

REPUBLICA DE COLOMBIA

MINISTERIO DE MINAS Y ENERGIA
Carlos Martínez Simahan, Ministro

INSTITUTO NACIONAL DE INVESTIGACIONES GEOLOGICO - MINERAS
Alfonso López Reina, Director General

**GEOLOGIA DE LA CORDILLERA CENTRAL Y EL OCCIDENTE
COLOMBIANO Y PETROQUIMICA DE LOS INTRUSIVOS
GRANITOIDES MESOCENOZOICOS**

EMPRESA COLOMBIANA DE MINAS
BIBLIOTECA

Por:

ALBERTO JAIRO ALVAREZ A.
Geólogo

Volumen 26 - No. 2, pp. 1 - 175, 1983
Bogotá - Colombia
ISSN - 0120 - 1425

**Bol. Geol.
Ingeominas**

Derechos Reservados por:

INGEOMINAS: Instituto Nacional de Investigaciones Geológico - Mineras
Diagonal 53 No. 34 - 53, Apartado Aéreo No. 4865
Bogotá, 2, D. E., Colombia S. A.

El Boletín Geológico se publica en tres (3) número cada año.

Formato de publicación 17 x 24 cm

Tesis para optar al Grado de Doctor en Ciencias con mención en GEOLOGIA.

Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas,
Departamento de Geología

Precio de cada ejemplar:	En Ingeominas	\$ 300.00	(US \$ 5.00)
	Vía Aérea	\$ 420.00	(US \$ 6.50)

CONTENIDO

Página

RESUMEN	13
1. INTRODUCCION	14
1.1 LOCALIZACION	15
1.2 METODOS DE TRABAJO	17
1.2.1 METODO DE CAMPO	17
1.2.2 METODOS DE LABORATORIO	17
1.2.2.1 ANALISIS PETROGRAFICOS	17
1.2.2.2 QUIMICOS CUANTITATIVOS	17
1.2.2.3 QUIMICOS SEMICUANTITATIVOS	19
1.2.2.4 PROGRAMA DE COMPUTACION	20
1.3 AGRADECIMIENTOS	20
1.4 FISIOGRAFIA	21
2. GEOLOGIA	23
2.1. CORDILLERA CENTRAL	23
2.1.1. GENERALIDADES	23
2.1.2. ESTRATIGRAFIA	23
2.1.2.1. BASAMENTO PRECAMBRICO	23
2.1.2.1.A. Sector Septentrional	23
2.1.2.1.B. Sector Central	25
2.1.2.1.C. Antecedentes Geocronométricos	25
2.1.2.2. PALEOZOICO	28
2.1.2.2.A Antecedentes Geocronométricos	29
2.1.2.3 JURASICO-TRIASICO	30
2.1.2.3.A Sector Septentrional	32
2.1.2.3.B Sector Central y Meridional	32
2.1.2.4 CRETACICO	32
2.1.2.5 VOLCANISMO ANDESITICO CUATERNARIO	33
2.1.2.6. ESTRUCTURAS	34
2.2. CORDILLERA OCCIDENTAL	35
2.2.1. GENERALIDADES	35
2.2.2. ESTRATIGRAFIA	36
2.2.2.1 CRETACICO	36
2.2.2.1.A Secuencias Volcánicas	37
2.2.2.1.A.1 <i>Sector Septentrional</i>	37
2.2.2.1.A.2 <i>Sector Central y Meridional</i>	38
2.2.2.1.A.3 <i>Antecedentes Geocronométricos</i> ..	39
2.2.2.1.B Secuencias sedimentarias y sedimentario- volcánicas marinas	39
2.2.2.1.B.1 <i>Sector Septentrional</i>	39
2.2.2.1.B.2 <i>Sector Central y Meridional</i>	41
2.2.2.1.C Algunas consideraciones cronoestratigrá- ficas	42
2.2.2.1.D Rocas Metamórficas	42
2.2.2.1.D.1 <i>Antecedentes geocronométricos</i> ..	42
2.2.3 ROCAS INTRUSIVAS MAFICAS Y ULTRAMAFICAS	42
2.2.3.1 OCURRENCIA	42
2.2.3.2 GENESIS	43
2.2.3.3. ANTECEDENTES GEOCRONOMETRICOS	44

2.2.4	ESTRUCTURAS	44
2.3.	SERRANIA DE BAUDO	45
2.4.	DEPRESION DEL CAUCA - PATIA	47
2.4.1.	GENERALIDADES	47
2.4.2.	ESTRATIGRAFIA DEL TERCIARIO	47
2.4.2.1.	SECUENCIAS SEDIMENTARIAS	47
2.4.2.1.A	Sedimentitas Continentales	47
2.4.2.1.B	Sedimentitas de Ambiente Marino Salobre a Parálíco o Transicional	50
2.4.2.1.B.1	Cuenca del Valle	50
2.4.2.1.B.2	Cuenca del Patía	51
2.4.2.2	SECUENCIAS VOLCANICAS	53
2.4.2.2.A	Sector Septentrional	53
2.4.2.2.B	Sector Meridional	54
2.4.3.	ESTRUCTURAS	54
2.5.	DEPRESION DEL ATRATO - SAN JUAN - TUMACO	55
2.5.1.	GENERALIDADES	55
2.5.2.	SEDIMENTACION TERCIARIA MARINA	56
2.5.2.2	SECTOR MERIDIONAL	57
2.5.3.	COMENTARIOS GENERALES SOBRE LOS HIATOS EN LA MARGEN OCCIDENTAL SURAMERICANA	58
2.5.4	ESTRUCTURAS	58
2.6	ESQUEMAS TECTONICOS Y PALEO GEOGRAFICOS DE LOS SECTORES CORRESPONDIENTES A LA CORDILLERA CENTRAL Y EL OCCIDENTE DE COLOMBIA	59
2.6.1	BASAMENTO PRECAMBRICO	61
2.6.2	PALEOZOICO ?	61
2.6.3	TRIASICO TARDIO - JURASICO	61
2.6.4	CRETACICO TEMPRANO	62
2.6.5	CRETACICO TARDIO	64
2.6.6	MAASTRICHTIANO - EOCENO TEMPRANO	64
2.6.7	EOCENO MEDIO - MIOCENO TEMPRANO	65
2.6.7.1	SERRANIA DE BAUDO	65
2.6.7.2	DEPRESION DEL ATRATO - SAN JUAN - TUMACO	65
2.6.7.3	DEPRESION DEL CAUCA - PATIA	67
2.6.8	MIOCENO TARDIO - CUATERNARIO	68
2.6.8.1	DEPRESION DEL ATRATO - SAN JUAN - TUMACO SERRANIA DE BAUDO	68
2.6.8.2	DEPRESION DEL CAUCA - PATIA Y CORDILLERA CENTRAL	68
3.	PLUTONISMO MESOZOICO Y TERCIARIO	68
3.1	GENERALIDADES	68
3.2	CORDILLERA CENTRAL	69
3.2.1.	PLUTONISMO TRIASICO - JURASICO	69
3.2.1.1	PLUTONES TRIASICOS	73
3.2.1.2	PLUTONES JURASICOS	73
3.2.1.2.A	Batolito de Segovia	73
3.2.1.2.B	Batolito de Sonsón	74
3.2.1.2.C	Batolito de Ibagué	74
3.2.1.2.C.1	Cronología de la intrusión	75
3.2.2.	PLUTONES AL SUR DEL BATOLITO DE IBAGUE	75
3.2.3.	PLUTONISMO CRETACEO	76
3.2.3.1.	PLUTONES DEL CRETACEO TEMPRANO	76
3.2.3.1.A	Plutón de Sabanalarga	76
3.2.3.1.B	Diorita de Pueblito y otros cuerpos granitoides menores	77

3.2.3.2.	PLUTONES DEL CRETACEO TARDIO	77
3.2.3.2.A	Composición Modal	77
3.2.3.2.B	Cronología de la intrusión	80
3.2.4	PLUTONISMO EOCENO Y PLIOCENO	80
3.3	CORDILLERA OCCIDENTAL	80
3.3.1	PLUTONES DEL PALEOCENO - MIOCENO	80
3.3.1.1	BATOLITO DE MANDE	81
3.3.1.2	PLUTONES MONZONITICOS PIROXENICOS	81
3.3.1.3	BATOLITO DE PIEDRANCHA Y OTROS CUERPOS GRANITOIDES MENORES	83
3.4	DEPRESION DEL CAUCA - PATIA	83
3.4.1	INTRUSIVOS SUBVOLCANICOS DEL MIOCENO	83
3.5.	DISTRIBUCION PRELIMINAR Y MIGRACION DE LA ACTIVIDAD INTRUSIVA GRANITOIDE MESOZOICA Y TERCIARIA	86
4.	PETROQUIMICA	86
4.1	GENERALIDADES	86
4.2	DESIGNACION DE LOS ELEMENTOS	89
4.3	FORMACION DE MINERALES Y CRITERIOS QUE GOBIERNAN LA DISTRIBUCION DE LOS ELEMENTOS TRAZAS	89
4.3.1	SERIE DE METALES DE TRANSICION	90
4.4	SERIES CALCO-ALCALINAS MESO-CENOZOICAS EN EL AREA DE ESTUDIO	91
4.4.1	OCURRENCIA DE GRANITOIDES TIPO I	94
4.5	COMPORTAMIENTO DE LOS ELEMENTOS EN LAS ROCAS INTRUSIVAS GRANITOIDES MESOCENOZOICAS	94
4.5.1	VARIACION PETROLOGICA TRANSVERSAL EN LOS BATOLITO MESOZOICOS	97
4.5.1.1	BATOLITO DE IBAGUE	98
4.5.1.1.A	Variación este-oeste de los elementos trazas	99
4.5.1.2.	BATOLITO ANTIOQUEÑO	99
4.5.1.2.A	Variación de los elementos mayores	99
4.5.1.2.A.1	<i>Variación este-oeste</i>	99
4.5.1.2.A.2	<i>Variación norte-sur</i>	104
4.5.1.2.B	Variación de los elementos trazas	104
4.5.1.2.B.1	<i>Variación este - oeste</i>	104
4.5.1.2.B.2	<i>Variación norte-sur</i>	104
4.5.2	INTERPRETACION DE LA VARIACION PETROLOGICA TRANSVERSAL	104
4.5.3	TENDENCIA DE LA NORMA EN LOS BATOLITOS DE IBAGUE Y ANTIOQUIA Y COMPARACION CON LAS TENDENCIAS DE OTROS CUERPOS GRANITICOS	108
4.5.4	COMPOSICION EN ELEMENTOS MAYORES Y TRAZAS	109
4.5.4.1.	INTRUSIVOS GRANITOIDES MESOZOICOS DE LA CORDILLERA CENTRAL	109
4.5.4.1.A	Elementos mayores	109
4.5.4.1.A.1.	<i>Comparación de la composición química promedio de los batolitos mesozoicos con el Batolito de Sierra Nevada y promedios mundiales</i>	112
4.5.4.1.B	Elementos trazas	112
4.5.4.1.B.1	<i>Comparación de la composición promedio en elementos trazas de los batolitos mesozoicos con el Batolito de Sierra Nevada y promedios mundiales</i>	114

	4.5.4.1.C Razones de elementos	118
4.5.4.2	INTRUSIVOS GRANITOIDES CENOZOICOS DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL	119
	4.5.4.2.A Elementos mayores	119
	4.5.4.2.B Elementos trazas	126
4.5.4.3	INTRUSIVOS SUBVOLCANICOS DE LA DEPRESION DEL CAUCA - PATIA	127
	4.5.4.3.A Elementos mayores	127
	4.5.4.3.A.1 Comparación de la composición química de los intrusivos subvolcánicos con rocas volcánicas de la margen continental Circum - Pacífica	129
	4.5.4.3.A.2 Diagrama álcalis-SiO₂	129
	4.5.4.3.A.3 Diagrama FeO*/MgO - SiO₂	130
	4.5.4.3.A.4 Diagrama TiO₂ - FeO*/MgO	131
	4.5.4.3.A.5 Diagrama Na₂O/K₂O - Na₂O+K₂O	131
	4.5.4.3.B Elementos trazas	132
	4.5.4.3.B.1. Comparación de la composición promedia en elementos trazas de los intrusivos subvolcánicos con las andesitas Circum - Pacíficas	133
	4.5.4.3.C Razones de elementos	133
4.6	Rb, Sr Y Ba COMO ELEMENTOS DE IMPORTANCIA PETROLOGICA	133
	4.6.1 RUBIDIO	133
	4.6.2 ESTRONCIO	137
	4.6.3 BARIO	138
	4.6.4. COEFICIENTES DE PARTICION DE Rb, Sr Y Ba EN MINERALES DE ROCAS VOLCANICAS	139
	4.6.5 VARIACION EN ALCALIS, Rb Y Sr EN ARCOS DE ISLAS Y MARGENES CONTINENTALES	141
	4.6.6 VARIACION EN ALCALIS Rb, Sr Y Ba EN LOS PLUTONES GRANITOIDES E INTRUSIVOS SUBVOLCANICOS MESO-CENOZOICOS	142
4.7	DIFERENCIACION MAGMATICA Y LA VARIACION EN ELEMENTOS TRAZAS INCOMPATIBLES Y FERROMAGNESIANOS	152
4.8	CORRELACION DE LAS VARIACIONES QUIMICAS Y EL AMBIENTE GEOLOGICO DE LOS INTRUSIVOS MESO-CENOZOICOS	154
4.9	CONCLUSIONES PETROQUIMICAS	155
5.	PETROGENESIS	157
5.1.	ELEMENTOS MAYORES	157
	5.1.1. FUSION EN LA CORTEZA CONTINENTAL INFERIOR	157
	5.1.2. FUSION EN LA CORTEZA OCEANICA SUBDUCTADA	158
	5.1.3. FUSION EN EL MANTO INTERCORTICAL	159
5.2	ELEMENTOS TRAZA	159
	5.2.1. ANATEXIA DE LA LITOSFERA OCEANICA EN ZONAS DE SUBDUCCION	160
	5.2.1.1 FUSION FRACCIONAL DE ANFIBOLITA	160
	5.2.1.2 FUSION FRACCIONAL DE ECLOGITA	162
	5.2.1.3 FUSION FRACCIONAL DE GRANULITA GRANATIFERA	163
	5.2.2. ANATEXIA DEL MANTO INTERCORTICAL	164
	5.2.3. CONCLUSIONES PETROGENETICAS	165
6.	REFERENCIAS	166

FIGURAS

1. Principales provincias geomorfológicas de Colombia y ubicación del área de estudio	15
2. Situación de las principales localidades citadas en el texto	16
3. Análisis por espectrometría de fluorescencia de rayos X. Curvas de trabajo usadas	20
4. Mapa Geológico de la Cordillera Central y el Occidente Colombiano	24
5. Afloramientos Precambrianos y Paleozoicos en la Cordillera Central	25
6. Estructuras mayores de Colombia y áreas vecinas	26
7. Afloramientos de rocas estratigráficas e intrusivos máficos y ultramáficos en la Cordillera Central y Occidental de edad mesozoica	31
8. Columna estratigráfica generalizada del sector norte de la Cordillera Occidental. Se incluye la Formación Quebradagrande del flanco occidental de la Cordillera Central	36
9. Columna estratigráfica generalizada del sector central de la Cordillera Occidental	37
10. Afloramientos de rocas estratificadas terciarias en las Depresiones del Cauca-Patía y Atrato - San Juan - Tumaco	46
11. Columna estratigráfica de la Depresión del Cauca - Patía en el sector septentrional (Antioquia - Caldas)	48
12. Columna estratigráfica de la Depresión del Cauca - Patía en el sector septentrional de la Cuenca Sur (Valle - Cauca)	49
13. Columna estratigráfica de la Depresión del Cauca - Patía en el sector meridional de la cuenca Sur (Valle - Cauca)	52
14. Secciones de la región andina al oeste del río Magdalena	60
15. Esquemas paleogeográficos durante el Mesozoico	63
16. Esquemas paleogeográficos durante el Terciario	66
17. Afloramientos de intrusivos granitoides mesozoicos y terciarios en la Cordillera Central	70
18. Clasificación de las rocas plutónicas del Batolito Antioqueño según el triángulo QAP de Streckeisen (1974). Se incluyen algunas muestras de la parte sur del plutón de Sabanalarga	78
19. Afloramientos de intrusivos terciarios en la Cordillera Occidental y Depresión del Cauca - Patía	82

20. Clasificación de algunas rocas plutónicas del sector septentrional de la Cordillera Occidental según triángulo QAP de Streckeisen (1974)	84
21. Clasificación de las rocas intrusivas de la Depresión del Cauca - Patía según nomenclatura propuesta por Taylor (1969)	85
22. Distribución y migración de la actividad intrusiva granítica meso-cenozoica en el occidente colombiano y Cordillera Central	87
23. Distribución y migración de los intrusivos terciarios en el occidente colombiano	88
24. Diagramas de variación química AFM y CNK de las rocas plutónicas Jurásicas y Cretáceas de los Batolitos de Ibagué y Antioquia	92
25. Diagramas de variación química AFM y CNK de las rocas plutónicas y subvolcánicas terciarias de la Cordillera Occidental y Depresión del Cauca-Patía respectivamente	93
26. Localización de muestras con análisis químico y espectrográfico semicuantitativo en el Batolito de Ibagué y plutones granitoides al sur de éste. Línea de proyección de análisis	97
27. Localización de muestras con análisis petrográfico, modal, químico, espectrográfico y determinación de edad en el Batolito Antioqueño	98
28. Histogramas de contenidos de elementos trazas de las rocas plutónicas y subvolcánicas de los cinturones magmáticos Jurásicos, Cretáceos y Terciarios	100
29. Variación de los elementos trazas en el Batolito de Ibagué en una línea E-W.	102
30. Variación de los elementos mayores en el Batolito Antioqueño en una línea E-W	103
31. Variación de los elementos mayores en el Batolito Antioqueño en una línea N-S	105
32. Variación de los elementos trazas en el Batolito Antioqueño en una línea E-W	106
33. Tendencia de las líneas medias de los campos de las normas de las rocas graníticas del Batolito Antioqueño y Batolito de Ibagué	108
34. Diagramas de variación química para los elementos mayores y menores en los Batolitos de Ibagué y Antioquia	110
35. Diagramas de variación álcalis vs SiO ₂ para las rocas de los Batolitos de Ibagué (BI), Antioquia (BA) y plutones granitoides al sur del BI	111
36. Diagrama de variación de los elementos trazas en el Batolito de Ibagué	115
37. Diagrama de variación de los elementos trazas en el Batolito Antioqueño	116
38. Promedios y comparación del contenido de elementos trazas de las andesitas calco-alcalinas Circum-Pacíficas, Batolito de Ibagué y granodioritas promedias de la corteza terrestre	117

39. Promedios y comparación del contenido de elementos trazas de las andesitas calco-alcalinas. Circum-Pacíficas, Batolito Antioqueño, Batolito de Ibagué y y Batolito de Sierra Nevada	118
40. Diagramas de variación de las razones de elementos en el Batolito de Ibagué.	119
41. Diagramas de variación de las razones de elementos en el Batolito de Antioquia	119
42. Diagramas de variación química TiO_2 vs FeO^*/MgO , Ca vs Sr y Ba vs Sr en el Batolito de Ibagué, plutones al sur de éste y Batolito Antioqueño	120
43. Mapa geológico de la Cordillera Central y el Occidente Colombiano con la ubicación de las áreas con muestras de intrusivos granitoides en la Cordillera Occidental y Depresión del Cauca - Patía	122
44. Localización de las muestras tomadas en los intrusivos de la Cordillera Occidental y Depresión del Cauca - Patía	123
45. Diagramas de variación química para los intrusivos subvolcánicos de la Depresión del Cauca - Patía y los plutones de la Cordillera Occidental	124
46. Diagramas de variación álcalis - SiO_2 de las rocas de los plutones granitoides de la Cordillera Occidental e intrusivos subvolcánicos de la Depresión del Cauca - Patía	126
47. Diagramas de variación para razones de elementos en los plutones terciarios de la Cordillera Occidental	127
48. Diagrama álcalis vs SiO_2 . Distribución de las rocas subvolcánicas de la Depresión del Cauca - Patía	130
49. Diagrama SiO_2 vs FeO^*/MgO . Distribución de las rocas subvolcánicas de la Depresión del Cauca - Patía	131
50. Diagrama FeO^*/MgO vs TiO_2 en los intrusivos subvolcánicos de la Depresión del Cauca - Patía	131
51. Diagrama Na_2O/K_2O vs $Na_2O + K_2O$ en los intrusivos subvolcánicos de la Depresión del Cauca - Patía	132
52. Diagramas de variación de los elementos trazas en intrusivos subvolcánicos de la Depresión del Cauca - Patía	134
53. Diagramas de variación para razones de elementos en los intrusivos subvolcánicos terciarios de la Depresión del Cauca - Patía	135
54. Diagrama triangular de variación química de Ca, Sr y Ba para los intrusivos granitoides del Occidente Colombiano y Cordillera Central	147

55. Rb vs K para las rocas granitoides de los intrusivos meso-cenozoicos de la Cordillera Central y el occidente colombiano y comparación con las rocas plutónicas mesozoicas del Batolito de Sierra Nevada y los basaltos oceánicos.	148
56. Concentración de Sr con relación al K en las rocas granitoides meso-cenozoicas en comparación con las rocas plutónicas mesozoicas del Batolito de Sierra Nevada y los basaltos oceánicos	149
57. Rb/Sr vs Rb de rocas granitoides meso-cenozoicas de la Cordillera Central y el occidente colombiano y comparación con las rocas plutónicas mesozoicas del Batolito de Sierra Nevada y los basaltos oceánicos	150
58. Contenido de Sr vs K en las rocas del Batolito de Antioquia, Batolito de Ibagué y plutones al sur de éste comparados con valores promedios para cuarzodioritas de margen continental, series volcánicas calco-alcalinas de Talasea y basaltos oceánicos	151
59. Contenido de Sr vs K en las rocas de los intrusivos subvolcánicos y plutones granitoides de la Cordillera Occidental comparados con valores promedios para cuarzodioritas de margen continental series volcánicas calco-alcalinas de Talasea y basaltos oceánicos	152
60. Comparación entre el patrón promedio de K, Rb, Sr y Ba de las rocas intrusivas meso-cenozoicas de este trabajo y los patrones de líquidos generados por 1%, 10% y 30% de fusión fraccionada de basaltos oceánicos alterados de la placa de Nazca en la facies de anfíbolita (40% anf., 30% cpx, 30% plag.) Se considera que la razón de fusión anf:cpx:plag. es 1:2:7	162
61. Comparación entre el patrón promedio de K, Rb, Sr y Ba de las rocas intrusivas meso-cenozoicas de este trabajo y los patrones de líquidos generados por 1%, 10% y 30% de fusión fraccionada de basaltos oceánicos alterados de la placa de Nazca con la mineralogía eclogítica (50% cpx, 50% gt). Se considera que la razón de fusión cpx:gt es 1:4	163
62. Comparación entre el patrón promedio de K, Rb, Sr y Ba de las rocas intrusivas mezo-cenozoicas de este trabajo y los patrones de líquidos generados por 1%, 10% y 30% de fusión fraccionada de basaltos oceánicos alterados de la placa de Nazca con la mineralogía de una granulita granatífera (30% cpx; 35% gt; 25% plag; 10%qtz). Se considera que la razón de fusión cpx:gt:plag:qtz es 1/2:7/2:3:3	164
63. Comparación entre el patrón promedio de K, Rb, Sr y Ba de las rocas intrusivas meso-cenozoicas de este trabajo y los patrones de líquidos generados por 1%, 2% y 3% de fusión fraccionada de peridotita granatífera (15% cpx; 25% opx, 50% y 10% gt). Se considera que la razón de fusión cpx:opx:ol:gt es 2:1:1:0	165

TABLAS

1. Patrones empleados en las determinaciones químicas por espectrometría de absorción atómica	18
2. Patrones usados en las determinaciones de Sr y Rb por espectrometría de fluorescencia de rayos X	19

3. Contenido de elementos trazas en los patrones JB-1 y JG-1 utilizados en el análisis por espectrografía semicuantitativa y límites inferiores de detección de dicho método en el laboratorio de Ingeominas de Medellín	21
4. Datos geológicos generales del escudo de Guayana Venezolana	27
5. Dataciones K-Ar en el Complejo de Puquí	27
6. Dataciones geocronológicas del plutonismo granitoide meso-cenozoico	71
7. Rango de porcentajes mineralógicos del Batolito de Segovia	73
8. Promedio de 36 análisis petrográficos modales del Batolito de Sonsón	74
9. Promedio de 131 muestras de análisis petrográficos modales del Batolito Antioqueño	77
10. Análisis químicos y normas CIPW del Batolito de Ibagué.	95
11. Análisis químicos y normas CIPW de los plutones al sur del Batolito de Ibagué	95
12. Análisis químicos y normas CIPW del Batolito Antioqueño	96
13. Equivalencias de la numeración de las muestras del Batolito Antioqueño con la utilizada en la figura 26, de ubicación de las mismas	97
14. Rango en la composición de elementos trazas en los granitoides meso-cenozoicos de la Cordillera Central y el occidente Colombiano (análisis espectrográfico)	99
15. Composiciones promedias de rocas graníticas meso-cenozoicas, granodioritas promedias de la corteza terrestre, rocas plutónicas mesozoicas de Sierra Nevada y andesitas Circum-Pacíficas	113
16. Análisis químicos de los plutones granitoides de la Cordillera Occidental	121
17. Contenidos promedios de elementos trazas en los plutones de los sectores septentrional (Urrao - Frontino) y meridional (Anchicayá - Piedrancha) de la Cordillera Occidental	127
18. Análisis químicos y normas CIPW de los intrusivos subvolcánicos de la Depresión del Cauca - Patía	128
19. Composición química promedia de los intrusivos subvolcánicos de los sectores septentrional (Antioquia - Caldas) y meridional (Cauca - Nariño) en comparación con las andesitas Circum-Pacíficas, rocas volcánicas de Cascades (EE.UU.) y de los Andes Centrales	129
20. Parámetros geoquímicos de Rb y otros elementos univalentes de tamaño similar	133
21. Contenido de Rb y K/Rb en varios tipos de rocas granitoides en U.R.S.S. y en granitoides del Precámbrico a Reciente	136

	Página
22. Concentraciones de Rb y Sr en granitoides de edades diferentes	136
23. Concentración en Rb y Sr en rocas granitoides de Australia, Canadá y Chile.	137
24. Parámetros geoquímicos del Sr y elementos de tamaño similar	138
25. Parámetros geoquímicos del Ba y elementos de tamaño similar	138
26. Contenidos de K, Rb, Sr, Ba, K/Rb, K/Sr, Ca/Sr en los intrusivos meso-cenozoicos de la Cordillera Central y el occidente colombiano	144
27. Rangos de variación y promedios en K, Rb, Sr, Ba, K/Rb, K/Sr, Ca/Sr en los intrusivos meso-cenozoicos de la Cordillera Central y el occidente colombiano	146
28. Contenidos de Rb y K/Rb en las rocas subvolcánicas de la Depresión del Cauca - Patía y de las andesitas promedias Circum-Pacíficas	151
29. Coeficientes de partición cristal/líquido utilizados en este trabajo	153
30. Contenido de Sr y Rb/Sr de intrusivos granitoides de edades diferentes y andesitas cuaternarias en la Cordillera Central	154
31. Promedio de K, Rb, Sr y Ba en basaltos oceánicos de la placa de Nazca y peridotita del manto superior	160
32. Cálculos teóricos del fraccionamiento en K, Rb, Sr, Ba por fusión parcial de rocas parentales en mineralogía de anfibolita, eclogita, granulita granatífera, cuarzo-eclogita y peridotita	161

* * *

RESUMEN

En este trabajo se considera la geología de las siguientes unidades morfoestructurales de Colombia: la Cordillera Central, la Cordillera Occidental, la Serranía de Baudó y las Depresiones interandinas del Cauca - Patía y Atrato - San Juan - Tumaco. La Zona Tectónica de Romeral, ubicada en el flanco oeste de la Cordillera Central, separa una corteza tipo continental al este, de una corteza tipo oceánico al oeste.

La **Cordillera Central** que representa un espesor cortical aproximado de 35 km, está compuesta por un núcleo de neises y anfíbolitas precámbricas que forman parte del Escudo de Guayana, y una faja geosinclinal pericratónica adosada al mismo, compuesta por metasedimentitas del Paleozoico (?) con facies de esquistos verdes y anfíbolita. Secuencias sedimentarias, sedimentario-volcánicas de ambientes marinos neríticos y asociaciones de rocas ofiolíticas del Cretácico, se presentan dispersas principalmente en el sector norte de la Cordillera Central. En este mismo sector aflora un pequeño remanente de sedimentitas marinas neríticas Jurásicas. Asimismo, depósitos marinos de aguas someras intercalados con material volcánico y capas rojas continentales de edad Jura-Triásica, se presentan en el pie oriental de la misma.

En la **Cordillera Occidental**, toleitas cretácicas con afinidades a las generadas en arcos volcánicos inmaduros se extienden al oeste de la zona de fallas de Romeral, paleozona de sutura a lo largo de la cual se emplazaron durante el Cretáceo ofiolitas no secuenciales y rocas con metamorfismo glaucofaníptico. Las rocas de la Cordillera Occidental fueron probablemente deformadas durante el Cretáceo temprano y metamorfozadas y nuevamente deformadas en el Cretáceo tardío, época en la cual la Cordillera emergió definitivamente y fue acrecionada al bloque siálico.

La **Serranía de Baudó** está constituida por rocas toleíticas del Cretáceo tardío y Eoceno. Su emersión se inició posiblemente

en el Mioceno medio conjuntamente con el comienzo de la interrupción interoceánica, la cual se cortó definitivamente en el Plioceno.

En el sector septentrional de la **Depresión del Cauca - Patía**, afloran sedimentitas continentales de edad Oligoceno temprano Mioceno temprano. En el sector meridional, sobre un "Flysch" de edad probable Maastrichtiano-Eoceno, reposan secuencias sedimentarias marinas transicionales de edad Eoceno medio - Mioceno medio. Su deformación se realizó en el Mioceno medio.

Las sedimentitas marinas abisales a neríticas, de la **Depresión del Atrato - San Juan - Tumaco** de edad Eoceno a Plioceno fueron afectadas por fases tectónicas en el Eoceno - Oligoceno y Mioceno medio.

Los intrusivos granitoides calco-alcalinos del tipo I, de la Cordillera Central y occidente de Colombia son principalmente meso-cenozoicos.

Los **intrusivos mesozoicos y eocenos** son tonalitas-granodioritas, que se ubican en la Cordillera Central e intruyen secuencias intensamente deformadas y metamorfozadas regionalmente. En los plutones al sur del Batolito de Ibagué predominan sienitas, cuarzo-monzonitas y granitos y son probablemente pre-jurásicos. En general, los intrusivos mesozoicos son de mayor tamaño y forman aureolas más amplias y mejor desarrolladas que los cenozoicos ubicados al occidente de dicha cordillera. La ocurrencia de volcanismo Jura-triásico al este de la Cordillera Central, insinúa una posible relación genética con el plutonismo Jurásico. Dicha actividad magmática se habría realizado a lo largo de un arco intracontinental ubicado en el flanco este de la Cordillera Central. Los cuerpos cretáceos carecen de vestigios claros de actividad volcánica asociada.

Los **intrusivos cenozoicos** se localizan principalmente al occidente de la zona de fracturas de Romeral, en la Cordillera Occidental y Depresión del Cauca - Patía. Los ubicados en la Cordillera Occidental son

monzonitas, monzodioritas y tonalitas de edad Paleoceno a Mioceno e intruyen volcánicas y sedimentitas cretáceas. Los intrusivos subvolcánicos, de composición principalmente andesítica, son miocenos o más nuevos, intruyen sedimentitas terciarias y serían responsables de la eyección de los depósitos volcanoclásticos que se observan en dicha depresión.

Durante el Meso-Cenozoico la actividad intrusiva aparentemente migró de la Cordillera Central hacia el Pacífico y en el Cenozoico del Pacífico hacia la Cordillera Central.

Se estudiaron petroquímicamente el Batolito de Ibagué (BI, Jurásico), los plutones granitoides al sur de éste (PS, pre-Jurásico), el Batolito Antioqueño (BA, Cretácico) y varios plutones e intrusivos subvolcánicos cenozoicos de la Cordillera Occidental y Depresión del Cauca - Patía, respectivamente.

En los diagramas de variación la secuencia de agotamiento en elementos ferromagnesianos es consistente con un fraccionamiento de piroxenos, olivina y granate y la variación en K, Rb, Sr, Ba estaría controlada principalmente por fraccionamiento de hornblenda y plagioclasa. En los granitoides mesozoicos de la Cordillera Central la remoción de los dos últimos minerales parece haber sido importante; en cambio en los intrusivos cenozoicos la plagioclasa fue quizás una fase inestable.

Según los diagramas de variación los PS no tienen relación genética con el BI y este cuerpo está menos fraccionado que el BA. El BI y Ba poseen composiciones promedias más altas en elementos ferromagnesianos que rocas similares del Batolito de Sierra Nevada (EE. UU.) y promedios mundiales. La variación petrológica transversal en el BA indica una zonación asimétrica siendo más básico hacia el oriente y no presenta las variaciones químicas observadas en rocas volcánicas de arcos de islas y márgenes continentales. Los intrusivos subvolcánicos de la Depresión del Cauca-Patía tienen porcentajes menores en ferromagnesianos que las volcánicas de similar contenido en SiO_2 pertenecientes a Cascades y Andes Centrales.

Los intrusivos cenozoicos de la Cordillera occidental y Depresión del Cauca-Patía presentan valores más bajos en K/Sr, Rb/Sr, Ba/Sr y más altos en K/Rb con respecto a los mesozoicos (BI, BA) de la Cordillera Central. Asimismo, los primeros poseen razones Rb/Sr muy bajas y afinidades con la tendencia oceánica.

En el BI y BA los valores de las razones antedichas son más diferenciadas. En el primero los valores se acercan a la tendencia oceánica, o se ubican entre ésta y la del BA. En cambio, en este cuerpo, se definen campos de altas razones K/Sr, Rb/Sr, Ba/Sr y bajas de K/Rb.

Petrogenéticamente, es improbable que procesos de fusión parcial originen magmas primarios en la corteza continental inferior. Asimismo, los contenidos en K, Rb, Sr, y Ba en los plutones granitoides e intrusivos félsicos subvolcánicos meso - cenozoicos de la Cordillera Central y occidente colombiano son teóricamente incompatibles con un origen directo por fusión parcial de basaltos subductados de la placa Nazca, en facies anfibolítica, eclogítica o de granulita granatífera, y con líquidos teóricos producidos por fusión fraccionada de peridotita del manto intercortical. Para obtener como producto final los plutones granitoides estudiados, los magmas primarios tuvieron cambios importantes antes de su emplazamiento a altos niveles corticales.

1. INTRODUCCION

Colombia se ubica en la esquina noroccidental de Suramérica en una zona en donde ocurre la interacción de las placas Suramericana, de Nazca y del Caribe. Este hecho conforma un panorama tectónico bastante complicado que conlleva a que los estudios emprendidos sean especialmente atractivos.

Los intrusivos de la Cordillera Central y sector Occidental Colombiano, integran el cinturón Circum - Pacífico de granitoides meso - cenozoicos y su estudio puede contribuir a un mayor conocimiento del

margen continental de la cuenca del Pacífico. La petroquímica de dichos intrusivos, no ha sido investigada o se ha realizado somera y localmente a pesar de la importancia que tiene, en unión de otros parámetros geológicos y geofísicos, para explicar el origen de los mismos, su posible relación con el marco geológico - tectónico donde se emplazaron y para poder configurar algunos esquemas coherentes de su evolución y posible relación con la tectónica de placas.

génica de dichos terrenos. Considera también el quimismo de los intrusivos y el origen de los magmas de los cuales se derivaron a la luz de la tectónica de placas.

1.1. LOCALIZACION

El área base de este estudio es el sector de Colombia ubicado entre las latitudes 1° y 7° N y entre el Valle del río Magdalena al oriente y la Costa Pacífica al occidente (Fig. 1)

En este trabajo se describe e interpreta el marco geológico y tectónico de los terrenos donde se emplazaron los intrusivos granitoides, aprovechando todos los antecedentes existentes, y además se esquematiza la probable evolución paleogeográfica y or-

Dada la extensión considerable del área y para una más fácil ubicación de las localidades más importantes mencionadas a lo largo de este informe, se elaboró un mapa en donde se colocaron en sus respectivas posiciones geográficas (Fig. 2).

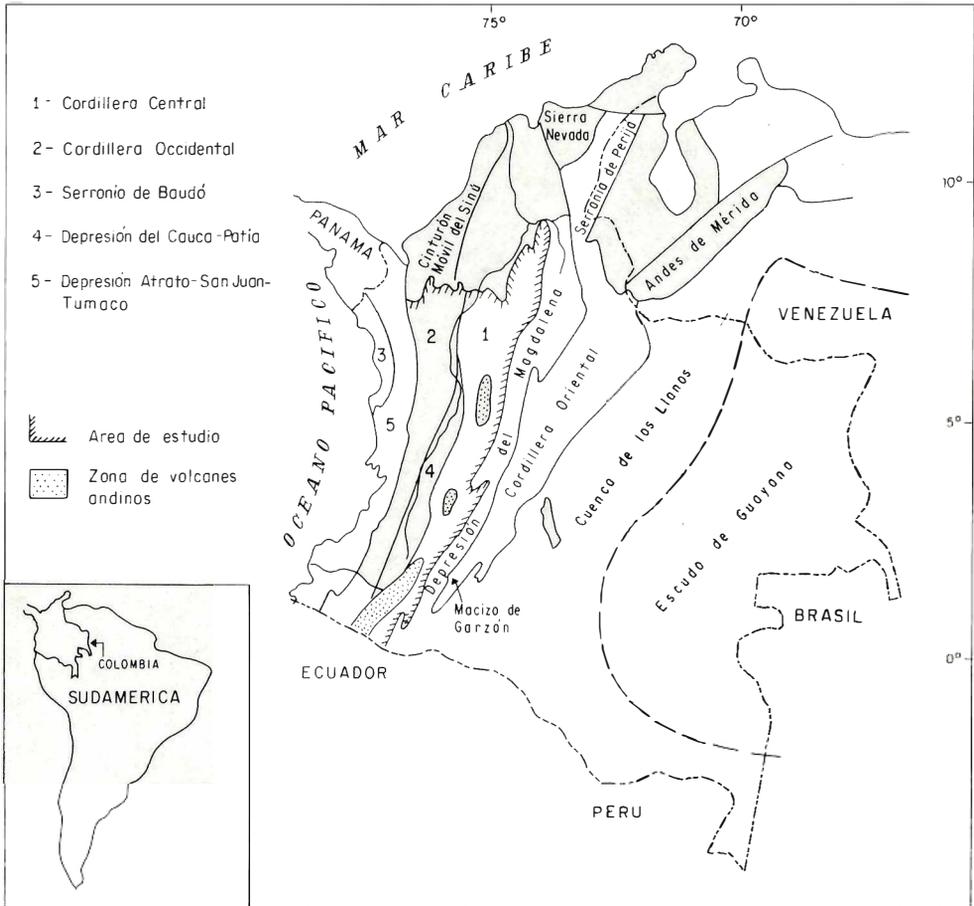


FIG. 1. Principales provincias geomorfológicas de Colombia. Modificado de Geophoto Services Inc. (1970) e Irving (1971).

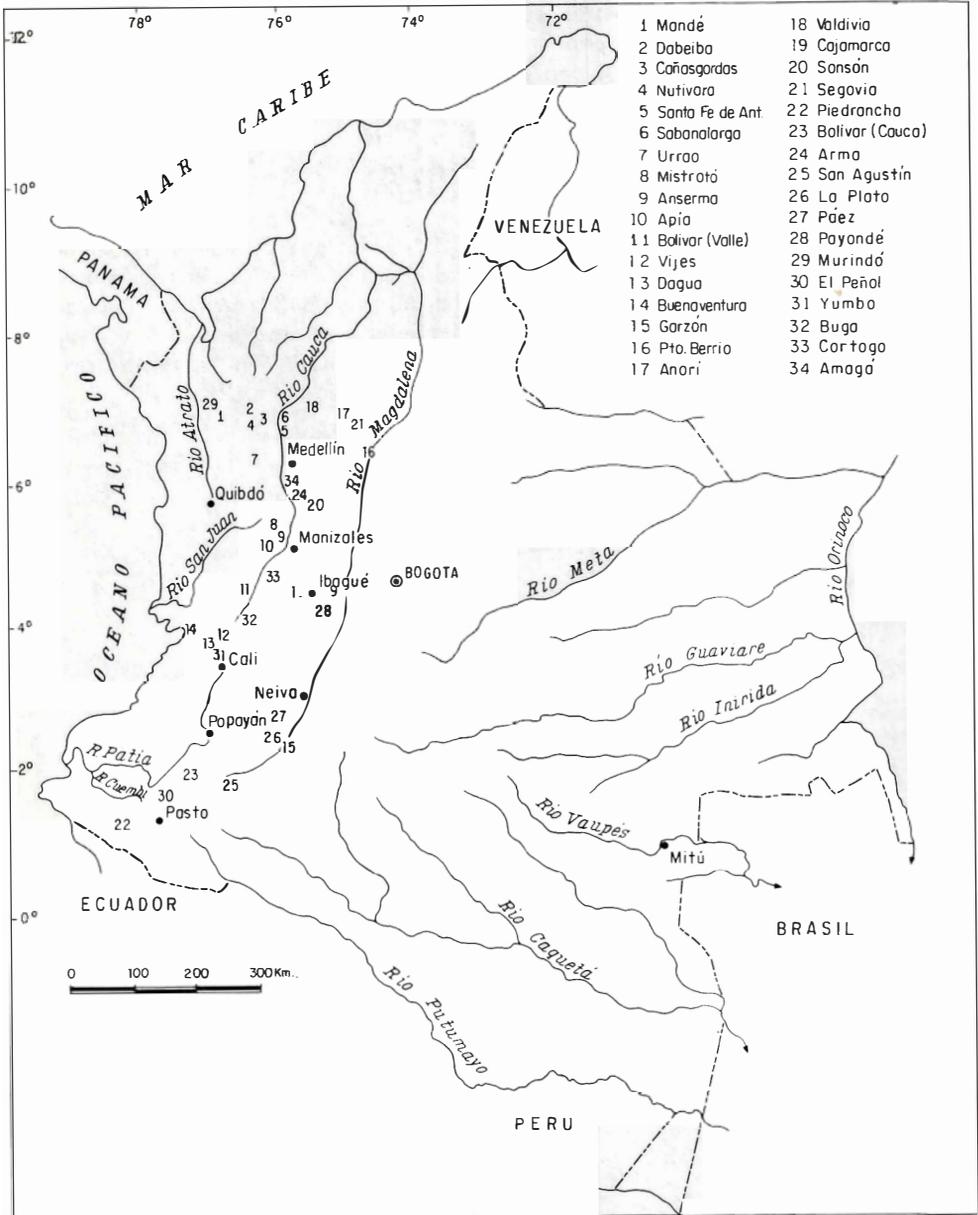


FIG. 2. Situación de las principales localidades citadas en el texto.

1.2. METODOS DE TRABAJO

1.2.1. METODO DE CAMPO

En los capítulos correspondientes a la geología y plutonismo se aprovechó toda la información existente, alguna de ella no publicada, como también los conocimientos del autor durante varios años de trabajo geológico en terreno. Desafortunadamente, muchos datos estratigráficos de importancia, pertenecientes a las compañías petroleras, no son del conocimiento público.

En el aspecto petroquímico, uno de los puntos básicos de toda investigación es la toma y selección de muestras. En las regiones tropicales, como Colombia, los fenómenos de intemperismo ocasionan una fuerte descomposición de las rocas aflorantes con la consiguiente formación de gruesas cubiertas de suelos que nutren espesas zonas con vegetación. Esta situación es especialmente cierta en la Cordillera Occidental de los Andes Colombianos. Esta zona se caracteriza por su difícil accesibilidad, habida cuenta de las pocas vías de comunicación, densa selva y las rígidas condiciones climáticas imperantes. A causa de éste y otros factores el conocimiento geológico es generalmente deficiente en el área de este trabajo, aunque en algunas partes de la Cordillera Central es aceptable.

Un total de 31 intrusivos plutónicos y subvolcánicos fueron muestreados. Los cauces de los ríos y quebradas y cortes de carreteras, se consideraron los lugares más apropiados para la obtención de muestras no intemperizadas. En su defecto, se recolectaron de grandes bloques procedentes o residuales del intrusivo en estudio. En terreno se seleccionaron aquellas muestras que bajo la lupa no presentaban indicación de alteración y meteorización, tratando de que fueran lo suficientemente representativas de cada uno de los intrusivos.

Una primera etapa de selección se efectuó en el terreno. Así, en las zonas en donde no existía cartografía geológica o ésta era deficiente, se trató de recorrer y observar los intrusivos granitoides para adquirir mues-

tras apropiadas de los mismos y sus facies. En cambio, cuando se disponía de un levantamiento geológico adecuado y existía suficiente cantidad de muestras, se escogieron aquellas representativas de las rocas aflorantes tratando de que tuvieran una distribución aceptable.

Una segunda etapa de selección se realizó a través de un examen petrográfico al microscopio, prefiriendo para analizar químicamente, aquellas muestras que tuvieran un contenido menor de 2 % en minerales de alteración.

Algunos cuerpos que presentaban como rasgo particular una alteración mayor, se trató de que el porcentaje de ésta, fuera el mínimo.

1.2.2. METODOS DE LABORATORIO

Se hicieron análisis petrográficos y las determinaciones analíticas de elementos mayores, menores y trazas se efectuaron sobre los mismos testigos pulverizados.

1.2.2.1. ANALISIS PETROGRAFICOS

En el aspecto de análisis petrográficos, se revisaron los cortes transparentes de todos los intrusivos de los cuales existía información previa (más de 150), con el fin de escoger aquellas muestras con menor grado de alteración. Además se hicieron 49 análisis petrográficos modales.

1.2.2.2. QUIMICOS CUANTITATIVOS

La determinación cuantitativa de los elementos mayores y menores en 90 muestras se llevó a cabo por vía húmeda en el laboratorio de Ingeominas en Bogotá. Sílice y aluminio se hicieron por gravimetría; hierro y fósforo por volumetría. Magnesio, calcio, sodio, potasio, manganeso, titanio, bario, estroncio y rubidio, se realizaron por absorción atómica utilizando un aparato Perkin Elmer, modelo 303 de lectura digital. De igual manera, a 90 muestras se les analizó Ba y Sr y a 40 muestras Rb. En la Tabla 1 se indican los valores de las muestras patrones del

Servicio Geológico de Estados Unidos (valor recomendado, FLANAGAN, F., J. 1973) y el valor determinado para ellas en el laboratorio de Ingeominas.

Los resultados obtenidos por absorción atómica para Rb y Sr, fueron comprobados por fluorescencia de rayos X mediante 40 análisis realizados en la Universidad de Concepción (Chile). Además, otras 42 muestras se analizaron en el laboratorio de la Cía. Minera El Salvador.

Los resultados de los análisis, aunque tienen cierta correlación, es decir, son comúnmente altos o bajos por los dos métodos, son generalmente más altos los obtenidos por fluorescencia de rayos X. La diferencia entre ambos métodos es en general, menor del 20% para concentraciones menores de 600 ppm, por encima de este valor la diferencia en porcentaje puede ser mayor, aunque existen excepciones.

Para Rb y Sr, el método por fluorescencia de rayos X es muy apropiado debido a que su número atómico es grande. El aparato usado en la Universidad de Concepción fue un espectrómetro Phillips 1962, equipado con tubo ánodo de W y goniómetro PW

1050/25. Las lecturas angulares se hicieron sobre las líneas:

Sr B₁(Background):24,50 Rb B₁(background):27,20
D₁ (lectura): 25,09 D₂ (lectura): 26,56

Se utilizaron los patrones del Servicio Geológico del Japón JG-1 y JB-1 (ANDO, et al, 1975) y por encima de los valores de estos patrones, se usaron como patrones complementarios el OP-8 (granodiorita) y OP-15 (riolita vítrea) cuyos valores fueron determinados por FRX en el laboratorio de Heidelberg (OYARZUN, J., 1977) y por absorción atómica en la Universidad de París (GUERRA, A., 1978; Tabla 2).

Las curvas de trabajo se establecieron graficando al conteo del detector y las concentraciones en Rb y Sr de los diversos patrones (OYARZUN, J., 1978; comunicación escrita; Fig. 3). En dicha figura se observa que con el método FRX, los patrones definen una línea recta que pasa por el origen. Sobre esta base, se prefirió usar los datos obtenidos por fluorescencia de rayos X en lugar de los obtenidos por AA.

Las determinaciones analíticas se realizaron directamente sobre el polvo de la roca, previa trituración a malla 200.

	% Na*		% K*		% Mg		% Ca		Sr (ppm)		Ba (ppm)		Rb (ppm)		
	D	VR	D	VR	D	VR	D	VR	D	VR	D	VR	D	VR	
AGV-1	3,11	3,16	2,40	2,40	0,93	0,92	3,50	3,50	660-657	1200-1208	75	67			
BCR-1	2,36	2,43	1,39	1,41	2,11	2,09	4,96	4,94	350-330	700- 675	45	46,6			
G	-2	2,94	3,02	3,65	3,74	0,47	0,46	1,37	1,39	400-479	2000-1870	160	168		
GSP -1	2,06	2,08	4,62	4,59	0,59	0,58	1,39	1,44	240-233	1400-1300	236	254			
W	-1	1,59	1,59	0,54	0,53	3,98	3,99	7,87	7,83	200-190	100- 160				

* Llama de acetileno - aire. En los demás se usó llama acetileno - óxido nitroso

D: Valor determinado; VR: valor recomendado (FLANAGAN, F., J. 1973). Sr y Rb por AA y F.R.X.

TABLA 1: Patrones empleados en las determinaciones químicas por espectrometría de absorción atómica

PATRONES	Sr	(ppm)	Rb	(ppm)	LABORATORIO
JG- 1		185	183		Universidad de Concepción
JB- 1		44	41		Universidad de Concepción
OP- 8		1000 - 790*	75 - 62*		Universidad de Concepción
OP-15		20	410		Universidad de Concepción
	D	VR	D	VR	
BCR-1	331	330	44,2	46,6	Compañía Minera El Salvador
AGV-1	656	657	66,3	67	Compañía Minera El Salvador
G-2	469	479	167	168	Compañía Minera El Salvador

* Análisis absorción atómica. VR: valor recomendado; D: valor determinado.

TABLA 2: Patrones usados en la determinación de Sr y Rb por espectrometría de fluorescencia de rayos X.

La precisión del método es de un 5 % para estroncio y de un 10 % para rubidio. La exactitud es muy buena en el rango de JG-1 y JB-1; pero por encima de él es discutible. Las determinaciones en el laboratorio de la Compañía Minera El Salvador se efectuaron usando los patrones BCR-1, AGV-1 y G-2 (Tabla 2). La exactitud del método es muy buena, como se observa en dicha tabla.

1.2.2.3. QUIMICOS SEMICUANTITATIVOS

Se efectuaron 139 análisis espectroquímicos semicuantitativos de los cuales 28 fueron facilitados al autor por el geólogo E. Alvarez (Inf. no publicada).

Las determinaciones espectroquímicas semicuantitativas fueron hechas por el Ing. Darío Monsalve en el laboratorio de Ingeominas en Medellín, por espectrografía de emisión óptica usando un aparato Jarrel-Ash de 1,5 m, montaje Wadsworth, modelo 98 - 090, con este método se determinaron 24 elementos, de los cuales solo aproximadamente la mitad, que aparecen con el valor del patrón en la Tabla 3, fueron de utilidad. Las lecturas del espectro se realizaron mediante un comparador visual de la misma marca.

Se usaron cuatro patrones artificiales y los patrones JB-1 y JG-1 del Servicio Geológico del Japón. En la Tabla 3 se muestran los valores correspondientes a los patrones, los valores obtenidos para los mismos y el límite inferior de detección del método utilizado.

En el análisis espectroquímico semicuantitativo se siguió el método utilizado por el laboratorio del U.S.G.S. En éste los patrones son preparados de acuerdo a una serie logarítmica mediante dilución en 6 etapas (puntos medios del factor de dilución $\sqrt[3]{10}$). Las concentraciones de los elementos se reportan en ppm de acuerdo con la serie de valores . . .150, 100, 70, 50, 30, 20, 15, 10, 7. . . Esta serie es una aproximación de la serie real de valores a saber, . . .147; 100; 68,8; 31,6; 21,5; 14,7; 10; 6,88; 4,64; 3,16; 2,15; 1,47; 1; etc. (MONSALVE, 1978, comunicación escrita).

Para la mayoría de los elementos la precisión, considerada como el coeficiente de variación, es mejor del 20% y la del bario es mejor de un 30%. No obstante de acuerdo al carácter semicuantitativo de los análisis es más apropiado anotar que los resultados se encuentren dentro de un intervalo en

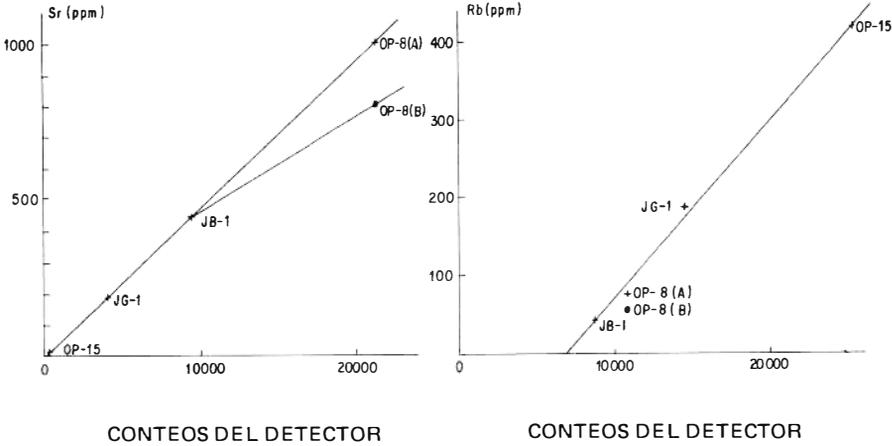


FIG. 3: Análisis espectrometría de fluorescencia de rayos X. Curvas de trabajo usadas (A): FRX. (B): A.A.

la serie de valores de los patrones con una probabilidad del 68% y dentro de más o menos dos intervalos con una probabilidad del 95%. En el laboratorio de Medellín se superan ambas cifras dando 85,5% y 97% respectivamente.

En el mismo Departamento de Sistemas y Cómputos de la Universidad Nacional de Medellín se hicieron los cálculos de las normas C.I.P.W. utilizando un programa elaborado por el Ing. Obelio Ruiz.

1.2.2.4. PROGRAMA DE COMPUTACION

En el Departamento de Sistemas y Cómputos de la Universidad Nacional de Medellín, el Ingeniero Juan Manuel Vilá hizo la adaptación al computador IBM-1130 del programa de computación para análisis de comportamiento de superficies (Trend surface analysis) utilizado originalmente en la Universidad de Stanford y cedida al autor por el geólogo Gilberto Guarín. En vía de experimentación se trabajó solo con 22 análisis químicos, 38 espectroquímicos y 131 mineralógicos, pertenecientes al Batolito Antioqueño y 11 químicos y 20 espectroquímicos del Batolito de Ibagué. Aunque se obtuvo la máxima colaboración del Ing. Vila, J.M., para la adaptación y mejor selección de las curvas polinómicas de grados diferentes como asimismo de los diagramas de las mismas, el autor decidió dejar pendiente el estudio de la zonación química areal de los intrusivos hasta cuando se disponga de un mayor número de datos y de análisis estadísticos en más detalle.

1.3. AGRADECIMIENTOS

El autor desea expresar su gratitud al Instituto Nacional de Investigaciones Geológico-Mineras, en las personas de los ex-Directores Andrés Jimeno Vega y Michel Hermelin. Durante el período del primero de ellos, pude realizar los estudios de post-gradó en Geología y en el segundo, concluir la etapa antes iniciada con la ejecución de la tesis. Con este fin, se me otorgaron todas las facilidades, cooperación y apoyo tanto en las actividades de terreno como de laboratorio.

Es igualmente satisfactorio para mí agradecer a la Organización de Estados Americanos (OEA) entidad que patrocinó mi beca de estudios en la primera fase y a las Naciones Unidas por medio de la Oficina de Cooperación Técnica, quien auspició mi beca para la terminación y presentación de mi tesis Doctoral.

Deseo expresar mi reconocimiento al Departamento de Geología de la Universidad

	JB-1		JG-1		Limite Inf. de detección
	Obtenido *	Aceptado	Obtenido *	Aceptado	
Ba	500	380	300	450	20
Be					1
Bi					5
Cd					10
Co	50	38	5	4	5
Cr	700	417	30	50	10
Cu	70	52	5	10	2
Ga					10
La					20
Mo					5
Nb					10
Ni	150	140	7	14	5
Pb	10	14	30	24	10
Pd					10
Pt					10
Sb					100
Sc					5
Sn					10
Sr	500	440	150	185	100
V	300	300	30	24	10
W					50
Y					10
Zn	N	83	N	36	100
Zr					10

* Promedio de tres muestras

TABLA 3: Contenido de elementos trazas en los patrones JB-1 y JG-1 utilizados en el análisis por espectrometría semicuantitativa y límites inferiores de detección de dicho método en el Laboratorio de Ingeominas de Medellín.

de Chile, en las personas de su ex-Director Dr. Luis Aguirre Le-Bert y de su Director actual Dr. Cedomir Marángunic.

Es placentero expresar mi reconocimiento al profesor Guía de esta Tesis, Dr. Leopoldo López, como también al Dr. Francisco Hervé y a los geólogos Mario Vergara y Reynaldo Charrier por sus invaluable comentarios y sugerencias en la ejecución final de la misma.

Dejo constancia de mi reconocimiento, al Departamento de Sistemas y Cómputos de la Universidad Nacional de Medellín,

en las personas de el ex-Director Ing. Luis Hernando Ochoa y de su Director actual Ing. Jaime Alberto Pérez, quienes me facilitaron el tiempo en el computador. Al Ing. Juan Manuel Vilá, Jefe de la Sección de Aplicaciones Técnicas del mismo Departamento, le expreso mi gratitud, puesto que sin su concurso hubiera sido imposible la aplicación y adaptación de los programas de Computación usados. Asimismo, a la Sección de Geología del Depto. de Ciencias de la Tierra de la misma Universidad, en las personas de los geólogos Jorge Campuzano y Franklin Ortiz, por cuyo intermedio fue posible conseguir algunas muestras y cortes transparentes usados en este trabajo.

Expreso también mi sincero agradecimiento al Dr. Jorge Oyarzún M. y al Ingeniero Rafael Vera M. de la Universidad de Concepción, y de igual manera al Dr. Enrique Tidy, Jefe del Depto. de Geología de la Compañía Minera El Salvador, por los análisis de Rb y Sr realizados por el método de fluorescencia de rayos X.

Por su ayuda desinteresada y cooperación le manifiesto mi gratitud a los siguientes profesionales del Instituto Nacional de Investigaciones Geológico-Mineras (Ingeominas): geólogo Carlos Jairo Vesga, Subdirector de Asuntos Regionales; geólogo Humberto González, Director Regional de Medellín y mi reconocimiento especial para el geólogo Eduardo Alvarez G. También le doy mi agradecimiento por la cooperación en algunas etapas de este trabajo a las siguientes personas de la misma Institución: a los geólogos Fabián Hoyos y Raúl Muñoz, a los ingenieros químicos Darío Monsalve, Carlos Cedeño e Inés Coronado y a la estudiante de Geología Ligia Duque.

Para terminar es menester agradecer a todas y cada una de las personas que en formas diferentes contribuyeron a la realización de este trabajo.

1.4. FISIOGRAFIA

En el Miacizo de Los Pastos, en la zona suroeste de Colombia limítrofe con Ecuador, se desprende un ramal montañoso

hacia la izquierda que recibe el nombre de Cordillera Occidental. El ramal derecho sigue compacto y forma el Macizo Colombiano de donde se separan las Cordilleras Central y Oriental.

El área de este trabajo está conformada por 5 unidades geomorfológicas mayores, cuya organización general es muy cercanamente coincidente con la de la estructura geológica (Fig. 1). De oriente a occidente son: la Cordillera Central, la Depresión del Cauca-Patía, la Cordillera Occidental, la Depresión del Atrato - San Juan - Tumaco y la Serranía de Baudó de la Costa Pacífica. El valle intramontañoso del río Magdalena, limita el área al oriente.

En forma general, se puede considerar que las depresiones interandinas son graben o semigraben y las cordilleras bloques solevados por una tectónica compresional.

La Cordillera Central es la más alta de las cordilleras colombianas y está coronada por estructuras volcánicas que alcanzan alturas hasta 5.750 m, s.n.m. Se extiende en sentido general sur-norte hasta la latitud $8^{\circ} 30' N$ aproximadamente, desapareciendo bajo los depósitos terciarios y cuaternarios que definen las planicies onduladas en las zonas bajas de los ríos Cauca y Magdalena. La topografía de la cordillera es abrupta y profundamente disectada por las tributarias de dichos ríos principalmente. Las redes hidrográficas modelan el relieve, notándose que los afluentes orientales del río Cauca son de recorrido más corto y menos caudalosos que los occidentales del río Magdalena. Las precipitaciones son variables pero predominantemente fluctúan entre 2.000 y 3.000 mm al año.

En la Cordillera Central se presentan la mayoría de los volcanes actualmente activos o durmientes cuyos espesos depósitos volcánicos fosilizan la paleotopografía en varios lugares de la misma.

La Depresión o Valle Intramontañoso del Cauca - Patía, es estrecho y profundo, exceptuando un sector de 40 km de ancho

aproximadamente entre las latitudes $3^{\circ} 10'$ y $5^{\circ} N$ y en la llamada altiplanicie de Popayán en la parte superior de su curso. La depresión separa las Cordillera Central y Occidental, aunque en algunas áreas dicha separación es mal definida por lo estrecho del valle. Al norte de $6^{\circ} 45' N$ y al sur de $1^{\circ} 30' N$ desaparece como una unidad con buena expresión geomorfológica.

La cordillera Occidental, tiene un relieve menos pronunciado que la Central, alcanzando alturas máximas de 4.280 m, s.n.m. Al sur presenta varios volcanes Plio-cuaternarios que son la prolongación meridional de la cadena que existe en la Cordillera Central y que luego continúa hacia el Ecuador. Los terrenos de la Cordillera Occidental están drenados por el río Cauca y sus tributarios occidentales, además de los ríos que vierten sus aguas al Océano Pacífico y al río Atrato que desemboca en el mar Caribe. A causa de la alta pluviosidad que caracteriza a la Costa Pacífica Colombiana (3.000-9.000 mm/año) y al flanco occidental de la Cordillera Occidental, los ríos son muy caudalosos, a pesar de tener un recorrido relativamente corto. La vegetación es selvática en la mayor parte del área.

Las llanuras de la Costa Pacífica que se extiende al norte por los valles de los ríos San Juan y Atrato y se prolonga al sur hasta el puerto de Tumaco para continuar hacia Ecuador, constituye lo que en este trabajo se denomina Depresión del Atrato - San Juan - Tumaco, que separa la Cordillera Occidental de la Serranía de Baudó. Está formado por tierras bajas en parte pantanosas y con densa vegetación.

La Serranía de Baudó, se desarrolla a partir del paralelo $4^{\circ} 30' N$, bordeando el Océano Pacífico y se continúa hacia Panamá. El relieve es bajo y sólo en pocas áreas sobrepasa los 500 m alcanzando hasta 1810 m. La vegetación y pluviosidad es similar a la de la vertiente oeste de la Cordillera Occidental.

Con excepción de la zona al oeste de la Cordillera Occidental y de algunos sectores a lo largo de la Depresión del Cauca - Patía y del pie oriental de la Cordillera

Central, los terrenos considerados en este trabajo tienen una altura superior a los 1.000 m. El clima es ecuatorial predominantemente, templado a frío. Zonas extensas de páramos, con alturas mayores de 3.000 m se localizan en la Cordillera Central, al sur de la latitud 6°N y son un 2% del área total del país (I.G.A.C., 1967).

2. GEOLOGIA

La geología de la parte de Colombia que se considera en este trabajo comprende la Cordillera Central y el occidente colombiano. Dicha área se describirá de acuerdo a la división en unidades morfoestructurales, las cuales son coincidentes con las morfologías y poseen en general, características litológicas distintas (Fig.1).

En primer término se tratará el sistema montañoso, en sentido este - oeste, a saber: Cordillera Central, Cordillera Occidental y la Serranía de Baudó. En segundo término se describirá la geología de las depresiones intramontañosas también de este a oeste, es decir, primero la Depresión del Cauca - Patía y luego la Depresión del Atrato - San Juan - Tumaco.

La geología de cada una de las unidades morfoestructurales mencionadas se presenta en la Figura 4.

2.1. CORDILLERA CENTRAL

2.1.1. GENERALIDADES

El núcleo de la Cordillera Central está formado por neises y anfíbolitas precámbricas y metasedimentos posiblemente del Paleozoico temprano (?). Estas rocas han sido fuertemente deformadas, comprimidas en varios períodos orogénicos y acrecionadas al Escudo Guayanés. Además, la conforman remanentes de formaciones marinas jurásicas y cretáceas que se encuentran esparcidas en la zona cordillerana septentrional. En el flanco occidental, a lo largo de la Cordillera Central, afloran secuencias cretáceas de toleitas con intercalaciones sedimentarias, las cuales tienen una relación genética y estructural es-

trecha con las rocas de la Cordillera Occidental. Por lo tanto, se preferirá describirlas conjuntamente con éstas.

La Cordillera Central está limitada tectónicamente en su flanco occidental por el sistema de Fracturas de Romeral y en su pie oriental por fallas transcurrentes en el sector septentrional y fallas inversas de ángulo alto en el meridional. De acuerdo a los estudios geofísicos de Case J.E., et al. (1971), Meissner R. O., et al. (1977), Ocola L., et al. (1977), la Cordillera Central tiene una corteza continental de 35 km de espesor. Las estructuras de la Cordillera Central siguen en general, la dirección norte - sur. En el sector septentrional, existen algunas fracturas transversales de rumbo noroeste - sureste relacionadas con las fallas transcurrentes del flanco oriental.

2.1.2. ESTRATIGRAFIA

2.1.2.1. BASAMENTO PRECAMBRICO

El Precámbrico está representado por la prolongación occidental del área cratónica correspondiente al Escudo de Guayana. Dicho escudo constituye el núcleo de la parte septentrional de Suramérica y está expuesto principalmente entre el río Orinoco, el océano Atlántico y el valle del río Amazonas. En la Cordillera Central el Precámbrico aflora en áreas dispersas especialmente en el sector septentrional y central.

2.1.2.1.A Sector Septentrional

En la parte más septentrional de las Cordilleras Central y Occidental, formando un bloque acuñado que desaparece al norte bajo sedimentos del Terciario y Cuaternario, aflora el Complejo de Puquí compuesto por una mezcla de granitoides, neises y migmatitas, de estructura compleja resultado de un posible polimetamorfismo (Figs. 4, 5). Este complejo comprende las metatonalitas y el neis micáceo de Hall H., et al. (1972).

Litológicamente está constituido por neises de cuarzo - sillimanita - granate, neises de cuarzo - plagioclasa - biotita, neises hornbléndicos, anfíbolitas, migmatitas y granitoides.

des. Hacia el sur predominan los neises micáceos y hacia el norte, las migmatitas se homogenizan y adquieren una textura más granítica. Alvarez, et al (1972) trazaron unos límites litológicos aproximados individualizando la metatonalita de Puquí, la cual probablemente es un fundido palingenético que se ha comportado como una roca magmática intrusiva. El neis micáceo de Puquí tiene intercalaciones concordantes de anfibolitas de poco espesor hasta varios centenares de metros y probablemente corresponden en algunas partes al paleosoma. Anfibolitas de posible origen ígneo máfico también se presentan formando cuerpos alargados y discordantes.

La mineralogía antes citada y la presencia de granitos néisicos con ortopiroxeno y granulitas piroxénicas (?), en el extremo más norte del complejo, inducen a considerar que estas rocas fueron metamorfizadas a las condiciones de presión - temperatura de la facies de anfibolita a facies granulita.

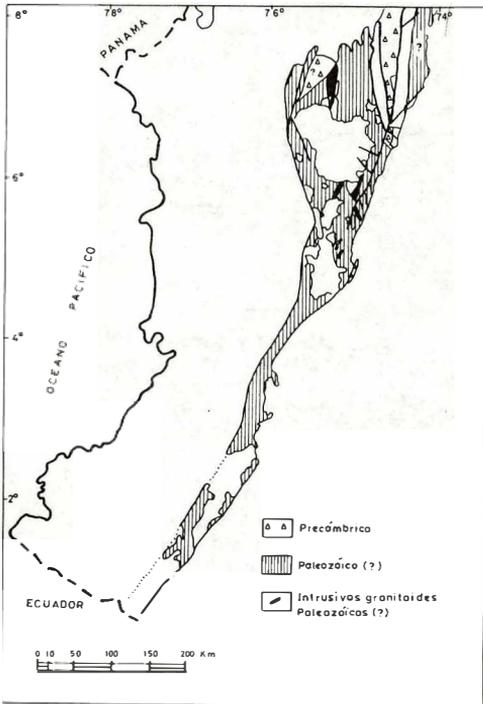


FIG. 5 Afloramientos Precámbricos y Paleozoicos en la Cordillera Central.

En el flanco oriental de la Cordillera Central afloran varios bloques dispersos y fallados de rocas asignadas al Precámbrico (Figs. 4 y 5). En la parte norte de dicho flanco son bloques alargados en sentido norte - sur, separados localmente por fallas menores de dirección noroeste y en partes con contactos representados por las fallas de rumbo Otú, Bagre, Palestina y sus estructuras satélites (Fig. 6). Dichos bloques están compuestos por neises cuarzo - feldespáticos granulíticos asociados con lentes delgadas de anfibolitas y mármol (FEININGER, T., et al. 1972).

2.1.2.1.B. Sector Central

En la zona centro - oriental de la cordillera, los pequeños afloramientos del Precámbrico consisten de cuerpos de anfibolita de un tamaño mayor que las del norte, además de neises cuarzo - feldespáticos. Comúnmente estas rocas han sufrido metamorfismo retrógrado (BARRERO, D., VESGA, J., 1976).

2.1.2.1.C. Antecedentes Geocronométricos.

Solo dos determinaciones de edad absoluta (K/Ar hornblenda) en anfibolitas, han dado 1360 ± 270 m.a. y 1670 ± 500 m.a. (BARRERO, D. y VESGA, J., 1976; RESTREPO, J. y TOUSSAINT, J., 1978). Ambas edades se obtuvieron sobre muestras localizadas en ambos flancos de la Cordillera Central. Las edades sugieren que el sistema isotópico se cerró después de su recristalización en tiempos precambrianos, no existiendo por lo tanto, episodios tectotermales posteriores con temperaturas superiores a 400°C . De hecho, en el flanco oriental de la Cordillera Central, existen metamorfitas de alto grado que alcanzaron temperaturas superiores a la citada. Si esto se acepta, dichas metamorfitas serían precámbricas también, aun considerando que uno de los cuerpos de anfibolitas datado, tiene actualmente contactos tectónicos. No obstante, como se verá más adelante, existen episodios posteriores que afectaron a las rocas de la Cordillera Central. Por consiguiente, la información de estas edades es muy preliminar.

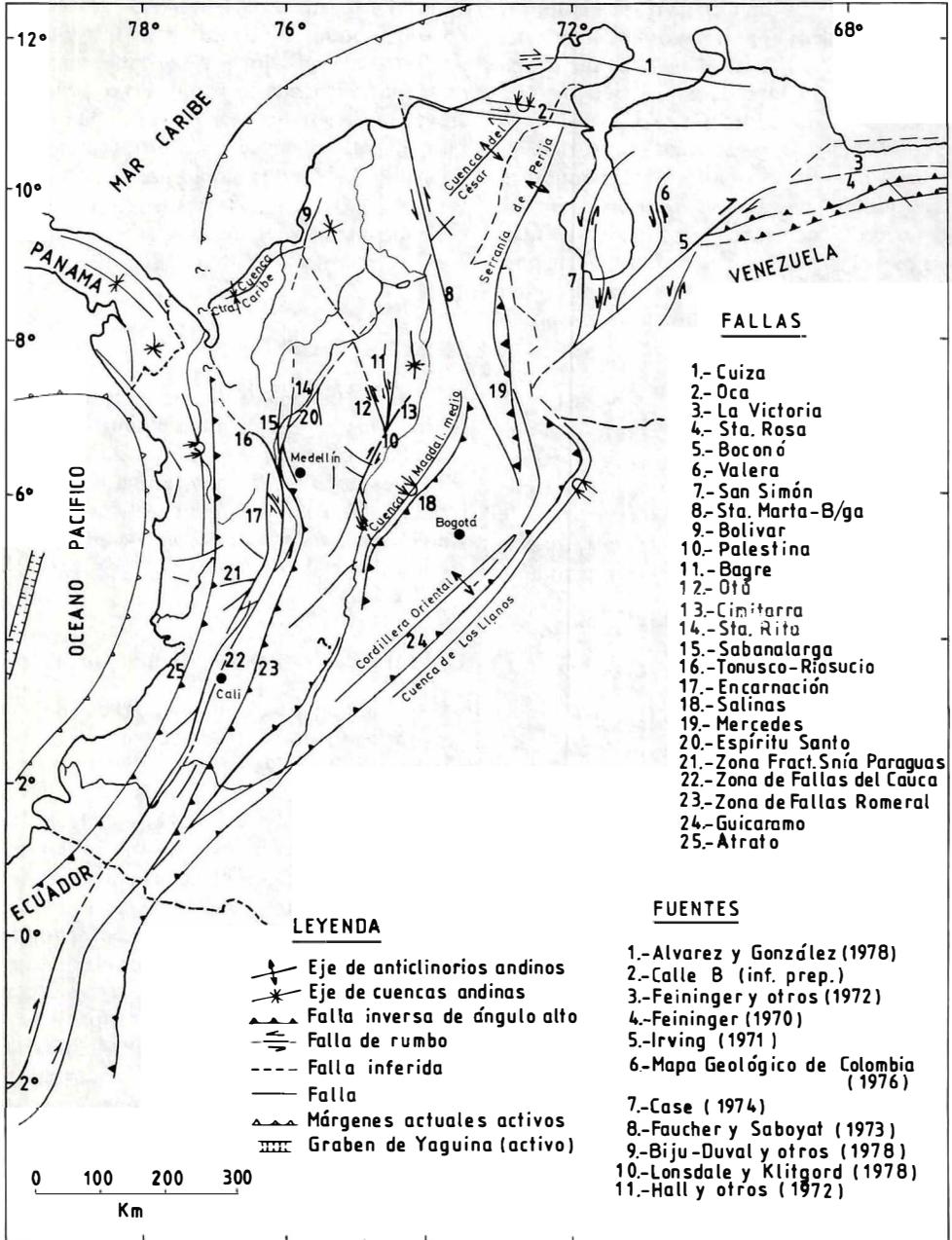


FIGURA 6. Estructuras mayores de Colombia y áreas vecinas.

Las edades conocidas del basamento Precámbrico en Colombia, varían entre 1.400 y 1.200 m.a., usando determinaciones K/Ar, Rb/Sr y Pb/U; y entre 940 y 680 m.a. por K/Ar y Rb/Sr. Si dichas edades se correlacionan con eventos tectotermiales, acaecidos en el Escudo de Guayana en Venezuela (Tabla 4), se podría pensar en que dicho basamento fue afectado por la Orogenia Orinoquense, de especial actividad en la zona occidental del Escudo y por un evento similar al

definido en el Brasil como Ciclo Orogénico Caririano (CORDANI, U., et al. 1968). Las únicas dos edades Precámbricas en la Cordillera Central, se ubicarían en el lapso de la Orogenia Orinoquense.

En el Complejo de Puquí, se han realizado varias dataciones K/Ar en biotita y muscovita obteniéndose edades mínimas que varían de 214 ± 7 m.a. a 270 ± 10 m.a. (Tabla 5).

DIVISION	METAMORFISMO	OROGENESIS	
Provincias Geotectónicas			
1) Complejo de Inataca	Facies pirox-granulita	Guriense Trans-amazónica Orinoquense	2700-2900 m.a. 2800-2000 m.a. 1300-1800 m.a.
2) Asociación Grupos			
Carichapo	Facies anfíbolita	Trans-amazónica	1800-2000 m.a.
Pastora	Facies esquisto verde	Orinoquense	1300-1800 m.a.
Cuchivero	Facies granulita		

TABLA 4. Datos geológicos generales del Escudo de Guayana Venezolano (MARTIN, 1968).

ROCA	METODO	EDAD	REFERENCIA
Metatonalita	K/Ar (biotita)	239 ± 7 m.a.	Hall, et al (1972)
Metatonalita	K/Ar (muscovita)	214 ± 7 m.a.	Hall, et al. (1972)
Metatonalita	K/Ar (biotita)	215 m.a.	Botero G. (1975)
Neis Micáceo	K/Ar (biotita)	248 ± 10 m.a.	Toussaint, J. et al. (1978)
Neis Micáceo	K/Ar (biotita)	270 ± 10 m.a.	Toussaint, J. et al. (1978)

TABLA 5. Dataciones K/Ar en el Complejo de Puquí.

Estas edades definen un episodio orogénico de ocurrencia a finales del Paleozoico y principios del Mesozoico. Sin embargo, el método K/Ar señala el último evento tectothermal y no la edad de las rocas. Las características petrográficas y estructurales del Complejo de Puquí, son parecidas a las rocas precambrianas del Macizo de Garzón cuya edad dio 1.150 m.a. (Rb/Sr isócronas; ALVAREZ, J. et al, informe en prep.) situado en la Cordillera Oriental. Es probable que dicho Complejo sea más antiguo que el Pérmico y quizá pertenezca al Precámbrico. La información existente no permite saber, si dicho bloque fue solevado a su posición actual o transportado tectónicamente del norte a causa del posible movimiento lateral de la Falla Romeral y del desplazamiento relacionado con la Falla Espíritu Santo.

2.1.2.2. PALEOZOICO

El núcleo de la Cordillera Central, está conformado por un cinturón ligeramente arqueado de metamorfitas presumiblemente paleozoicas, de facies esquisto verde a facies anfíbolita alta, constituido por los Grupos Valdivia (HALL, R. et al. 1972), Cajamarca (NELSON, H., 1957) y Ayurá - Montebello (BOTERO, G., 1963) además de un conjunto de rocas metamórficas descritas por Feininger, T. et al. (1972) en el flanco este de la Cordillera Central. Su extensión es mayor de 800 km y su amplitud es variable; más de 40 km al norte para luego adelgazarse hacia el sur (Fig. 4 y 5). Una excepción en este conjunto es la presencia en la Cristalina, al occidente de Puerto Berrío, de sedimentitas pelíticas débilmente metamórficas que contienen fósiles (graptolites) del Ordovícico temprano (HARRISON, J. 1930), las cuales se apoyan sobre neises precámbricos (BOTERO, G., 1940). Feininger T., et al. (1972), consideran que estas sedimentitas tienen un espesor de pocos centenares de metros y que junto con el basamento precambriano fueron transportados tectónicamente desde el oriente por la falla de Otú cuyo desplazamiento izquierdo es aproximadamente de 55 km.

En el sentido metamórfico y litológico, el cinturón puede dividirse en el sector

norte, en dos fajas pareadas que se extiende desde las estribaciones septentrionales de la cordillera hasta los 4°30' de latitud norte. La faja oriental está constituida principalmente por neises félsicos, migmatitas, cuarcitas y mármoles cuyo grado metamórfico regional alcanza la facies de anfíbolita alta. Los mármoles, con delgadas intercalaciones de cuarcitas suprayacen a las otras rocas y son especialmente abundantes hacia el este. Feininger T., et al (1972), consideran el metamorfismo de estas rocas como del tipo Abukuma, es decir de baja presión y alta temperatura. En la faja occidental se presentan en cambio, metapelitas y metavolcanitas con estructura esquistosa e intercalaciones menores de neises félsicos. Este conjunto de rocas (Grupos Valdivia, Cajamarca y parte del Grupo Ayurá - Montebello) fue recrystalizado a las condiciones de presión y temperatura de la facies esquistos verdes. En la faja oriental Feininger, T., et al. (op. cit.) afirman que el metamorfismo se incrementa en sentido oeste-este en forma progresiva y que la gradiente de temperatura aumenta fuertemente cuando se pasa de facies esquisto verde a facies anfíbolita baja y alta. Hacia la zona meridional de la cordillera, las rocas predominantes son de bajo grado metamórfico. En la Cordillera Real de Ecuador, se presenta nuevamente dos grupos de secuencias con grados metamórficos y litológicos contrastantes (FAUCHER et SAVOYAT, 1973) similares a las fajas mencionadas en la zona septentrional de la Cordillera Central de Colombia.

Al norte del paralelo 7°N principalmente, y asociados con las metamorfitas de la faja occidental, afloran varios cuerpos de metagabros y serpentinitas, en forma conjunta o independiente, elongados en la dirección andina y con contactos pseudo concordantes con las rocas encajantes. Hall, R. et al. (1972), consideran la edad de estos cuerpos como cretácea, sin embargo, dadas las características metamórficas de algunos, es probable que no todos tengan esta edad y que parte de ellos sean paleozoicos, sincrónicos con el metamorfismo o anteriores a él.

Al norte de la mencionada latitud, en donde el cinturón metamórfico se amplía

considerablemente y está mejor estudiado, el conjunto litológico occidental representa probablemente una secuencia original marina geosinclinal, constituida por sedimentos pelíticos, psamíticos, volcano - clásticos y derrames basálticos. Posiblemente gradando al oriente hacia lutitas, arenitas y calizas con tendencias a ambientes miogeosinclinales o transicionales entre los ya mencionados. En la latitud $4^{\circ}30'N$, Nelson, H. (1957) cita para el Grupo Cajamarca una composición volcánica y sedimentaria similar a la descrita para el conjunto litológico occidental en la zona norte. Además, al sur de dicha latitud desaparecen las rocas de alto grado de metamorfismo regional, predominan los sedimentos pelíticos y disminuye el aporte volcánico. Esta variación litológica es especialmente notoria en la zona más meridional.

Las particularidades metamórficas y las características de las dos fajas occidental y oriental en la Cordillera Central, recuerda los cinturones metamórficos de alta y baja presión descritas por Miyashiro, A. (1961; 1973) y desarrollados en las márgenes continentales, en especial a partir del Mesozoico por acción convergente de las placas litosféricas oceánica y continental.

2.1.2.2.A. Antecedentes geocronométricos y correlaciones

La edad del metamorfismo de las rocas metamórficas de la Cordillera Central es aún un asunto de controversia. No existe la información geocronológica suficiente ni adecuada. Asimismo, la edad de los sedimentos originales es una incógnita por la falta de registro paleontológico. Varios autores han especulado al respecto, considerando el metamorfismo como Paleozoico temprano (NELSON, H., 1957; BARRERO, D., et al. 1969; FEININGER, T., et al. 1972), Paleozoico tardío (IRVING, E., 1971; HALL, R., et al., 1972) o aún Mesozoico (NELSON, H., 1962; RADELLI, L., 1967; BUTTERLIN, J., 1972; ESTRADA, A., 1977). Los diferentes eventos estructurales de este complejo metamórfico son incompletamente conocidos, como asimismo, las edades de las diversas actividades de carácter ígneo.

En el flanco occidental de la Cordillera Central, para un esquistos sericítico de bajo grado perteneciente al Grupo Ayurá Montebello, Restrepo, J. et al. (1978) informan una edad mínima K/Ar (roca total) de 270 ± 10 m.a.

Varios intrusivos néisicos de composición granítica a cuarzdiorítica y de pequeño tamaño, se ubican al norte de la latitud $5^{\circ}N$ (Figs. 4 y 5). Uno de ellos es reportado por Barrero D., et al. (1976) con una edad mínima K/Ar (biotita) de 205 ± 7 m.a. Los mismos autores citan una edad de 200 ± 40 m.a. (K/Ar hornblenda) para un cuerpo de anfibolita concordante y relacionado con los granitos néisicos. En la latitud $5^{\circ}50'N$ González, H., et al. (1978) informan para un granito similar y claramente metamórfico una edad K/Ar (biotita) de 207 ± 5 m.a. y para un pequeño stock cuarzomonzonítico aledaño y post - tectónico 227 ± 10 m.a. Un plutón de composición y características similares dio 215 ± 7 m.a. (K/Ar biotita; PEREZ, G., 1967).

Vesga, J. y Marín, P. (1973) reportan 3 determinaciones K/Ar en biotita y una en roca total en metamorfitas de bajo grado, facies esquistos verde, recolectadas en la prolongación norte del Grupo Cajamarca en la zona centro oriental de la Cordillera Central. Las edades son en general, concordantes y varían de $67,3 \pm 2,3$ a $76,0 \pm 2,6$ m.a.

De acuerdo con la información geocronológica mencionada, las edades más antiguas K/Ar definen un episodio Permo - Triásico entre 270 m.a. y 200 m.a. el cual se puede interpretar como una fase orogénica, sin que haya seguridad que haya tenido metamorfismo asociado. Las edades K/Ar en hornblenda y biotita, aunque son concordantes sólo definen un episodio termal o tectónico que influyó en la composición isotópica de ambos minerales exactamente en la misma extensión, a pesar de que dichos minerales expelen el argón acumulado a temperaturas diferentes. Por lo tanto, sería necesario corroborar la información por otros métodos geocronológicos. Tampoco se sabe si ambas fajas metamórficas fueron re-

cristalizadas simultáneamente o si una es más antigua que la otra. De todas maneras, el evento metamórfico es pre-Jurásico medio como lo confirma la presencia de rocas sedimentarias del Jurásico medio (GONZALEZ, H., 1976), sin ningún metamorfismo reposando discordantemente sobre las metamorfitas. Un significado similar tendrían los cantos de rocas metamórficas procedentes de la Cordillera Central en los conglomerados basales de la Formación Pre-Payandé del Triásico tardío (BARRERO, D., et al., 1969).

Las edades del Cretáceo tardío informadas por Marín, P. y Vesga J. (1973), sugieren, dado el tipo de rocas recolectado, que se puede tratar de una edad de recristalización de las rocas (metamorfismo) o indicar un evento de calentamiento con la correspondiente homogenización isotópica. La primera de ellas puede aceptarse si es un evento local, lo que es improbable. Además, no es regional puesto que al oeste y norte de esta área sedimentitas del Cretáceo temprano, sin ningún metamorfismo de índole regional y penetrativo, reposan discordantemente sobre el basamento. El autor se inclina por la segunda posibilidad que coincide con el intenso plutonismo del Cretáceo y Terciario, el primero de los cuales ocasionó fuertes efectos de contacto. El área donde se tomaron las muestras se caracteriza por numerosos intrusivos granitoides, algunos de los cuales pueden no estar aflorando y ser los responsables de la pérdida parcial de argón.

Para tratar de ubicar mejor en el tiempo las secuencias metamórficas de la Cordillera Central es preciso tener en cuenta la edad del metamorfismo y de las sedimentitas en la Cordillera Oriental. La edad del metamorfismo de los esquistos de la Formación Silgara en el Macizo de Santander varía entre 457 y 413 m.a. (Rb/Sr roca total; WARD, et al, 1973) y tanto en esta área como en la Sierra Nevada de Santa Marta se han detectado episodios que corresponden al Triásico (TSCHANZ, C., et al. 1977). Feininger, T., et al. (1972), correlacionan la Formación Silgara con las rocas de la parte oriental de la Cordillera Central. Dicha formación, como los esquistos del Macizo de Quetame

(BÜRGL, H., 1967) y las sedimentitas pre-devónicas fosilíferas de la Cordillera Oriental, han sido asignadas al Cambro - Ordoviciano y se encuentran reposando sobre el basamento Precámbrico. El Devónico descansa en discordancia angular sobre el Cambro-Ordoviciano. El Silúrico y Carbonífero temprano no se han reconocido aún en Colombia.

La presencia en la Cordillera Central de un cuerpo granítico metamórfico con 207 m.a. y otro sin metamorfismo que intruye al primero y con 227 m.a. sugiere que existió un evento metamórfico antes de 227 m.a. y que el evento Permo - Triásico podría interpretarse como un episodio tectotermal, probablemente sin metamorfismo penetrativo asociado. Sin embargo, esta información necesitaría comprobación posterior.

Teniendo en cuenta lo antes expuesto, se podría pensar que la gruesa secuencia de la Cordillera Central, haya sido depositada probablemente en el Paleozoico temprano y que haya sufrido al menos dos fases diastróficas, una en el Paleozoico medio y la correspondiente al Paleozoico tardío - Mesozoico temprano. Dada la naturaleza de la información geocronológica, es probable que metamorfismo y plutonismo, caractericen la fase del Paleozoico medio.

2.1.2.3. JURASICO-TRIASICO

En la parte axial de la Cordillera Central, se presenta el único remanente de la sedimentación marina del Jurásico medio situado al oeste del valle del río Magdalena (Figs. 4 y 7). A pesar de ello, las formaciones jura - triásicas localizadas en el pie oriental de la Cordillera Central se tratarán con cierto detalle, a causa de que los depósitos volcánicos que se intercalan con las sedimentitas, tienen una relación probable con el plutonismo en dicha cordillera, además de ser significativos en el desarrollo de los Andes.

En el oriente andino domina durante este período, la sedimentación molásica y continental. Sólo en el borde occidental del

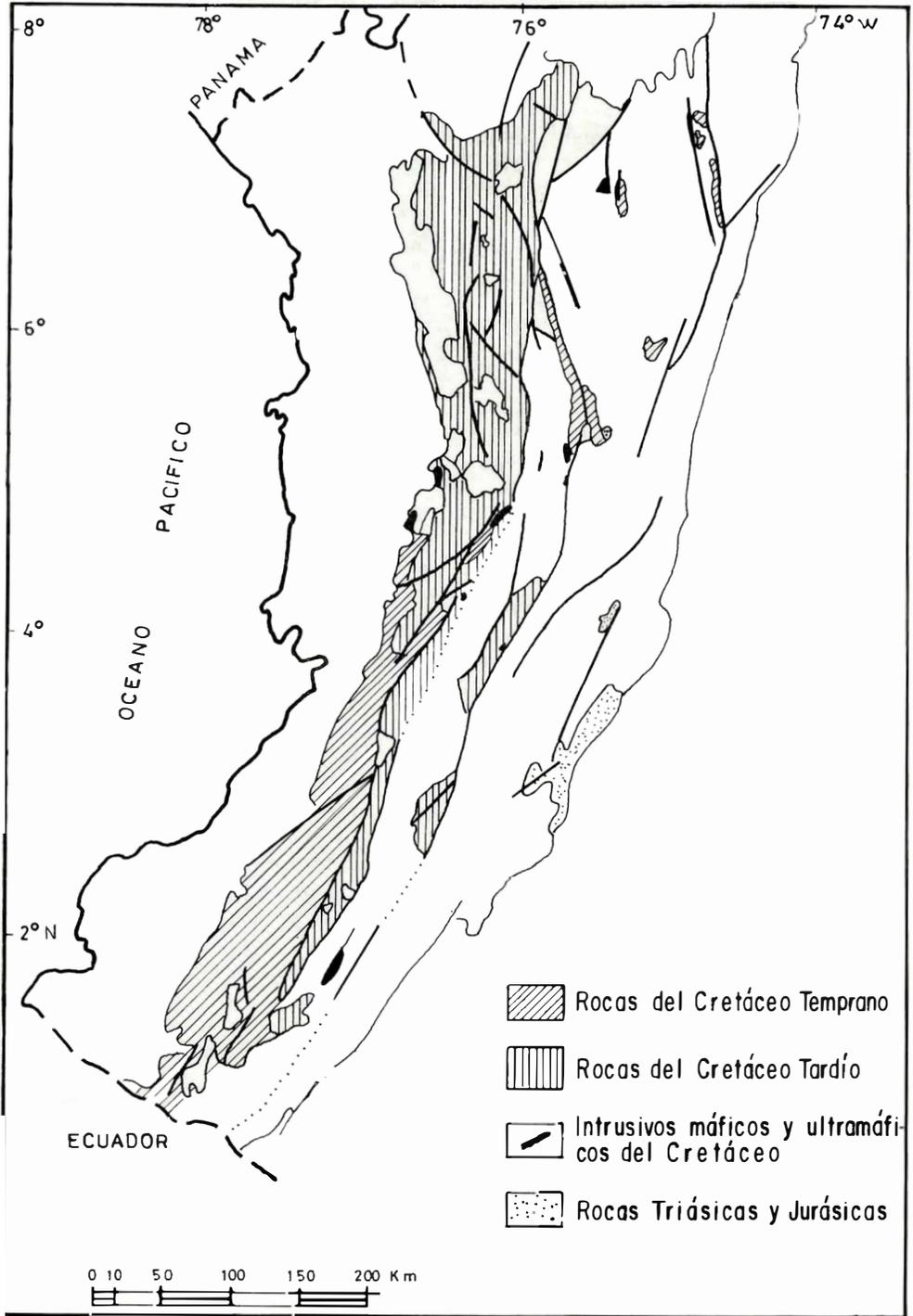


FIG. 7: Afloramientos de rocas estratificadas e intrusivos básicos y ultrabásicos en la Cordillera Central y Occidental de edad mesozoica.

mismo, existen intercalaciones marinas litorales las cuales fueron descritas en Morrocoyal y Payandé por Trumpy (1943) y Nelson, H., (1957) respectivamente.

En las secuencias volcánicas de la Cordillera Occidental, es probable la existencia del Jurásico, sin embargo, no existe suficiente información geológica.

2.1.2.3.A. Sector Septentrional

En Morrocoyal (Lat. $8^{\circ}45'$) situado en la parte oriental más septentrional de la Cordillera Central se presentan lutitas y calizas con fósiles (amonitas, bivalvos y plantas) del Liásico, las cuales subyacen un grueso paquete de sedimentitas clásticas rojas intercaladas con material volcánico efusivo y piroclástico, probablemente del Jurásico medio (TRUMPY, 1943). Estas rocas son translapadas discordantemente por el Cretáceo y a su vez intruidas por rocas graníticas.

2.1.2.3. B. Sector Central y Meridional

González, H. (1976), reporta en la zona axial de la Cordillera Central, 45 km al noreste de Manizales, en el paralelo $5^{\circ}45'N$, la presencia de rocas sedimentarias arcillosas y carbonosas, areniscas y conglomerados, con un espesor de 860 m, reposando discordantemente sobre rocas metamórficas. Esta formación, llamada Valle Alto, contiene microfósiles y flora abundante, la cual fue estudiada por Botero, G. y Lemoigne, I. (1976) quienes le asignaron una edad Jurásico medio. Esta secuencia se depositó bajo condiciones de plataforma continental en zonas vecinas a tierra firme. A diferencia de las demás formaciones marinas del Jurásico en ésta no se reportan intercalaciones volcánicas.

Al sur de la latitud $4^{\circ}10'N$ aflora una faja continua del Jura-Triásico que se prolonga hasta la frontera con Ecuador, consistente en rocas sedimentarias, volcánicas y volcano - clásticas. El sector mejor estudiado corresponde a su extremo norte en donde aflora el Grupo Payandé, cuya localidad fosilífera es conocida desde finales del siglo pa-

sado (TRUMPY, 1943; BURGL, H., 1964; NELSON, H., 1957). Según Nelson, en la base del grupo existe un conglomerado basal transgresivo, arcosas y lutitas rojas que en conjunto tienen de 300 a 400 m de espesor (Fm. Pre-Payandé). Encima de estas rocas reposan 400 m de calizas arenosas fosilíferas del Triásico tardío (Fm. Payandé) seguidos por 500 m de arenisca, conglomerados y lutitas rojizas alternando con rocas volcánicas especialmente en la base (Fm. Post - Payandé). El Grupo Payandé se apoya discordantemente sobre 500 m de rocas volcánicas ácido rio-dacíticas, probablemente permotriásicas (NELSON, H., 1957) e infrayace discordantemente al Cretáceo.

Al sur de esta ocurrencia las formaciones jura - triásicas han sido poco estudiadas. De manera general, el material volcánico piroclástico y efusivo continúa constituyendo el principal ingrediente en las rocas que bordean la Cordillera Central.

De acuerdo con lo mencionado las formaciones triásicas marinas infrayacen a depósitos volcánicos del Jurásico.

Hacia la **Cordillera Oriental** y especialmente en el área del Macizo de Santander y vecinas, los depósitos jurásicos están constituidos principalmente por capas rojas molásicas pertenecientes a las formaciones Jordán y Girón, la primera de ellas con material volcánico (tobas soldadas) intercalado (CEDIEL, F., 1968). El Triásico, representado por la Formación Bocas, está formado por capas arcillosas con ocasionales intercalaciones de areniscas, mantos delgados de carbón y material tobáceo, depositadas bajo condiciones parálicas hasta no marinas (CEDIEL, F., 1968; WARD, E., et al. 1973).

2.1.2.4. CRETACICO

En la zona septentrional de la Cordillera Central afloran unos pocos remanentes de formaciones cretácicas, lo que contrasta con las gruesas sucesiones de rocas de este período en las cordilleras vecinas. Las secuencias cretáceas (Figs. 4 y 7) de San Luis, al noreste de Sonsón, y Amalfi, al sur de Anorí

(FEININGER, T., et al. 1972), la Soledad, al oeste de Anorí (HALL, R., et al., 1972) y Abejorral, al oeste de Sonsón, (BURGL, H., y RADELLI, L., 1962; JARAMILLO, J., y RAMIREZ, O., 1968) son secuencias arenoso-arcillosas con bancos delgados de conglomerados, depositados sobre las metamorfitas con fuerte discordancia angular. El espesor de estos depósitos varía desde unos cientos de metros a más de 2 km. Los macrofósiles hallados son del Cretáceo temprano e indican un ambiente marino nerítico. La Formación San Pablo, situada al suroeste de Anorí, está formada por sedimentitas tipo flysch con algunos conglomerados. En su base se intercala o descansa sobre basaltos toleíticos espilitizados pertenecientes a la asociación ígnea máfica - ultramáfica del Nechí, ubicada al oeste de Anorí. Basados en consideraciones estratigráficas Hall, R., et al. (1972), asignan esta formación al Cretáceo temprano o aún más antigua.

La asociación de rocas del Nechí, de carácter ofiolítico, está constituida por flujos de basalto espilitizado y en menor proporción brechas volcánicas de flujo; intruidos por abundantes cuerpos de gabro, peridotitas y serpentinitas, alargadas en el sentido regional. Además se ubica inmediatamente al oeste de estas rocas, un stock gabroico de 90 km² de área de rocas macizas a ligeramente foliadas con un pequeño cuerpo de serpentinita en su parte central. El stock está intruido por el Batolito Antioqueño de edad Cretáceo tardío (HALL, R., et al., 1972).

Al noroeste, norte y noreste de Segovia, se presentan cuerpos dispersos de rocas volcánicas andesíticas, en general alteradas, interestratificadas con lutitas negras con macrofósiles del Cretáceo temprano, areniscas y conglomerados con ocasionales bancos de chert y calizas (OQUENDO, E., et al., 1969; FEININGER, T., et al., 1972).

Feininger, T., et al (1972) anotan la similitud litológica existente entre la Formación Quebrada Grande, situada en el flanco oeste de la Cordillera Central la cual se describirá más adelante, el Cretáceo de Amalfi y las secuencias sedimentarias al noreste de Segovia.

2.1.2.5. VOLCANISMO ANDÉSITICO CUATERNARIO

La cadena volcánica cuaternaria en Colombia se extiende desde la frontera con Ecuador hasta la latitud 5° N formando los picos más altos de la Cordillera Central. Es una cadena volcánica activa y algunos de los volcanes (Puracé y Doña Juana) han tenido fuertes erupciones durante los últimos 100 años (RAMIREZ, O., 1977).

Muy pocos estudios geológicos con algún detalle se han realizado en los diferentes volcanes, en especial por las dificultades inherentes a su ubicación y características. La única investigación minuciosa fue llevada a cabo por Herd, G. (1973), en el complejo volcánico de los Nevados Ruiz y Tolima. Al sur de él no existen antecedentes geológicos (Fig. 1).

Dos agrupaciones de volcanes se manifiestan en la Cordillera Central. El primero de ellos, que constituye el conjunto volcánico activo más septentrional de Colombia y de los Andes, es el complejo Ruiz-Tolima, ubicado entre las latitudes 4°35'N y 5°10'N y conformado por 7 volcanes (HERD, G., 1973). Al sur del paralelo 2°20'N se presenta otro conjunto volcánico el cual forma una faja que se arquea hacia el oeste de la latitud 1°15'N aproximadamente. En dicho sector, existen 16 volcanes, tres de ellos activos y el resto inactivos (I.G.A.C., 1967).

Las eyecciones volcánicas reposan discordantemente sobre rocas metamórficas y granitoides en la Cordillera Central con excepción de los cinco volcanes más meridionales que se localizan sobre terrenos volcánicos básicos y sedimentarios de la Cordillera Occidental.

En el Complejo Ruiz - Tolima los volcanes son compuestos o en forma de escudo. Las erupciones comenzaron en el Pleistoceno tardío continuándose hasta tiempos históricos (la última registrada fue en 1829) (HERD, G., 1973). Según este autor, el volcanismo del Cenozoico tardío en su fase inicial consistió de grandes volúmenes de la-

vas andesíticas y dacíticas que se extendieron a más de 10 km de los cráteres y que se apoyaron y alzaron sobre preexistentes terrenos volcánicos solevados, constituidos por flujos andesíticos y dacíticos de edad terciaria y cuaternaria. Subsecuentemente, una gruesa cubierta de materiales piroclásticos cubrió localmente y a intervalos, las diversas rocas de la cordillera.

Asociados con la actividad volcánica Plio-cuaternaria se presentan gruesos depósitos de volcanismo explosivo (aglomerados, tobas) además de derrames que se localizan en la cresta de la cordillera, abundante material glacio-volcánico transportado por flujos de lodo o fluvialmente forma extensas secuencias que se esparcen por el flanco de la cordillera y en el valle de los ríos Patía y Cauca.

La cadena volcánica Holo-pleistocénica está relacionada a fallamiento y su actividad coincide con las últimas etapas del levantamiento cordillerano. El complejo Ruiz-Tolima tiene posiblemente una relación estrecha con fracturamiento profundo desarrollado a lo largo de la falla Palestina. En el grupo meridional, los volcanes de la Cordillera Central están alineados y relacionados ya sea con la falla Romeral o sus ramales (volcanes Puracé y Sotará), o con fallas situadas en el flanco este de la cordillera y con rumbo noreste, algunas de las cuales interceptan fracturas norte-noreste (volcanes Petacas, Doña Juana, Bordoncillo). Los centros volcánicos de la zona sur de la Cordillera Occidental, Galeras, Azufra, Cumbal y Chiles, están situados en un área altamente fracturada puesto que en ella se unen los Sistemas de Fallas del Cauca y Romeral y las que afectan el flanco oriental de la Cordillera Central, las secuencias del Valle Superior del Magdalena y el pie oeste del Macizo de Garzón.

2.1.2.6. ESTRUCTURAS

Estructuralmente la Cordillera Central es compleja. Varios son los eventos diastróficos a que ha estado sometida los cuales han reactivado y en algunos casos reorientado las estructuras preexistentes.

Al norte del paralelo 7°N, los esquistos de bajo grado de edad paleozoica (?), forman pliegues abiertos cuyos flancos raramente se inclinan más de 40°. Sólo en zonas vecinas de fallas el buzamiento puede ser mayor de 60°. En cambio, en el flanco oriental de dicha cordillera, los pliegues son apretados y las capas buzán en general, con un ángulo mayor de 60°. Los ejes de los pliegues tienen un rumbo norte-sur.

El conjunto de fallas que afectan a la Cordillera Central, es longitudinal y las fracturas principales se localizan en los flancos oriental y occidental de la misma (Fig.6). El Sistema de Fallas de Romeral (GROSSE, E., 1926; BARRERO, D., et al. 1969) se extiende a lo largo de Colombia limitando las rocas metamórficas de dicha cordillera, de las secuencias volcánico-sedimentarias cretáceas al oeste, hasta que desaparece en el norte cubierta por sedimentos del Terciario y Cuaternario. La historia de la actividad de esta gran falla, se presume que es complicada y que probablemente se remonta a épocas anteriores a la continentalización de las rocas de la Cordillera Occidental. De hecho la evidencia actual sugiere que el Sistema Romeral jugó un papel importante en los procesos tectónicos responsables de la acreción de las rocas ensimáticas cretáceas al bloque cristalino siálico y por ende al desarrollo de la Cordillera Occidental primitiva. A lo largo de su traza se presentan asociaciones básicas-ultrabásicas, bloques con metamorfismo de alta presión (glaucofanítico), rocas volcánicas y sedimentitas, que recuerdan el concepto de mélanges. Probablemente el emplazamiento tectónico de estas rocas, está relacionado con la orogenia del Cretáceo tardío, y las asociaciones petrotectónicas sugieren una antigua zona de subducción.

Grosse, E. (1926) consideró la falla como inversa de ángulo alto. Barrero, D., et al. (1969) piensan que es inversa y que su plano principal está inclinado hacia el este. Sin embargo, el tipo de movimiento de falla pudo haber cambiado con el tiempo. Aunque no se ha comprobado debidamente movimiento lateral en ella, se presume que ha existido por las terminaciones rasgadas de al-

gunas de las unidades litológicas. La falla afecta sedimentitas del Terciario temprano y según Woodward-Clyde Consultants (1977), se tiene evidencia geomórfica que indica que actualmente es activa. Este hecho es mayormente cierto si se piensa en el marco tectónico regional del área. El movimiento actual de la placa de Nazca es en dirección noreste, por lo tanto es probable que uno de los vectores componentes del mismo, se canalice a lo largo de ésta y otras fracturas longitudinales.

En el flanco oriental de la Cordillera Central y en su sector central y septentrional, se presentan 4 importantes fallas de rumbo, algunas con más de 100 km de longitud. De más antigua a más joven son Nus, Otú, Palestina y Cimitarra (FEININGER, T. et al., 1972; Fig. 6). El rumbo de ellas varía entre $N20^{\circ}W$ y $N20^{\circ}E$. El movimiento lateral derecho de la falla Palestina, fue bien comprobado alcanzando 27,7 km según dichos autores. Asimismo, le asignan a esta falla y a la Cimitarra, una edad post-Cretáceo temprano y al conjunto de fallas Otú, Bagre, Nus, lo consideran más antiguo. Nueva información de Barrero, D., et al. (1976), en el Mapa Geológico del Cuadrángulo K-9, muestra que la falla Palestina afecta el stock de Florencia, cuya edad K/Ar (biotita) es $54,9 \pm 1,9$ m.a., correspondiente al Eoceno. Por lo tanto, el conjunto de fallas direccionales es post-Eoceno. Irving, E. (1971) anota que las fallas más jóvenes del Terciario medio en la parte norte de los Andes colombianos son dextralaterales. La falla Palestina pertenece posiblemente a ese sistema. El conjunto de fallas de rumbo descrito quizás hace parte del sistema de fracturas transcurrentes de la zona del Caribe (Fig. 6).

Limitando la Cordillera Central por el este, desde Natagaima (Lat. $3^{\circ}30'N$) hacia el sur, en la llamada subcuenca de Neiva, se presentan varias fallas inversas de ángulo alto con buzamiento al oeste (BELTRAN, N. y GALLO, J., 1968). En esta zona, sobre ambos flancos de la cordillera, las fallas serían aproximadamente convergentes, con un estilo tectónico radial (bloques en compresión) diferente al del área septentrional.

2.2. CORDILLERA OCCIDENTAL

2.2.1. GENERALIDADES

La Cordillera Occidental es mal conocida. Los trabajos existentes se localizan esencialmente en el flanco oriental del sector septentrional, además de algunos perfiles geológicos realizados a través de la cordillera y un reconocimiento geológico general al sur de la misma.

La Cordillera Occidental, en el sector al norte del paralelo $4^{\circ}30'N$ está constituida principalmente por derrames volcánicos y material volcanoclástico sobre los cuales reposan espesas acumulaciones de sedimentos turbidíticos y pelágicos.

Al sur de dicha latitud, predominan al oeste de la cordillera, secuencias volcanosedimentarias con un metamorfismo penetrativo de bajo grado y al este, derrames volcánicos básicos.

La cordillera está limitada tectónicamente por las fallas del Sistema del Cauca al oriente y por las fracturas que posiblemente delimitan al este la Depresión del Atrato-San Juan - Tumaco. Sin embargo, el basamento oceánico de la misma y las asociaciones volcánicas y sedimentarias que la constituyen se extienden hacia el este hasta la Zona de Fracturas de Romeral, en el flanco oeste de la Cordillera Central. Así estas secuencias, como las de la Cordillera Occidental, se tratarán conjuntamente. Según estudios geofísicos de Case, J., et al. (1971), se ha podido demostrar que al occidente del Sistema de Romeral, no existe corteza continental, sólo corteza oceánica. Algunas de las estructuras siguen el rumbo cordillerano, cambiando de NNE a NNW de acuerdo a la flexión que tiene la Cordillera Occidental en la zona de Apía - Mistrató. Tanto en esta parte, como en el extremo norte, la tendencia tectónica es transversal con dirección EW, NE y NW.

2.2.2. ESTRATIGRAFIA

2.2.2.1. CRETACICO

Las rocas que se han estudiado con algún detalle en la Cordillera Occidental y en parte del flanco occidental de la Cordillera Central, pertenecen al Cretáceo y posiblemente en parte al Jurásico (?). Sin embargo, se dispone de poca información sobre la cronología de los depósitos, especialmente los volcánicos. Por lo tanto, se preferirá describirlas por unidades litológicas y dentro de éstas se tratarán de más viejas a más nuevas. En el sector septentrional se han definido el Grupo Cañasgordas (ALVAREZ, J., 1970; ALVAREZ, E. y GONZALEZ, H., 1978) y la Formación Quebradagrande (BOTERO, G., 1963; ALVAREZ, E. y ECKARDT, F.,

1970; GONZALEZ, H., 1978). Tanto el Grupo Cañasgordas como la Formación Quebradagrande, tiene un componente esencialmente volcánico, el cual de acuerdo a su distribución geográfica y características se describirá por aparte. De igual manera se procederá con las sedimentitas que lo integran. En el sector central de la Cordillera Occidental, Nelson, H. (1957), definió el Grupo Dagua y el Grupo Diabásico. Posteriormente, estas unidades fueron divididas y redefinidas por Barrero, D., (1977). En el sector meridional Orrego, A. (1976) y Albino, L., et al. (1973) describieron algunas secuencias en el flanco oriental. La distribución de las rocas cretácicas se indica en las figuras 4 y 7, y las columnas estratigráficas generalizadas de los sectores norte y central - sur se muestran en las figuras 8 y 9.

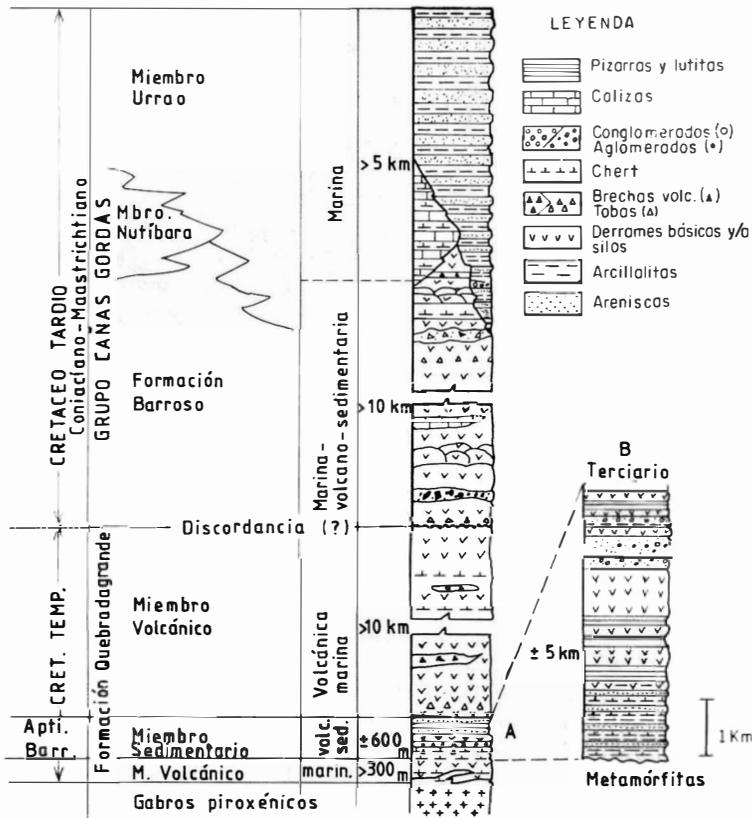


FIG. 8. Columna estratigráfica generalizada del sector norte de la Cordillera Occidental. Se incluye la Formación Quebradagrande del flanco occidental de la Cordillera Central. A: miembro sedimentario en la localidad de Aranzazu. Las unidades litológicas no están a escala. Fuentes: Alvarez, J. y Eckardt, F. (1970), Alvarez, E. y González, H. (1978).

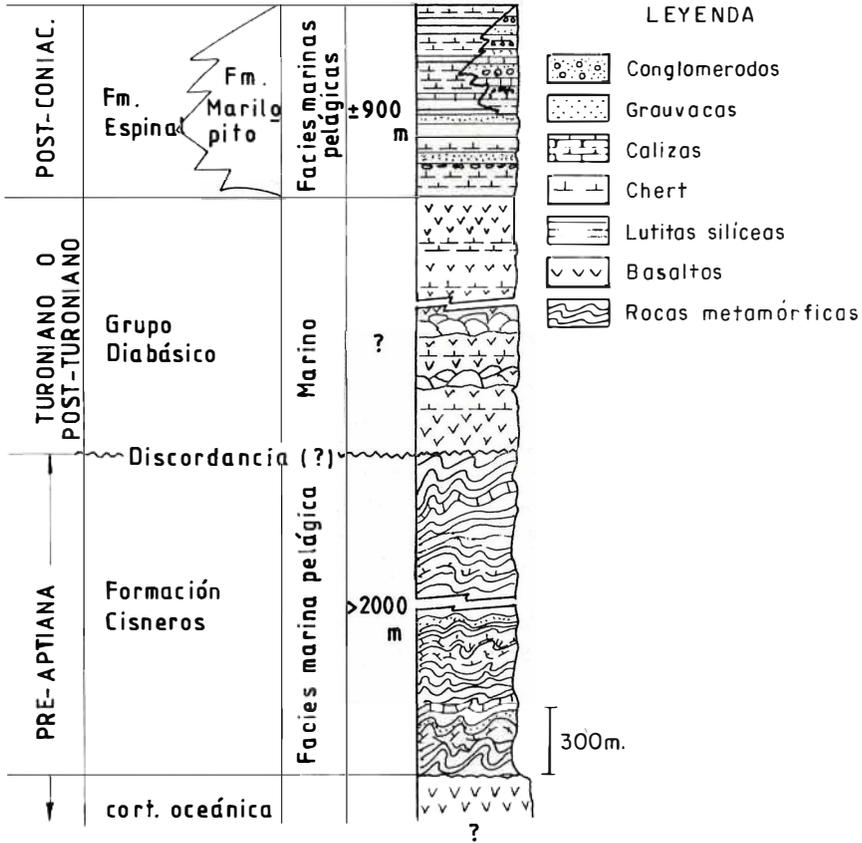


FIG. 9. Columna estratigráfica generalizada del sector central de la Cordillera Occidental. Fuentes: Nelson, H. (1957 - 1962), Orrego, A. (1976) y Barrero, D. (1977).

2.2.2.1.A. Secuencias volcánicas

Secuencias de rocas volcánicas toleíticas se han descrito principalmente en los sectores norte y central con el nombre de la Formación Barroso, integrante del Grupo Cañasgordas y como parte de la Formación Quebragrande. Al sur de la latitud 4°30'N, a las toleitas se les definió como Formación Diabásica pero los trabajos realizados se localizaron en áreas pequeñas y restringidas de la Cordillera Occidental.

2.2.2.1.A.1. Sector Septentrional.- La Formación Quebragrande se extiende entre 5° y 6°35'N sobre el flanco occidental de la Cordillera Central aflorando como una franja larga y estrecha (Fig. 7). En su

parte volcánica es toleítica y está compuesta por espilitas principalmente, basaltos y diabasas con menores porcentajes de brechas de flujo y tobas. En general, estas rocas han sido alteradas a minerales de la facies esquistos verdes. Los derrames contienen intercalaciones locales de chert negro lenticulares (Fig. 8).

En la prolongación sur de estos depósitos volcánicos (Lat. 5°10'N), al norte de la ciudad de Manizales, Hall, R., et al. (1972), informan de bancos de chert, probablemente intercalados en basaltos, que contienen microfósiles del Cretáceo tardío (Turoniano-Campaniano). Al oeste de dicha ciudad, en las cercanías del río Cauca, existen localmente lavas almohadilladas.

González, H. (1976), con base en análisis químicos efectuados en estas rocas y previa comparación con los de Miyashiro, A. (1974), concluye que son toleitas oceánicas generadas en un rift. No obstante, estas rocas han sufrido muy probablemente metamorfismo de diferentes clases y los análisis químicos indican una fuerte alteración. Así, el Na_2O , varía entre 1,9 y 6,0%, sugiriendo una intensa introducción de sodio; el FeO^*/MgO cambia de 2,0 a 4,3, rango que se presenta en varios marcos tectónicos y los contenidos de SiO_2 varían del 46 al 54,9%. Por consiguiente, dicha conclusión no es segura.

En el sector septentrional de la Cordillera Occidental, al oeste de la población de Santa Fe de Antioquia, se extiende la Formación Barroso (Fig. 7). Esta formación es un complejo volcánico lávico y volcanoclástico limitado tectónicamente al este por la Falla Sabanalarga (Fig. 6), rasgo estructural del Sistema de Fallas del Cauca. Dicho complejo está compuesto esencialmente por diabasas y basaltos y menos frecuentemente espilitas, con intercalaciones de lavas almohadilladas con hyaloclastitas, tobas, brechas, vítreo-líticas y aglomerados (HALL, R., et al., 1972; ALVAREZ, E. y GONZALEZ, H., 1978) (Fig. 8). Las rocas citadas se depositaron probablemente sobre las volcanitas o sedimentos del Cretáceo temprano.

Aunque en este complejo predominan las rocas volcánicas, se presentan ocasionalmente también lentes irregulares de rocas sedimentarias, dentro de las cuales las más frecuentes son sedimentitas arcilloso-silíceas, ocasionalmente con calizas. Los afloramientos son de metros a kilómetros de longitud y amplitud y las capas tienen rumbo e inclinación variable pero predominantemente mayor de 50° al este como al oeste (HALL, R., et al., 1972; ALVAREZ, E. y GONZALEZ, H., 1978).

En el extremo norte, en tobas basálticas se encontraron fragmentos de fósiles calcáreos, posiblemente foraminíferos y restos de corales (HALL, R., et al., 1972). En los alrededores de la población de Buriticá

(Lat. $6^\circ 40'N$) en una sucesión fosilífera en que predomina chert negro, con lutitas, grauvacas finas y basaltos asociados, la fauna de foraminíferos y los amonites indicaron una edad Aptiano-Albiano (CASTRO, N., y FENINGER, T., 1965). Al sur de la población mencionada, se encontraron en algunos lentes de las sedimentitas, fósiles pelágicos (radiolarios y foraminíferos) de edad Cretáceo tardío.

La presencia de fósiles planctónicos del Cretáceo tardío y de fauna bentónica del Cretáceo temprano en la misma faja volcánica, pero separados geográficamente, ocurre donde convergen las formaciones Barroso y Quebragrande respectivamente. Este hecho es explicable teniendo en cuenta el origen de los depósitos volcánicos, tema que se tratará más adelante. No se debe excluir además la posibilidad de que ambas formaciones se encuentren en este sitio soldadas tectónicamente.

Con respecto a las intercalaciones sedimentarias en las volcanitas de la Formación Barroso y con excepción de los lentes delgados de chert, no existe certeza respecto a su posición real. En el caso de que se trate realmente de interestratificaciones, los volcánicos serían en parte sincrónicos con las sedimentitas; en caso contrario estas últimas serían más nuevas.

En el flanco oeste de la cordillera occidental y subparalelamente al contacto oriental del Batolito de Mandé (ALVAREZ, J. 1970; ALVAREZ, E., y GONZALEZ, H., 1978), se extiende un cuerpo alargado y con una amplitud menor de 3 km, compuesto por rocas volcanoclásticas con intercalaciones menores de basaltos olivínicos (ALVAREZ, E., y GONZALEZ, H., 1978; CALLE, com. verbal, 1978). Aun cuando no se han encontrado fósiles, los autores citados presumen que la edad de estas rocas es Cretáceo tardío.

2.2.2.1.A.2. Sector Central y Meridional.-

Aproximadamente al sur de la latitud $4^\circ N$ aflora el Grupo Diabásico constituido por basaltos, diabasas, lavas almohadilladas con hyaloclastitas además de interca-

laciones de chert con radiolarios (NELSON, H., 1957; ORREGO, A., et al., 1976; BARRERO, D., 1977; Fig. 9). En este grupo, es notoria la ausencia de capas de calizas pelágicas interstratificadas con chert, como asimismo la escasez de microfósiles calcáreos, indicando probablemente depositación a profundidades superiores al límite de solución del carbonato. Según Barrero, D., las rocas volcánicas de este grupo han sido afectadas por un metamorfismo regional en facies zeolita y prehnita-pumpellita, y Nelson, H., (1958, 1962) anota que el contacto con las metamorfitas del Grupo Dagua es tectónico o "al parecer el Grupo Diabásico está reposando normalmente sobre el Dagua".

Al sur de Cali, en la prolongación meridional del Grupo Diabásico se encontraron microfósiles y un microfósil en sedimentitas silíceas intercaladas con diabasas, las cuales fueron datadas como pertenecientes al rango Coniaciano temprano a Maastrichtiano (NELSON, H., 1957; SCHWIN, N., 1969).

En la latitud $4^{\circ}55'N$, al oeste de la Virginia, Nelson, H. (1957), reporta foraminíferos del Coniaciano temprano en chert negros intercalados dentro de las volcanitas.

En la zona central de la Cordillera Occidental en áreas vecinas a la población de Anserma (Lat. $5^{\circ}10'N$) las volcanitas, no contienen sedimentitas o éstas son muy raras y están intruidas (?) por gabros o la asociación de gabros-serpentinitas.

Resumiendo, se tendría que en los derrames volcánicos se intercalan chert y sedimentitas silíceas, formando capas generalmente delgadas, que contienen microfósiles cuyas edades varían del Turoniano al Maastrichtiano. Este hecho es mayormente cierto al sur de la latitud $5^{\circ}10'N$. La edad de las pelagitas sugiere que los derrames más antiguos son turonianos; además es probable que se hayan depositado a profundidades bajo el límite de compensación del carbonato.

Las características litológicas de los depósitos volcánicos de la Formación Barroso son más afines con un origen en un arco

volcánico basáltico predominantemente submarino. El marco de generación de las rocas volcánicas toleíticas de la Formación Quebradagrande aún no está aclarado, aunque la presencia de brechas de flujo y tobas básicas podría sugerir un ambiente de arco volcánico y las intercalaciones de chert indican depositación a profundidades abisales o batiales Barrero, D. (1977), con base en los diagramas de Pearce, J. y Cann, J. (1973), concluye que el Grupo Diabásico fue generado en un arco de islas basáltico inmaduro en el Turoniano. Además, afirma que las rocas originadas son similares a las toleitas abisales. El hecho de que no se hayan reportado depósitos volcanoclásticos en este grupo y que su marco tectónico tenga una base geoquímica con algunos de los análisis (Zr, Ti) realizados por espectrografía semicuantitativa con un error mayor del 100 % para el primer elemento, sugiere que el resultado obtenido debe ser corroborado posteriormente.

2.2.2.1.A.3. Antecedentes Geocronométricos.-

No se tiene sino una determinación de edad absoluta reportada por Barrero, D. (1977) para un basalto toleítico de la Formación Diabásica. La edad K/Ar (roca total) es de 136 ± 20 m.a.

En el Ecuador, Gossens P., y Rose, W. (1973) informan de 8 dataciones K/Ar en plagioclasa y roca total realizadas en diversas rocas básicas, de la Formación Piñón o Complejo Igneo Básico, aflorante en las provincias de Manabí y Esmeraldas en la zona costera, al sur de la Cordillera Occidental de Colombia. Las edades variaron entre 110 ± 10 m.a. y 54 ± 5 m.a. Las edades más antiguas (136 y 110 m.a.) son concordantes e indicarían un evento de magmatismo básico en el Jurásico tardío Cretáceo temprano. Sin embargo, si se considera la información paleontológica, dicho magmatismo debió prolongarse durante todo el Cretáceo en el occidente colombiano.

2.2.2.1.B. Secuencias Sedimentarias y Sedimentario-Volcánicas Marinas

2.2.2.1.B.1. Sector Septentrional.- El miembro sedimentario de la Formación Quebradagrande tiene variaciones litoló-

gicas notorias aún en áreas de poca extensión como el sector donde fue definida (BOTERO, G., 1963; ALVAREZ, J. y ECKARDT, F., 1970). Hacia el sur, la cartografía realizada por González, H. (1976) indica que las sedimentitas se encuentran formando varios paquetes de varios centenares de metros de espesor intercalados dentro de cuerpos a veces mayores de toleitas. Los contactos entre estas rocas son normales o fallados y las secuencias sedimentarias se acuñan en sentido del rumbo. Además, la formación se encuentra fuertemente afectada por el Sistema de Fallas de Romeral (Figs. 4 y 7). González, H. (1976) prolonga al sur, por más de 100 km de su localidad típica, a las unidades sedimentarias de la Formación Quebradagrande. Además Alvarez, J. y Eckardt, F. (1970) correlacionaron la secuencia sedimentario-volcánica en las vecindades de Aranzazu, al norte de Manizales, con las de dicha formación. Sin embargo, dadas las características señaladas antes, el autor sugiere una reinterpretación y redefinición hacia la zona meridional.

La secuencia sedimentario-volcánico en la localidad tipo (Lat. $6^{\circ}10'$) está constituida por lutitas, pizarras silíceas y chert negro en sucesión rítmica, con menor cantidad de capas delgadas de grauvacas finas, conglomerados polimícticos intraformacionales con cantos de rocas básicas y de chert principalmente; tobas ocurren en la base y techo y los derrames volcánicos se intercalan en toda secuencia (Fig. 8). Además, se presentan algunas estructuras sinsedimentarias (BOTERO, G., 1963; ALVAREZ, J. y ECKARDT, F., 1970). Unos pocos kilómetros al norte de dicha localidad se presentan intercalaciones de calizas negras y al sur calciruditas que contienen algas y espinas de equinoides. Esta secuencia se presenta dentro de cuerpos masivos de rocas volcánicas.

Un perfil realizado en la zona sur de la localidad tipo (Lat. $5^{\circ}10'$) y correlacionado por Alvarez, J. y Eckardt, F. (1970) con las sedimentitas de Quebradagrande, señalan la presencia de grauvacas de grano medio, lutitas y chert con interposiciones de rocas volcánicas y de conglomerados polimícticos con

guijarros de volcanitas, chert, grauvacas y cuarcitas, así como lentes de conglomerados cuarzosos (Fig. 8).

En la parte más septentrional de la Formación Quebradagrande (Lat. $6^{\circ}30'N$), como en la localidad de Arma (Lat. $5^{\circ}40'N$) se encontraron faunas bentónicas en lutitas negras, arcillolitas y areniscas calcáreas, de edad que varía del Barremiano al Aptiano (GROSSE, E., 1926; BOTERO, G., et al., 1974). Merece destacarse en Arma, además de la presencia de los abundantes macrofósiles, el hallazgo de un molde de trigonia dentro de derrames básicos.

Las características de las sedimentitas, sugieren que son en parte turbiditas con intercalaciones de sedimentitas pelágicas. González, H. (1976), afirma la existencia de turbiditas utilizando diagramas QFL de Dickinson, W. (1970). Asimismo, en algunas partes las secuencias son plataformales. El ambiente de depositación varía posiblemente de batial a nerítico.

El miembro sedimentario de la Formación Quebradagrande y las rocas sedimentarias y sedimentario-volcánicas marinas remanentes en la Cordillera Central, constituyen las secuencias cretáceas más antiguas conocidas en las cordilleras Central y Occidental de Colombia.

La Formación Penderisco del Grupo Cañasgordas consta esencialmente de sedimentos biogénicos y/o químicos finos formados por chert y calizas micríticas negras (Miembro Nutibara) y por sedimentitas de características turbidíticas (Miembro Urrao) (ALVAREZ, J., 1970; ALVAREZ, E. y GONZALEZ, H., 1978).

El Miembro Nutibara consiste de una sucesión rítmica de bancos delgados de calizas pelágicas y chert negro con fauna plancónica, interestratificado hacia el tope con turbiditas finas (Fig. 8). Un cuerpo de diabasas en forma de cuña, levantado tectónicamente en su lado oeste, interrumpe la secuencia y sobre él se apoyan las sedimentitas.

Las calizas forman bancos menores de 50 cm pero en algunos sitios se presentan capas hasta de 30 m. Contienen fósiles pelágicos aunque irreconocibles debido a su reemplazo total o parcial por calcita. Las delgadas intercalaciones de chert tienen espesores entre 2 y 30 cm y contienen foraminíferos y radiolarios del Cretáceo tardío.

Hacia el tope de este miembro de calcáreo y chert aparecen gradualmente interestratificaciones de lutitas, limolitas y grauvacas.

El Miembro Urrao del Grupo Cañasgordas consta de una secuencia de más de 5 km de espesor, de sedimentos tipo flysch plegados y fallados, de edad Cretáceo tardío, los cuales se pueden interpretar en términos de facies de turbiditas proximales, pero las que se interdigitan con las secuencias de calcáreos y chert parecen corresponder a turbiditas distales. La litología es simple. Está compuesta según Alvarez, E. y González, H. (1978), por arcillolitas y limolitas con grauvacas intercaladas, localmente con bancos lenticulares de conglomerados polimícticos con cantos de rocas volcánicas y chert principalmente (Fig. 8). Al este reposan sobre las rocas volcánicas de la Formación Barroso, presentando localmente sobre éstas, conglomerados polimícticos lenticulares de naturaleza basal y hacia el oeste muestran escasas interestratificaciones de chert y calizas.

Las características mineralógicas sugieren que las turbiditas de grano fino y grueso de esta secuencia son de origen terrígeno y que hacia el oeste se interdigitan con las sedimentitas pelágicas del Miembro Nutibara, las cuales reposan en forma directa posiblemente sobre las rocas basálticas. El ambiente de sedimentación es marino y probablemente transicional entre las llanuras abisales y el talud continental.

2.2.2.1.B.2. Sector Central y Meridional.-

La Formación Espinal, que forma la parte superior del Grupo Dagua, está ubicada al este del Grupo Diabásico. Fue definida en el sector central de la Cordillera Occidental por Hubach, E. (1931, 1932), y

redefinida por Barrero, D. (1977). La secuencia (900 m) consiste de chert negro y lutitas silíceas pelágicas con intercalaciones de areniscas y calizas en la parte media (Fig. 9). Según Barrero, D. (1977), está reposando concordantemente sobre las metamorfitas de la Formación Cisneros y en algunos sitios es transicional. El material sedimentario es pelágico con turbiditas de grano fino a medio intercaladas. La edad es post-coniaciana para la parte alta de dicha formación. El ambiente de depositación es marino a transicional entre el talud continental y las llanuras abisales. El autor mencionado considera que el contacto con las volcanitas suprayacentes es irregular y con efectos de metamorfismo de contacto (blanqueamiento). Nelson, H. (1957; 1962) menciona una situación estratigráfica similar y un contacto normal.

Orrego, A. (1976) cita a ambos lados de la cuenca estructural del Cauca-Patía, al sur de la latitud 3°10'N, varias secuencias de rocas sedimentarias formadas por chert y limolitas silíceas negras, grauvacas, con cantidades menores de conglomerados y calizas (Formaciones Marilopito, Aguablanca y otras secuencias; Fig. 9). Las rocas clásticas muestran, según dicho autor, estructuras típicas de turbiditas y las sedimentitas biogénicas contienen radiolarios y foraminíferos cuya edad varía del Coniaciano al Maastrichtiano.

Según Orrego, A., las relaciones con las rocas volcánicas del Grupo Diabásico son diversas. Al oeste del río Cauca (Lat. 3°5'N) las sedimentitas reposan sobre diabasas presentando un conglomerado basal. En otros sitios vecinos a esta localidad se interdigitan con las volcanitas o tienen relaciones dudosas. La secuencia de sedimentitas y rocas volcánicas está en contacto fallado con las pizarras, filitas, chert y metavolcanitas del Grupo Dagua (ORREGO, A., 1976).

Las características litológicas, estratigráficas y faunísticas sugieren para las rocas depositadas al sur de la latitud 3°10'N, un ambiente marino, con depositación de turbiditas en la zona transicional entre el talud continental y las llanuras abisales. La presencia de material máfico en las turbiditas indi-

ca que existieron algunas áreas volcánicas y positivas, las cuales estaban siendo erosionadas cuando en otras había sedimentación.

2.2.2.1.C. Algunas consideraciones cronoestratigráficas

Cuando las relaciones de terreno no son claras es difícil definir la cronología relativa de las unidades litológicas, en especial si las determinaciones paleontológicas son imprecisas en cuanto a la definición de los pisos. Este hecho es mayormente cierto en la Cordillera Occidental y la interpretación de los diversos eventos se hace difícil y arriesgada. La totalidad de las sedimentitas conocidas en la cordillera son post-coniacianas incluyendo a la Formación Espinal y reposan o se intercalan en las volcanitas. La naturaleza turbidítica de las formaciones cuando son de posible carácter proximal implica deposición lenta o rápida dependiendo del volumen de sedimentos que sea aportado por la corriente de turbidez. De tal manera, que sería necesario un mayor control paleontológico de cada una de ellas. Con respecto a la Formación Espinal, si se acepta una edad post-coniaciana para la parte superior y edades paleontológicas turonianas o más nuevas para las rocas volcánicas del Grupo Diabásico se podría pensar en que ambas son sincrónicas o que las sedimentitas de la Formación Espinal son más nuevas. En la Cordillera Central y Oriental existieron a principios del Albiano movimientos tectónicos fuertes (BURGL, H., 1962; BURGL, H. y RADELLI, L., 1962) y plutonismo en la primera de ellas. Siendo la Cordillera Occidental una zona tectónica móvil en el Cretáceo, es quizá probable que dicha fase se encuentre presente y que la posición "concordante" de la Formación Espinal sobre las metamorfitas de la Formación Cisneros sea aparente.

2.2.2.1.D. Rocas Metamórficas

Las rocas metamórficas se extienden al sur de la latitud 5°N, formando el flanco occidental de la Cordillera Occidental hasta cerca de la frontera con Ecuador (Fig. 7). Están separadas por rocas sedimentarias y

volcánicas del Grupo Cañasgordas por una zona intensamente tectonizada, con fracturas NNE-NE, E-W y NW-NNW que en este trabajo se denomina Zona de Fracturas de la Serranía de los Paraguas (Fig. 6).

Solamente la parte norte de las metamorfitas se conoce con algún detalle; en cambio al sur de la latitud 3°20'N han sido poco estudiadas y únicamente existen reconocimientos geológicos realizados por el Proyecto Ingeominas-Naciones Unidas (1977).

Las rocas metamórficas del Grupo Dagua (NELSON, H., 1957) están formadas en su parte inferior por la secuencia sedimentario-volcánica de la Formación Cisneros (BARRERO, D., 1977).

Consistente de metachert, metacalizas, metaareniscas, filitas y pizarras que conforman una secuencia de 2.000 m de espesor aproximadamente (Fig. 9). El metamorfismo es regional de bajo grado, perteneciente a la facies de esquistos verdes. Su origen es biogénico, terrígeno y volcánico (NELSON, H., 1962; BARRERO, D., 1977) y la naturaleza de las sedimentitas es turbidítico-pelágica depositada en las llanuras abisales (BARRERO, D., 1977). Con base en microfósiles (foraminíferos y radiolarios), se le ha asignado una edad aptiana o post-aptiana; sin embargo, Barrero, D., considerando el tipo de sedimentación, cree que sea principalmente pre-aptiana. Nelson, H. (1962) anota que el Grupo Dagua yace debajo de la Formación Diabásica y que el contacto es normal.

2.2.2.1.D.1. Antecedentes geocronométricos .-

Dos edades K/Ar (roca total) en filitas, dieron $61,9 \pm 2,7$ m.a. y $81,8 \pm 3,3$ m.a. Las edades aunque no son concordantes, indicarían un evento térmico, probablemente recristalización metamórfica en el Cretáceo tardío.

2.2.3. ROCAS INTRUSIVAS MAFICAS Y ULTRAMAFICAS

2.2.3.1. OCURRENCIA

Varios afloramientos de rocas gabroicas y ultramáficas se encuentran dispersas en la Cordillera Occidental y en el flanco occi-

dental de la Cordillera Central (Fig. 7) Guarín, G., y Alvarez, E. (1977), reportan en la vertiente oeste de la Cordillera Occidental pequeños cuerpos tabulares de serpentinita relacionados con la Falla Murindó y emplazados tectónicamente. Asimismo, anotan la presencia de bloques sueltos de piroxenita con olivino y espinela, asociados con un complejo máfico-ultramáfico situado al oeste del prospecto cuprífero de Murindó, en contacto con el Batolito de Mandé. Dadas las características petrográficas que indican un origen bajo condiciones de alta presión, su presencia sugiere que dicho complejo fue emplazado tectónicamente. Su ubicación en el borde de la cuenca estructural del Atrato-San Juan-Tumaco señala probablemente una relación con las fallas de ángulo alto que la conforman. Además, la presencia de importantes placeres auro-platiníferos a lo largo de dicha cuenca, insinúan la ocurrencia de cuerpos ultramáficos en el flanco oeste de la Cordillera Occidental.

A lo largo del flanco occidental de la Cordillera Central y relacionados íntimamente con el Sistema de Fallas de Romeral, se presentan cuerpos alargados de peridotita-gabro o únicamente peridotita (Figs. 4 y 7). En el sector septentrional, entre 5° y $6^{\circ}35'N$ aproximadamente, dichos cuerpos se encuentran encajados tectónicamente dentro de rocas volcánicas básicas de la Formación Quebradagrande. Esta asociación podría quizás corresponder a ofiolitas incompletas (COLEMAN, R., e IRVING, E., 1974). Otros cuerpos independientes de serpentinita, gabro o ambos, se presentan también relacionados al Sistema Romeral y emplazados tectónicamente dentro de rocas metamórficas paleozoicas (?) o en contactos fallados entre estas rocas y las volcanitas cretáceas. Estas ofiolitas serían posiblemente del tipo no secuencial de Miyashiro, A. (1973). También algunos de los cuerpos de rocas ultramáficas del sector norte, reúnen varias de las condiciones establecidas por Thayer, (1972) para los complejos máfico-ultramáficos tipo alpino.

En las áreas vecinas a la población Anserma (Lat. $5^{\circ}10'$), cuerpos alargados de

norita-peridotita y serpentinita tectonizada emplazada a lo largo de fallas del Sistema del Cauca, aparecen relacionadas con basaltos y diabasas.

Un complejo máfico-ultramáfico con zonación y estratificación (ORTIZ, F. y GOMEZ, J., 1971; BARRERO, D., 1977) además de varios cuerpos intrusivos de gabro se exponen cerca a la población de Bolívar (valle; $4^{\circ}20'N$). Dicho complejo y gabros aledaños están relacionados genéticamente y se originaron de un magma basáltico toleítico parental bajo volcanes de edad Cretáceo tardío (Turoniano). El emplazamiento se llevó a cabo diapíricamente y a lo largo de fallas periféricas debido a efectos compresionales (BARRERO, D., 1977).

Unos kilómetros al oeste de la Falla Romeral y de la población de Bolívar (Cauca; Lat. $1^{\circ}5'N$) aflora una faja alargada formada por rocas máficas-ultramáficas que en opinión de quien escribe, tiene las características de un complejo ofiolítico estratificado. Su actual posición estructural se debe a fallas normales que lo levantaron durante el Terciario junto con una cubierta delgada de conglomerados basales del Oligoceno tardío-Mioceno.

2.2.3.2. GENESIS

Los fragmentos ofiolíticos discontinuos (como las asociaciones de gabro-peridotita y peridotita) relacionados con zonas tectónicas o zonas de melange se pueden haber generado en dorsales medio oceánicas (DIETZ, R., 1963; COLEMAN, R., 1971) y emplazado posteriormente como pedazos de corteza oceánica o manto superior. Estos cuerpos y las sedimentitas eugeosinclinales son soldados al continente durante períodos de fuerte perturbación tectónica causada por convergencia de placas. Otra posibilidad sería la planteada por varios autores (KUNO, H., 1969; MIYASHIRO, A., 1974, 1975) en el sentido de generación de las ofiolitas en arcos de islas volcánicas. Barrero, D. (1977) explica en esta forma el complejo ultramáfico zonado de Bolívar (Valle).

En el complejo básico del occidente colombiano es difícil pensar que sólo una de las dos hipótesis sea la válida. En efecto, si se considera la zona de Romeral como una paleozona de sutura y la continentalización del dominio occidental (formado en parte por desarrollo de arcos de islas sobre la corteza oceánica) por procesos de acreción, la ubicación de muchos de los cuerpos responde a la primera hipótesis. Por otra parte, por la segunda hipótesis podrían explicarse los complejos zonados, los cuales además de tener una distribución irregular (aunque controlados tectónicamente) como correspondería a varios centros volcánicos, presentan características diferentes de asociaciones ofiolíticas típicas.

2.2.3.3. ANTECEDENTES GECRONOMETRICOS

Unas pocas dataciones se tienen sobre rocas máficas y ultramáficas. Al norte, Restrepo, J. y Toussaint, J. (1975) reportan una edad de 77.4 ± 7.7 m.a. (K/Ar plagioclasa) para un cuerpo de gabro localizado cerca a la población de Altamira. Aunque se encuentra dentro de la Formación Barroso, se desconoce, según dichos autores, las relaciones con las rocas volcánicas de esta formación. Asimismo, informan una edad de 131 ± 9 m.a. (K/Ar hornblenda) para un cuerpo alargado de gabro foliado asociado con peridotitas, con contactos fallados y localizado en la zona tectónica de convergencia de los Sistemas Romeral y Cauca. Barrero, D. (1977), reportan una edad de 106 ± 18 m.a. (K/Ar hornblenda) para una pegmatita de hornblenda-plagioclasa del complejo zonado máfico-ultramáfico de Bolívar (Valle) y para cornubianas de hornblenda originadas por la intrusión de dicho complejo una edad de $88,8 \pm 13,8$ m.a. (K/Ar hornblenda). Las edades mencionadas sugieren un episodio de actividad intrusiva máfica y posiblemente ultramáfica en el Cretáceo temprano y tardío.

2.2.4. ESTRUCTURAS

Las secuencias sedimentarias están plegadas intensamente y falladas, algunas están invertidas. Las intercalaciones de sedi-

mentitas en rocas volcánicas pueden ser en algunos casos restos de pliegues con sus charnelas arrasadas o interposiciones tectónicas. Para clarificar la compleja geología de estas áreas es necesario estudios en detalle, en especial, estratigráficos y estructurales.

En el sector situado al norte de la débil flexión de la Cordillera Occidental, situada en la zona de Apía-Mistrató (Lat. $5^{\circ}15'N$) las secuencias sedimentarias tienen un rumbo general N-S o NNW con buzamiento variable, pero predominantemente mayor de 30° al oeste. Estas rocas han sido perturbadas por fracturas menores de dirección norte-sur pero el principal rasgo estructural intercordillero es la Falla Encarnación (ALVAREZ, E. y GONZALEZ, H., 1978; Fig. 6). Su extensión es mayor que 100 km y se une al Sistema de Fallas del Cauca en la localidad de Andes. Su forma sinuoidal con un giro al oeste mayor de 45° es peculiar y según Calle, B. (1978; Com. verbal) es una falla de rumbo. Las estructuras de esta zona limitan, al norte de la cordillera, con un conjunto de fracturas de dirección $N45^{\circ}W$, subparalelas al curso de los ríos Sucio y Tonuzco con un rumbo similar al de sistema tectónico del sector suroriental de Panamá (Fig. 6). La Zona de Fracturas del río Sucio-Tonuzco está activa (W.C. Consultant, 1977), desplaza las fallas norte-sur que afectan al Grupo Cañasgordas y se une a los Sistemas Romeral-Cauca en su punto de convergencia.

En la zona de Apía-Mistrató, donde se produce el débil combamiento cordillero, existe una serie de fracturas transversales al rumbo regional, que irradian aproximadamente de esa área la cual se denomina en este trabajo Zona de Fracturas de la Serranía de los Paraguas (Fig. 6). Las fallas meridionales de este haz, tienen un rumbo NNE-NE y fueron documentadas por Barrero, D., (1977) como fallas inversas de ángulo alto y normales inclinadas hacia el este. En la parte central del mismo, el rumbo de las fallas es E-W y ENE; y en la septentrional tienen rumbo N-NW (Mapa Geológico de Colombia, 1976). Case, J., et al. (1971) mencionan un desplazamiento hacia el sureste del eje del alto magnético relacionado a los Andes

Occidentales. Ese desplazamiento coincide con la Zona de Fracturas de la Serranía de los Paraguas lo cual podría sugerir, que el eje original fue desplazado hacia el este probablemente por el conjunto de fallas mencionadas mediante desplazamiento en el rumbo.

El sector sur de la zona de Apía-Mistrató, la Cordillera Occidental es poco conocida; según la compilación del Mapa de Colombia (1976) las fracturas son longitudinales (NNE-NE) principalmente. Cerca del Ecuador existen algunas con rumbo NW.

El límite oriental de la cordillera es una zona tectónica altamente compleja formada por el Sistema de Fracturas del Cauca (Fig. 6). Al norte, este sistema lo constituyen la falla de Sabanalarga y las fallas del Cauca (GROSSE, E., 1926) que se une con el Sistema Romeral. Al sur de la población de Santa Fe de Antioquia estas fallas se caracterizan por fajas de rocas cataclásticas de varios kilómetros de amplitud. Según los consultores de la Woodward Clyde (1977) están activas. Al oeste de Cali, las fallas del pie cordillerano son inversas de ángulo alto buzando al oeste (SCHWINN, W., 1969) y al sur, en el borde occidental de la cuenca del Patía, las fallas principales se inclinan posiblemente al oeste.

Si se considera que el movimiento actual de la placa de Nazca es noreste con respecto al borde continental (VAN ANDEL, G., et al., 1971) y que la placa suramericana tiene una dirección noroeste desde principios del Terciario, existe la posibilidad de que el movimiento más reciente de las fallas del Sistema Cauca sea transcurrente con desplazamiento lateral derecho. Lo mismo se cumpliría para la Romeral.

El razonamiento anterior estaría acorde con la afirmación de McDonald, M. (BARRERO, D., 1977), el cual con base en estudios paleomagnéticos dice que la parte norte de la Cordillera Occidental en Colombia ha sido rotada 25° entre el Pleioceno y el presente. Si esto es así, la Zona de Fracturas del río Sucio-Tonuzco debe de comportarse actualmente como una falla de rumbo con

desplazamiento lateral derecho. Es probable, también que el combamiento cordillerano como las fracturas en dicha zona sean debidos a la interacción de las placas antes anotadas.

2.3. SERRANIA DE BAUDO

La Serranía de Baudó o Cordillera de la Costa Pacífica (Fig. 1 y 10) es geológicamente bastante desconocida. La poca información existente proviene de la zona del proyecto del Canal Interoceánico Atrato-Truandó y en el área de Cabo Corrientes (Lat. $5^\circ 30'N$).

A lo largo de la ruta del Proyecto Atrato-Truandó afloran basaltos, aglomerados, tobas y rocas sedimentarias del Cretáceo tardío-Mioceno (I.O.C.S., en CASE, J., et al., 1971). Sobre la Costa Pacífica se presentan principalmente basaltos y lavas almohadilladas, intensamente alterados y deformados. También ocurren localmente gabros alterados, diabasas, brechas de chert y de dacitas y en unas pocas áreas, rocas sedimentarias con fuerte buzamiento. Case, J., et al. (1971), Gossens, P., et al. (1977) mencionan la ocurrencia de gabros, basaltos, diabasas y unos pocos cuerpos ultramáficos con sedimentitas tobáceas del Cretáceo tardío.

Ganser (en GOSENS, P., et al., 1977) cita en el área de Cabo Corrientes (Lat. $5^\circ 35'N$) en la costa pacífica la presencia de calizas arrecifales del Eoceno medio encerradas por flujos de basalto. En la frontera con Panamá Bandy, O. (1970); encontró microfósiles planctónicos pertenecientes al Coniaciano-Maastrichtiano. En los alrededores del Golfo de San Miguel (Panamá), en terrenos que constituyen la prolongación de la Serranía de Baudó, las rocas del basamento son basaltos y diabasas con sedimentitas síliceas suprayacentes, las cuales contienen microfósiles del Campaniano. En ese mismo sector existen sedimentitas marinas del Eoceno con intercalaciones de basaltos, aglomerados y tobas (CASE, J., 1974).

En el extremo oeste del sector septentrional de la Cordillera Occidental, al oes-

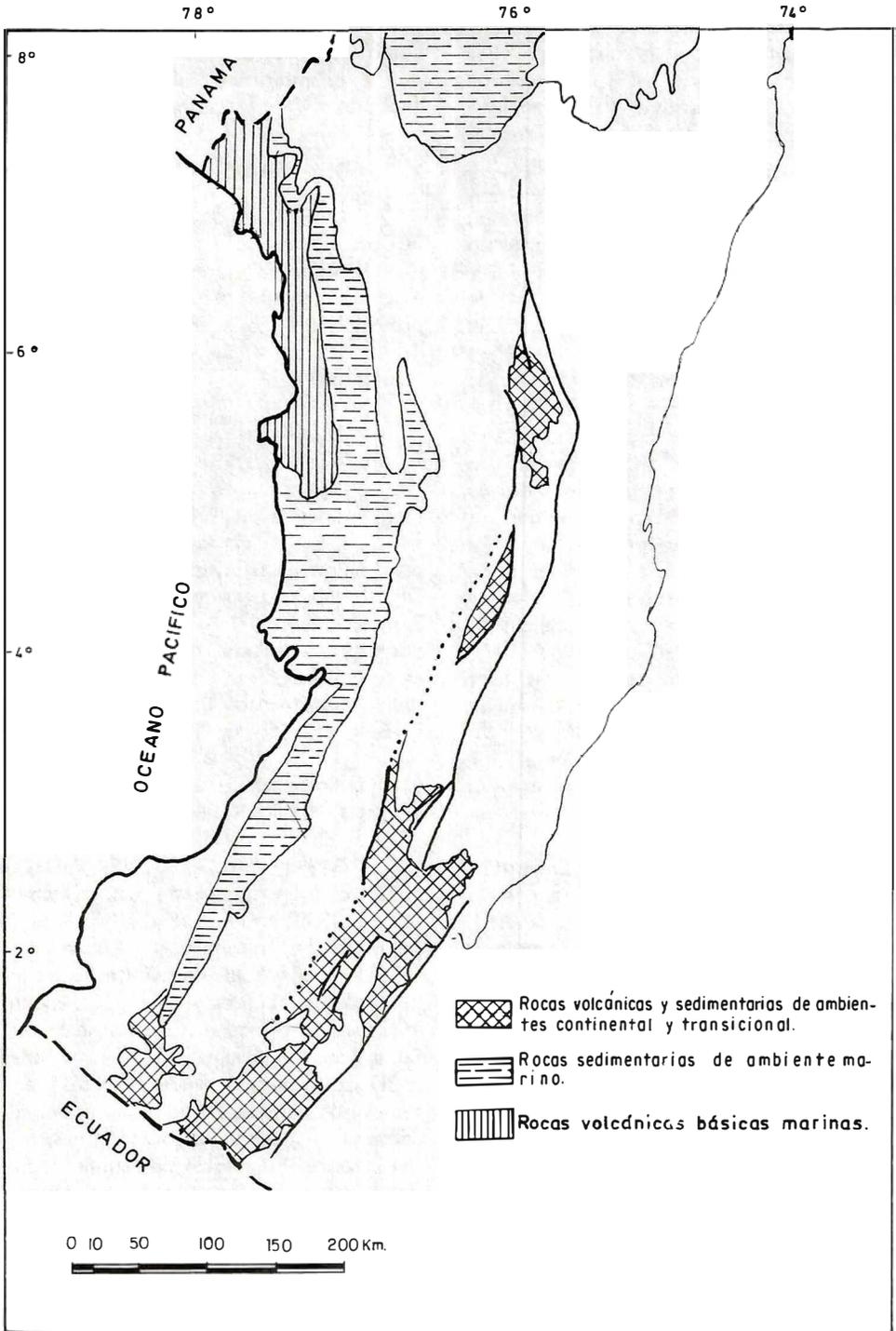


FIG.10. Afloramientos de rocas estratificadas terciarias en las Depresiones del Cauca - Patía y Atrato - San Juan - Tumaco.

te de la población de Dabeiba (Lat. 7°N), Estrada, A. (1973) reporta fragmentos de fósiles (corales) de edad eocena, dentro de aglomerados volcánicos.

Los antecedentes anotados sugieren que en la esquina noroccidental de Colombia y especialmente en la Serranía de Baudó, se desarrolló un volcanismo toleítico de importancia en el Eoceno.

En América Central Meridional, sobre un basamento del Cretácico tardío o más antiguo (CASE, J., 1974) se efectuó la actividad volcánica eocénica o más reciente, la cual según Malfait, B. y Dinkleman (1972) se realizó en arcos de islas. Dicha actividad se extendió hasta la esquina noroccidental de Colombia donde el volcanismo se llevó a cabo sobre un basamento oceánico pre-eocénico.

Gossens, P., et al. (1977) graficaron en diagramas de Pearce, J. y Cann, J. (1973), los valores geoquímicos de rocas de la Serranía de Baudó y su continuación a Panamá, y de la zona costera de Ecuador que conforman lo que llaman Complejo Igneo Básico. Con base en dichos diagramas, concluyeron que las volcanitas tienen afinidades con toleitas de fondos oceánicos generados en dorsales aunque difícil y dudosamente separables de las toleitas de arcos de islas jóvenes. Sus contenidos en K, Sr y Rb son más altos.

Las estructuras en la Serranía de Baudó son desconocidas. El Mapa Geológico de Colombia (1976) presenta un fuerte fracturamiento de dirección este-oeste en la zona sur. Al oriente se presume la existencia de varias fallas inversas en los límites con la Depresión del Atrato-San Juan-Tumaco. Entre ellas la llamada falla Atrato por Irving, E. (1972) (Fig. 6).

2.4. DEPRESION DEL CAUCA-PATIA

2.4.1. GENERALIDADES

El valle interandino del Cauca-Patía, de carácter tectónico, tiene un ancho que varía de 20 a 40 km y se extiende por más de

500 km desde la población del Peñol (Lat. 1°20'N) en el sur de Colombia, hasta la población de Santa Fe de Antioquia (Lat. 6°35'N; Fig. 1). En este lugar se cierra el valle por la unión de las cordilleras Central y Occidental, y allí mismo ocurre la convergencia de los Sistemas Tectónicos del Cauca y Romeral.

En el sector meridional el valle tiene una dirección NNE para luego cambiar a NNW en la zona norte. Separa las cordilleras Central y Occidental y controla en buena parte el curso de los ríos Cauca y Patía.

En la actualidad, remanentes de las sedimentitas continentales molásicas y marinas que rellenaron la depresión en el Terciario temprano, se encuentran en la Cuenca Carbonífera de Antioquia y Caldas o Cuenca norte y en la Cuenca del Valle-Cauca o Cuenca Sur respectivamente. Entre las cuencas citadas se presentan pequeños cuerpos de sedimentitas terciarias, aflorando como ventanitas geológicas rodeadas por gruesos depósitos volcánicos y volcanoclásticos del Mioceno tardío o más recientes a los cuales infrayacen como restos de erosión reposando sobre rocas preterciarias.

Varios autores se han referido a las sedimentitas depositadas en algunas de estas cuencas pero en forma local y dispersa.

2.4.2. ESTRATIGRAFIA DEL TERCIARIO

En la Depresión del Cauca-Patía afloran rocas sedimentarias del Terciario que revelan dos diferentes ambientes de depositación. Al norte del paralelo 3°35', el ambiente es continental, al sur del mismo, es marino salobre a parálico (transicional). La interdigitación de las facies de sedimentitas de ambos ambientes se sitúa en el Departamento del Valle del Cauca, al norte de Yumbo (Figs. 4 y 10).

2.4.2.1. SECUENCIAS SEDIMENTARIAS

2.4.2.1.A. Sedimentitas Continentales

En la porción septentrional de la depresión, se presenta el llamado Terciario Carbonífero de Antioquia (GROSSE, E., 1926),

también llamado Formación Antioquia (VAN DER HAMMEN, T., 1960) o Formación Amagá (GONZALEZ, H., 1976). Capas continentales molásicas del Oligoceno temprano al Mioceno temprano situadas en las honduras topográficas, son los testigos del relleno original de la misma (Figs. 4 y 10). La secuencia es típicamente continental, con fósiles de plantas y organismos de agua dulce. Está constituida en la base por sedimenti-

tas clásticas gruesas de origen fluvial, con cantos de rocas metamórficas e ígneas, las cuales reposan discordantemente sobre rocas metamórficas paleozoicas (?), rocas intrusivas y volcánicas básicas del Cretácico. Superpuestos a ellas se encuentran depósitos límnicos de color gris (arcillolitas y areniscas), con mantos explotables de carbón; y hacia la parte superior, sedimentos psamíticos y pelíticos intercalados (Fig. 11).

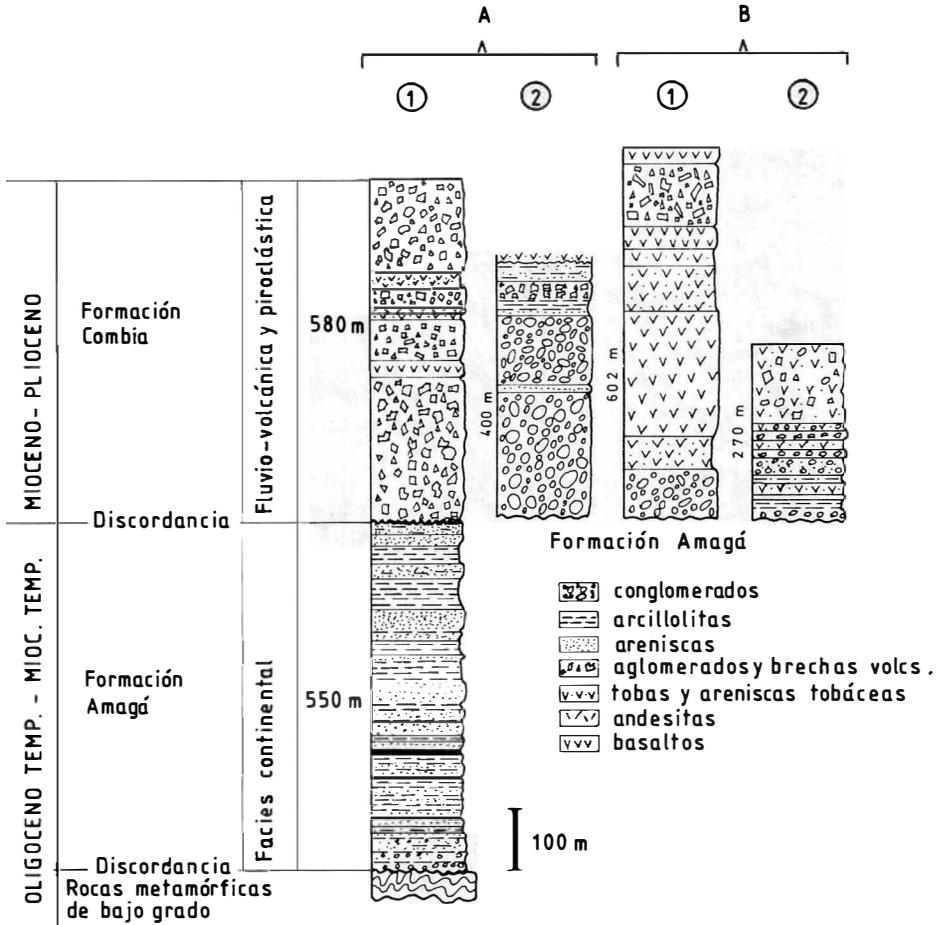


FIG. 11: Columna estratigráfica de la Depresión del Cauca-Patía en el sector septentrional (Antioquia-Caldas). A: columnas en la parte norte. B: columnas en la parte sur. 1 Miembro volcánico (al oeste). 2 Miembro sedimentario al este. Fuentes: González, H. (1976); Grosse, E. (1926).

La cuenca se extendió en la dirección andina. Tanto hacia el sur (Lat. 5° 20' N) como hacia el norte (Lat. 7° N) subsisten remanentes de depósitos sedimentarios, pero éstos son más arcillosos, desaparecen en ellos las capas conglomeráticas y se presentan afloramientos aislados con mantos de carbón. Asimismo, infrayacen a la secuencia arenoso-arcillosa que forma la parte superior de la Formación Amagá. En el extremo septentrional las sedimentitas se conservan en grabens alargados de varios centenares de metros de amplitud.

Al sureste de la ciudad de Cartago (Lat. 4° 40' N), existe una espesa acumulación de sedimentitas del Mioceno medio llamada Formación Cartago que junto con la Formación Buga integran el Grupo Valle (SCHWINN, W., 1969). Esta formación está constituida por depósitos pelíticos grises y carbonosos intercalados con areniscas y en menor proporción material tobáceo (Fig.12). El espesor puede alcanzar más de 4.000 m en la localidad tipo pero 85 km al sur de ella, tiene sólo 43 m. Esta gruesa sucesión sedimentaria sería correlacionable litológicamente con la parte superior de la Formación Amagá.

Al oeste de la localidad de Sevilla, 60 km al sur de Cartago, aflora la Formación La Paila (KEISER, NELSON, H. y VAN DER HAMMEN, T., 1955, inéd.), compuesta por 200 m de tobas en su parte inferior y 400 m de conglomerados y areniscas con algunas intercalaciones de arcillolitas en la parte superior. Según estudios palinológicos pertenece al Mioceno. Schwinn, W. (1969) considera la Formación Cartago como un equivalente parcial de la parte inferior de la Formación La Paila.

Descansando en aparente concordancia sobre la Formación Cartago cerca de la localidad de Buga y discordantemente sobre tonalitas y el Grupo Diabásico en la sección tipo, se presenta la Formación Buga. Esta formación, en la sección tipo, al este de la población que lleva su nombre (Lat. 4° 15' N), tiene un espesor mayor de 650 m.

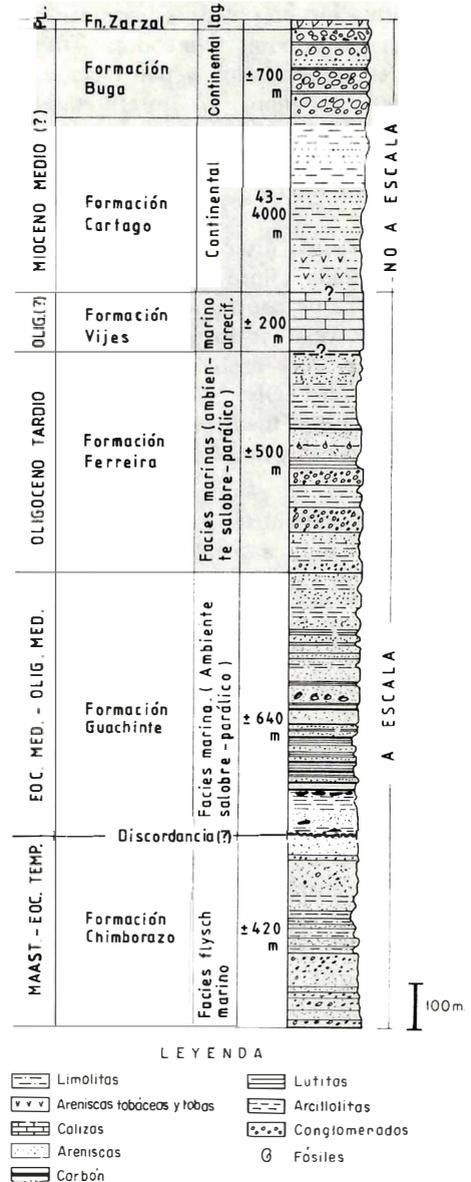


FIG. 12. Columna estratigráfica de la Depresión del Cauca - Patía en el sector septentrional de la Cuenca Sur (Valle - Cauca). Fuentes: Schwinn, W. (1969); Van Der Hammen, T. (1960); Orrego (1976; columna en el río Guachinte).

Está compuesta por gruesos conglomerados formados por clastos de rocas volcánicas básicas, tonalitas, cuarzo, chert y rocas meta-

mórficas, intercalados hacia la parte superior de la formación con menores cantidades de arcillolitas carbonosas y arenosas. Troncos de árboles carbonizados y petrificados son frecuentes. Schwinn, W. interpreta esta secuencia como probablemente un conglomerado de escarpe de falla y le asigna una edad Mioceno medio.

Cubriendo discordantemente la Formación La Paila, aflora la Formación Zarzal (Lat. $4^{\circ}10'$) que consta de diatomitas, arcillas y arenas tobáceas. Estudios palinológicos indican una edad probablemente pliocena (KEISER, NELSON, H. y VAN DER HAMMEN, 1955, Inéd.). La formación es de ambiente lagunar y no está plegada.

2.4.2.1.B. Sedimentitas de ambiente marino salobre a parálico o transicional

Estas sedimentitas se encuentran localizadas en la Depresión del Cauca-Patía, al sur de la latitud $3^{\circ}25'N$ aproximadamente. (Figs. 4 y 10).

Han sido estudiadas por varios autores, sin embargo, aun existen problemas y confusión en cuanto a las correlaciones y determinaciones de la edad de los fósiles. De acuerdo con el ambiente de depositación marginal o transicional, se presentan fuertes cambios de facies, lo que hace difícil la correlación litológica de las diferentes formaciones. Además, es importante destacar que al norte de la latitud $2^{\circ}20'N$ los afloramientos de sedimentitas están restringidos a una faja angosta situada en el pie oriental de la Cordillera Occidental (Fig. 10). Por lo tanto, no se conocen las características de las mismas hacia la Cordillera Central, hacia donde, en buena parte se encuentran cubiertas por depósitos volcánicos del Mioceno tardío o más recientes, o por aluviones cuaternarios.

Con propósitos descriptivos el sector sur de la Depresión del Cauca-Patía se dividirá en dos cuencas: la Cuenca del Valle al norte y la Cuenca del Patía al sur.

2.4.2.1.B.1. Cuenca del Valle.- En la Cuenca del Valle afloran el Grupo del Cauca y la Formación Vijes. La cual está

expuesta al norte de Cali, en la localidad que lleva su nombre (KEISER, NELSON, H., y VAN DER HAMMEN, T., 1955). Está compuesta por calizas arrecifales y calizas arenosas que reposan en general, sobre flujos volcánicos del Grupo Diabásico (Fig. 12). El espesor alcanza 250 m. La edad probable es Oligoceno temprano (?) Oligoceno medio (VAN DER HAMMEN, T., 1960). Duque, H. (com. verbal, 1978) la asigna al Mioceno temprano.

El Grupo del Cauca (HUBACH, E., 1957; SCHWINN, W., 1969) es la unidad litoestratigráfica más importante de la cuenca. Dicho grupo fue redefinido y sus formaciones subdivididas por Orrego, A., et al. (1976).

En el río Guachinte (Lat. aprox. $3^{\circ}N$) la secuencia tiene un espesor acumulado de 1.500 m y está constituida por las formaciones Chimborazo, Guachinte y Ferreira descritas y medidas por Orrego, A., et al. (1976; Fig. 11).

La Formación Chimborazo tiene 420 m de espesor en dicha localidad, pero unas pocas decenas de kilómetros al sur alcanza más de 3 km. El miembro inferior de la formación está constituido por gruesos bancos de conglomerados polimícticos gris verdoso, cuyos guijarros y "cobbles" son de chert, limolitas, cuarcitas y diabasas, interestratificados con grauvacas. El miembro superior, es arenoso arcilloso, predominando el material psamítico hacia el techo (Fig. 12). Las características de esta formación sugieren depósitos tipo "flysch" que como se verá son significativos en cuanto a la formación de la Cordillera Occidental y la Depresión del Cauca-Patía. Orrego, A., et al. (1976) le asignan una edad Cretáceo tardío-Paleoceno.

Reposando sobre ella, ocurre la Formación Guachinte, con un espesor de 640 m aproximadamente. El miembro inferior (± 105 m) está formado por intercalaciones de cuarzoarenitas blanco grisáceas y limolitas grises con lentejones de carbón. El miembro superior en su parte inferior tiene interposiciones de lutitas carbonosas, areniscas impuras micáceas y mantos explotables de car-

bón; y en su parte superior predominan areniscas y lutitas intercaladas. A diferencia de la Formación Chimborazo que aumenta de espesor en el río Seguanguito, 40 km al sur del río Guachinte aproximadamente, la Formación Guachinte disminuye su potencia a 460 m. Es importante anotar la presencia de niveles con macrofósiles (ostreas, bivalvos) en la parte media de la formación. Según estudios palinológicos de Van Der Hammen, T. (1960), podría tener una edad que varía del Eoceno medio-Oligoceno medio.

La Formación Ferreira posee un espesor aproximado de 500 m. El miembro inferior (± 180 m) está compuesto por gruesos conglomerados cuarzosos interestratificados con capas de areniscas grises y a veces blancas. El miembro superior consiste en alternancias de areniscas y limolitas grises y lutitas carbonáceas con horizontes fosilíferos de pelecípodos. Hacia el sur disminuye su espesor y se presentan cambios de facies, lo cual modifica un poco su litología. Van Der Hammen, T. (1960) le asigna una edad Oligoceno tardío.

2.4.2.1.B.2. Cuenca del Patía.- Grosse, E. (1935), realizó las investigaciones iniciales en la cuenca del Cauca-Patía. Albino, L., et al. (1973) estudiaron más detalladamente y redefinieron algunas de las formaciones.

En la zona meridional de la Cuenca del Patía, el espesor acumulado de la secuencia terciaria es de 850 m y consta de las formaciones Mosquera y Esmita. Además afloran depósitos sedimentarios de posible edad Maastrichtiano a Eoceno (Fig. 13).

La Formación Mosquera tiene 300 m aproximadamente de espesor y en su parte basal está formada por conglomerados y areniscas cuarzosas con delgadas intercalaciones de limolitas grises y mantos de carbón. En algunos sitios está reposando sobre rocas del Grupo Diabásico. La parte superior es esencialmente de conglomerados y areniscas cuarzosas. Encima se encuentran la Formación Esmita, compuesta en su parte inferior por intercalaciones de areniscas grises, limo-

litas y calizas grises a veces fosilíferas (gastropodo, lamelibranquios) y delgadas capas tobáceas. Hacia el tope se presentan conglomerados con cantos de rocas volcánicas, rocas metamórficas, chert, cuarzo y rocas porfiríticas andesíticas (Fig. 13). Esta formación muestra marcas de olas, estratificación cruzada y grietas de desecación (ALBINO, L., et al., 1973). Según dichos autores el mal estado de la fauna hizo imposible la determinación y asignación de edad a ambas formaciones, sin embargo, las ubican en el Mioceno tardío. Dataciones K/Ar efectuadas en un pórfido dacítico situado al este de la sección tipo que intruye sedimentitas correlacionables con la parte conglomerática de la Formación Esmita, dieron Mioceno medio (13 ± 3 m.a.; ALVAREZ, J., et al, 1978).

Albino, L., et al (1973) describen al suroeste de Popayán, al sur de la latitud $2^{\circ}20'N$, sobre el flanco oriental de la Cordillera Occidental un conjunto litológico de 1.320 m que llaman Secuencia del río Guabas (Fig. 13). La parte basal de la misma suprayace a las rocas volcánicas del Diabásico y está constituida por calizas negras intercaladas delgadamente con limolitas calcáreas. Encima chert negro y limolitas verdes y en el tope 850 m de una secuencia formada por conglomerados polimícticos de guijarros con cantos de chert, cuarzo y rocas volcánicas; además areniscas cuarzosas y limolitas en secuencias rítmicas y brechas con cantos de chert, calizas y basaltos. En el nivel arenoso se encuentran fragmentos de fósiles y en las calizas se halló un amonites determinado como Coniaciano (GUTIERREZ, 1973).

En el flanco occidental de la Cordillera Central, los mismos autores describen la Formación Peña Morada. Hacia la base y sobre basaltos, se presentan 11 m de calizas negras con algunas limolitas, seguidas por 200 m de conglomerados de guijarros y "boulders" de rocas volcánicas principalmente, además de chert, bancos de limolitas rojas y de calizas (Fig. 13). La estratificación está ausente y la selección es pobre. Contiene faunas de gastrópodos no identificables de ambiente continental.

Probablemente la parte basal de la secuencia del río Guabas y la Formación Peña Morada corresponden a sedimentación oceánica seguida por un cambio notable en las facies sedimentarias que podrían indicar cambios de ambiente marino a continental.

Las características litológicas y estratigráficas de la Formación Chimborazo, secuencia del río Guabas y Formación Peña Morada, sugieren depósitos sedimentarios acumulados probablemente entre el Maastrichtiano y el Eoceno temprano.

Las secuencias transicionales del Eoceno medio al Mioceno temprano tienen como características generales el aumento de mantos de carbón hacia el norte; el predo-

minio de facies clásticas gruesas en la porción central de la cuenca; la presencia de mantos de carbón y lutitas carbonosas en la parte media; de horizontes fosilíferos en la zona media y superior del paquete sedimentario; y el incremento de calcáreos hacia el sur y hacia el tope. Además predominan las areniscas y los conglomerados. Las sedimentitas reposan con contacto discordante sobre las rocas volcánicas y sedimentarias del Cretáceo tardío.

El espesor de la secuencia sedimentaria es mayor en el río Seguenguito (Lat. 2°45'N) con un espesor de 3,5 km. Case, J., et al. (1971) con base en información gravimétrica, reportan una fuerte anomalía negativa al sureste de Cali, la cual correspondería

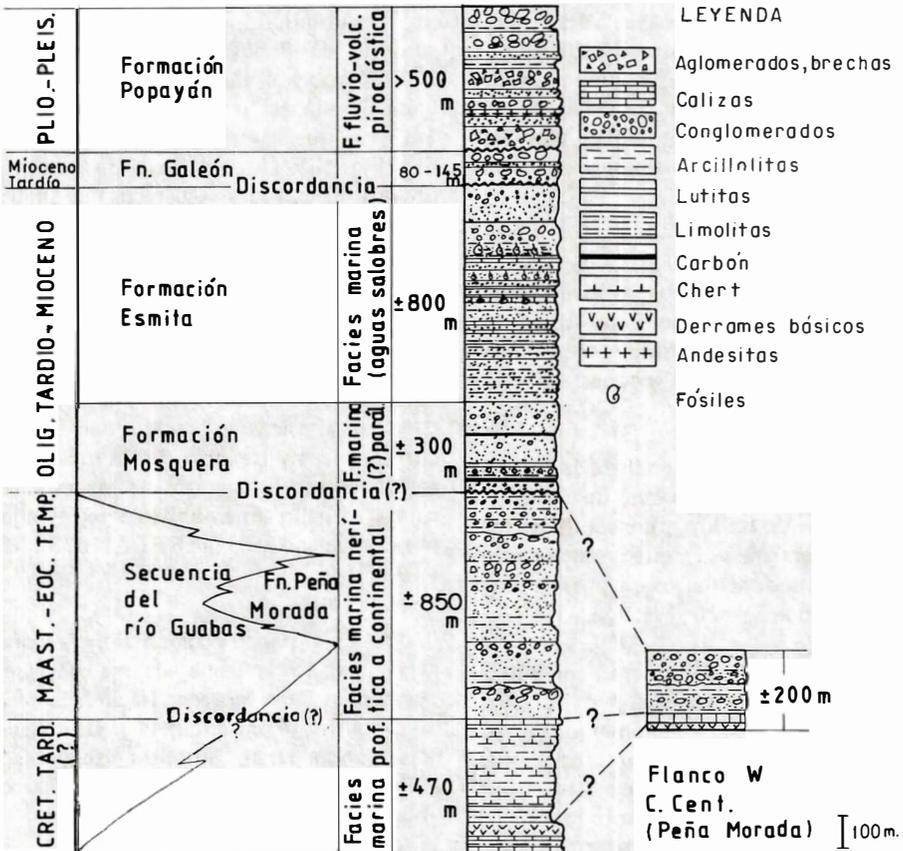


FIG. 13: Columna estratigráfica de la Depresión del Cauca-Patía en el sector meridional de la Cuenca Sur (Valle-Cauca). Fuentes: Albino, L., et al. (1973); Grosse, E. (1935); Radelli, L. (1967); Schwinn, W. (1969); Van Der Hammen, T. (1960).

a varios miles de metros de espesor de sedimentos.

El ambiente de depositación fue de características marinas de aguas poco profundas a marinas salobres, variando de litoral a parálica.

La edad de las sedimentitas de las Cuencas del Valle y del Patía aún no ha sido definitivamente aclarada. Según Schwinn, W. (1969) la sedimentación del Grupo Cauca se efectuó en el Eoceno tardío. Van Der Hammen, T. (1958, 1960) usando determinaciones palinológicas considera el Grupo del Cauca, del Eoceno temprano al Oligoceno tardío y la base de la Formación Mosquera como Oligoceno tardío. Orrego, A. (1976) utilizando la determinación de macro y microfósiles efectuada por Duque, H., y Gutiérrez, G., reporta una edad Mioceno tardío. En este trabajo se acoge la edad del Eoceno medio-Mioceno temprano en consideración a que las sedimentitas se encuentran intensamente deformadas y falladas.

Si se consideran las edades reportadas por Van Der Hammen (op. cit.), la inundación marina alcanzó la Cuenca del Patía (o sector más meridional) más tardíamente; por lo tanto la entrada del mar tuvo lugar por uno o varios lugares al norte de dicha cuenca.

2.4.2.2. SECUENCIAS VOLCANICAS

Estas secuencias del Terciario tardío se encuentran localizadas principalmente a lo largo de la Depresión Interandina del Cauca-Patía (Figs. 4 y 10). Consisten en gruesos depósitos volcánicos resultado de la vigorosa actividad magmática piroclástica y lávica que tuvo lugar durante la Orogenia Andina y que ha continuado hasta el presente.

Numerosos cuerpos subvolcánicos, de composición andesítica-dacítica, se ubican en la depresión y están controlados por rupturas longitudinales profundas paralelas al rumbo estructural regional. Dichos cuerpos están relacionados genéticamente con los eyectos volcánicos.

2.4.2.2.A. Sector Septentrional

En la zona septentrional entre 5° y 6°20'N el material volcánico de la Formación Combia (GROSSE, E., 1926; GONZALEZ, H., 1976), cubre parcialmente y en discordancia, las sedimentitas molásicas del Oligoceno-Mioceno (Fig. 10). Dadas las características de la formación, su espesor es notablemente variado, considerándose un promedio de 600 m. El porcentaje mayor corresponde a aglomerados y brechas con cantos de rocas volcánicas porfíricas de composición andesítica y basáltica, areniscas tobáceas y tobas aglomerádicas de color gris. Derrames de basaltos feldespáticos se intercalan en la secuencia (Fig. 11). Sin embargo, dicha composición es muy variable y en algunas áreas los flujos volcánicos pueden constituir un alto porcentaje de la formación (30% o más). Asimismo, en la secuencia se interponen comúnmente conglomerados con clastos de las rocas sedimentarias infrayacentes y de rocas cristalinas de la Cordillera Central, además de arcillolitas arenosas depositadas fluvialmente. Hacia la zona oriental de la depresión los constituyentes esencialmente volcánicos de la Formación Combia gradan a sedimentitas fluviales conglomerádicas con intercalaciones de areniscas tobáceas y tobas aglomerádicas (Fig. 11). Algunos de los depósitos de la Formación Combia tienen características laháricas o de flujos de lodo. Diques, silos y stocks de pórfidos andesíticos y dacíticos representan el relleno final de las grietas o chimeneas que sirvieron de canales para la actividad volcánica fisural o central. El ambiente de depositación es continental. La actividad volcánica fue sub-área, pero la buena estratificación observada localmente indica que el transporte fluvial y la depositación subacuosa estuvieron presentes.

Restos de cenizas volcánicas del Pleistoceno a Holoceno siguen el relieve del terreno y se encuentran cubriendo en algunos sitios los depósitos más antiguos.

Por las relaciones con las demás rocas, la actual Formación Combia, remanente de las gruesas secuencias que rellenaron el antiguo valle del río Cauca, se considera co-

mo del Mioceno tardío a Plioceno. Además varias dataciones radiométricas de stocks andesíticos, considerados como antiguos cuellos volcánicos dan edades que varían del Mioceno al Plioceno.

2.4.2.2.B. Sector Meridional

En la Cuenca del Patía, en la zona meridional del graben entre $1^{\circ}15''$ y $2^{\circ}15''N$, suprayace discordantemente a las capas marinas del Terciario temprano un conjunto volcánico cuyo espesor varía de 80 a 145 m (Formación Galeón; ALBINO, L., et al., 1973), conformada en un 80% por aglomerados con cantos escasos de rocas metamórficas de la Cordillera Central y un 20% de areniscas volcánicas y tobas (Fig. 13). Su edad es miocena tardía (VAN DER HAMMEN, T., 1958) o miocena tardía-Pleistocena (ALBINO, L.; et al., 1973). En este sector meridional también se presentan intrusiones sub-volcánicas relacionadas con la antigua actividad piroclástica. Uno de ellos, localizado cerca del río Mayo y Falla Romeral, es reportado por Alvarez, J., et al. (1978) como del Mioceno medio, con una edad de 13 ± 3 m.a. K/Ar en biotita.

En estrecha relación con el volcanismo del Ruiz y Tolima en el norte y del Puracé, Sotará y probablemente otros centros volcánicos en el sur, se presenta la Formación Popayán. Dicha formación neovolcánica tiene un desarrollo considerable al sur del paralelo $3^{\circ}10''N$. En este sector cubre buena parte de las rocas cristalinas de la Cordillera Central, las sedimentarias y volcánicas de la Cuenca del Patía y le imprime el modelado morfológico a esa zona de Colombia. Estos depósitos del Plioceno al Pleistoceno están formados por aglomerados, tobas, arenas volcánicas y flujos andesíticos, sobre los cuales se superponen aglomerados, conglomerados, areniscas tobáceas y arcillolitas pardo oscuras (GROSSE, E., 1935; ALBINO, L., et al., 1973; ORREGO, A., 1976; Fig. 13). Algunas de las características más importantes de esta secuencia son engrosamientos y cambios litológicos con acuña- mientos rápidos, capas horizontales siguiendo la topografía, composición preferente-

mente andesítica y en alto porcentaje un origen continental sub-áereo. En varias áreas afloran gruesos depósitos de naturaleza volcánica, con grandes bloques, tratándose posiblemente de flujos de lodo glacio-volcánicos. Orrego, A. (1976) señala la presencia hacia la parte superior de la Formación Popayán de depósitos fluvio-lacustres y probablemente glacio-lacustres. Evidentemente abundantes detritos volcánicos han sido transportados de las zonas altas de la Cordillera Central hacia las áreas bajas del Valle.

El hecho de que no presente deformación ni dislocaciones rupturales, que su inclinación comúnmente menor de 10° sea simplemente deposicional y que se encuentra discordante sobre todas las formaciones subyacentes inducen a pensar en una edad Pliopleistocena. Además, una muestra de fósiles vegetales se dató como del Plioceno.

Orrego, A., et al. (1976) anotan la presencia de varias capas de cenizas reposando sobre la Formación Popayán. La edad debe ser Holoceno posiblemente.

2.4.3. ESTRUCTURAS

El rumbo de las estructuras en la Depresión del Cauca-Patía cambia siguiendo la suave flexión de la Cordillera Occidental. En el sector septentrional el rumbo predominante en ellas varía de NNW a NW. El área está intensamente tectonizada por encuentro de los Sistemas de Fallas Romeral y Cauca, que afectan tanto a las rocas del basamento como a las sedimentitas continentales suprayacentes. Los pliegues son apretados y asimétricos, separados en algunos sitios por bloques de rocas cretáceas máficas y ultramáficas asociadas a rocas metamórficas paleozoicas (?) que forman escalones tectónicos alargados y delgados limitados por fallas de ángulo alto a verticales. El agrupamiento de los pliegues y su disposición estructural indican que capas originalmente horizontales fueron plegadas por esfuerzos compresionales laterales y fallados por movimientos verticales.

Las formaciones sedimentarias marinas en el sector meridional también fueron plegados asimétricamente y falladas. Las estructuras de este sector tienen un rumbo regional noreste diferentes al de las sedimentitas continentales en el norte. En el borde occidental de la cuenca los estratos fueron doblados e invertidos hacia el este. Los anticlinales y sinclinales son apretados y sus ejes son paralelos a las cordilleras Central y Occidental y a la tendencia estructural regional. El Sistema de Fracturas del Cauca y del Patía dislocan las secuencias sedimentarias en las partes marginales y centrales de las cuencas (Fig. 6). Algunas de ellas se han considerado como inversas de ángulo alto y buzando al oeste (SCHWINN, W., 1969). El rumbo general de las estructuras en $N20^{\circ}$ - 35° E. Aunque también se presentan pilares tectónicos, son menos frecuentes y poco documentados. Una estructura de este tipo levantó ofiolitas posiblemente cretáceas al oeste de la población de Bolívar (Cauca). Existe un sistema de fallas transversales de dirección este-oeste, el cual es más nuevo y desplaza a los demás.

Las rocas del Mioceno tardío y más recientes cubren discordantemente las formaciones terciarias sobre las cuales reposan. Grosse, E. (1926) considera que las rocas de la Formación Combia están deformadas. González, H. (1976) anota en cambio que no están plegadas y que muestran una leve inclinación causada por la paleotopografía. Al sur del país, la Formación Galeón, correlacionable con la Formación Combia, fue afectada por los movimientos orogénicos del Terciario tardío pero probablemente con menor intensidad que las rocas sedimentarias infrayacentes. Los depósitos Plio-cuaternarios de la Formación Popayán no presentan dislocaciones tectónicas de ningún tipo.

Aún no se tiene certeza sobre la forma real y origen de la actual depresión intramontañosa. Case, J., et al. (1971) piensan que el valle, de aspecto similar a un graben, es el resultado del desplazamiento lateral derecho de la megafractura Guayaquil - Dolores. Barrero, D. (1977) lo considera como una antigua fosa.

Las características morfoestructurales de la Depresión intra-andina del Cauca-Patía, se prolonga hacia el Ecuador separando la Cordillera Real y Occidental. Como en Colombia, los centros eruptivos y potentes depósitos volcánicos del Mioceno al Cuaternario, se encuentran a lo largo de ella (FAUCHER y SAVOYAT, 1973).

2.5. DEPRESION DEL ATRATO-SAN JUAN - TUMACO

2.5.1. GENERALIDADES

Está situada entre la Serranía de Baudó y la Cordillera Occidental y controla el curso de los ríos que llevan su nombre (Fig. 1). Se conoce también como Geosinclinal o Cuenca Bolívar (NYGREN, W., 1950) o como fosa del Atrato-San Juan (CASE, J., et al., 1971). En esta depresión se acumularon depósitos principalmente marinos, de edad terciaria (Fig. 10).

Hacia el norte, se divide en dos cuencas, la de Chucunaque que es la extensión noreste (Panameña) y la del Caribe en Colombia con rumbo noreste. Ambas están separadas por una dorsal de basamento (NYGREN, W., 1950) o Arco de Sautatá (CASE, J., et al., 1971), el cual constituye el enlace entre la Serranía del Darién en Panamá y la Cordillera Occidental de Colombia y tiene un relieve estructural del orden de 5.000 m.

Al sur de la Serranía de Baudó, las sedimentitas terciarias bordean la Costa Pacífica de Colombia, para luego seguir hacia Ecuador y Perú.

Las particularidades de las sedimentitas de esta cuenca son poco conocidas a causa de la escasa información publicada y a la densa selva que cubre el área. Los únicos trabajos disponibles se localizaron en el sector de la frontera con Panamá (Ruta 25, Canal Interoceánico, BANDY, O., 1970) y en la Costa Caribe (DUQUE, H., 1971), este último por fuera del área considerada en este trabajo. Ambos autores describen las secuencias sedimentarias en base principalmente a

ciclos de sedimentación, por lo tanto, en este trabajo se hará de la misma manera. Además, se acudirá a las informaciones geológicas de áreas vecinas en Panamá y Ecuador.

2.5.2. SEDIMENTACION TERCIARIA MARINA

Nygren, W. (1950), calcula un espesor que varía de 6 a 11 km para las sedimentitas marinas del geosinclinal Bolívar. Otros autores dan espesores menores de 4.500 m en el norte de Colombia y este de Panamá (JOHNSON, M. y HEADINGTON, 1971; DUQUE, H., 1971) a más de 10 km en Buenaventura y en la zona del Atrato (CASE, J., et al, 1971).

De una manera general, Nygren, W. (1950) establece la secuencia sedimentaria en el geosinclinal como constituida por lutitas y conglomerados en el Eoceno; areniscas calcáreas grises, lutitas, margas y calizas en el Oligoceno y arcillolitas y calizas arrecifales en el Mioceno temprano.

2.5.2.1. SECTOR SEPTENTRIONAL

Duque, H. (1971) estudió la estratigrafía en la Serranía de San Jacinto, al sur-occidente de la Sierra Nevada de Santa Marta (Fig. 1). Este autor considera 2 ciclos de sedimentación, el Ciclo de Cansona y el Ciclo del Carmen.

El **Ciclo de Cansona** se desarrolló durante el Cretáceo tardío y sería el basamento de las secuencias terciarias y prolongación norte de las rocas de la Cordillera Occidental. Tiene un espesor aproximado de 1.700 m. La base del mismo consiste de 700 m de limolitas con intercalaciones delgadas (10-20 cm) de rocas verdes probablemente de material tobáceo. Microfósiles planctónicos de edad Campaniano-Maastrichtiano se encuentran hacia la parte superior. En la inferior se presentan amonites coniacianos. Una gruesa secuencia abisal turbidítica, con un espesor de 1.000 m aproximadamente, suprayace las rocas antedichas en forma normal, y sin ninguna interrupción en la sedimentación. La microfauna

es del Cretáceo tardío. La base del ciclo de Cansona establecido por Duque, H., es similar al ciclo del Cretáceo tardío o Ciclo 1 de Bandy, O. (1970), en su estudio paleobatimétrico en las áreas de los ríos Nercua y Truandó en la frontera con Panamá. Ambos son ciclos de aguas profundas.

Cronoestratigráficamente el Ciclo de Cansona corresponde a la parte sedimentaria del Grupo Cañasgordas, ubicado en la zona septentrional de la Cordillera Occidental. Como se anotó en un capítulo anterior las turbiditas y sedimentitas pelágicas de este grupo reposan sobre rocas volcánicas de arcos basálticos y/o corteza oceánica. Es de presumir que una situación similar se presente en la Costa Norte de Colombia. Por consiguiente, el Ciclo de Cansona sería el basamento de las sedimentitas de los ciclos terciarios posteriores.

Capas paleogénicas constitutivas de los Grupos Sautatá (Paleoceno-Eoceno temprano) y Barrial (Eoceno medio) son informadas por Bandy, O. (1970) en las áreas fronterizas con Panamá, como su ciclo paleobatimétrico 2, caracterizado por radiolarios de ambientes abisales a batiales y correlacionables con formaciones situadas al noreste en el territorio panameño.

La existencia del Paleoceno-Eoceno temprano en el sector de la Costa norte no fue comprobada por Duque, H. (1971). Bandy, O. (1970) anota en la misma área de la ruta 25 que durante el Eoceno tardío no hubo probablemente depositación o fue quizás un período de erosión.

Con excepción de la existencia de un depósito sedimentar: considerado por Orrego, A., et al. (1973) como Maastrichtiano-Paleoceno y otras ocurrencias interpretadas como de edad parecida por quien escribe, se presenta en la parte occidental de Colombia un notable hiato estratigráfico entre el Cretáceo tardío y el Eoceno medio ocasionado por el evento orogénico de finales del Mesozoico. Dicho hiato fue bien documentado por Duque, H., en el Terciario de la Costa Norte y Nygren, W., lo menciona en el Geosinclinal Bolívar.

El **Ciclo del Carmen** lo conforman sedimentitas con un espesor acumulado de 4.265 m, constituidas por facies de carbonatos, de arcillolitas y de turbiditas de edad Eoceno medio hasta el Mioceno medio. La zona basal consta de sedimentitas psamíticas gruesas y finas intercaladas con calizas, conteniendo micro y macrofósiles y capas de material pelítico. El ambiente de deposición es de aguas someras y el espesor en la sección tipo alcanza 850 m. La facies predominante es la de carbonatos. Estos reposan discordantemente sobre las turbiditas del Ciclo Cansona y están a su vez cubiertos de manera conforme por una gruesa secuencia de arcillolitas sedimentadas a profundidades batiales y con un espesor de 1.475 m. Al terminar este ciclo se sedimentaron rítmicamente lutitas y areniscas constituyendo aproximadamente 1.940 m de turbiditas.

Bandy, O. (1970) describe la secuencia abisal o su llamado ciclo 3, a partir del Oligoceno medio hasta el Mioceno temprano, la cual corresponde a la deposición de parte del Grupo Truandó, definido por el mismo autor. Como se puede anotar, el Ciclo del Carmen y el Ciclo 3 de Bandy, O., serían en parte cronoestratigráficamente equivalentes.

En un trabajo posterior, Bandy, O. y Rose, (1973) en estudios realizados en las cercanías del Golfo de San Miguel, en la parte oriental de Panamá y al occidente de la frontera con Colombia, reconocen dos ciclos de aguas profundas, correspondientes al Eoceno temprano-medio y Oligoceno medio-Mioceno temprano. El Eoceno temprano y medio está representado por aglomerados, basaltos, calizas, areniscas tobáceas y lutitas, las cuales contienen capas ricas en radiolarios. Ambos ciclos son correlacionables cronoestratigráficamente con el Ciclo del Carmen de Duque, H. (1971).

La secuencia sedimentaria en la Costa Caribe termina con la facies de carbonatos de Tubará depositadas en un ambiente marino somero durante el Mioceno tardío Pleistoceno. Consisten principalmente de calizas con interestratificaciones de areniscas,

lutitas y conglomerados con un espesor de 2.015 m. En parte es correlacionable cronoestratigráficamente con el Grupo Salado depositado en aguas poco profundas (BANDY, O., 1970) en el área Atrato-Truandó y considerado por este autor, como del Mioceno medio a tardío. En esta misma área el Plio-Pleistoceno consiste en sedimentos no consolidados depositados en ambientes no marinos o en aguas salobres parálidas. Nygren, W. (1950) en ese mismo lapso (Mioceno tardío-Plioceno) menciona una secuencia principalmente terrestre a marina de aguas poco profundas formadas por conglomerados, areniscas y limolitas con abundante material carbonoso. Como depósitos pleistocénicos anota también material clástico grueso y fino poco consolidado.

2.5.2.2. SECTOR MERIDIONAL

En el sector sur de la cuenca del Terciario marino no se tienen antecedentes geológicos, con algún detalle. Van Der Hammen, T. (1960) distingue provisionalmente el Grupo Pacífico constituido por calizas, arcillolitas y areniscas de edad paleontológica probable Eoceno tardío - Oligoceno tardío. El espesor estaría entre 500 y 1.000 m pero podría ser mayor según dicho autor. Reposando discordantemente sobre este grupo se encontrarían conglomerados, arcillolitas y lutitas de la Formación Naya del Mioceno, con un espesor aproximado de 2.000 m. El ambiente de deposición es fluvio-límnico pero contiene también intercalaciones marinas salobres. Hacia el tope está la Formación Guapí, la cual según Van Der Hammen, T., es pliocena. Radelli, L. (1967) menciona que está constituida por conglomerados, areniscas y arcillolitas además de tobas resedimentadas. En general, al sur de 4°N, los antecedentes geológicos son muy escasos y mal conocidos, por lo tanto, las sedimentitas podrían probablemente considerarse como integrantes de la cuenca de Manabí - Esmeraldas en el norte costero Ecuatoriano. En dicha cuenca el mar penetró transgresivamente en el Eoceno medio depositando formaciones arrecifales discordantes y luego hasta fines del Mioceno temprano, sedimentó secuencias marinas neríticas are-

noso-arcillosa con aportes tobáceos, las cuales tienen intercalaciones de calcáreos en el Eoceno y Mioceno. En el Mioceno tardío las sedimentitas son principalmente arenoso-arcillosas de facies sublitoral a marina para concluir en el Plioceno y Cuaternario con depósitos arenoso-arcillosos y conglomerádicos de ambientes marinos a continentales y depósitos calcáreos detríticos marinos litorales respectivamente. En la Cuenca de Manabí - Esmeraldas se presenta una fase tectónica importante durante el Cretáceo tardío - Eoceno temprano (SAUER, 1965; SIGAL, J., 1969; FAUCHER et SABOYAT, 1973).

En el Geosinclinal o Cuenca Bolívar en Colombia y Ecuador se presenta una interrupción en la sedimentación durante el Mioceno medio (SAUER, 1965; SIGAL, J., 1969; NYGREN, W., 1959; DUQUE, H., 1971), y las rocas del Mioceno tardío están en discordancia sobre el Mioceno temprano. Estos fenómenos son el reflejo de los fuertes efectos diastróficos a nivel regional y en Colombia a causa de la Orogénesis Andina que plegaron y fallaron las sedimentitas marinas de este geosinclinal.

En el área del Golfo de San Miguel (Panamá), Bandy, O. y Rose (1973) reportan además del hiato del Cretáceo tardío al Eoceno temprano, los correspondientes al Eoceno tardío - Oligoceno temprano y Mioceno medio a tardío.

Con excepción del hiato del Mioceno medio no existe acuerdo con respecto a la posición cronológica de los hiatos, representados por sus correspondientes discordancias y facies transgresivas.

Con respecto a la proveniencia del material que constituye las sedimentitas del Terciario en la parte de la Depresión Atrato-San Juan - Tumaco no se conoce ninguna información. Se presume que en parte pueden provenir de la Cordillera Occidental parcialmente levantada, sin embargo también pueden ser originados por detritos transportados de áreas distantes a lo largo de cañones submarinos y mediante movimientos a lo largo de los mismos.

2.5.3. COMENTARIOS GENERALES SOBRE LOS HIATOS EN LA MARGEN OCCIDENTAL SURAMERICANA

La reinterpretación de las asociaciones faunísticas planctónicas a todo lo largo de la margen pacífica de Suramérica tomando como base la magnetoestratigrafía en combinación con la bioestratigrafía, ha resultado en la mejor ubicación de los hiatos y su relación con la tectónica de placas. Según Martínez, G. (Com. verbal, 1978) los hiatos, en el sector suramericano de la cuenca oriental pacífica podrían corresponder al Cretáceo tardío - Eoceno temprano, Oligoceno - Mioceno temprano y Mioceno tardío - Plioceno temprano. De acuerdo con el trabajo del Dr. Peter Vail, et al. (en McBIRNEY, A., 1976) el registro estratigráfico indica las transgresiones mayores en el mundo durante el Mioceno medio. McBirney, A., piensa que los cambios en el nivel del mar coinciden con un volcanismo intenso en los límites convergentes de placas y por lo tanto, con una mayor actividad en las dorsales oceánicas. Así, anota actividad volcánica considerable en el Mioceno medio y a partir del Plioceno tardío. Vergara, M. y Drake, M. (1976), reportan para los Andes Meridionales en Chile un fuerte volcanismo en el Eoceno tardío, Mioceno y Plioceno el cual coincidiría con las lagunas estratigráficas antes citadas. Si este fenómeno es comprobado, es de suponer que en Colombia, suceda un fenómeno similar. Por consiguiente sería importante una revisión de las faunas y las épocas a las cuales fueron asignadas.

2.5.4. ESTRUCTURAS

Poco es lo que se conoce de la tectónica del área, a pesar de los estudios que han hecho las diversas compañías petroleras y que permanecen aún sin ser publicados.

A lo largo de la Depresión Atrato - San Juan - Tumaco, los pliegues tienen un rumbo norte-sur aproximadamente paralelo a la orientación de la cuenca sedimentaria, pero hacia Panamá su dirección es noroeste. Precisamente en la cuenca de Chucunaque,

en la parte oriental de Panamá, el sistema tectónico tiene un rumbo general N35°W (JOHNSON, M. y HEADINGTON, N., 1971; Fig. 6) En el margen oriental de la depresión las sedimentitas del Mioceno tardío o más recientes, reposan discordantemente sobre rocas volcánicas y/o rocas sedimentarias cretáceas, como también sobre el batolito tonalítico de Mandé de edad oligocena. El rumbo es constante N10°-15°W con un buzamiento suave de 10-20° al oeste.

Al noreste del Arco de Sautatá, el marco estructural es bastante complejo. En las vecindades del Golfo de Urabá, los pliegues en las sedimentitas son más apretados y sus ejes están desplazados por fracturas; el fallamiento es más intenso que hacia el noroeste y algunos pliegues están volcados. En esta zona se presenta el arqueamiento de los pliegues los cuales toman una dirección noreste, subparalela a la margen costera actual. Las secuencias de esta flexión son las fracturas de direcciones E-W, N-S y NW-SE que los afectan. Irving, E. (1971) explica dicho giro por la presencia de la llamada Falla Atrato que en ese sector estaría cubierta por sedimentos cuaternarios (Fig. 6).

Según Nygren, W. (1950) el eje del geosinclinal durante el Terciario temprano, estaba localizado al oeste del eje actual y el eje principal volteaba hacia Panamá.

Este hecho significa que posiblemente el período orogénico del Mioceno desplazó dicho eje por levantamiento de la zona occidental de la depresión. En el pie meridional de la Serranía de Baudó (Lat. 5°N), Arango, J., et al. (1976), indican una intensa zona de fracturamiento de dirección este oeste que coincide aproximadamente con el ligero combamiento de la Cordillera Occidental. Estas fracturas desplazan los ejes curvados de los pliegues que van paralelos al borde de la serranía.

Case, J., et al. (1971) sugieren que la Depresión del Atrato - San Juan - Tumaco o Cuenca Bolívar es un gigantesco graben y que el Arco de Sautatá es una estructura en

forma de pilar (horsts). De acuerdo a los datos de Bandy, O. (1970), sobre dicho arco se encuentran reposando sedimentitas abisales y batiales del Terciario temprano, lo cual sugiere que evidentemente fueron levantadas con las rocas del basamento. Meyer, et al. (1973), en base a estudios sismológicos al oeste de Buenaventura, mencionan que la Cuenca Bolívar se extiende considerablemente al occidente y que su base tiene una ligera inclinación hacia el borde del continente. Sus sedimentos están siendo probablemente deformados en la fosa actual.

El aspecto moderno de la Depresión del Atrato - San Juan - Tumaco con poca amplitud y mucha profundidad sugiere control tectónico. Algunas de las fallas que la limitan son probablemente pre-oligocenas, puesto que afectan al batolito de Mandé de edad oligocena. Quizás su aspecto tectónico fue obtenido después de la Orogénesis Andina.

Lógicamente los fenómenos tectónico-deposicionales del llamado Geosinclinal Bolívar dada su extensión, ubicación e importancia deben enmarcarse dentro de los procesos geotectónicos que afectaron el margen Pacífico oriental en el Terciario.

2.6. ESQUEMAS TECTONICOS Y PALEOGEOGRAFICOS DE LOS SECTORES CORRESPONDIENTES A LA CORDILLERA CENTRAL Y OCCIDENTE COLOMBIANO

La paleogeografía y tectónica en Colombia y especialmente en el occidente andino, son aún bastante desconocidas. La información geocronológica y estratigráfica en detalle es sólo parcial e incompleta. De allí que se pretenda sólo esquematizar e interpretar hechos geológicos que revelan sólo una parte de su compleja historia.

La geología presentada en la Figura 4 y las secciones geológicas de la Figura 14 muestran esquemáticamente, las principales características de la Cordillera Central y el occidente colombiano.

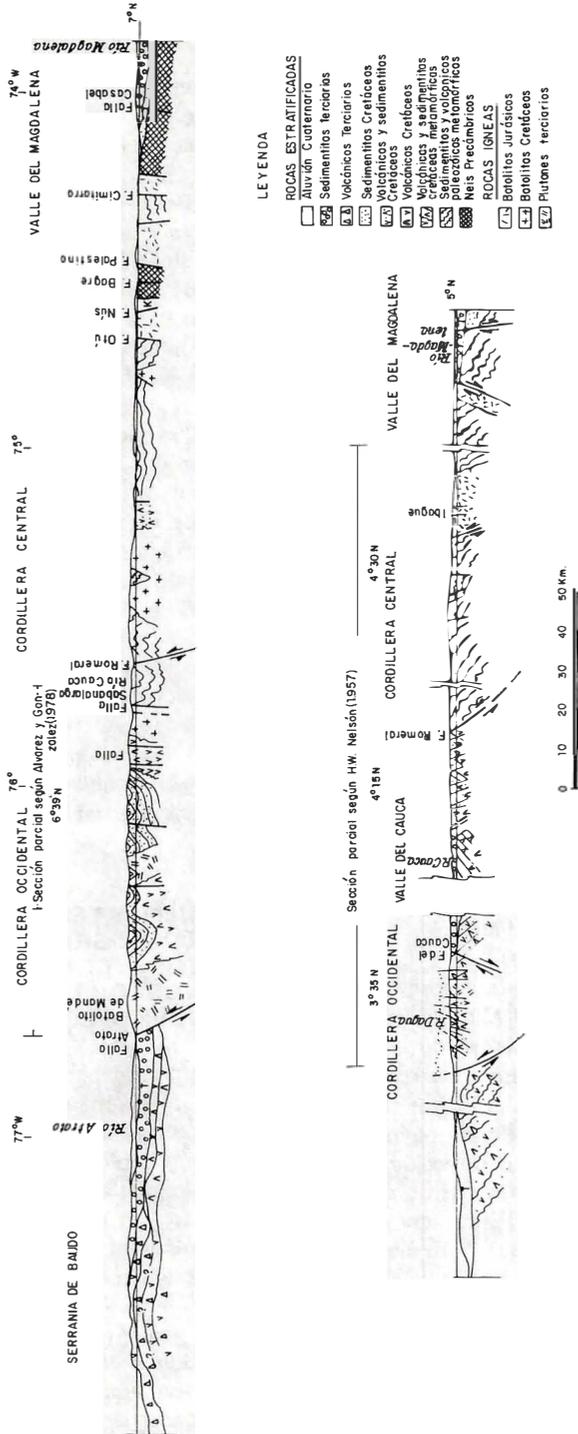


FIG. 14. Secciones de la región andina al oeste del río Magdalena.

2.6.1. BASAMENTO PRECAMBRICO

Las áreas pericratónicas del Escudo de Guayana han desempeñado un papel muy importante en el desarrollo de nuestras cordilleras andinas. El Escudo se extiende por debajo de la Cordillera Oriental y en parte de la Central como una plataforma con ligera inclinación al oeste. Los movimientos a los cuales estuvo sometido durante las fases Orinoquense y Caririana soldaron nuevo material siálico al Escudo. Los movimientos durante el Precambriano fueron esencialmente epirogénicos y condicionaron el paisaje tectónico para la depositación de las secuencias epicontinentales y geosinclinales posteriores.

2.6.2. PALEOZOICO (?)

Las secuencias eugeosinclinales o volcánico - sedimentarias de la Cordillera Central, se depositaron probablemente sobre el primitivo piso oceánico del Océano Pacífico ancestral. Al oriente del eje cordillerano en el sector septentrional y con continuación posible al sur, las rocas miogeosinclinales o transicionales se depositaron sobre rocas Precambrianas. Si se presume que la edad de las rocas mencionadas es ciertamente paleozoica, el esquema se complementaría bien si se considera que en la Cordillera Oriental, las sedimentitas del Paleozoico son principalmente miogeosinclinales a epicontinentales (BURGL, H., 1967) y compuestas por areniscas, lutitas y calizas depositadas en una área cratónica. Así, las rocas de la parte oriental de la Cordillera Central serían supracratónica, el basamento se prolongaría hacia el oeste, posiblemente hasta la Zona de Fallas de Romeral. El aporte sedimentario puede proceder en parte del Precámbrico del Escudo de Guayana, pero hacia el occidente los depósitos son terrígenos, quizás con aporte turbidítico, y volcanogénico con suministro directo o indirecto de material del manto. Esta asociación puede corresponder a un modelo de convergencia de placas litosférica continental y oceánica o a una cuenca marginal al continente.

La orogénesis del Paleozoico medio y el evento Permo-Triásico produjeron el meta-

morfismo, plegamiento y formación de la Cordillera Central primitiva. La Orogénesis del Paleozoico medio (Silúrico - Devónico temprano) ha sido evidenciada en el dominio andino oriental, pero su importancia no está claramente establecida. En la Cordillera Central, se presume que haya tenido metamorfismo y probablemente plutonismo asociado. Los granitos néisicos quizás pertenezcan a este evento. La Orogénesis del Pérmico - Triásico produjo plutonismo, plegamiento, volcanismo y quizás metamorfismo. A Causa de los movimientos tardíos de esta fase (tardi-hercinianos) se produjeron durante el Pérmico tardío y Triásico temprano y medio, movimientos epirogénicos en el oriente andino, los cuales originaron en el flanco oriental de la Cordillera Central fallas profundas que tuvieron una relación estrecha con el volcanismo y plutonismo. Además condicionaron la tectónica para los depósitos molásicos rojos continentales y las volcanitas en el oriente andino.

2.6.3. TRIASICO TARDIO - JURASICO

A finales del Triásico la protocordillera Central formaba un área parcialmente emergida y en proceso de erosión (Fig. 15). En el oriente andino, las sedimentitas Juratriásicas se depositaron sobre una superficie herciniana erosionada. La sedimentación fue molásica e intensa, con secuencia de estratos continentales tipo capas rojas. Las pocas intercalaciones marinas del Triásico tardío y Jurásico temprano, se localizan en el pie oriental de la Cordillera Central se interdigitan al este con depósitos continentales y sugieren ingresiones temporales del mar con depositación bajo condiciones litorales en bahías o cuencas someras. Las sedimentitas del Jurásico medio depositadas en la zona axial de la Cordillera Central, fueron depositadas también en ambientes sublitorales. Probablemente se trate de ingresiones marinas procedentes del Océano Pacífico ancestral. Aunque no se han reportado secuencias Juratriásicas al occidente de la Cordillera Central se presume su existencia.

Terminando el Triásico y a comienzos del Jurásico se produce un intenso vol-

canismo intermedio a ácido y se desarrolla un arco volcánico intracontinental, en el flanco oriental de la Cordillera Central que es el preludio de los grandes batolitos jurásicos. Las formaciones del Triásico tardío como del Jurásico reciben abundante aporte volcánico que se intercala con las sedimentitas continentales y marinas. El suministro de sedimentos en el oriente andino parece haber prevenido en su mayoría del Macizo de Santander (CEDIEL, F., 1968; WARD, E., et al., 1973) y del sector central de la Cordillera Central (NELSON, H., 1957; BARRERO, D., et al., 1969).

La actividad volcánica fue un fenómeno regional, puesto que en la parte septentrional de Ecuador, se presentan depósitos sedimentario - volcánicos del Jurásico temprano (formaciones Chapiza y Santiago; SAUER, 1965; FAUCHER y SAVOYAT, 1973).

Aunque muy poco se sabe de la tectónica precretácea parece que su efecto fue moderado en el oriente andino y desconocido en la Cordillera Central. Juliver, M., et al. (1968) mencionan contactos ligeramente discordantes entre el Jurásico y el Cretáceo en el oriente, agregando que las rocas de ambos periodos guardan un notable paralelismo.

2.6.4. CRETACEO TEMPRANO (Barreniano - Albiano)

Dos dominios paleogeográficos se definen en Colombia desde el Cretáceo temprano, separados parcialmente por la protocordillera Central (Fig. 15). Un dominio occidental con abundante magmatismo básico en una cuenca marginal (eugeosinclinal) y un dominio oriental carente de él (miogeosinclinal). En el oriente, el inicio del Cretáceo marca también un notable cambio en la sedimentación, un dominio marino de ambiente litoral a batial (BURGL, H., 1967) sigue a las capas rojas continentales del Jurásico.

En el Barreniano - Albiano una fuerte transgresión marina invade el occidente colombiano y el sector septentrional de la Cordillera Central ancestral. Es dudoso si

en el sector meridional dicha cordillera estaba emergida, aunque probablemente a lo largo de su extensión formaba un promontorio o arruga geanticlinal sumergida pero con algunas áreas emergidas. En esta época existió comunicación entre el Océano Pacífico y el mar Caribe. Hacia el occidente de la Cordillera Central, el dominio occidental estaba caracterizado por un vigoroso volcanismo submarino toleítico, cuyas emisiones se realizaron en el piso del océano precursor del pacífico. Dichos derrames constituyen la parte volcánica de la Formación Quebradagrande y parte del Grupo Diabásico (según datos geocronométricos pueden ser hasta del Jurásico tardío). El marco tectónico de generación se desconoce, pero podría haber sido de arcos volcánicos basálticos desarrollados en cuencas marginales al continente. Las emisiones volcánicas llegaron a zonas cercanas a la costa, como indica la presencia de moldes de microfósiles en un flujo volcánico asociado con sedimentitas con abundante fauna bentónica. Sincrónicamente con las volcanitas se depositaron en ambientes batiales a litorales las sedimentitas, en parte turbidíticas, de la Formación Quebradagrande y las demás secuencias sedimentarias neríticas del eje y flanco occidental de la Cordillera Central. También en zonas de mar abierto se acumularon las turbiditas distales y las pelagitas de la Formación Cisneros. Esta formación podría incluir material cretácico pre-Aptiano y quizás Jurásico.

La presencia de fragmentos de rocas volcánicas en conglomerados intraformacionales y brechas de flujo dentro de las secuencias implica erosión de los terrenos de formación reciente.

Las rocas volcánicas del Complejo ofiolítico del Nechí son mayormente prealbianas y las sedimentitas fueron en parte depositadas concomitantemente con ellas. Toussaint, J. y Restrepo, J. (1976) explican las rocas máficas y ultramáficas de dicho complejo junto con otras rocas de naturaleza similar situadas en el flanco occidental de la Cordillera Central como remanentes de un manto obducido de corteza oceánica de edad Cretáceo temprano. Sin embargo, la gran dis-

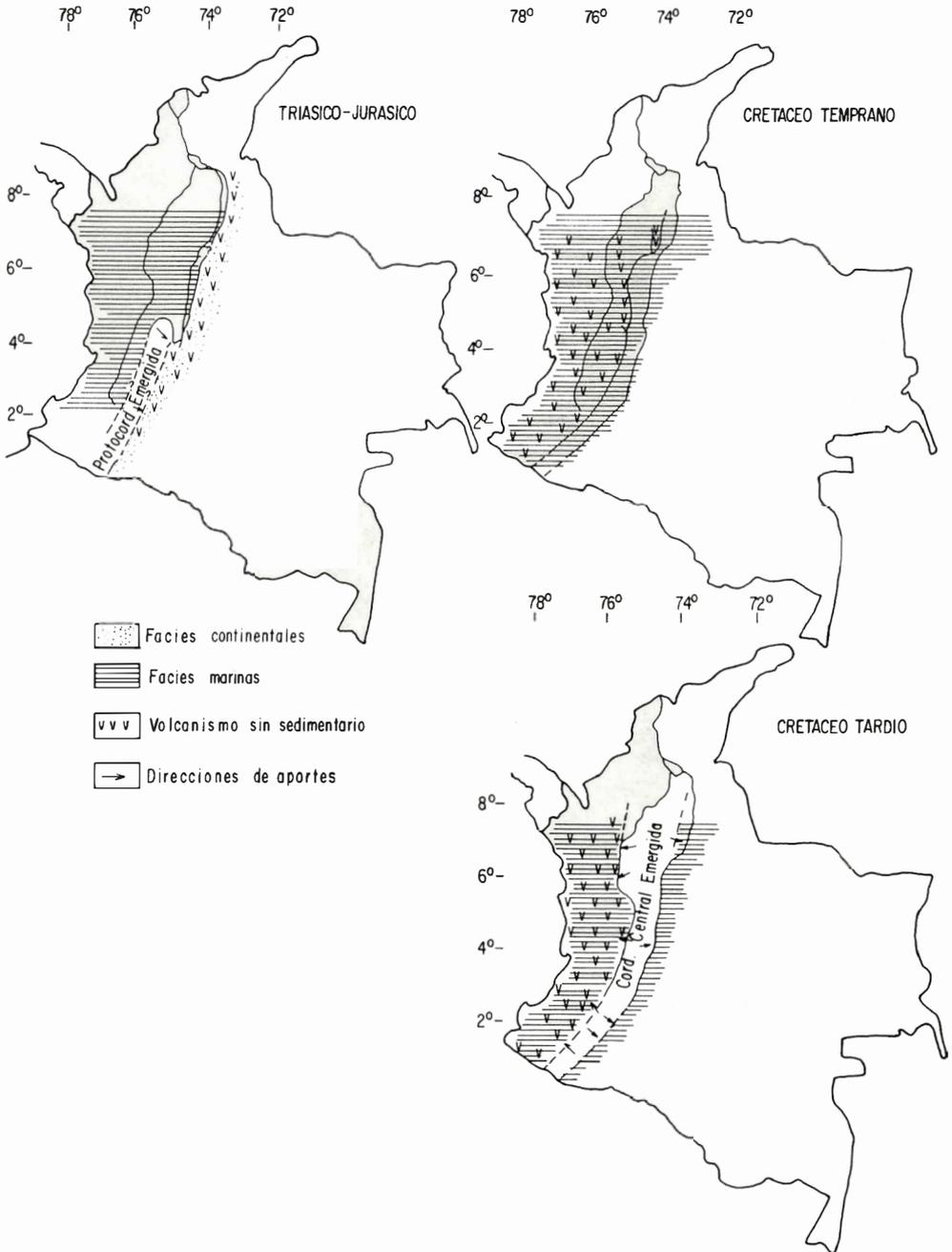


FIG. 15. Esquemas paleogeográficos durante el Mesozoico.

tancia de rocas similares en la Cordillera Occidental (70 km), la existencia de una tectónica con estructuras diferentes a las del tipo alpino y la falta de estudios petrológicos que confirmen el marco de generación, hacen discutible dicha hipótesis. El autor se inclina por dejar abierto el problema hasta cuando haya más información.

Durante el cretáceo temprano se efectúan intrusiones de rocas gabroicas con características de arcos intraoceanicos, en la Cordillera Occidental. Asimismo, a finales del Cretáceo temprano hubo probablemente una fase diástrófica acompañada de plutonismo calco-alcalino en la Cordillera Central (arco de margen continental). Los efectos deformacionales y la probable existencia de metamorfismo relacionado aún no se conocen.

2.6.5. CRETACEO TARDIO

La intensa actividad magmática básica continúa en este período en el occidente colombiano (Fig. 15). Gruesos depósitos de rocas toleíticas tales como coladas basálticas y diabásicas a veces almohadilladas, tobas, brechas y aglomerados de la Formación Barroso y similares, se acumularon sobre los depósitos del Cretáceo temprano.

Secuencias parecidas a las mencionadas antes no se han reportado en los sectores central y sur del complejo básico del occidente colombiano. En estas áreas aparentemente predominan los derrames basálticos con delgadas intercalaciones de chert (Grupo Diabásico). La cronología de las secuencias volcánicas es bastante desconocida, sin embargo, de acuerdo con los antecedentes paleontológicos y geocronológicos existentes, buena parte de las eyecciones basálticas y algunos intrusivos básicos son turonianos o más nuevos.

En el sector central de la Cordillera Occidental, el Grupo Diabásico fue generado en un arco volcánico inmaduro (BARRERO, D., 1977) y en el sector norte, la litología de la Formación Barroso es más afín con un origen similar al mencionado.

La presencia de fragmentos de corales en tobas basálticas de la Formación Barroso implican que parte de la actividad volcánica se realizó quizás en zonas poco profundas de islas volcánicas. Las intercalaciones volcánico - sedimentarias (brechas, aglomerados) de la Formación Barroso pudieron provenir del material erosionado y depositado alrededor de las áreas topográficas elevadas.

Es probable que afloren tanto corteza oceánica como volcanitas de arcos de islas basálticas. Dada la distribución geográfica que debe caracterizar a los depósitos volcánicos de arcos de islas como los descritos, con acumulaciones de material alrededor de los centros volcánicos y depresiones topográficas, no es extraño que en algunos lugares afloren las rocas sedimentarias volcánicas y metamórficas o quizás corteza oceánica que forman el basamento.

Encima de las acumulaciones volcánicas o concomitantemente con éstas se depositaron en varios lugares, secuencias marinas de sedimentitas turbidíticas proximales, tales como el miembro Urrao del Grupo Cañasgordas, la Formación Marilipito y la Formación Espinal cuyas edades varían del Coñiaciano al Maastrichtiano. En áreas distales a profundidades menores de 4.000 m, se sedimentó el miembro Nutibara de características pelágicas.

En el Cretáceo tardío se individualizaron definitivamente los dominios occidental y oriental. La protocordillera Central durante esta época estaba emergida y en proceso de erosión. En el oriente andino, a partir del Albiano, hubo una nueva transgresión marina y una sedimentación tranquila hasta finales del Campaniano (BURGL, H., 1967).

2.6.6. MAASTRICHTIANO - EOCENO TEMPRANO

En este intervalo tienen lugar fenómenos geológicos de suma importancia tanto en el oriente como en el occidente andino (Fig. 15).

Al oeste de la Cordillera Central y en la zona meridional al sur de 3°N, se presenta un cambio notable en la sedimentación. Sobre secuencias marinas pelágicas (?) cretáceas y en aparente concordancia se depositaron espesos depósitos de "flysch" rudáceos en ambientes marinos (Formación Chimborazo, Secuencia del río Guabas). El basamento estaba constituido por rocas básicas con una cubierta de calizas micríticas y sedimentitas pelíticas negras. Los depósitos se ubican en el flanco oriental de la Cordillera Occidental, en la naciente cuenca estructural del Cauca-Patía, la cual iniciaba su hundimiento.

En el borde occidental de la Cordillera Central ancestral, también se sedimentó sobre basaltos y su cubierta sedimentaria cretácica, una secuencia conglomerádica rojiza (Formación Peña Morada) con afinidades continentales. Hacia el oeste esta formación podría reposar o interdigitarse con los "flysch". Ambas formaciones podrían sugerir el retroceso del mar Cretáceo en la cuenca sur, la probable iniciación del levantamiento de la pre-Cordillera Occidental y el hundimiento de la Depresión del Cauca - Patía como una unidad morfo-estructural.

En el dominio andino oriental se presenta en el Maastrichtiano un cambio en la sedimentación que pasa de ambientes marinos a lacustres a causa del alzamiento de dichos terrenos (BURGL, H., 1967). En el Paleoceno, las formaciones son predominantemente continentales y clásticas. Asimismo, en el Eoceno medio ocurrió una intensa fase diastrófica con depositación de espesas acumulaciones de secuencias clásticas arenoconglomeráticas en la depresión Magdalena. Los materiales provinieron de la Cordillera Central (BURGL, H., 1967; IRVING, E., 1971).

La Orogenia del Cretáceo tardío-Eoceno medio produjo plegamiento, metamorfismo de bajo grado y levantamiento en las rocas del complejo básico, las cuales fueron solevadas con formación de la pre-Cordillera Occidental. Originó además, una tectónica de fallas con el temprano hundimiento de la naciente Depresión del Cauca-

Patía. En la Cordillera Central probablemente reactivó las estructuras anteriores, acentuó la compresión de los pliegues paleozoicos, produjo deformación en las secuencias cretáceas e individualizó los dominios andinos oriental y occidental. Además tuvo lugar un intenso plutonismo granitoide en la porción septentrional y central de la Cordillera Central y de menor importancia en la Cordillera Occidental. Complejos Máficos y Ultramáficos y Rocas Metamórficas de alta presión fueron quizás emplazadas tectónicamente durante este diastrofismo.

2.6.7. EOCENO MEDIO - MIOCENO TEMPRANO

2.6.7.1. SERRANIA DE BAUDO

El volcanismo básico del período Cretáceo continúa su actividad durante el Eoceno temprano(?) y medio (Fig. 16). Varios centros volcánicos existieron en la esquina noroccidental de Colombia, los cuales eran la prolongación sur del arco insular panameño. Los depósitos volcánicos correspondientes se depositaron sobre las secuencias plegadas cretáceas, en un ambiente marino. La Serranía de Baudó estuvo sumergida en su mayor parte durante este tiempo, pero la presencia de corales con material volcánico sugiere la existencia de áreas poco profundas o islas.

2.6.7.2. DEPRESION DEL ATRATO - SAN JUAN - TUMACO

En el Eoceno temprano (?) a medio, el mar ocupaba la Depresión del Atrato - San Juan - Tumaco, como asimismo la zona oriental panameña y la Serranía de Baudó, solo existían probablemente algunas islas volcánicas en actividad (Fig. 16). En la frontera con Colombia, se depositaron sedimentitas de aguas profundas, abisales, durante el Eoceno temprano (?) a medio y Oligoceno medio al Mioceno temprano. Bady, O. y Rose W. (1973) mencionan una fase tectónica en el Eoceno tardío.

En cambio en la Cuenca del Caribe la situación era cíclica tectónicamente, varian-

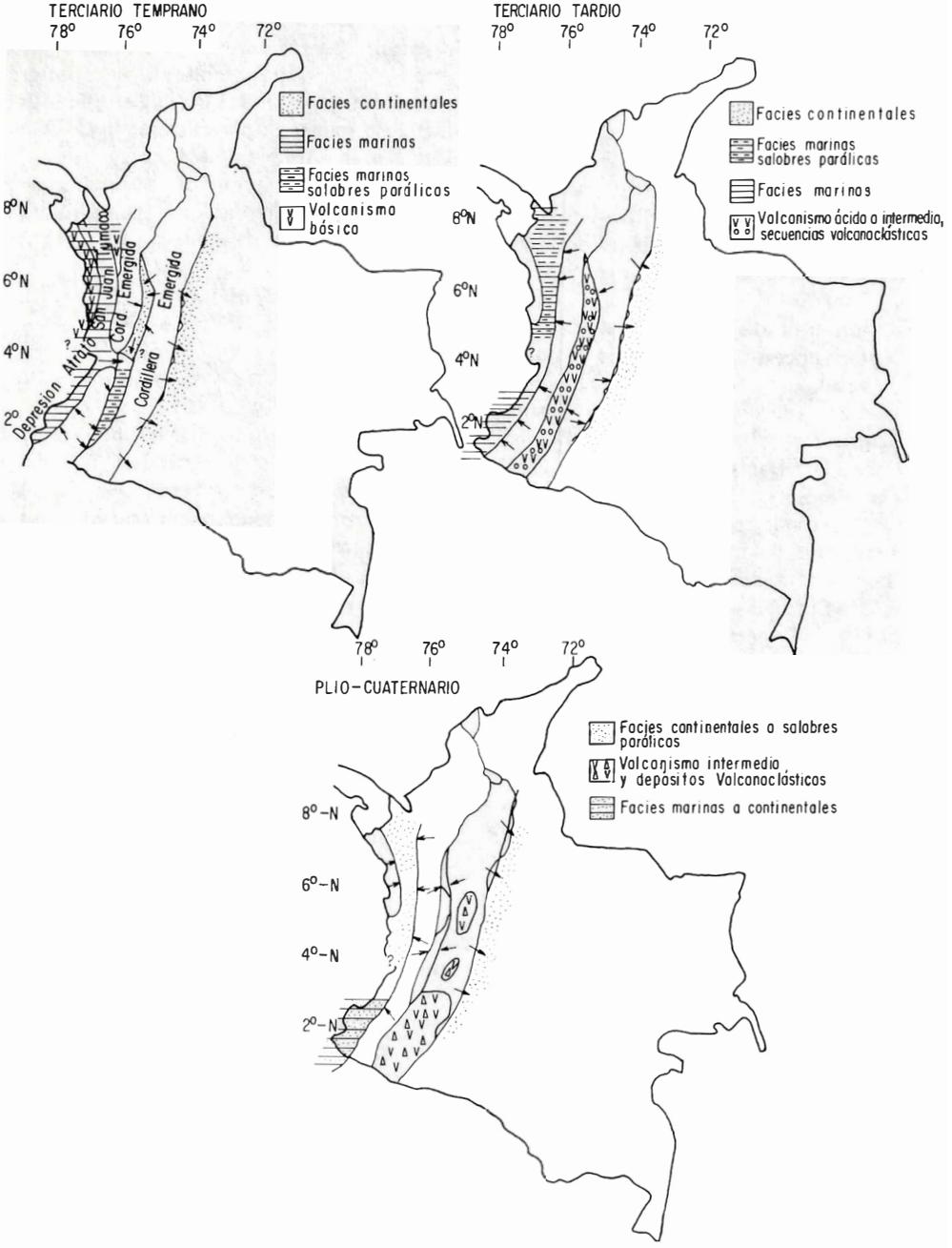


FIG. 16. Esquemas paleogeográficos durante el Terciario.

sales de acuerdo con períodos de estabilidad e inestabilidad tectónica. Al sur, en la extensión norte de la provincia ecuatoriana de Esmeraldas, la inundación marina del Eoceno medio formó calcáreos arrecifales de poco espesor y principalmente depósitos marinos neríticos, esencialmente arcillosos y localmente arenosos. Los cambios litológicos están acordes con lo mencionado por Nygren, W. (1950) en cuanto a la existencia de varias cuencas y subcuencas en el Geosinclinal Bolívar durante el Terciario.

Asimismo, el comportamiento tectónico del mismo fue aparentemente diferente, dependiendo de la estabilidad de las áreas vecinas.

2.6.7.3. DEPRESION DEL CAUCA - PATIA

En el Eoceno medio el mar inició una nueva transgresión en el occidente andino, inundado a través de relieves bajos la zona deprimida intra-andina del Cauca - Patía en su sector sur (Valle - Cauca) formando embahiamientos alargados y estrechos con condiciones marginales salobres a parálidas (Fig. 16). Si se considera la potencia de la secuencia sedimentaria, la parte más profunda de la cuenca sería en el río Seguenguito (Lat. 2°45'N) con más de 3,5 km.

El único depósito remanente, francamente marino, son las calizas arrecifales de Vijes, las cuales pueden sugerir que a esa latitud se realizó la ingresión marina. Las sedimentitas son muy maduras en la parte conocida, y predominantemente arenáeo-conglomeráticas con interposición de rocas de ambientes marginales parálidos tranquilos con mantos de carbón. De acuerdo con el ambiente de depositación marginal o transicional, se presentan fuertes cambios de facies en la dirección de profundización de la cuenca con un predominio de clásticos gruesos.

En cambio en la cuenca septentrional (Antioquia - Caldas) de dicha depresión, las sedimentitas son continentales, de naturaleza fluvial, depositadas a partir del Oligoceno temprano en ambientes de alta energía alternando con ciclos tranquilos de ambientes lacustres y depositación de carbón.

Los aportes de distritos fueron suministrados a ambas cuencas por la Cordillera Central y Occidental, siendo importante el suministro de clastos gruesos procedente de las sedimentitas cretáceas. La madurez de las areniscas y conglomerados en las partes inferiores y superiores de las secuencias sedimentarias especialmente en la cuenca sur sugieren lento hundimiento de la estrecha depresión y probablemente importancia decisiva del ambiente depositacional como factor selectivo. Se presume que la sedimentación fue continua puesto que no se ha reportado ningún hiato o interrupción de la misma.

La depresión parece haberse comportado como una unidad tectónica desde el Eoceno medio. El hecho de que en la cuenca norte y en la sur se produzcan condiciones lacustres o lagunares que permitieron la formación de carbones, sugiere un control tectónico a lo largo de la misma.

Dada la distribución de los depósitos de ambiente continental y marino salobre parálido, la posible zona de transición entre ambos ambientes pudo haber estado localizada en el Valle del Cauca al norte de Vijes.

En la Cordillera Occidental se presenta plutonismo granitoide durante el Paleoceno temprano y fines del Oligoceno a principios del Mioceno. Durante la época de estos pulsos magmáticos se desconoce cómo ha sido afectada la secuencia sedimentaria de la Depresión Atrato - San Juan - Tumaco.

En el Mioceno medio se inició en los Andes colombianos la orogénesis andina o paroxismo andino, caracterizado por fuertes plegamientos y levantamientos cordilleranos. Dicho proceso tectónico dio individualidad y altura a las proto-cordilleras ya existentes.

Las sedimentitas de la Depresión del Cauca - Patía fueron intensamente plegadas y comprimidas y algunos de los pliegues sugieren esfuerzos hacia el este. Pero en la Depresión del Atrato - San Juan - Tumaco, aunque existe el hiato del Mioceno medio se desconocen los efectos deformacionales causados por el inicio de la orogénesis andina. En

el Mioceno se individualizó la Cordillera Oriental de Colombia y la Serranía de Baudó inició su emersión.

2.6.8. MIOCENO TARDIO-CUATERNARIO

2.6.8.1. DEPRESION ATRATO - SAN JUAN - TUMACO Y SERRANIA DE BAUDO

En la Depresión del Atrato - San Juan-Tumaco los depósitos de mar abierto y litorales del Mioceno tardío - Plioceno, se transformaron cerca de la frontera panameña a secuencias marinas salobres y parálidas y luego a continentales en el Plioceno-cuaternario con retiro definitivo del mar (Fig. 16).

Al sur de la depresión, en la prolongación de la cuenca Ecuatoriana de Esmeraldas, los depósitos fueron marinos durante el Mioceno tardío y marino a continentales en el Plioceno.

En la esquina noroccidental de Colombia los cambios paleogeográficos y tectónicos son especialmente significativos. La restricción de la comunicación interoceánica se realizó progresivamente durante el Mioceno medio a tardío (BANDY, O. y ROSE, W., 1973). En el Plioceno el Istmo de Panamá estaba emergido, lo que permitió la mezcla de la fauna de vertebrados de Norte y Sudamérica (WHITMORE y STEWARD, 1965). En el Pleistoceno se interrumpió definitivamente la comunicación oceánica y se llevó a cabo el mayor intercambio de faunas terrestres (WOODRING, 1963). En concordancia con lo anotado resulta lógico pensar que la Serranía de Baudó inició su levantamiento en el Mioceno medio.

2.6.8.2. DEPRESION DEL CAUCA - PATIA Y CORDILLERA CENTRAL

En la Depresión del Cauca - Patía se inició a partir del Mioceno tardío y con duración hasta el Plioceno, una etapa caracterizada por una intensa actividad volcánica de composición ácida a intermedia.

Gruesos depósitos volcanoclásticos se acumularon sobre las rocas pre-existentes especialmente las sedimentarias de dicha depresión. Los centros volcánicos en ésta, estuvieron controlados por fracturas profundas de los Sistemas de Fallas Cauca - Romeral.

En el Plioceno dichas secuencias fueron posiblemente plegadas en forma suave y el plutono-volcanismo se desplazó a la Cordillera Central. Asimismo, en esta época se inició la acción degradante de los sistemas hidrográficos, los cuales depositaron materiales poco consolidados.

Las cordilleras andinas en Colombia fueron levantadas durante el Mioceno - Pleistoceno, pero el levantamiento final se realizó en el Cuaternario por fenómenos epirogénicos. Evidencia de ellos, son las extensas penillanuras a alturas por encima de 2.000 m que se presentan en la Cordillera Central. En la Cordillera Oriental dicho alzamiento ha sido comprobado por determinaciones palinológicas. En el Plio-Cuaternario el volcanismo andesítico se ubica en el eje de la Cordillera Central controlado por fracturas profundas y su actividad continúa hasta nuestros días.

3. PLUTONISMO MESOZOICO Y TERCIARIO

3.1. GENERALIDADES

El plutonismo Mesozoico y Terciario más importante de Colombia, está ubicado en la porción occidental del país conformando en parte las Cordilleras Central, Occidental y la Depresión del Cauca - Patía. En la Serranía de Baudó y en la Depresión del Atrato - San Juan no se conocen afloramientos de cuerpos granitoides. Dicho plutonismo hace parte del cinturón de batolitos Circum - Pacíficos. De acuerdo con lo anotado en capítulos anteriores, los plutones situados al occidente de la megafactura de Romeral, se pueden considerar como ensimáticos y son terciarios y los cuerpos localizados al oriente de la misma son ensiálicos y mesozoicos principalmente.

Las rocas plutónicas y subvolcánicas son de composición intermedia y cubren aproximadamente un 40% del área de la Cordillera Central y un 20% de la Cordillera Occidental. Ocurren formando batolitos, cúpulas stocks y otros cuerpos de dimensiones menores, en terrenos fuertemente disectados y erosionados. Los intrusivos son post o tardi-tectónicos, con contactos discordantes aún en aquellos cuerpos alargados paralelamente a las estructuras mayores. Las variedades petrológicas más importantes son granodioritas, tonalitas, cuarzodioritas, monzonitas, granitos, gabros y pórfidos andesíticos y dacíticos. Aureolas de contacto bien desarrolladas se presentan asociadas con el plutonismo mesozoico; las intrusiones terciarias presentan un metamorfismo de contacto más exiguo.

Las determinaciones conocidas de edad absoluta se presentan en la Tabla 6. Con base en los datos existentes y las relaciones estratigráficas, los intrusivos se pueden asignar a 4 grupos: Triásico, Jurásico, Cretáceo y Terciario. En el mesozoico el más antiguo tiene 227 m.a. y el más nuevo 74 m.a. en promedio, asimismo, en el Cenozoico varían de 62,9 a 3,5 m.a.

Los depósitos minerales y prospectos que se asocian con los diversos ciclos plutónicos son principalmente vetiformes. En la Cordillera Central son mayormente de Au, Ag, Pb, Zn y Cu y en la Occidental consiste de Au, Ag, Cu, Zn. Prospectos de depósitos diseminados, tipo pórfido cuprífero, están relacionados en especial con intrusivos terciarios.

Los intrusivos se discutirán en la misma forma que se hizo con las unidades morfoestructurales, es decir primero los situados en la Cordillera Central que son principalmente de edad mesozoica y luego los de la Cordillera Occidental y Depresión del Cauca-Patía cuya edad es terciaria. Las características de los diversos cuerpos, tales como el tamaño, forma y edad de emplazamiento son generalmente distintas para los intrusivos ubicados en la Cordillera Central, Cordillera Occidental y Depresión del Cauca - Patía.

Asimismo, cada grupo de intrusivos de edades triásica, jurásica, cretácea y terciaria definen fajas, las cuales con excepción de la triásica, son paralelas a los rasgos estructurales generales de los Andes, asimismo, la composición petrográfica y petroquímica tiene particularidades en sentido normal a la dirección de la cadena andina.

3.2 CORDILLERA CENTRAL

En la Cordillera Central se presentan plutones mesozoicos y del Terciario temprano (Eoceno) principalmente. Solo un pequeño stock Plioceno aflora en el sector central de la misma en las cercanías de la zona volcánica del Nevado del Ruiz.

3.2.1 PLUTONISMO TRIASICO-JURASICO

La actividad plutónica del Triásico-Jurásico está restringida a la Cordillera Central (Figs. 4 y 17). Los macizos triásicos son de pequeño tamaño y forman una estrecha faja de dirección noreste en el sector norte y flanco oriental de la Cordillera Central. En cambio los granitoides jurásicos son grandes batolitos localizados en la ladera oriental de dicha cordillera y alargados en el sentido cordillerano. Se trata de los batolitos de Ibagué, Sonsón y Segovia. El Batolito de Segovia encaja la mineralización filoniana de Au, Ag, Pb, Zn y Cu más grande e importante de Colombia. El Batolito de Ibagué está intruido por pórfidos félsicos con mineralización no económica tipo pórfido cuprífero.

Las edades conocidas de los intrusivos Triásicos - Jurásicos se muestran en la Tabla 6. El episodio magmático se extendió a través de Colombia, presentándose tanto en la Cordillera Central como en la Sierra Nevada de Santa Marta y Macizo de Santander. En la Sierra Nevada 16 edades K/Ar en biotita y hornblenda de cuerpos graníticos varían entre 162 y 189 m.a. (TSCHANZ, C., et al, 1974) y en el Macizo de Santander se obtuvieron 177 ± 6 y 172 ± 6 (K/Ar), además 160 ± 30 (Rb/Sr) (WARD, E., et al., 1977). Cinco muestras colectadas por los mismos autores en ambas áreas fluctuaron entre 192 y 198 m.a.

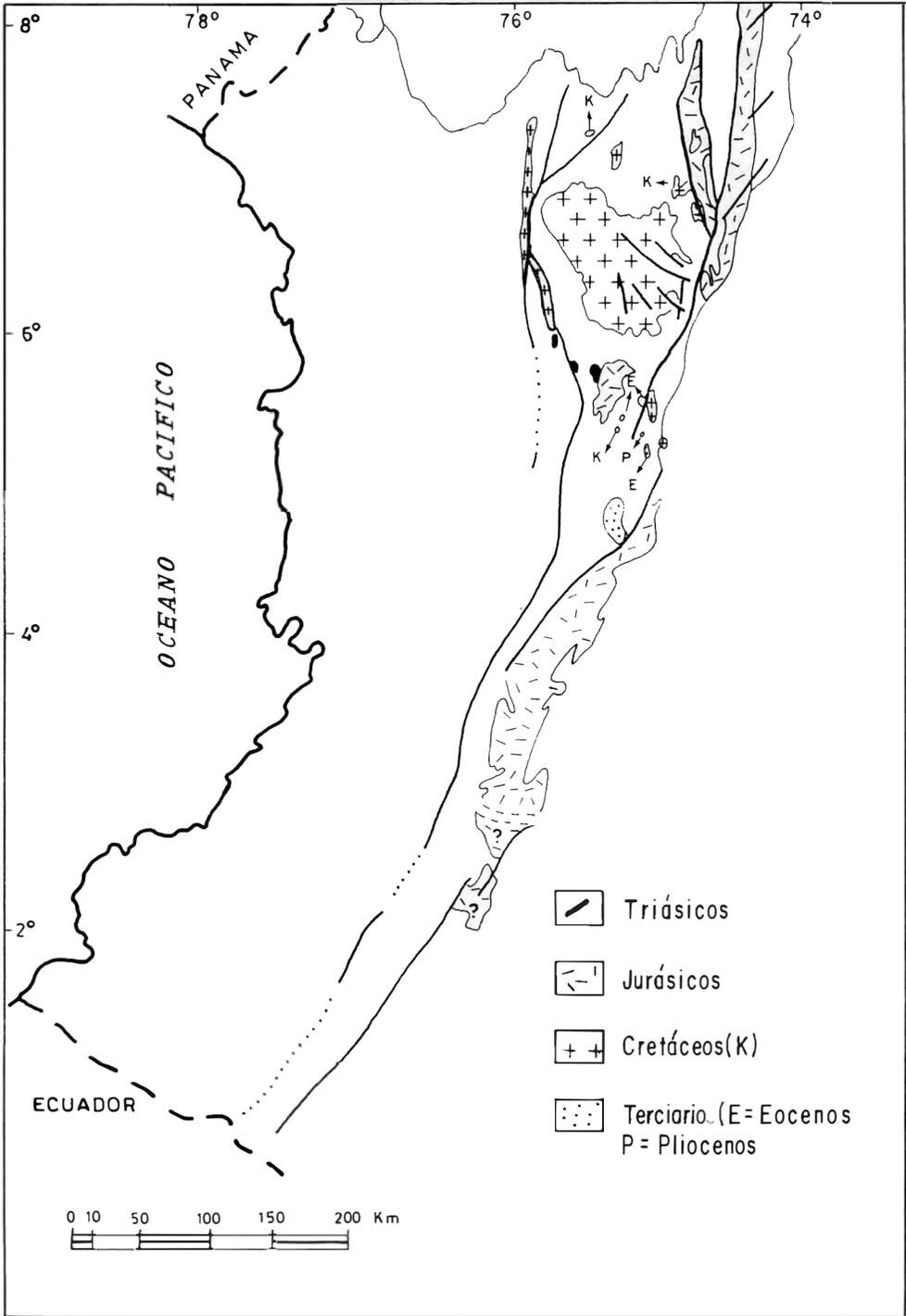


FIG. 17. Afloramientos de intrusivos granitoides mesozoicos y terciarios en la Cordillera Central.

TABLA 6.

DATACIONES GEOCRONOLOGICAS DEL PLUTONISMO MESO-CENOZOICO
EN LA CORDILLERA CENTRAL Y EL OCCIDENTE COLOMBIANO

LOCALIZACION	EDAD	METODO	REFERENCIA
Stock de El Morro lat N 5°25'13" long W 74°47'30"	3,5 ± 0,2 m.a.	K-Ar hornblenda	Barrero D. y Vesga J., 1976
Stock de Suárez lat N 2°55'30" long W 76°41'04"	6 ± 3 m.a.	K-Ar hornblenda	Alvarez J. et al., 1978
Stock de la Felisa Lat N 5°47'44" long W 75° 39'35"	6,8 ± 0,2 7,1 ± 0,2	K-Ar biot K-Ar hornb	González H., 1976
C° Corcovado	8,0 ± 0,9 7,8 ± 1,0	K-Ar hornblenda	MacDonald (en González, 1976)
Plutón Po. Urrao lat N 6°25'13" long W 76° 9'37"	11 12	K-Ar biot	Botero G., 1975
Stock de San Cristóbal lat N 1°34'51" long W 77° 3'20"	13 ± 3	K-Ar biot	Alvarez J. et al., 1978
Plutón Anchicayá lat N 4°46'21" long W 74°43'20"	20 25	K-Ar biot	Botero G., 1975
Batolito de Mandé lat N 5°38'10" long W 76°21'40"	34	K-Ar biot	Botero G., 1975
Batolito de El Bosque lat N 4°44'18" long W 74°59'58"	49,1 ± 1,7	K-Ar biot	Barrero D. y Vesga J., 1976
Stock El Hatillo lat N 5°10'54" long W 74°50'50"	53 ± 1,8	K-Ar biot	Barrero D. y Vesga J., 1976
Stock de Florencia lat N 5°31'21" long W 74°53'20"	54,9 ± 1,9	K-Ar biot	Barrero D. y Vesga J., 1976
Batolito de Piedrancha lat N 1°10' aprox. long W 77°40 aprox.	62 ± 6 23 ± 3	K-Ar hornb K-Ar biot	Alvarez, J. (Inf. prep.)
Batolito Antioqueño lat N 6°48'42" long W 75°12'	74 ± 3	K-Ar biot	Pérez H., 1967
lat N 6°43'34" long W 75°30'25"	72 ± 3	K-Ar biot	Pérez H., 1967
lat N 6°34'31" long W 75°17'16"	79 ± 3	K-Ar biot	Botero G., 1963
lat N 6°32'3" long W 74°43'34'	68 ± 2	K-Ar biot	Feininger, et al., 1972
lat N 6°19'18" long W 74°59'11"	71 ± 3	K-Ar biot	Pérez, H. 1967
lat N 6°1'19" long W 74°57'32"	80 ± 3	K-Ar biot	Pérez H., 1967
lat N 6°56' aprox long W 75°25' aprox	68	Rb/Sr biot	Fujiyoshi, A., et al., 1976
lat N 6°30' aprox long W 75°22' aprox	58	Rb/Sr biot	Fujiyoshi A., et al., 1976
lat N 6°26' aprox long W 75°22' aprox	60	Rb/Sr biot	Fujiyoshi A., et al., 1976
Gabro de Altamira lat N 6°13' long W 75°53'	77,4 ± 7,7	K-Ar plag	Restrepo J. y Toussant, 1975 Continúa

Continuación Tabla 6.

LOCALIZACION	EDAD	METODO	REFERENCIA
Plutón de Sabanalarga lat N 6°48'10" long W 75°49'10"	97 ± 10	K-Ar biot	González H., et al., 1978
Plutón del Pescado lat N 7°19'27" long W 75°25'32"	95,6 ± 3,3	K-Ar biot	Hall, R., et al., 1972
Stock de Mariquita lat N 6°12'56" long W 74°47'21"	113 ± 4	K-Ar biot	Barrero D. y Vesga J., 1976
Complejo Igneo de Samaná lat N 5°32'10" long W 74°49'20"	119 ± 10	K-Ar horn	Barrero D. y Vesga J., 1976
Diorita de Pueblito lat N 6°10' long W 75°45'	126 ± 12	K-Ar horn	Restrepo J. y Toussaint, J. 1975
Batolito de Ibagué lat N 4°40'30" long W 74°57'53" lat N 3°15' long W 75°36' lat N 4°47'33" long W 74°56'45"	142 ± 9 143 ± 5 147 ± 4 142 ± 6 143 ± 9	K-Ar biot K-Ar horn K-Ar biot K-Ar horn K-Ar biot	Barrero D. y Vesga J., 1976 Barrero D. y Vesga J., 1976
Batolito de Sonsón lat N 5°45'41" long W 75°7'12"	160 ± 4	K-Ar biot	González H., 1976
lat N 5°42'17" long W 75°7'55"	170 ± 3	K-Ar roca total	González H., 1976
Batolito de Segovia lat N 6°23'24" long W 74°35'24"	160 ± 7	K-Ar horn	Feininger T., et al., 1972
Pegmatitas de Montebello	180 ± 10	K-Ar moscovita	Martínez, G., et al., 1978
Intrusivo Néisico de San Diego lat N 5°39'32" long W 74°42'5"	205 ± 7	K-Ar biot	Barrero D. y Vesga J., 1976
Intrusivo Néisico Abejorral lat N 5°40'54" long W 75°27'50"	207 ± 5	K-Ar biot	González H., 1976
Metatonalita de Puquí lat N 7°27'34" long W 75°2'5"	214 ± 7	K-Ar musc	Hall, R., et al., 1972
lat N 7°32'26" long W 75°22'42"	239 ± 7	K-Ar biot	Hall, R., et al., 1972
lat N 7°27'34" long W 75°21'5"	211 220	K-Ar biot	Botero, C., 1972
Plutón de Amagá lat N 5°58'39" long W 75°41'40"	215 ± 7	K-Ar biot	Pérez H., 1967
Stock del Buey lat N 5°43'37" long W 75°31'40"	227 ± 10	K-Ar biot	González H., et al., (Inf. en prep.).

3.2.1.1. PLUTONES TRIASICOS

Los únicos cuerpos conocidos que hacen parte del efímero plutonismo Triásico se localizan en una corta faja de 80 km de largo, de dirección NW, situada transversalmente al rumbo estructural general (Figs. 4 y 17). Se trata de 5 stocks, de tamaño pequeño, dos de los cuales tienen 4 y 6,5 km y los restantes 40, 45 y 50 km² (GONZALEZ, H., 1976). La composición petrográfica es similar para todos los cuerpos variando de granodiorita a cuarzomonzonita. En general, están intruyendo rocas metamórficas de bajo grado con formación de aureolas térmicas de cornubianitas de hornblenda y piroxeno. Dos de los cuerpos intruyen granitos néisicos paleozoicos (?) formando zonas de brechas. Comúnmente tienen texturas hipidiomórfica medio a grueso granular, aunque localmente muestran texturas protoclasticas. En los contactos tectónicos, las rocas han sufrido fuerte metamorfismo dinámico. Las características de los cuerpos son de intrusivos post-tectónicos. De las diversas fajas plutónicas meso-cenozoicas, la descrita es la única que tiene una dirección transversal al Orogeno Paleozoico (?). Cabe destacar que su orientación coincide con la dirección NW del Sistema de Fallas de Romeral, pero se desconoce cuales son los controles de dicha ubicación.

3.2.1.2. PLUTONES JURASICOS

3.2.1.2.A Batolito de Segovia

El Batolito de Segovia está ubicado en el sector septentrional del núcleo cordillerano (Figs. 4, 17). Feininger, T. et al. (1972), hicieron la cartografía de la parte sur de este plutón sin asignarle ningún nombre específico, simplemente se refieren a él describiendo sus rocas como dioritas y cuarzodioritas al este de la Falla de Otún, rasgo que evidentemente limita el contacto en buena parte de su extensión.

El batolito es alargado, tiene una longitud de 270 km y un ancho en su parte cen-

tral de 50 km. Intruye neises cuarzofeldespáticos de edad precámbrica, aunque con estos neises la mayoría de los contactos son tectónicos (fallas Bagre y Palestina) y de dirección norte-sur. Estas dislocaciones son del Terciario temprano y probablemente posteriores a su emplazamiento.

Asimismo, al noreste y este de Segovia, rocas sedimentarias y volcánicas reposan en discordancia erosiva sobre el intrusivo y como éste, están afectadas por estructuras de ruptura de dirección norte. En el sector occidental, la falla de Otún, de desplazamiento lateral izquierdo, separa el contacto del batolito de las metamorfitas paleozoicas (?).

En su parte más típica el plutón está compuesto por dioritas y cuarzodioritas de grano medio y textura hipidiomórfica granular (Tabla 7), pero contiene diversas variaciones en zonas mezcladas. En general, son rocas masivas a laminadas pero localmente néisicas en contactos fallados. En algunos sitios marginales forman migmatitas. El origen del plutón es magnético intrusivo y sus características son de la parte inferior de la mesozona (FEININGER, T. et al., 1972).

	Rango (%)
Cuarzo	3 - 32
Plagioclasa	10 - 65
Feldespato de potasio	10 - 64
Biotita	3 - 10
Hornblenda	2 - 38
Esfeno	6 - tr
Apatito	1 - tr
Opacos	3 - tr
Zircón	tr
Piroxeno	10 - 0

TABLA 7.- Rango de porcentajes mineralógicos del Batolito de Segovia.

Análisis petrográficos con porcentaje estirnado, efectuados por varios geólogos del Instituto de Investigaciones Geológico Mineras. Datos de archivo (1967 - 1970).

3.2.1.2.B. Batolito de Sonsón

Este cuerpo de 950 km² de superficie fue estudiado por González, H. (1976). Tiene forma alargada en el sentido de las estructuras regionales, con una mayor amplitud en el norte y adelgazándose hacia el sur. Está situado en posición axial en la parte septentrional de la Cordillera Central entre las latitudes 5°15'N y 5°45'N (Figs. 4 y 17).

El plutón tiene una composición uniforme. Las variedades petrológicas más importantes, según González, H. (1976) son tonalitas, granodioritas y cuarzodioritas (90%); dioritas, gabros y otros tipos de rocas (10%). En la Tabla 8 se presenta la composición modal promedio de 36 muestras.

Cuarzo	16,1
Plagioclasa	50,8
Feldespato de K	2,6
Biotita	11,2
Hornblenda	8,0
Clorita	1,68
Opacos	0,4
Otros	1,2

TABLA 8. Promedio de 36 análisis petrográficos modales del Batolito de Sonsón

Las rocas son masivas, con textura hipidiomórfica, medio a grueso granular, únicamente hacia los bordes tienen una débil estructura néisica de carácter protoclastico. En el borde oeste principalmente afloran los gabros hornbléndicos y las dioritas, las cuales se consideran genéticamente relacionadas con el cuerpo principal.

Las rocas encajantes del intrusivo son en su mayor parte secuencias metamorfizadas regionalmente a la facies de esquistos verdes y de anfíbolita que han sido intensamente deformadas. El plutón ha recristalizado los esquistos de más bajo grado por acción térmica formando rocas de la facies piroxeno-cornubianita. Asimismo, localmente inyecta los esquistos y forma migmatitas. Xenolitos de cuarzodiorita, con altos contenidos de hornblenda y biotita (40%) se presentan, aunque no son muy comunes.

Con base en las características mineralógicas y los efectos térmicos en las rocas encajantes, González, H., concluye que el origen del batolito fue magmático.

Usando una sola datación por el método K/Ar (biotita) cuyo resultado fue de 160 ± 4 m.a. (Tabla 6) y la falta de efectos de contacto en la Formación Abejorral, de edad Cretáceo temprano, se piensa que la edad del Batolito de Sonsón es jurásica.

3.2.1.2.C. Batolito de Ibagué. Está situado al sur del paralelo 5°N y los reconocimientos de campo indican que se prolonga en forma continua hasta 3°N, con una extensión aproximada de 220 km y con una amplitud que varía de 20 a 40 km (INGEOMINAS - NACIONES UNIDAS, 1977; MAPA GEOLOGICO DE COLOMBIA 1976; Figs. 4, 17).

Las variaciones petrográficas del batolito y sus relaciones con las rocas encajantes se conocen solo localmente. Los únicos datos petroquímicos conocidos del mismo son los que se reportan en este estudio. La composición petrográfica predominante es de cuarzodioritas y granodioritas (NELSON, H., 1962).

En la sección geológica Armenia-Ibagué, Nelson, H. (1962) cita al oeste del batolito y en contacto tectónico, rocas metamórficas de bajo grado, facies esquistos verde, pertenecientes al Grupo Cajamarca. Este grupo consta de esquistos básicos y pelíticos intercalados, predominando los primeros hacia el contacto. La foliación de los esquistos es norte-sur con inclinación predominante al este. Tanto en la ladera oeste de la Cordillera Central como en parte de su flanco este, el buzamiento es moderado, en la parte media del flanco oriental se presentan pliegues y cerca al batolito la foliación es vertical. Los esquistos básicos han sido recristalizados en el contacto produciendo rocas córneas de hornblenda (NELSON, H., 1962). Al norte, el Batolito de Ibagué intruye una delgada faja Precámbrica de rocas metamórficas de facies anfíbolita, que lo limitan al oeste y se observan algunos techos pendientes de pocos

kilómetros cuadrados, de la misma naturaleza (BARRERO, D. y VESGA J., 1976).

Al oriente, el batolito está en contacto con rocas sedimentarias del Jura-Triásico consistentes de sedimentitas continentales rojas intercaladas con rocas volcánicas ácidas y localmente sedimentitas marinas calcáreas. En varios lugares produce efectos metasomáticos en las calizas del Triásico tardío de la Formación Payandé, dando lugar localmente a depósitos tipo skarn. Sedimentitas cretáceas y terciarias se apoyan en discordancia erosiva sobre dicho plutón.

Nelson, H. (1962) anota la presencia en varios sitios a lo largo del contacto de inclusiones lentiformes y alargadas, de cornubianitas de piroxeno además de anfibolitas.

Los hechos mencionados antes inducen a pensar que el emplazamiento del cuerpo batolítico pudo ser predominantemente por asimilación y que se intruyó como un magma. La presencia de depósitos volcánicos continentales y de composición ácida, de edad Permo (?) - Jurásica (NELSON, H., 1962) podría sugerir que el plutonismo fue antecedido por una intensa actividad volcánica con una probable relación genética.

Varias fallas afectan al intrusivo y a las rocas encajantes. En el sector norte, el contacto con el Grupo Cajamarca es tectónico. En la zona meridional del flanco oriental de la Cordillera Central, varias fallas inversas de ángulo alto y con dirección norte fracturan al intrusivo y dislocan las secuencias mesozoicas.

3.2.1.2.C.1. Cronología de la intrusión del Batolito.- La información de edad absoluta consistente en 3 muestras, analizadas dos de ellas por K/Ar, tanto en hornblenda como en biotita, y la tercera en biotita (Tabla 6) dan resultados estrechamente concordantes, a pesar de que fueron recolectadas a lo largo del intrusivo en puntos distantes unos de otros. Esta concordancia general sugiere que no hubo un lapso considerable en el enfriamiento del plutón para que en ambos máficos se cerrara el sistema isotópico

con tan poca diferencia, es decir, es la edad del emplazamiento del plutón y de su cristalización y su historia termal ha tenido una influencia similar en ambos minerales. La información indica que el emplazamiento del batolito se realizó simultáneamente en el sentido norte-sur. Con respecto a la concordancia de las edades K/Ar en biotita y hornblenda, estudios de Evernden J. y Kistler R. (1970) en plutones de California y Nevada (E.U.) señalaron en 46 pares hornblenda-biotita, concordancia en los resultados cuando la edad era mayor de 150 m.a. En cambio empleando otros métodos los resultados no sostuvieron esa conclusión. El método K/Ar es difícil que distinga períodos cortos de emplazamiento de granitoides con edades más antiguas que la anotada.

3.2.2. PLUTONES AL SUR DEL BATOLITO DE IBAGUE

Al sur del Batolito de Ibagué propiamente dicho, en áreas restringidas y a manera de ventanas geológicas y separadas de dicho batolito por depósitos volcánicos y volcánoclasticos, afloran varios macizos cuyas áreas varían de pocos a varias decenas de kilómetros cuadrados. Ellos son el plutón del río Páez, los granitoides de San Agustín y Gallego y el plutón de Suaza. La composición de los tres primeros cuerpos varía de granodiorita a granito con variedades dioríticas y el último es sienítico y con variedades porfiríticas.

En el Mapa Geológico de Colombia (1976) se muestran dichos cuerpos como parte integrante del Batolito de Ibagué, sin embargo, como se describirá en la sección correspondiente, estos intrusivos presentan algunas similitudes petroquímicas entre ellos, pero son diferentes a las rocas del batolito. Se trata de rocas más ácidas, las cuales, dada su posición geográfica y composición serán tratadas separadamente; su edad es desconocida aunque se presume que pertenezcan al Jurásico o al Paleozoico. En la Figura 16 se indican con el mismo signo del Batolito de Ibagué.

3.2.3. PLUTONISMO CRETACEO

El plutonismo cretáceo está restringido al sector septentrional de la Cordillera Central, al norte de la latitud $5^{\circ}15'N$. Los cuerpos principales son el Batolito Antioqueño (BOTERO, G., 1963; HALL, R., et al., 1972; FEININGER, T., et al., 1972) y el plutón de Sabanalarga (HALL, R., et al., 1972; ALVAREZ, E., y GONZALEZ, H., 1978). Stocks y cuerpos de menor tamaño tales como el Stock del Pescado (HALL, et al., op. cit.), el Stock de Mariquita y el Complejo de Samaná (BARRERO, D. y VESGA, J., 1976) están situados al norte y sur de aquellos (Figs. 4, 17). A diferencia del plutonismo jurásico, el de edad cretáceo tiene el cuerpo de mayor extensión en posición axial, y los demás intrusivos esparcidos a lo largo y ancho de este sector de la Cordillera Central.

Son cuerpos granitoides de formas diversas desde batolitos a cúpulas, pero de características post-cinemáticas. Varios de ellos han sido datados por el método K/Ar (Tabla 6) de tal manera que con los datos disponibles se pueden asignar a dos ciclos magmáticos: uno a finales del Cretáceo temprano y otros a finales del Cretáceo tardío. Las edades varían entre 119 ± 10 m.a. y 79 ± 3 m.a.

Están compuestos principalmente por dioritas y granodioritas predominando las primeras en los cuerpos del Cretáceo temprano. Intruyen a metasedimentos paleozoicos (?) produciendo en ellos aureolas de metamorfismo termal que se superponen al metamorfismo regional de bajo grado.

Los depósitos de sulfuros conocidos son exclusivamente filonianos y auríferos. Estrechas zonas de alteración se presentan asociadas a ellos.

3.2.3.1. PLUTONES DEL CRETACEO TEMPRANO

3.2.3.1.A. Plutón de Sabanalarga

Este plutón es de forma alargada en sentido norte-sur, regionalmente concordante

con el rumbo de las estructuras andinas. Su área es de 410 km^2 y ocupa una posición marginal occidental con respecto al cinturón metamórfico paleozoico (?) de la Cordillera Central.

Su composición es más básica que la del Batolito Antioqueño del Cretáceo tardío y está constituido en el norte por dioritas hornbléndicas principalmente y en el sur se presentan monzodioritas, dioritas, cuarzo-dioritas y tonalitas (Fig. 17) aunque predominan las tonalitas. Fajas delgadas de hornblenditas ocupan las zonas periféricas. En el extremo meridional, tanto este intrusivo como las rocas encajantes, se encuentran intesamente tectonizados por efecto de la Zona de fallas del Cauca (Sabanalarga y otras) (ALVAREZ, E. y GONZALEZ, H., 1978).

Está intruyendo esquistos paleozoicos (?) de bajo grado, especialmente en su contacto oriental. Techos pendientes y de forma alargada de esas mismas rocas se presentan en varios sitios del plutón. Los efectos termales han producido en ellos recristalización metamórfica con desarrollo de una clara aureola de cornubianitas de hornblenda (HALL, R., et al., 1972).

El contacto occidental con las rocas volcánicas y sedimentarias del Cretáceo tardío es discordante(?) o en buena parte tectónico. El cuerpo está afectado por la Falla Sabanalarga y sus ramales. La zona principal de falla está constituida por fracturas subparalelas que a veces se cierran, y que conforman varios grabens estrechos y alargados, con un ancho menor de 1 km, situados en la parte central del plutón. En estos bloques hundidos se han conservado secuencias sedimentarias continentales del Terciario temprano. El único dato de edad absoluta (Tabla 6) lo ubica en el lapso entre el Albiano y el Turoniano.

El intrusivo tiene características post-cinemáticas y está situado a lo largo de una zona de contraste litológico, estructural y geológico, además de que precisamente dicha zona constituye el límite actual entre un bloque cortical al este, y la litosfera oceánica al

oeste. Cabe anotar, que el Sistema Romeral converge en el extremo sur del plutón y que se prolonga al norte por las fallas Santa Rita y Sabanalarga. Este intrusivo podría corresponder a un cuerpo de características de arco magmático semioceánico según el esquema de Coleman, R. (1972).

3.2.3.1.B. Diorita de Pueblito y otros cuerpos granitoides menores

Al sur del plutón de Sabanalarga se presenta un cuerpo alargado y delgado en sentido regional NNW-SSE (GROSSE, E., 1926; ALVAREZ, E. y GONZALEZ, H., 1978). La composición es predominantemente de diorita y gabro, con cambios locales a granodiorita y cuarzdiorita. El contacto oeste del cuerpo es tectónico. Una determinación K/Ar (hornblenda) dio una edad de 126 ± 12 m.a. (Tabla 6) En sus variaciones petrológicas posee características similares al plutón de Sabanalarga, y por consiguiente tiene afinidades de arco magmático semioceánico como dicho plutón.

Otros cuerpos granodioríticos de menor extensión (stock de Mariquita, complejo de Samaná), se sitúan principalmente en el sector central de la Cordillera Central. Las edades se muestran en la Tabla 6.

3.2.3.2. PLUTONES DEL CRETACEO TARDIO

Batolito Antioqueño.- Este inmenso cuerpo plutónico ocupa una área aproximada de 8.000 km² en la zona septentrional de la Cordillera Central entre 6 y 7° de latitud norte (Figs. 4 y 17). Feininger, T., et al. (1972), Botero, G. (1963), Alvarez, J., et al. (1972) y Hall, R., et al. (1972) cartografiaron y estudiaron la petrografía del batolito con algún detalle. Su forma es trapezoidal y ocupa la parte axial de la Cordillera Central. A diferencia de otros grandes plutones, como el de Sierra Nevada (EE.UU.) o el Batolito Peruano (PITCHER, 1972) cuyo carácter es compuesto, este plutón se caracteriza por su homogeneidad petrográfica y como se verá, por su poca variabilidad petroquímica, pero a pesar de ello, no puede excluirse, que con un trabajo en detalle, se

individualicen diferentes cuerpos. Además no es alargado en la dirección del eje tectónico regional, tiene contactos discordantes con las rocas encajantes y su estructura interna es simple y se reduce a una débil lineación de inclusiones por flujo de ocurrencia local.

3.2.3.2.A. Composición modal

El Batolito Antioqueño es un plutón bastante homogéneo en su composición (BOTERO, G., 1963; FEININGER, T., et al., 1972). Con el fin de unificar las clasificaciones petrográficas existentes, el autor colocó en un diagrama QAP de Streckeisen (1974), 19 análisis modales publicados por Botero, G. (1963), 95 realizados por varios geólogos (INGEOMINAS, información no publicada), y 17 efectuados en este trabajo (Fig. 18).

Los porcentajes de los distintos tipos de rocas son los siguientes:

Granodioritas	64%
Tonalitas	25%
Cuarzdioritas	5%
Monzogranitos	4%
Cuarzo-monzodioritas	2%

En general se trata de rocas masivas, con textura hipidiomórfica medio granular, compuestas por cuarzo, plagioclasa, feldespato de potasio, biotita y hornblenda. Su composición se observa en la Tabla 9.

	Promedio	Desviación estandar
Cuarzo	25,5	5,2
Feldespato K	8,6	7,1
Plagioclasa	48,7	7,8
Biotita	7,9	7,4
Hornblenda	7,6	6,1
Opacos	0,2	0,3
Minerales de alteración (Serp + clorita + epidota)	1,9	2,7
Suma de máficos	18,0	7,2

TABLA 9. Promedio de 131 muestras de análisis petrográficos modales del Batolito Antioqueño.

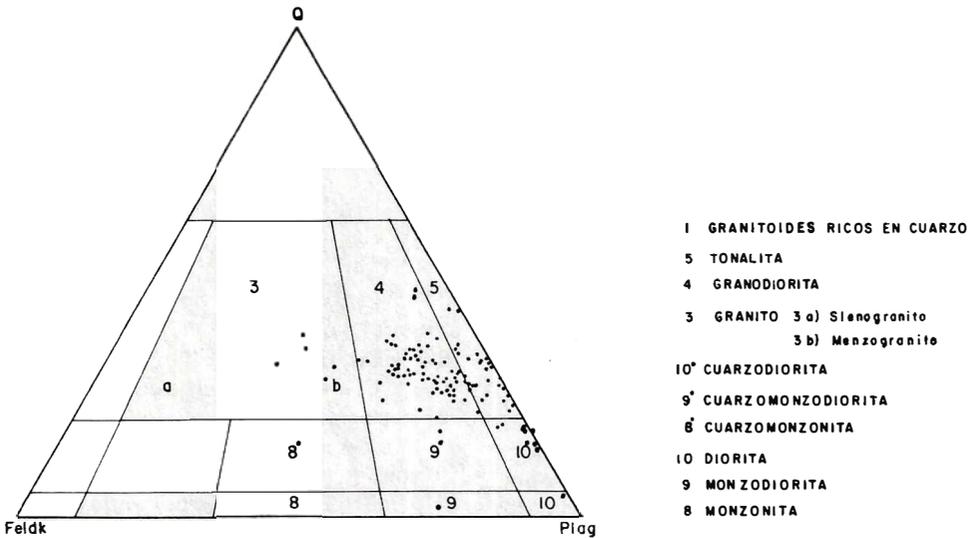


FIG. 18. Clasificación de las rocas plutónicas del Batolito Antioqueño según el triángulo QAP de Streckeisen, 1974. (% en vol.). Se incluyen algunas muestras de la parte sur del plutón de Sabanalarga (*).

El feldespato de potasio y la hornblenda son los minerales que muestran la más grande dispersión de los valores.

Según Feininger, T., et al. (1972), con excepción del borde sur, los contactos tienen buzamientos suaves y la intrusión causa una leve deformación en las rocas encajantes, además de truncamiento de la dirección regional de los pliegues. Estos hechos han inducido a estos autores a hipotetizar sobre su forma, considerando gran parte de su mitad norte como una enorme hoja intrusiva. No obstante, en su límite norte y noroccidental, el intrusivo defleca clara y vigorosamente la foliación poniéndola paralela al contacto, el cual, en algunos sitios, es vertical. En el sur, se presentan también contactos fuertemente inclinados (FEININGER, T., 1972). La semiconcordancia entre los linderos del cuerpo y las rocas encajantes, además de la fuerte deflexión de éstas con respecto al grano estructural regional, resultó probablemente del crecimiento hacia afuera del plutón.

En el sector oriental, el batolito presenta localmente pequeños cuerpos cuya composición varía de gabros hornbléndicos

a piroxenitas y cuya extensión es de 12 km² en total. El contacto entre estos cuerpos y las rocas félsicas del batolito es gradacional. Feininger, T., et al., (1972), interpretan la presencia de estas rocas máficas como rocas del manto arrastradas en el magma cuarzodiorítico a manera de inclusiones.

El cuerpo es intrusivo en todas las rocas que lo encajan produciendo efectos termales en las sedimentitas cretáceas y en las rocas metamórficas de bajo grado además de recristalizaciones y desdoblamientos de minerales en las rocas de más alto grado. Así, se presentan en el contacto facies pertenecientes a albita - epidota - cornubianita hasta piroxeno cornubianita, lo que sugiere que la cantidad de erosión que ha ocurrido desde el emplazamiento del batolito es comúnmente menor de 15 km.

Localmente se observan abundantes xenolitos lenticulares en sus contactos. En su sector centrooccidental existen varios techos pendientes de anfibolitas y rocas metapelíticas de varias decenas de kilómetros cuadrados, separados unos de otros por material ígneo, los cuales localmente han sufrido metamorfismo retrógrado por efecto termal.

Así, Fujiyoshi, A., et al. (1976) interpretan la edad de 69 m.a. (Rb/Sr biotita) de un neis de biotita-anfibol perteneciente a estos cuerpos. Los hechos anotados y la deflexión de las estructuras en algunos sitios de los contactos, inducen a pensar en procesos de asimilación y expansión en el plutón, aunque algunos autores como Radelli, L. (en FEININGER, T., op. cit., 1972), se inclinan por considerarlo como derivado por reemplazamiento in situ de rocas preexistentes. Los estudios petrográficos y de campo de Botero, G. (1963), Feininger, T., et al. (1972) y Hall, R. (1972) señalan un origen magmático. Como se describirá, los diagramas de variación revelan un proceso de diferenciación que puede haber sido controlado principalmente por cristalización fraccionada.

El "magmatic stoping" no se ha evaluado convenientemente en el batolito. Evidencias de asimilación magmática existen, en especial, en donde está en contacto con rocas básicas o anfíbolitas. Allí, según Botero, G. (1963), forma zonas de agmatitas y cambia localmente su composición haciéndose más básico. Rocas híbridas por asimilación de sedimentitas calcáreo-pelíticas ocurren localmente (HALL, R., et al., 1972). Segregaciones básicas o autolitos son relativamente comunes.

Aunque faltan estudios al respecto, en el contacto con el batolito son escasos o raros los xenolitos de rocas pelíticas o metapelíticas, generalmente con fuerte biotitización; en cambio, las inclusiones básicas son mucho más abundantes y en ellas se puede observar diferentes etapas de granitización. Las concentraciones básicas o gabarros se pueden interpretar como inclusiones de rocas básicas granitizadas, lo cual evidentemente sugiere que no existen relictos de sedimentitas pelíticas por una más fácil digestión o asimilación de ellas por parte del magma.

Una de las zonas de Colombia caracterizada por la riqueza en oro y plata es el lugar donde se presenta el Batolito Antioqueño.

Este cuerpo sirve de roca huésped a numerosos filones de cuarzo aurífero y es probablemente la fuente de las soluciones

hidrotermales que constituyeron las vetas en el batolito y en las rocas encajantes del mismo. Abundantes ríos y quebradas que drenan el área donde aflora, poseen aluviones auríferos, algunos de los cuales son de indiscutible importancia económica. Zonas de alteración hidrotermal se encuentran íntimamente relacionadas con las metalizaciones vetiformes constituyendo fajas estrechas alrededor de las mismas.

A diferencia del plutonismo Jura-triásico en el cual se presenta un volcanismo relicto probablemente relacionado, en el Batolito Antioqueño no existe evidencia alguna de que dicha actividad eruptiva haya existido. Según Hamilton, W. y Myers, (1967) muchos batolitos alrededor del mundo tienen cubierta volcánica consanguínea. Probablemente si existió en el Batolito Antioqueño, ella fue erosionada.

Es poco lo que se sabe acerca de la tectónica pre-cretácea. Barrero, D., et al. (1969) citan la presencia de fallas de dirección predominante NW en el área al sur de Payandé. Según Hamilton, W. y Myers, (1967) la forma y posición de los batolitos es controlada por rasgos estructurales corticales. En el área del Batolito Antioqueño no se han realizado estudios estructurales en detalle que ayuden a explicar la forma trapezoidal del mismo y la deformación relacionada con su emplazamiento. A diferencia del rumbo estructural andino existe un conjunto de fallas importantes que están afectando al intrusivo en su sector oriental, las cuales se orientan en direcciones N60°W con una inclinación entre 70° y 90° conformando un sistema paralelo. Este conjunto destacado de fracturas sincrónicas tectoniza el batolito (ALVAREZ, R., 1978, Com. verbal) y a las rocas encajantes pre-igneeas y se unen probablemente a la falla direccional de Palestina. Existe además, un segundo sistema de fracturas conjugadas o más o menos perpendiculares al primero cuya extensión e importancia es menor. La Falla de Palestina está afectando intrusivos eocenos, es probable entonces que las fracturas que cortan el batolito al oriente estén relacionadas con su actividad.

Estudios gravimétricos de Case, J., et al. (1971), señalan que los afloramientos más occidentales del batolito podrían representar una masa relativamente delgada de cuarzodiorita o una fase batolítica más densa a profundidad. Agregando que dicho cuerpo podría extenderse a profundidades tan grandes como 10 km en su parte central. Esta conclusión es similar a la de Both, M. y Smithson, S. (1966) con respecto a profundidades típicas de sólo 10 km para batolitos graníticos. Estos autores interpretan los batolitos en Estados Unidos como delgados, expandidos lateralmente y a poca profundidad.

Según Case, J., et al. (1971), el contacto oriental del Batolito Antioqueño está bien definido gravimétricamente y coincide con el cartografiado en el terreno.

3.2.3.2.B. Cronología de la intrusión

Las seis edades K/Ar en biotita dan edades mínimas en su mayoría concordantes, que varían entre 68 ± 2 y 80 ± 3 m.a. correspondientes al lapso entre el Santoniano y Maastrichtiano (Tabla 6). Las edades 58 y 60 m.a. (Rb/Sr biotita) fueron determinadas en granodioritas cataclásticas, por lo tanto Fujiyoshi, A., et al. (1976) las interpretan como representativas de la deformación cataclástica. Sin embargo, la edad de 68 m.a. se obtuvo en una granodiorita de grano grueso y es similar a la obtenida en el techo pendiente de neis biotítico-anfibólico (69 m.a.) citado antes. A las dos últimas edades se les podría dar un significado similar a las de K/Ar biotita y serían concordantes con algunas de éstas situadas en áreas vecinas.

El corto lapso entre las diversas edades implica un emplazamiento general del cuerpo con enfriamiento relativamente simultáneo. Sin embargo, con excepción de una, todas las edades más jóvenes, están situadas hacia el oeste del plutón, lo cual podría sugerir preliminarmente que dicho sector se enfrió o se emplazó más tardíamente que la parte oriental del plutón. Esta interpretación está de acuerdo con la variación petroquímica como se verá más adelante.

Cabe recordar que el batolito Mesozoico de Sierra Nevada (BATEMAN, P., et al. 1963) y el Batolito Andino del Perú (AUDEBAUD, et al., 1973) han sido emplazados por pulsos magmáticos durante largos intervalos de tiempo.

La presencia de cornubianas de piroxeno en algunas partes del contacto implica también altas temperaturas y profundidades de emplazamientos probablemente similares a las del Batolito de Ibagué.

3.2.4. PLUTONISMO EOCENO Y PLIOCENO

En el flanco oriental de la Cordillera Central entre $4^{\circ}40'$ y $5^{\circ}20'$ de latitud norte afloran 4 pequeños cuerpos post-tectónicos. Tres de ellos fueron emplazados en el Eoceno temprano y sus edades varían entre $54,9 \pm 1,9$ m.a. y $49,1 \pm 1,7$ m.a., su composición es cuarzodiorítica a granodiorítica e intruyen rocas metamórficas de bajo grado formando cornubianitas de albita-epidota y de hornblenda. El cuarto cuerpo tiene forma de stock y es un pórfido andesítico cuya edad es de $3,5 \pm 0,2$ m.a. (Tabla 6, BARRERO, D. y VESGA, J., 1976).

3.3. CORDILLERA OCCIDENTAL

Las edades conocidas del plutonismo granitoide en la Cordillera Occidental lo ubican exclusivamente en el Terciario, entre el Paleoceno y el Mioceno.

3.3.1. PLUTONES DEL PALEOCENO-MIOCENO

Los cuerpos granitoides del Paleoceno a Mioceno, se emplazaron en rocas volcánicas, sedimentarias y metamórficas del Cretáceo temprano y tardío (Fig. 4 y 19). Son cuerpos de tamaño batolítico o stocks de varios kilómetros caracterizados por una composición tonalítica y monzonítica principalmente, de textura plutónica cuyas edades varían entre 62 y 11 m.a. (Tabla 6). Desarrollan aureolas térmicas de diferente magnitud y se diferencian de un modo general de

los intrusivos de la Cordillera Central, tanto por su menor tamaño, como por la mayor abundancia de hornblenda y piroxenos y menor de biotita. Además, sus edades son más nuevas que la de los granitoides de la Cordillera Central insinuando una migración de los pulsos magmáticos de este a oeste. Toussaint, J. y Restrepo, J., (1976) anotan dicha tendencia de desplazamiento a nivel del departamento de Antioquia, en el sector norte del área considerada en este trabajo.

Los cuerpos con más antecedentes geológicos son: en la zona septentrional, el batolito de Mandé y un grupo de stocks que se describirán como plutones monzoníticos piroxénicos; y en el sector sur el Batolito de Piedrancha y otros cuerpos granitoides menores (Fig. 19).

3.3.1.1. BATOLITO DE MANDE

El Batolito de Mandé (ALVAREZ, J. 1970) es el cuerpo granitoide de tamaño mayor en la Cordillera Occidental. Bordea el Valle del río Atrato por unos 200 km y tiene un ancho que no excede de 25 km. Su forma es alargada pero con contactos irregulares y discordantes con respecto a las estructuras regionales (Figs. 4 y 19).

El batolito se ha estudiado petrográficamente con algún detalle en áreas locales, en especial en donde sirve de roca encajante a los pórfidos cupríferos de Pantanos - Pegadorcito (RAMIREZ, et al., 1974) y Murindó (GUARIN, G. y ALVAREZ, E., 1977). En la parte norte del intrusivo, donde están ubicados estos prospectos, está compuesto por cuarzodiorita hornbléndica con variaciones texturales a cuarzodioritas porfiríticas y pórfidos cuarzodioríticos que son las rocas mineralizadas. Según la clasificación de Streckeisen, A. (1974) son tonalitas y granodioritas (Fig. 19). En esta misma zona, el batolito está intruido por pórfidos andesíticos y dacíticos pobres en sulfuros e intruye en el contacto oeste un complejo máfico-ultramáfico probablemente cretáceo compuesto por dioritas y gabros hornbléndicos, piroxenitas, basaltos y diabasas. Los efectos térmicos se manifiestan por la pre-

sencia de rocas córneas de grano fino de la facies hornblenda cornubianita, las cuales afloran localmente.

En el extremo meridional del batolito predominan las cuarzodioritas con variaciones a dioritas e intruye a rocas volcánicas en ambos contactos produciendo rocas córneas. Localmente en calizas forma minerales de alta temperatura como wollastonita (ALVAREZ, E. y GONZALEZ, H., 1978).

En áreas vecinas a los pórfidos cupríferos la roca ha sufrido fuerte alteración hidrotermal de naturaleza propilítica hasta potásica.

Comúnmente las rocas son masivas, con textura hipidiomórfica medio granular, compuestas por cuarzo, plagioclasa, hornblenda y biotita, con escasa cantidad de feldespato de potasio. Una determinación K/Ar en biotita dio 34 m.a. correspondiente al Oligoceno (BOTERO, G., 1975).

Aunque poco se conoce de las características estructurales generales del plutón, las áreas donde se ha estudiado indican que su emplazamiento fue post-tectónico.

En el contacto oeste y en zonas próximas al mismo, varias fallas de rumbo N30°W y posiblemente escalonadas ocasionan perturbaciones en el cuerpo. Las más importante es la Falla Murindó por su relación con las ocurrencias minerales (GUARIN, G. y ALVAREZ, E., 1977). A lo largo de ésta la cuarzodiorita está fuertemente cataclástica y cuerpos de serpentinitas se han emplazado tectónicamente. Un sistema de fracturas con rumbo N60°E genéticamente relacionado y de poca longitud intersecta la falla citada. El sistema tectónico posiblemente post-Oligoceno de la Falla Murindó y otras de rumbo similar, son más afines con la tendencia de fracturas y estructuras de la Serranía de Baudó y del megagraben del Atrato - San Juan.

3.3.1.2. PLUTONES MONZONITICOS PIROXENICOS

En la Cordillera Occidental al norte del paralelo 6°N y ubicados principalmente

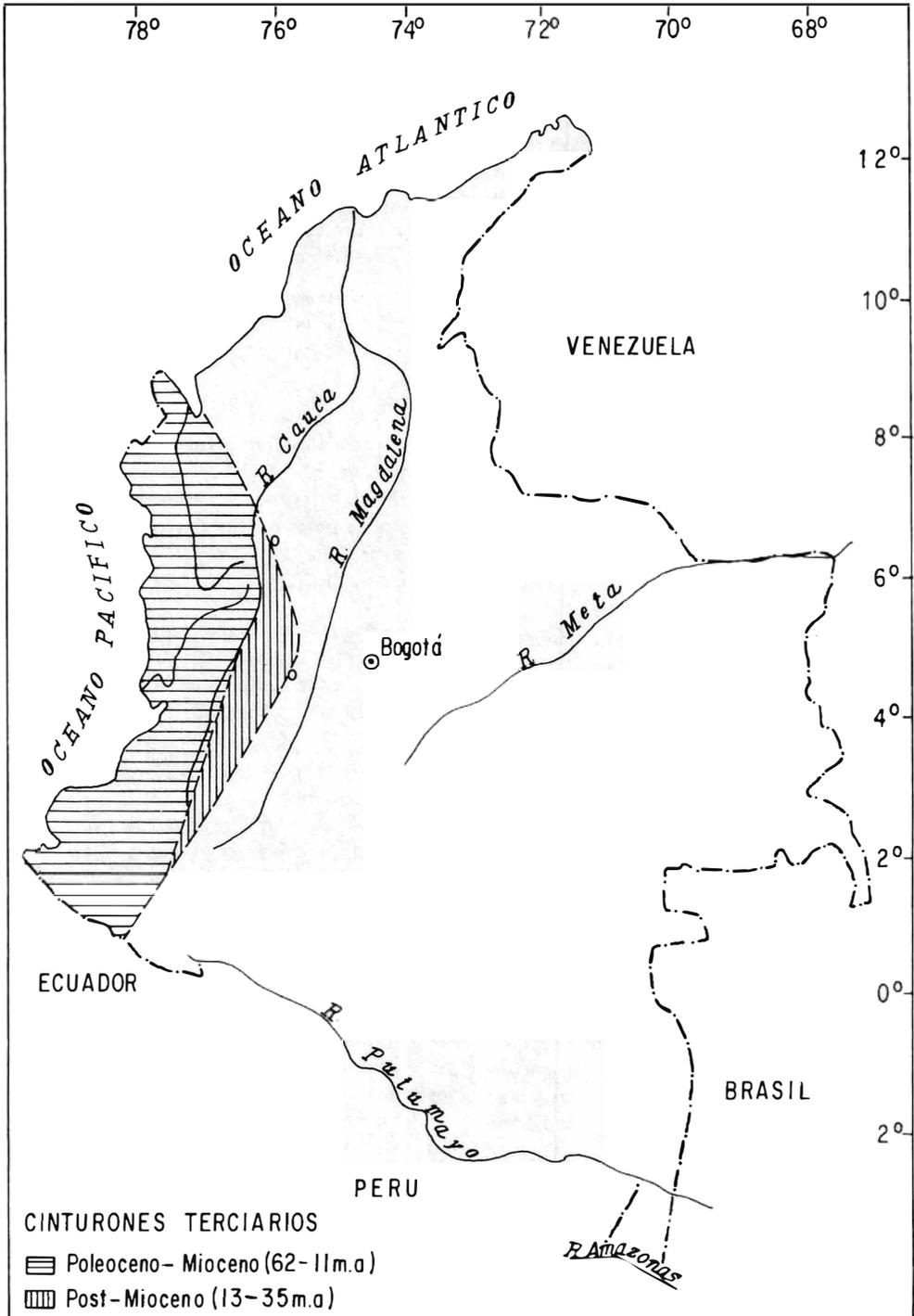


FIG. 19. Afloramientos de intrusivos terciarios en la Cordillera Occidental y Depresión del Cauca - Patía.

en su zona central, afloran los stocks del Cerro de Frontino, Morrogacho y Páramo de Urao (o Morro de Frontino), además de otros cuerpos menores (Figs. 4 y 19). Tienen formas diversas, contornos más o menos regulares y son de pequeño tamaño variando entre 1 y 40 km² (ALVAREZ, E. y GONZALEZ, H., 1978). En las páginas siguientes de este trabajo, el autor se refiere a estos cuerpos como del sector Urao - Frontino o sector norte de la cordillera.

Las rocas sedimentarias y volcánicas encajantes tienen un grado muy bajo de metamorfismo regional (facies zeolita a prehnita-pumpellita) y los granitoides originan aureolas de contacto que varían de 100 a 300 m de amplitud de cornubianas biotíticas.

Los intrusivos interrumpen el rumbo de las estructuras regionales y locales y cortan las rocas sedimentarias y volcánicas del Cretáceo tardío.

Con excepción de Morrogacho cuya composición es gabroica los demás plutones son petrográficamente bastante similares entre sí y compuestos por monzodioritas y monzonitas piroxénicas (Fig. 20) que los diferencian de los demás intrusivos conocidos en la cordillera. Dos de ellos desarrollan facies marginales de piroxenita o esta variedad petrológica constituye un porcentaje areal moderado de los mismos.

Otro rasgo importante que particulariza este grupo de intrusivos, es la ocurrencia de filones auríferos y de sulfuros básicos especialmente en las zonas periféricas coincidiendo con las facies básicas. La presencia de magnetita es ubicua en los intrusivos más básicos. Estrechas zonas de alteración hidrotermal se forman alrededor de estas pequeñas mineralizaciones.

Botero, G. (1975) reporta para el cuerpo del Páramo Urao una edad mínima de 11 m.a., la cual sería la edad más nueva conocida en la Cordillera Occidental propiamente dicha.

3.3.1.3. BATOLITO DE PIEDRANCHA Y OTROS CUERPOS GRANITOIDES MENORES

Al sur de la Cordillera Occidental, entre 1°10' y 1°30'N afloran dos cuerpos de dimensiones batolíticas que son el de Pie-

drancha y Cuembí, los que están probablemente unidos, pero falta control geológico para establecerlo fehacientemente. Otros intrusivos félsicos se presentan al occidente de los anotados (Figs. 4 y 19).

En general, los diversos cuerpos están compuestos por cuarzodioritas hornbléndico-biotíticas, masivas, con texturas hipidiomórficas y caracterizadas por alteración parcial de las anfíbolos a biotita y por poca cantidad de feldespato de potasio.

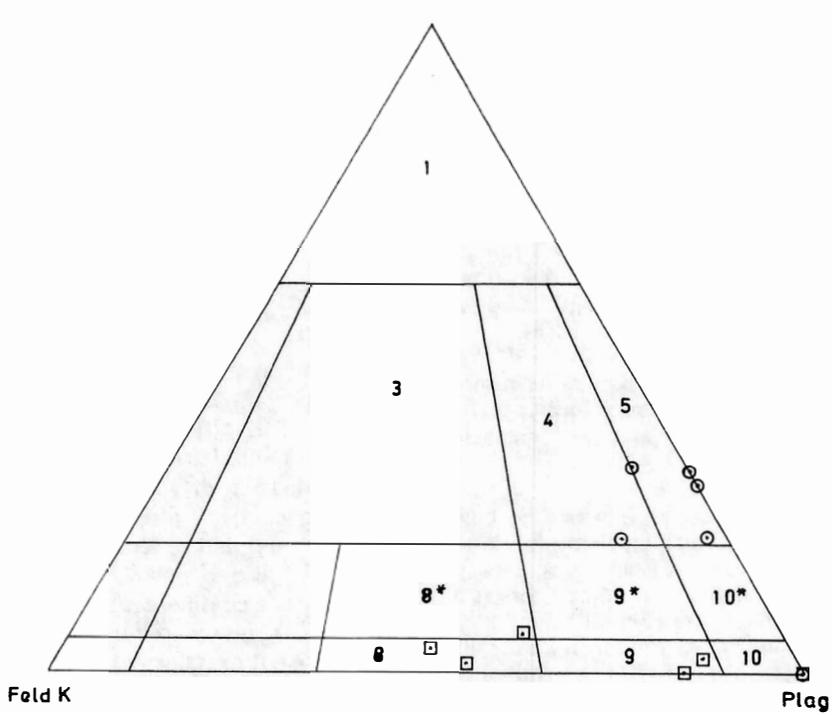
El Batolito de Piedrancha, llamado por Grosse, E. (1933) Macizo de Piedrancha, intruye rocas sedimentario-volcánicas y metasedimentarias del Cretáceo, convirtiéndolas en cornubianas. Alvarez, J. et al. (Inf. en prep.) reportan para este batolito edades aparentes de 62 ± 6 m.a. (K/Ar hornblenda) y de 23 ± 3 m.a. (K/Ar biotita). La primera de estas edades podría interpretarse como la de cristalización y emplazamiento del plutón y la segunda podría corresponder a un evento tectónico o termal, quizás al levantamiento de la cordillera. En caso de corresponder a la última posibilidad, las otras edades K/Ar (biotita) tendrían un significado similar. Por lo tanto, habría un levantamiento regional en el Mioceno, que coincidiría con el bien documentado alzamiento de la Cordillera Oriental y el supuesto de la Cordillera Central. Es probable además que los cuerpos ubicados en esta área pertenecan a un mismo evento magmático.

Otros plutones monzoníticos como el de Anchicayá y cuarzodioríticos como Micay, Farallones de Cali y Citará, están dispersos a lo largo de la cordillera y no existen estudios con algún detalle. Al primero de los mencionados se le determinó una edad K/Ar en biotita de 23 m.a. (BOTERO, G., 1975).

3.4. DEPRESION DEL CAUCA - PATIA

3.4.1. INTRUSIVOS SUB-VOLCANICOS DEL MIOCENO

Estos intrusivos afloran a lo largo del valle actual de los ríos Cauca y Patía y local-



- | | |
|--|--|
| <p>Morrogacho, Cerro de Frontino,
Páramo de Urrao.</p> <p>⊙ Batolito de Mandé.</p> | <p>1 Granitoides ricos en cuarzo.</p> <p>3 Granito.</p> <p>4 Granodiorita.</p> <p>5 Tonalita.</p> <p>8 Monzonita.</p> <p>8* Cuarzomonzonita.</p> <p>9 Monzodiorita.</p> <p>9* Cuarzomonzodiorita.</p> <p>10 Diorita/gabro.</p> <p>10* Cuarzodiorita.</p> |
|--|--|

FIG. 20. Clasificación de algunas rocas plutónicas del sector septentrional de la Cordillera Occidental según triángulo QAP de Streckeisen (1974).% en volumen. Análisis petrográficos de Alvarez, E. y González, H. (1976).

mente en el flanco oriental de la Cordillera Central. Forman un gran número de cuerpos de pequeñas dimensiones los cuales sobresalen en el terreno como espinas o cuellos volcánicos antiguos, rodeados por terrenos sedimentarios y volcánicos o volcano-sedimentarios del Terciario, Plio-Cuaternario y raramente metamorfitas paleozoicas (?). En las sedimentitas del Eoceno tardío al Mioceno producen débiles efectos de contacto tales como silicificación.

Dos agrupamientos de stocks existen en la depresión. Uno al norte, entre 5° y 6°N y otros al sur de 3°N (Fig. 19).

Comúnmente son cuerpos subcirculares, de composición homogénea individualmente, y con texturas porfiríticas caracterizados principalmente por fenocristales de plagioclasa y hornblenda. La mineralogía tiene con frecuencia afinidad volcánica. Según el diagrama de Taylor, S. (1969), la composición varía en la forma siguiente (Fig. 21): basaltos alto Al (6,3%), andesitas bajo sílice (25%), andesita bajo K (28,1%), andesitas alto K (12,5%) y dacitas (28,1%).

Buen porcentaje de estos intrusivos subvolcánicos contienen xenolitos de cen-

tímetros a decímetros de rocas sedimentarias especialmente. Solo rara vez se encuentran techos pendientes de las mismas. En la mayoría de ellos ocurren mineralizaciones filonianas con sulfuros de metales básicos y oro, acompañados por alteración hidrotermal de extensión considerable solo ocasionalmente. La piritización es un rasgo relativamente frecuente.

Las fracturas profundas de los Sistemas tectónicos Romeral y Cauca canalizaron el emplazamiento de estos cuerpos subvolcánicos los cuales están genéticamente relacionados con el ciclo de actividad efusiva que dio origen al inmenso volumen de rocas piroclásticas con intercalaciones de derrames basálticos. Estos espesos depósitos andesíticos rellenaron en parte la depresión tectónica que controla ambos ríos. Las características de los intrusivos subvolcánicos son de cristalización poco profunda con enfriamiento rápido. Su forma sugiere cuellos volcánicos constituidos por magmas silicificados en conductos de volcanes erodados.

Los stocks varían en edad entre 6 y 13 m.a. según dataciones K/Ar (Tabla 6).

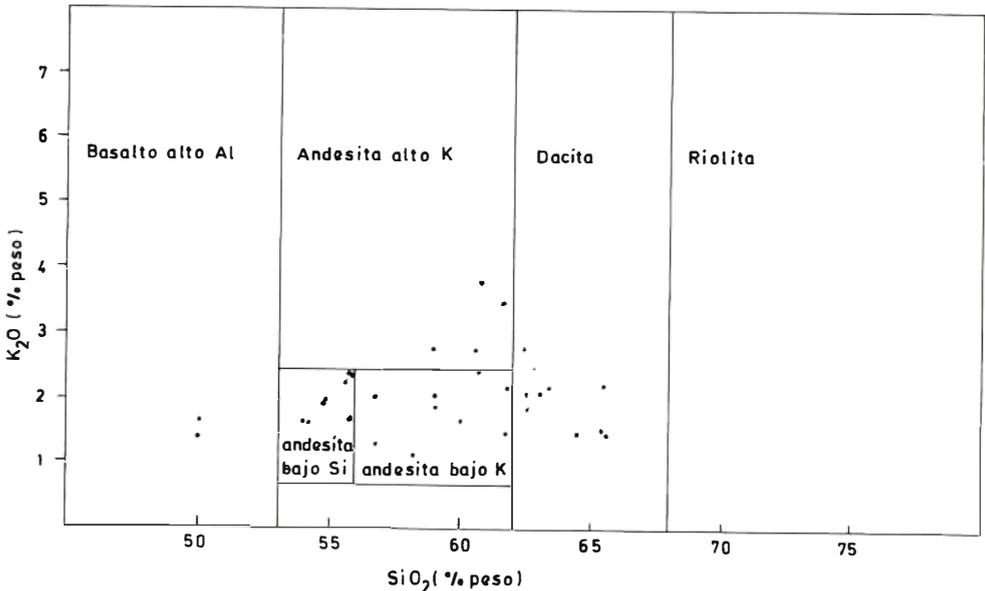


FIG. 21. Clasificación de las rocas intrusivas de la Depresión del Cauca - Patía según nomenclatura propuesta por Taylor, S. (1969).

3.5. DISTRIBUCION PRELIMINAR Y MIGRACION DE LA ACTIVIDAD INTRUSIVA GRANITOIDE MESOZOICA Y TERCIARIA

Con los antecedentes disponibles se puede mencionar que el plutonismo mesozoico y de principios del Terciario (Eoceno) se localizó principalmente en la Cordillera Central desplazándose luego al occidente colombiano. Solo una edad, en el sur de la Cordillera Occidental, es del Paleoceno, es decir un poco más antigua que las de Cordillera Central (Fig. 22).

En el Terciario la faja de intrusivos subvolcánicos es más reciente que las edades conocidas de los plutones granitoides situados en la Cordillera Occidental. Asimismo, en la Cordillera Central un stock andesítico petrográficamente similar a los de la Depresión del Cauca - Patía, dio 3,5 m.a. La información geocronológica, aunque deficiente, sugiere que durante el Terciario la actividad magmática se ha desplazado en sentido oeste-este, representando la cadena volcánica andina actual, el ejemplo más reciente (Fig. 23).

Irving, E. (1971) mencionó una situación parecida en la zona septentrional de los Andes colombianos. Toussaint, J. y Restrepo, J. (1976) anotan un modelo semejante en el sector N del área considerada en este trabajo.

4. PETROQUIMICA

4.1. GENERALIDADES

Al estudiar la petroquímica del extenso magmatismo Andino Meso-cenozoico en la Cordillera Central y occidente de Colombia, en cuanto se refiere a los cuerpos plutónicos y sub-volcánicos, el autor es consciente de las limitaciones en el número de muestras tomadas para las diferentes determinaciones analíticas, sobre todo en los cuerpos situados en la zona selvática y poco conocida de la Cordillera Occidental colombiana. Sin embargo, la petroquímica de los intrusivos ha sido poco investigada en Colombia.

Los modelos químicos conducen al problema petrogenético y éste a su vez tiene relación con la tectónica de placas. La comparación de las distintas fajas de intrusivos pertenecientes a cinturones orogénicos de márgenes continentales, en cuanto a la concentración en algunos elementos trazas y mayores, además de particularizarlos geoquímicamente, lleva implícito el papel que ha desempeñado a través del tiempo el movimiento relativo convergente de las respectivas placas litosféricas.

La situación tectónica de Colombia es especialmente complicada por ubicarse precisamente en el lugar de interacción de los dominios de las placas de Nazca, Caribe y Suramericana. La composición química en asociación con factores geofísicos y geológicos puede dar la clave para los materiales fuentes de los cuales se derivaron las rocas graníticas y para modelos petrogenéticos de la margen continental Pacífica.

La utilización de los elementos trazas u oligo-elementos aumenta cada día, en la medida que se investiga más sobre su comportamiento en diferentes ambientes y tipos de roca. Dadas sus propiedades cristal químicas y rango de la variación de su concentración son guías apropiados en los procesos de petrogénesis y alteración, además de ser herramientas fundamentales en la prospección de minerales. Algunos oligoelementos tales como Rb, Sr, Ba, Ti, V, Cr, Co, Ni, Tierras Raras, Zr, Hf, Th y U se utilizan ampliamente en los estudios de ambientes tectónicos de formación y origen de rocas.

Al considerar la variación de los elementos en rocas plutónicas y sub-volcánicas se debe tener en consideración que las primeras cristalizan a niveles profundos y las segundas lo hacen a poca profundidad. Por ende, están sujetas a cambios post-intrusivos difíciles de evaluar. En cambio, las rocas volcánicas pueden tener una composición mucho más cercana o similar al magma original.

Es importante hacer un énfasis especial en que los intrusivos mesozoicos estudiados en este trabajo son ensiálicos y se locali-

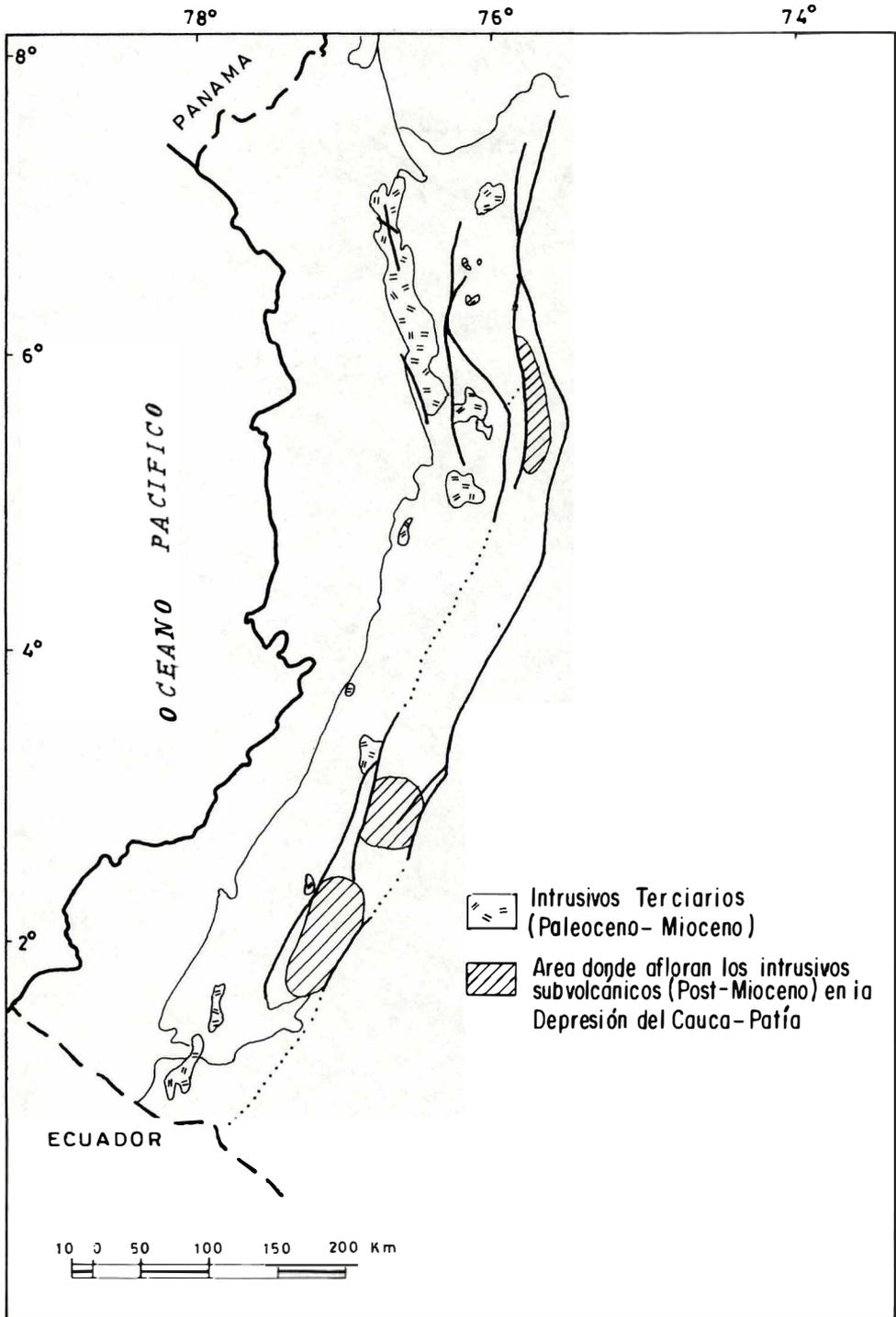


FIG. 22. Distribución y migración de la actividad intrusiva granítica meso-cenozoica en el occidente colombiano y Cordillera Central.

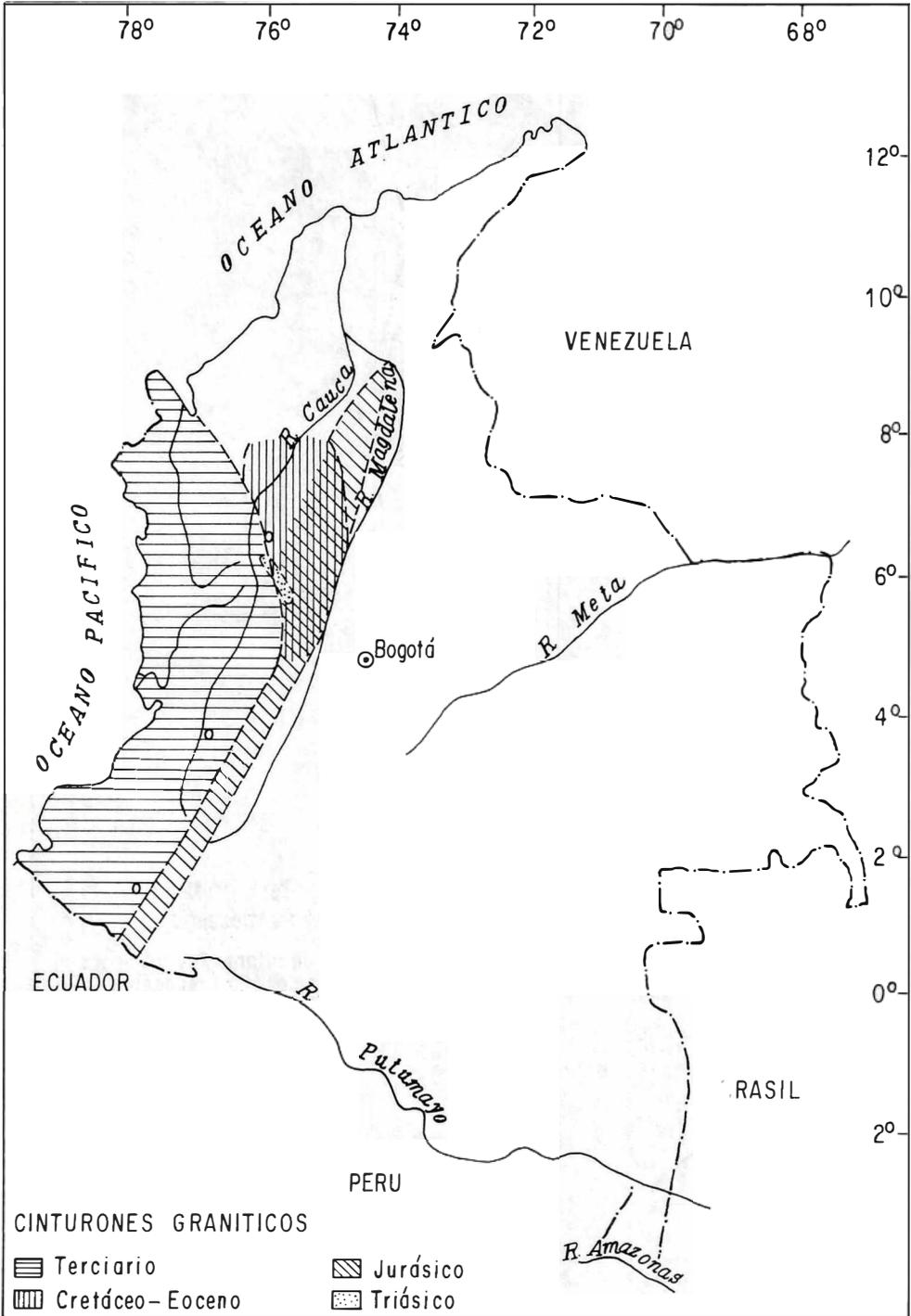


FIG. 23. Distribución y migración de los intrusivos terciarios en el occidente colombiano.

zan en la Cordillera Central, en cambio los terciarios lo hacen al occidente de ella, en el complejo básico cretácico ensamático.

4.2. DESIGNACION DE LOS ELEMENTOS

Las rocas ígneas se componen de un conjunto de elementos que conforman grupos diversos de acuerdo con las opiniones de varios autores (MINOGRADOV, A., 1959; SHAW, D., 1964; GOÑI, 1966).

En concordancia con la clasificación de Shaw, D. (1964), los elementos se clasifican en 3 grupos: a) elementos mayores (concentración superior a 1%), b) elementos menores (concentración entre 1% y 0,1%) y c) elementos en trazas (concentraciones menores de 0,1%).

Las 12 especies químicas predominantes (mayores y menores) que forman los minerales de una roca ígnea cortical son el SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , MnO , P_2O_5 y H_2O .

4.3. FORMACION DE MINERALES Y CRITERIOS QUE GOBIERNAN LA DISTRIBUCION DE LOS ELEMENTOS TRAZAS

Las rocas ígneas tienen un grupo característico de elementos mayores y menores que conforman sus minerales esenciales. Como lo anota Krauskopf (1967), la base para discutir la distribución de los elementos en las rocas ígneas es que éstas se forman por un proceso de diferenciación más o menos uniforme. Asimismo, la distribución de los elementos sería igualmente efectiva suponiendo que esas rocas se originaran por fusión progresiva de material cortical mediante procesos de ultrametamorfismo.

La repartición de los elementos trazas tiene en general, una relación directa con la secuencia de minerales que se separan de un fundido silicatado durante los procesos de diferenciación. Estos siguen un orden, que en buena parte y especialmente en las series calcoalcalinas, está de acuerdo con la Serie de Reacción de Bowen. Así, el Mg y el Ca

dejan el fundido en las primeras etapas o etapas de alta temperatura. La mayoría de los metales alcalinos lo hacen tardíamente. El aluminio forma feldespatos durante todo el proceso de diferenciación e integra las micas hacia el final de la misma y el hierro podría concentrarse tempranamente o podría aparecer en todas las etapas. Comúnmente los elementos en trazas reemplazan a los elementos mayores, los cuales cambian su abundancia a medida que progresa la diferenciación. El factor modificado de Larsen ($1/3\text{Si} + \text{K} - \text{Ca} - \text{Mg}$) es un índice de la variación petrológica de los magmas y por lo tanto, los elementos en trazas deben indicar la variación y fraccionamiento si se grafican con respecto a dicho factor. A medida que éste aumenta los elementos en trazas son incorporados en las fracciones sólidas que se van separando del líquido residual. Una situación similar se presenta si se grafican con respecto al SiO_2 y FeO^*/MgO en secuencias calcoalcalinas.

Los elementos trazas, en especial los pertenecientes a los grupos I, II y III de la clasificación periódica, siguen en buena calidad los principios de sustitución establecidos por Goldschmidt (1937) que se basan esencialmente en la valencia y radio iónico:

1. Si dos iones tienen el mismo radio y la misma carga, ellos entrarán en un mineral dado, en cantidades proporcionales a su abundancia en el líquido. Además podrán sustituirse mutuamente en la estructura cristalina si las diferencias en el radio iónico no excede de 15%.
2. Si dos iones tienen un radio similar y la misma carga, el ion de radio más pequeño entrará en la estructura cristalina, puesto que formará enlaces más fuertes y por lo tanto, el punto de fusión será más alto.
3. Si dos iones tienen radio similar y cargas distintas, aquel que posea la carga mayor entrará a la estructura cristalina más fácilmente que el otro. Si el elemento en trazas tiene una carga más alta, el fenómeno es de "captura" y entrará a las fracciones tempranas; si tiene una carga menor se llama "admisión" y entra tardíamente.

Sin embargo, se han encontrado muchas excepciones a estas reglas a pesar de la gran utilidad de las mismas en explicar la distribución de los elementos en trazas en diversos minerales y rocas. Shaw, D. (1953) fue el primero en criticarlas. Ahrens, L. (1953) trató de modificarlas introduciendo el concepto de potencial de ionización. Goldschmidt (1944, 1955) indicó que muchas excepciones eran debidas al efecto del enlace covalente. Ringwood, A. (1955) consideró la electronegatividad como un factor importante, estableciendo que si dos iones tienen cargas y radios iguales, el que posea una menor electronegatividad será incorporado de preferencia en el mineral porque forma uniones más iónicas y más fuertes. Aunque la regla establecida por Ringwood, A., soluciona el problema en algunos casos, no se cumple en la distribución de los elementos de transición.

Otros autores han explicado el comportamiento de los elementos en trazas por fenómenos de absorción y cinéticas de crecimiento de los cristales (AHRENS, L., 1953; DE VORE, 1955, 1957; GOÑI, 1966). Goñi encontró que la distribución de los elementos en trazas es heterogénea y aparecen con frecuencia fuera de la red cristalina. En este caso en las interfases entre cristales (intracristalina) o en las discontinuidades físicas interiores de las mismas (intercristalina). También pueden estar reemplazando diadóticamente en la red a un elemento mayor.

Nockols, S. (1966) instauró que cuando dos cationes de la misma valencia pueden sustituirse en una estructura cristalina, aquel que posea la energía total de enlace mayor, se incorporará preferencialmente.

Tauson (1953), Levedev (1959) y Shaw (1964), postularon diversos principios con respecto al isomorfismo. Burns, R. y Fyfe (1967) examinaron críticamente las reglas de Goldschmidt en cuanto a la distribución de los elementos. Establecen que los elementos tienen a veces una distribución no homogénea en la estructura cristalina, punto que sirve de base a las diversas reglas cristalo-

químicas. Además, anotan la variación en el radio iónico impuesto por las correspondientes estructuras cristalinas, las excepciones en la correspondencia del punto de fusión como indicador de la fuerza del enlace y la tensión que debe ponerse en las consideraciones termodinámicas.

Burns, R. (1973) anota que "la principal objeción a las reglas, aparte del error fundamental de igualar la estabilidad del enlace con el comportamiento del punto de fusión, fue la falla en comparar la estabilidad de un elemento traza en el mineral con su estabilidad en el medio (por ejemplo magma) del cual el mineral cristalizó". Esto condujo a estudiar la estructura de los silicatos fundidos.

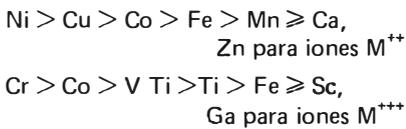
Burns, R. y Fyfe (1967), Whittaker (1967) demostraron que las reglas modificadas de Goldschmidt tiene una base termodinámica inválida puesto que son incapaces de explicar el comportamiento de algunos elementos de transición, especialmente, el níquel.

4.3.1. SERIE DE METALES DE TRANSICION

La serie de los metales de transición se comporta en su distribución en forma compleja. Poseen en su compuestos químicos varias valencias, debido a que los electrones en la segunda órbita tienen aproximadamente la misma energía que los electrones más exteriores y en algunos compuestos actúan como electrones adicionales de valencia. Curtis, C. (1964) señala las dificultades existentes de los elementos de transición de la primera serie (Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu) con respecto a las reglas de Goldschmidt y la modificación de Ringwood. En esta serie se realizan uniones acopladas en el sentido que iones de carga alta reemplazan a los de carga pequeña y simultáneamente se efectúa el fenómenos contrario. Asimismo, los efectos de radio iónico y electronegatividad actúan en direcciones opuestas a lo anotado por Ringwood, siendo difícil predecir cuál efecto será más grande. Curtis, C. explicó el comportamiento de los elementos de transición en Skaergaard, por las fuerzas de enlace del campo cristalino. Burns, R. (1970)

estableció que cuando un catión de los metales de transición es influenciado por el campo eléctrico de un anión vecino, pierde su simetría esférica y la energía involucrada depende de su coordinación o el número de aniones alrededor de él. Dicha energía es llamada energía de estabilización del campo del cristal. Burns, R. y Fyfe (1964) mediante medidas en vidrios silicatados de varias composiciones establecieron que los iones del primer conjunto de metales de transición están presentes en sitios octaédricos y tetraédricos en fundidos silicatados. No obstante, ocupan sitios octaédricos en los minerales (olivino y piroxeno) que cristalizaron de un magma. Este fenómeno lo interpretan de acuerdo a la teoría del campo cristalino en términos de "preferencia por sitio octaedral" de los iones del primer conjunto con respecto a las estructuras cristalinas. Si se usa la energía de estabilización del campo cristalino en posiciones octaedrales en espinela, se obtiene un orden en los elementos de transición que es una medida parcial de la afinidad de dichos elementos por un sitio octaedral en un cristal, el cual es su coordinación normal en minerales silicatados.

Burns, R. (1970) predijo el siguiente orden en un magma silicatado en enfriamiento:



Esta secuencia de agotamiento coincide bien con la muy estudiada secuencia básica de Skaergaard e igualmente con la observada en series volcánicas, como la del este de Islandia (Thingmuli).

4.4. SERIES CALCO-ALCALINAS MESOCENOZOICAS EN EL AREA DE ESTUDIO

Kuno, H. (1968) reconoció 3 series principales de rocas volcánicas en su estudio sobre los volcanes Hawaianos. Ellas son la toleítica, basáltica aluminosa y alcalina.

Además, clasificó las rocas volcánicas no alcalinas del Japón en series de rocas hipersténicas y pigeoníticas procedentes de magmas basálticos aluminosos. Asimismo, él indicó las series anotadas como representativas de las series CA y TH respectivamente. Los campos delimitados por Kuno, H. en los diagramas AFM, como de álcalis contra SiO_2 , se siguen usando para hacer una diferenciación petrológica. Miyashiro, A. (1974) establece 3 series principales de rocas volcánicas en arcos de islas y bordes continentales activos, que son la calcoalcalina (CA), toleítica (TH) y alcalina. Las dos primeras fueron agrupadas en las series no-alcalinas. Cada serie tiene características petroquímicas que las diferencian. Con respecto a la serie TH, la CA posee un porcentaje mayor de aumento de SiO_2 y menor enriquecimiento en FeO^* (total) cuando se incrementa la razón FeO^*/MgO . Miyashiro, A. (1974, 1975) utiliza tanto el diagrama AFM como el de FeO^* y SiO_2 contra FeO^*/MgO en la diferenciación de las series. El FeO^* , TiO_2 y V decrecen rápidamente cuando avanza la cristalización fraccionada. El Cr decrece en forma similar en las series CA y TH y el Ni aunque se comporta similarmente, presenta un contenido mayor en la TH para un mismo valor de FeO^*/MgO . Para Miyashiro, A. (1975), la clasificación de las series se basa en modelos de variación composicional de magmas con respecto a la cristalización fraccional y no en el origen de sus magmas parentales. Nockolds y Allen (1953) y Best, M. (1969) utilizan el diagrama CNK junto con el AFM para diferenciar la tendencia de dichas series. El primero de ellos lo hace aún en las rocas del batolito del sur de California.

De acuerdo con los conceptos de Carmichael, I. et al. (1973) podría ser más satisfactorio incluir los cuerpos hipabisales o subvolcánicos dentro de la clase volcánica puesto que las características son en muchos casos muy similares. Así, en este trabajo se consideran los intrusivos subvolcánicos de la Depresión del Cauca - Patía como pertenecientes a la asociación volcánica y los otros cuerpos Meso-cenozoicos a la asociación plutónica.

Según algunos autores (SHAW, D., 1964; HAMILTON, W., 1969; DICKINSON, W., 1970) las rocas graníticas plutónicas tienen una composición similar a las volcánicas y pueden ser sus equivalentes profundos.

En los diagramas de variación, de óxidos que se describirán más adelante, como

en los diagramas AFM y CNK (Figs. 24 y 25) se presenta la tendencia de diferenciación de los intrusivos mesozoicos y terciarios.

En los diagramas AFM (Figs. 24 y 25), tanto las muestras de los batolitos de Antioquia y de Ibagué ubicados en la Cordillera Central como las de los plutones de la Cordi-

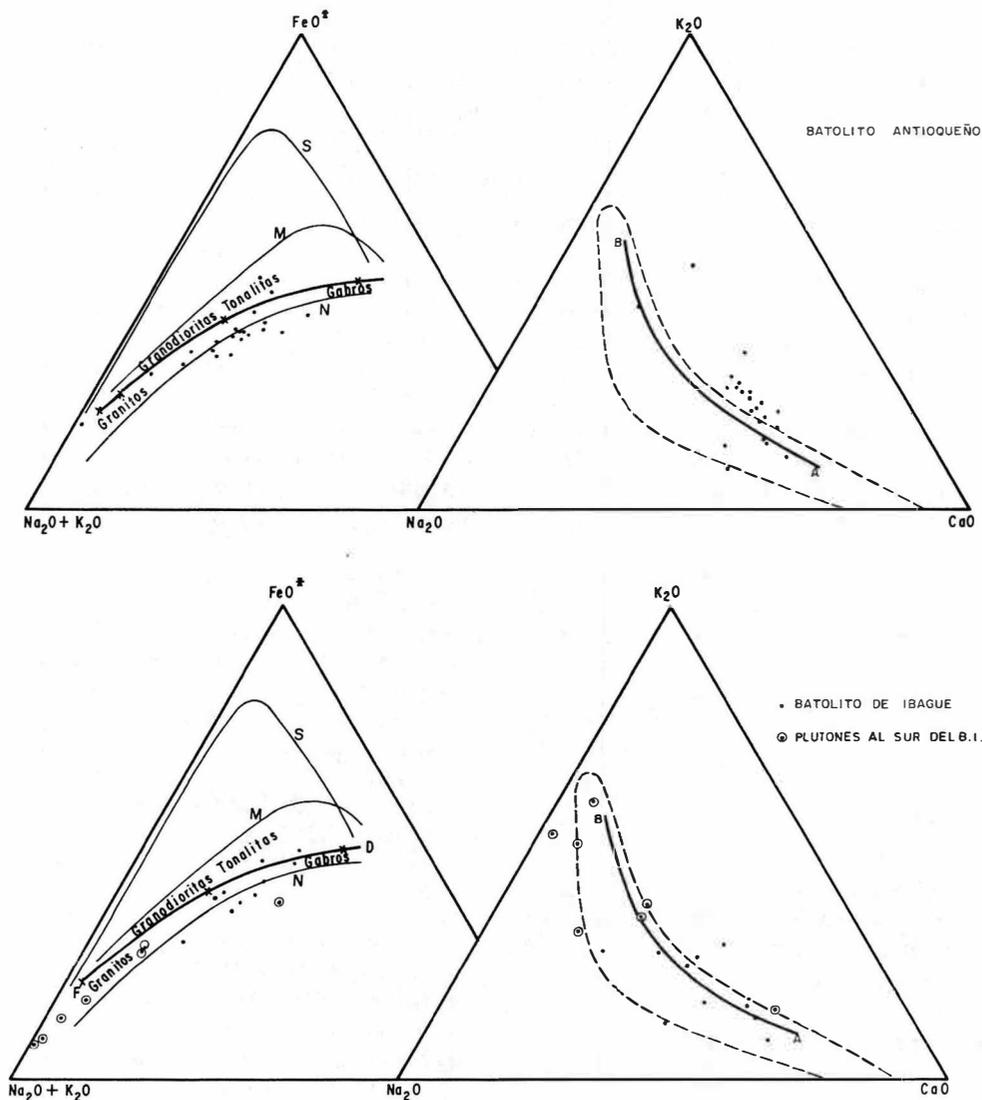


FIG. 24. Diagramas de variación química AFM y CNK de las rocas plutónicas Jurásicas y Cretáceas de los Batolitos de Ibagué y Antioquia. En el AFM, el FeO^* es hierro total. Las líneas MN delimitan el campo calco-alcalino. S es la tendencia de diferenciación de Skaergaard. La línea DF es la variación en el Batolito de Baja California (en CARMICHAEL, I., 1974). En el C.N.K. al área delineada corresponde al campo de la serie normal de las rocas calco-alcalinas (BEST, M., 1969). La línea AB corresponde a la variación del Batolito del sur de California (NOCKOLDS, S. y ALLEN, 1953). Se incluyen las muestras de los plutones al sur del Batolito de Ibagué.

llera Occidental siguen una tendencia calco-alcalina comparable a la de la serie calco-alcalina de batolito de Baja California. En el mismo tipo de diagramas, los intrusivos subvolcánicos de la Depresión del Cauca-Patía se ubican en el campo calco-alcalino y se comparan con las lavas calco-alcalinas de la Provincia de Cascades (EE.UU.) (CARMICHAEL, I. et al., 1973; NOCKOLDS, S. y ALLEN, 1953). Algunas de las muestras se ubican ha-

cia el lado AM por fuera del campo delimitado por Kuno, H. (1968) para la serie hiperséptica del Japón. Los puntos se agrupan cerca del promedio de las tonalitas del batolito Californiano y de las andesitas de Cascades (EE.UU.). Las rocas de los cuerpos subvolcánicos terciarios de Cerro Sillón y Tusa además de Morrogacho en los stocks plutónicos de la Cordillera Occidental se sitúan en el campo toleítico (Fig. 25). Cabe destacar

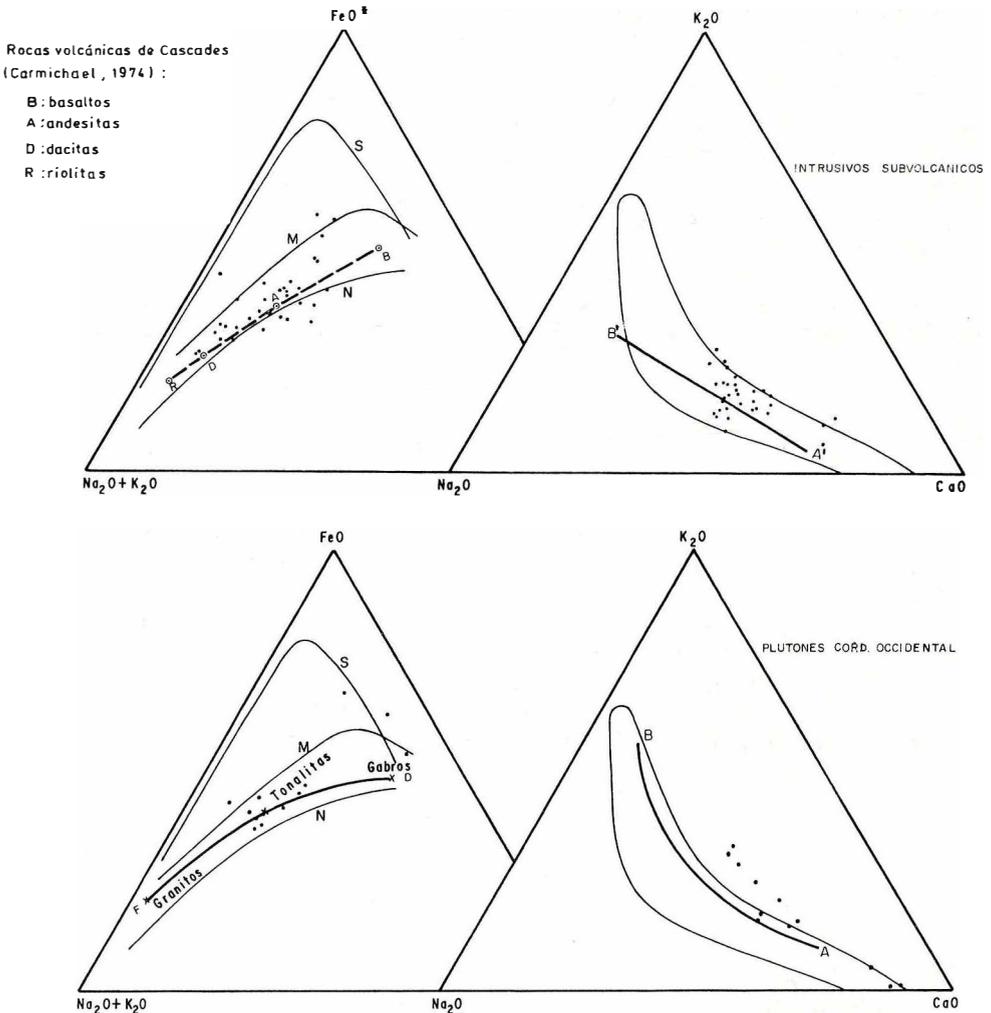


FIG. 25. Diagramas de variación química AFM y CNK de las rocas plutónicas y subvolcánicas terciarias de la Cordillera Occidental y Depresión del Cauca - Patía respectivamente. En el AFM, el FeO* es el hierro total. Las líneas MN delimitan el campo calco-alcalino. S es la tendencia de diferenciación de Skaergaard. La línea DF es la variación en el Batolito de Baja California (en CARMICHAEL, I., 1974). En el área delineada corresponde al campo de la serie normal de las rocas calco-alcalinas (BEST, M., 1969). La línea A'B' es la tendencia de la serie calco-alcalina de Crater Lake y M. S hasta y AB corresponde a la variación del Batolito del sur de California (NOCKOLDS, S. y ALLEN, 1953).

que las dioritas y gabros piroxénicos de Morrogacho siguen la tendencia de Skaergaard (o Fenner) y se ubican en las posiciones menos diferenciadas de dicho complejo básico (Fig. 25). Los intrusivos subvolcánicos siguen muy cercanamente a la tendencia de variación de las rocas volcánicas de Cascades (Fig. 25).

En los diagramas CNK (Figs. 24, 25) se ratifica la naturaleza calcoalcalina de las rocas Meso-cenozoicas. Los cuerpos subvolcánicos terciarios se localizan en el campo de la serie calco-alcalina de Best, M. (1969) pero los demás granitoides están fuera de él, hacia el lado CaO - K₂O pero coinciden aproximadamente con la curva promedio del batolito del sur de California. Es notoria la composición relativamente cálcica de las muestras de las rocas ígneas consideradas, con excepción de los plutones situados al sur del batolito de Ibagué (La Plata, Sombrerillos, Suaza) que tienen un carácter más potásico.

4.4.1. OCURRENCIA DE GRANITOIDES TIPO I

De acuerdo con las características establecidas con base en algunos parámetros químicos por Chappell, B. y White A., et al (1977), los intrusivos estudiados en este trabajo se asemejan principalmente al tipo I, aunque en algunas de las muestras los valores de corindón normativo son mucho mayores a 1%, en especial en los plutones al sur del Batolito de Ibagué y en los intrusivos subvolcánicos.

4.5. COMPORTAMIENTO DE LOS ELEMENTOS EN LAS ROCAS GRANITICAS MESO-CENOZOICAS

La variación química de los distintos elementos y la tendencia seguida por ellos durante los procesos de diferenciación magmática, se consigue usando gráficos de variación relativa de los componentes con respecto a la sílice, a otro elemento o utilizando índices de diferenciación, tales como el índice modificado de Larsen. Otros diagramas importantes son los histogramas y diagramas triangulares. El objetivo básico de ellos es comparar los cuerpos ígneos, caracterizarlos geoquímicamente y evaluar su evolución petrológica y la relación con mecanismos de tectónica de placas.

Solamente al plutonismo ensiálico Mesozoico de la Cordillera Central se le hizo un primer intento de estudio de la variación petrológica transversal de los componentes químicos. La base para el mismo fue el tener un mayor número de análisis químicos en el Batolito Antioqueño (Cretácico tardío) y el Batolito de Ibagué (Jurásico tardío). A estos cuerpos como al conjunto de los granitoides Cenozoicos de la Cordillera Occidental y a los intrusivos subvolcánicos de la Depresión del Cauca - Patía se les estudió sus características petroquímicas empleando los diagramas antes mencionados. A continuación se enumeran los distintos cuerpos con el número de determinaciones analíticas y las tablas en donde se encuentran. Cabe anotar que en dichas tablas se incluye la composición normativa C.I.P.W.

CUERPO	No. DE ANALISIS	TABLA	No. DE ANALISIS DE ELEMENTOS TRAZAS (ESPECTROGRAFIA)
1) Batolito de Ibagué	11	10	20
2) Plut. granitoides al S del Batolito de Ibagué	7	11	
3) Batolito Antioqueño	22	12	37
4) Plutones Cordillera Occidental	12	16	38
5) Intrus. subvolc. Depresión del Cauca - Patía	32	18	43



MUEST.	49634	77174	77137	77398	49675	77367	104661	103605	104684	103595	77295
SiO ₂	53,28	56,05	57,36	58,59	58,98	61,84	62,43	62,68	63,00	65,50	67,20
Al ₂ O ₃	16,55	16,94	16,64	16,30	14,82	15,43	15,15	15,71	15,11	16,60	14,92
Fe ₂ O ₃	3,85	3,49	3,20	3,02	3,19	2,99	2,91	3,73	2,64	1,82	1,38
FeO	5,08	3,97	4,58	3,46	3,97	2,90	2,64	2,35	2,74	1,62	2,46
MgO	4,53	4,56	3,73	3,78	4,48	2,74	3,08	2,39	3,23	1,86	1,67
CaO	6,54	2,42	6,17	6,09	6,44	5,08	4,21	4,58	3,61	4,35	2,80
Na ₂ O	3,09	3,91	3,07	3,09	2,91	3,05	3,27	3,41	3,23	4,62	3,17
K ₂ O	1,46	2,53	1,86	1,67	0,89	3,19	2,53	1,51	2,17	1,18	2,20
TiO ₂	0,92	0,73	0,98	0,90	0,77	0,58	0,80	0,65	0,80	0,52	0,50
MnO	0,18	0,09	0,12	1,12	0,10	0,10	0,10	0,09	0,05	0,05	0,04
P ₂ O ₅	0,71	0,60	0,34	0,43	0,43	0,31	0,43	0,62	0,40	0,45	0,28
H ₂ O ₋	2,52	3,49	1,07	1,28	1,84	0,72	1,70	2,25	2,30	0,72	2,27
H ₂ O	0,08	0,20	0,06	0,12	0,02	0,12	0,18	0,12	0,20	0,10	0,18
TOTAL	98,79	98,98	99,18	98,85	98,84	99,05	99,43	100,09	99,48	99,39	99,07
FeO*	8,49	7,07	7,41	6,14	6,82	5,57	5,05	4,78	5,09	3,24	3,70
Q	8,85	11,78	13,04	15,93	18,69	17,74	20,87	24,90	23,73	22,95	31,45
Co	—	4,80	—	—	—	—	0,40	1,62	1,84	0,89	2,90
Or	8,62	14,95	10,99	9,86	5,25	18,85	14,95	8,92	12,82	6,97	13,00
Al	26,14	33,08	25,97	26,14	24,62	25,80	27,66	28,85	27,33	39,09	26,82
An	26,97	8,08	26,13	25,67	24,74	18,99	18,07	18,67	15,29	18,64	12,06
Di	0,67	—	1,82	1,38	3,51	3,34	—	—	—	—	—
Hi	15,97	14,75	12,81	11,38	13,06	7,32	8,66	7,12	9,69	5,35	6,77
Ma	5,49	5,00	4,56	4,32	4,59	4,30	4,19	3,92	3,78	2,60	2,01
Il	1,74	1,38	1,86	1,70	1,46	1,10	1,51	1,23	1,51	0,98	0,94
Ap	1,68	1,42	0,80	1,01	1,01	0,73	1,01	1,46	0,94	1,06	0,66

*FeO + 0,9 Fe₂O₃

TABLA 10. Análisis químicos de rocas del Batolito de Ibagué y composición normativa C.I.P.W.

MUEST.	313254	313258	314398	314400	313251	313255	314399
SiO ₂	49,04	56,88	64,24	66,10	67,43	71,75	74,72
Al ₂ O ₃	20,28	20,40	17,19	18,90	19,40	16,50	14,83
Fe ₂ O ₃	2,11	2,22	1,93	0,74	0,72	0,70	0,43
FeO	4,02	1,86	1,78	0,98	0,62	0,26	0,34
MgO	4,81	1,52	1,29	0,56	0,30	0,13	0,03
CaO	8,00	3,33	3,00	1,55	0,80	0,66	0,28
Na ₂ O	3,22	4,23	4,00	4,50	3,81	3,27	3,88
K ₂ O	1,88	4,36	3,70	2,92	4,49	5,53	4,48
TiO ₂	0,77	0,58	0,50	0,28	0,27	0,17	0,08
MnO	0,10	0,08	0,09	0,04	0,08	0,01	0,01
P ₂ O ₅	0,32	0,23	0,22	0,09	0,05	0,13	0,08
H ₂ O ₋	3,53	2,44	1,30	2,43	1,34	0,32	0,25
H ₂ O	0,81	1,22	0,11	0,19	0,20	0,25	0,14
TOTAL	98,89	99,45	99,35	99,28	99,51	99,68	99,55
FeO*	5,96	3,86	3,50	1,64	1,27	0,90	0,73
Q	—	6,48	18,61	24,48	25,95	30,32	34,51
C	—	3,21	1,67	5,73	6,93	4,24	3,28
or	11,10	25,76	21,86	17,25	26,53	32,67	26,47
al	27,24	35,79	33,84	38,07	32,23	27,66	32,83
an	35,32	15,01	13,44	7,10	3,64	2,42	0,86
di	1,82	—	—	—	—	—	—
hy	9,77	4,55	4,24	2,19	0,99	0,32	0,23
mt	3,13	3,21	2,76	1,07	1,04	0,37	0,62
il	1,46	1,10	0,94	0,53	0,51	0,32	0,15
ap	0,75	0,54	0,52	0,21	0,11	0,30	0,18
ol	5,45	—	—	—	—	—	—

* FeO + 0,9 Fe₂O₃

TABLA 11. Análisis químicos de plutones al sur del Batolito de Ibagué y composición normativa C.I.P.W.

MUEST.	115379	5453	7908	7855	115934	7756	8391	7997	7991	8388	7666	7715	115374	115893	115375	115933	7550	115376	8139	115378	115377	5404
SiO ₂	55,94	56,94	58,97	60,36	60,78	61,64	61,94	61,96	61,98	62,02	62,32	62,34	62,78	63,86	63,90	64,21	64,38	65,06	65,50	66,26	69,88	72,49
Al ₂ O ₃	19,39	18,44	15,45	17,13	15,89	15,89	16,86	14,77	16,33	16,31	16,50	16,25	17,92	14,45	18,09	15,26	15,87	16,68	15,49	15,50	13,86	14,68
Fe ₂ O ₃	6,39	2,33	2,44	2,18	1,33	1,45	5,13	3,57	5,26	5,38	5,18	5,38	4,05	2,12	3,53	2,20	2,04	0,91	1,31	3,92	1,27	1,52
FeO	3,69	4,36	4,36	3,07	4,13	4,30	1,92	1,92	2,72	2,72	2,57	2,80	2,32	3,24	2,68	2,50	2,51	2,63	2,18	2,18	1,34	1,34
MgO	2,64	2,14	4,64	2,90	4,06	2,82	2,57	3,91	2,72	2,72	2,57	2,80	2,32	3,15	1,86	2,59	2,12	1,49	2,11	1,48	1,09	0,18
CaO	3,44	4,90	6,27	6,24	6,48	5,39	5,57	5,96	5,95	5,21	5,14	5,96	5,22	5,36	5,43	5,19	2,61	4,58	4,76	4,44	4,44	1,65
Na ₂ O	2,10	2,61	2,70	3,09	2,87	2,92	3,17	2,59	3,17	2,97	3,13	3,14	3,91	2,71	4,04	2,84	2,90	3,44	3,05	3,18	2,40	3,21
K ₂ O	1,99	1,22	1,92	2,25	1,06	2,19	2,25	2,25	2,01	2,46	2,65	1,45	1,36	2,38	0,84	2,59	3,02	2,47	2,69	2,59	5,00	3,57
TiO ₂	0,77	0,47	0,73	0,42	0,60	0,53	0,55	0,42	0,52	0,57	0,57	0,52	0,53	0,55	0,42	0,48	0,50	0,47	0,45	0,40	0,27	0,08
MnO	0,10	0,13	0,13	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,12	0,10	0,09	0,13	0,08	0,10	0,08	0,10	0,09	0,06	0,08	0,08	0,05	0,03
P ₂ O ₅	0,50	0,39	0,53	0,25	0,34	0,36	0,44	0,43	0,50	0,56	0,44	0,42	0,44	0,28	0,44	0,28	2,25	0,40	0,23	0,92	0,22	0,16
H ₂ O	4,81	3,98	0,88	0,84	1,20	1,08	0,93	0,97	0,81	1,10	0,81	0,83	0,77	0,78	0,57	0,88	0,67	1,00	0,92	0,54	0,44	1,17
H ₂ O ⁻	1,80	1,59	0,12	0,14	0,10	0,14	0,06	0,18	0,12	0,16	0,06	0,13	0,04	0,04	0,10	0,02	0,04	0,02	0,16	0,08	0,02	0,34
TOTAL	99,17	99,11	99,63	99,31	99,40	99,26	99,57	99,42	99,49	99,56	99,46	99,35	99,42	99,34	99,30	99,62	99,34	99,37	99,62	99,39	99,36	99,20
FeO*	5,75	5,78	6,56	5,03	5,32	5,58	4,62	5,29	4,73	4,84	4,66	4,84	3,64	5,11	3,18	4,66	4,40	3,33	3,80	5,53	3,32	1,47
Q	22,53	15,46	15,94	19,02	18,92	—	19,88	—	20,07	—	20,07	—	22,97	—	23,02	22,53	23,23	23,65	—	29,36	35,77	—
C	4,85	—	—	—	—	—	—	—	0,10	—	0,10	—	—	—	—	—	0,04	0,97	—	0,59	2,91	—
or	7,20	11,34	13,29	6,26	12,94	—	13,29	—	15,65	—	15,65	—	14,06	—	15,30	17,84	14,59	15,89	—	29,54	21,09	—
ab	22,08	22,84	26,14	24,28	24,70	—	21,91	—	26,90	—	26,90	—	22,93	—	24,03	24,53	29,10	25,80	—	20,30	27,16	—
an	21,76	24,36	26,22	27,34	23,78	—	22,03	—	22,62	—	22,62	—	20,23	—	21,24	21,23	20,10	20,63	—	10,66	7,14	—
di	—	2,64	2,50	2,09	0,49	—	3,81	—	—	—	—	—	3,65	—	2,15	—	—	1,20	—	—	—	—
hy	9,64	15,34	9,34	14,77	12,81	—	12,36	—	6,40	—	6,40	—	9,59	—	7,91	7,66	6,90	7,82	—	5,31	2,70	—
mt	3,37	3,47	3,16	1,92	2,05	—	2,76	—	—	—	—	—	3,01	—	3,18	2,94	1,31	1,89	—	1,84	2,21	—
il	0,89	1,38	0,79	1,13	1,00	—	0,79	—	0,19	—	0,19	—	1,04	—	0,91	0,94	0,89	0,85	—	0,51	0,15	—
ne	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
rt	—	—	—	—	—	—	—	—	0,46	—	0,46	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
ap	0,92	1,25	0,59	0,80	0,85	—	1,01	—	1,04	—	1,04	—	0,66	—	0,66	0,59	0,94	0,54	—	0,52	0,37	—

* FeO + 0,9 Fe₂O₃

TABLA 12. Análisis químicos de rocas del Batólito Antioqueño y composición normativa C.I.P.W.

La ubicación de las muestras analizadas correspondientes a los batolitos mesozoicos se indican en las figuras 26 y 27. En la Tabla 13 se muestra la equivalencia de la numeración de las muestras del Batolito Antioqueño con las de la Figura 27. En las páginas siguientes se tratarán las características geoquímicas de los intrusivos siguiendo el orden de los capítulos precedentes, es decir, primero los ubicados en la Cordillera Central (Mesozoicos) y luego los situados en la Cordillera Occidental y Depresión del Cauca-Patía (Terciarios).

No. (A)	(B)	No. (A)	(B)
115379	1	115378	20
5453	2	115377	21
7908	3	5401	22
7855	4	2	23
115934	5	1285	24
7756	6	868	25
8391	7	1302	26
7997	8	1678	27
7991	9	1648	28
8388	10	1554	29
7666	11	7748	30
7715	12	7503	31
115374	13	8530	32
115893	14	8019	33
115375	15	8018	34
115933	16	7938	35
7550	17	7751	36
115376	18	8526	37
8139	19	7547	38

TABLA 13. Equivalencia de la numeración de las muestras del Batolito Antioqueño (A) con la utilizada en la Figura 27 (B) de ubicación de las mismas.

4.5.1. VARIACION PETROLOGICA TRANSVERSAL EN LOS BATOLITOS MESOZOICOS

Dado que el plutonismo mesozoico está localizado en la misma faja morfoestructural (Cordillera Central), se considerarán en primer término las variaciones químicas del cuerpo más antiguo, es decir, el Batolito de Ibagué y luego las del Batolito Antioqueño.

La variación petrológica transversal a través del Batolito Antioqueño de los elementos mayores, menores y trazas, se hizo proyectando los valores de los diferentes elementos sobre una línea este-oeste y norte-sur, perpendicular al respectivo eje del cuerpo. En la misma forma se procedió únicamente en un perfil este-oeste para los elementos trazas en el Batolito de Ibagué.

Con frecuencia, al colocar las concentraciones o porcentajes de los elementos

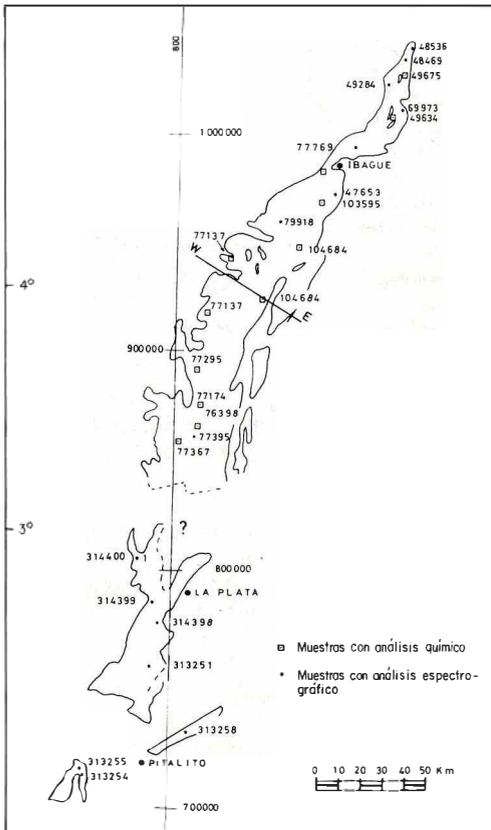


FIG. 26. Localización de muestras con análisis químico y espectrográfico semicuantitativo en el Batolito de Ibagué y plutones granitoides al sur de éste. W-E línea de proyección de análisis.

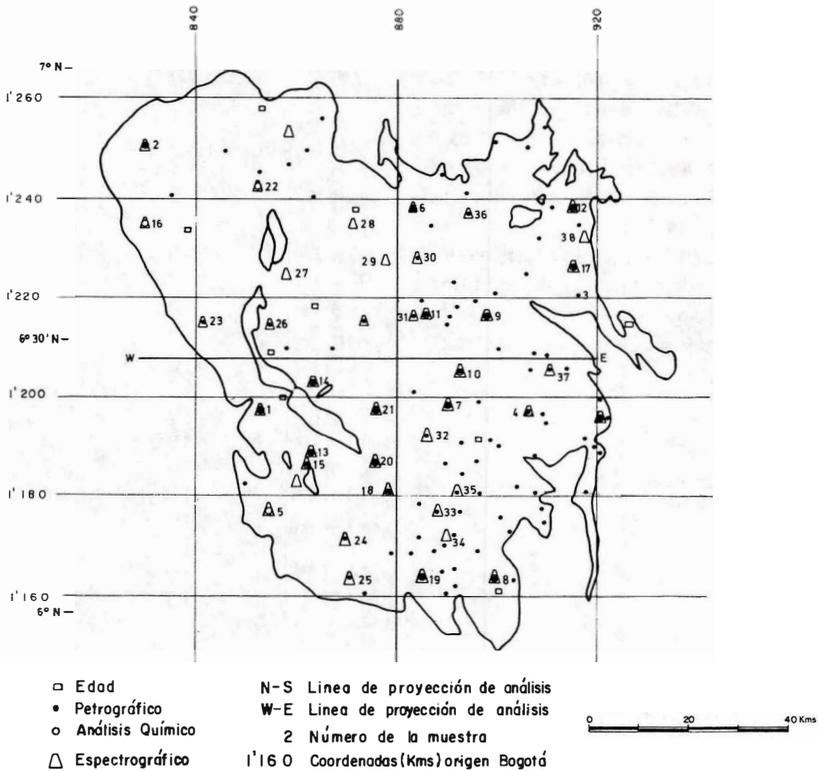


FIG. 27. Localización de muestras con análisis petrográfico, modal, químico, espectrográfico y determinación de edad en el Batolito Antioqueño.

éstos muestran dispersión, especialmente las determinaciones espectrográficas semicuantitativas. Para definir la variación se hizo un análisis de regresión usando el método de los mínimos cuadrados. Dado que el número de muestras no es suficientemente grande, los resultados son preliminares. De todas maneras, el método, aunque tiene limitaciones, sirve de ayuda para encontrar tendencias posibles de variación en concentración de oligoelementos. Se estudiaron expresiones poligonales hasta el tercer grado, sin embargo, aunque las curvas de grado mayor se ajustan mejor a los puntos, el aumento en el coeficiente de correlación es poco considerable. Por lo tanto, se calcularon rectas de regresión en base a ecuaciones de primer grado, las cuales tienen la ventaja de mostrar claramente posibles tendencias de variación y se calcularon además los coeficientes de correlación.

En los cálculos de las curvas de regresión lineal se utilizaron el mismo número de muestras de las tablas 7 y 12. Para los ele-

mentos trazas se usaron valores logarítmicos, teniendo en cuenta los intervalos de concentración (ppm), dados por el método espectrográfico semicuantitativo.

Cuando la determinación de un elemento dio resultados por debajo del nivel de detectabilidad o sensibilidad del método analítico, se le asignó el valor del límite inferior de detección.

4.5.1.1. BATOLITO DE IBAGUE

Sobre un perfil normal el eje nort-sur de dicho cuerpo y con origen al este del mismo (Fig. 26), se estudió la variación de los elementos en trazas. Las determinaciones espectrográficas se hicieron en 20 muestras cuyo rango de valores e histogramas correspondientes se presentan en la Tabla 14 y en la Figura 28, a 11 de las cuales se les analizó también Sr y Ba por absorción atómica, cuyos resultados se usaron para estudiar la variación en estos dos elementos.

Ag	0,5	15	0,5-1,0	5	0,5-0,7	3	0,5-1,5	7	0,5-3,0
As	200	0	-	0	-	0	-	0	-
Au	10	0	-	0	-	0	-	0	-
B	10	15	10-15	61	< 10-30	0	-	12	10-15
Ba	20	100	200-700	100	300-2000	100	30-3000	100	700-3000
Be	1	90	< 1-2	76	< 1-3	5	1-2	36	1-15
Bi	5	0	-	13	< 5-5	0	-	2	5-10
Cd	20	0	-	0	-	0	-	0	-
Co	5	100	10-20	89	< 5-30	95	7-100	12	< 5-50
Cr	10	100	10-100	89	< 10-200	50	< 10-200	90	< 10-500
Cu	2	100	10-100	100	5-1000	100	7-1000	100	3-150
Ga	10	100	20-50	100	20-50	100	10-30	100	15-50
La	20	15	30-70	26	< 20-50	0	-	21	20-5
Mo	5	0	-	0	< 5-5	3	5-7	38	< 5-15
Nb	10	0	-	5	10-15	0	-	0	-
Ni	5	100	5-30	71	< 5-50	58	< 5-150	14	< 5-100
Pb	10	75	< 10-100	100	< 10-300	37	< 10-20	74	< 10-70
Pd	10	0	-	0	-	0	-	0	-
Pt	10	0	-	0	-	0	-	0	-
Sb	100	0	-	0	-	0	-	0	-
Sc	5	100	5-30	89	< 5-50	97	< 5-50	93	< 5-50
Sn	10	0	-	0	-	0	-	5	10-100
Sr	100	100	200-1000	97	<100-500	100	100-1500	100	300-2000
V	10	100	50-200	97	10-700	100	70-1500	98	< 10-3000
W	50	0	1	0	-	0	-	0	-
Y	10	100	10-70	100	10-70	97	< 10-20	90	< 10-50
Zr	10	100	50-300	100	50-700	92	< 10-200	100	30-500
Zn	200	0	-	0	-	0	-	5	200-700

BI: Batolito de Ibagué (Jurásico) N = 20
CO: Plutones Cordillera Occidental (Terciario)
N = 38

BA: Batolito Antioqueño (Cretáceo) N = 3
D.CP: Cuerpos subvolcánicos Jurásico Cauca-
Patía (Terciario) N = 42

TABLA 14. Concentraciones (ppm) de los elementos trazas en los cinturones magmáticos el occidente andino y Cordillera Central

4.5.1.1.A. Variación este-oeste de los elementos trazas

Las tendencias que se observan son las siguientes (Fig. 29).

1. Ninguna variación en los elementos Co, Sc, V y Zr.
2. Existe decrecimiento lateral de poca significación hacia el oeste en el Y, Cr, Be y Ga.
3. El Sr y el Ni también disminuyen hacia el oeste, y sus coeficientes de correlación son aceptables.
4. Se presenta correlación positiva con incremento hacia el oeste de algún interés en el Ba y de poca importancia en el Cu.

4.5.1.2. BATOLITO ANTIOQUEÑO

Los resultados de las determinaciones analíticas se graficaron como perfiles situando el origen al este del cuerpo. Igual estudio se realizó en sentido norte-sur, proyectando los óxidos sobre una línea que corta axialmente al plutón y con origen en el extremo norte del mismo. La localización de las muestras analizadas y de las líneas de proyección se indican en la Figura 27.

4.5.1.2.A. Variación de los elementos mayores

4.5.1.2.A.1. Variación este-oeste.- En la Figura 30 se presentan los ploteos correspondientes con los coeficientes de correlación. En ellas se pueden hacer las siguientes observaciones:

Mo

La

Ga

Cu

Cr

Co

Be

Ba

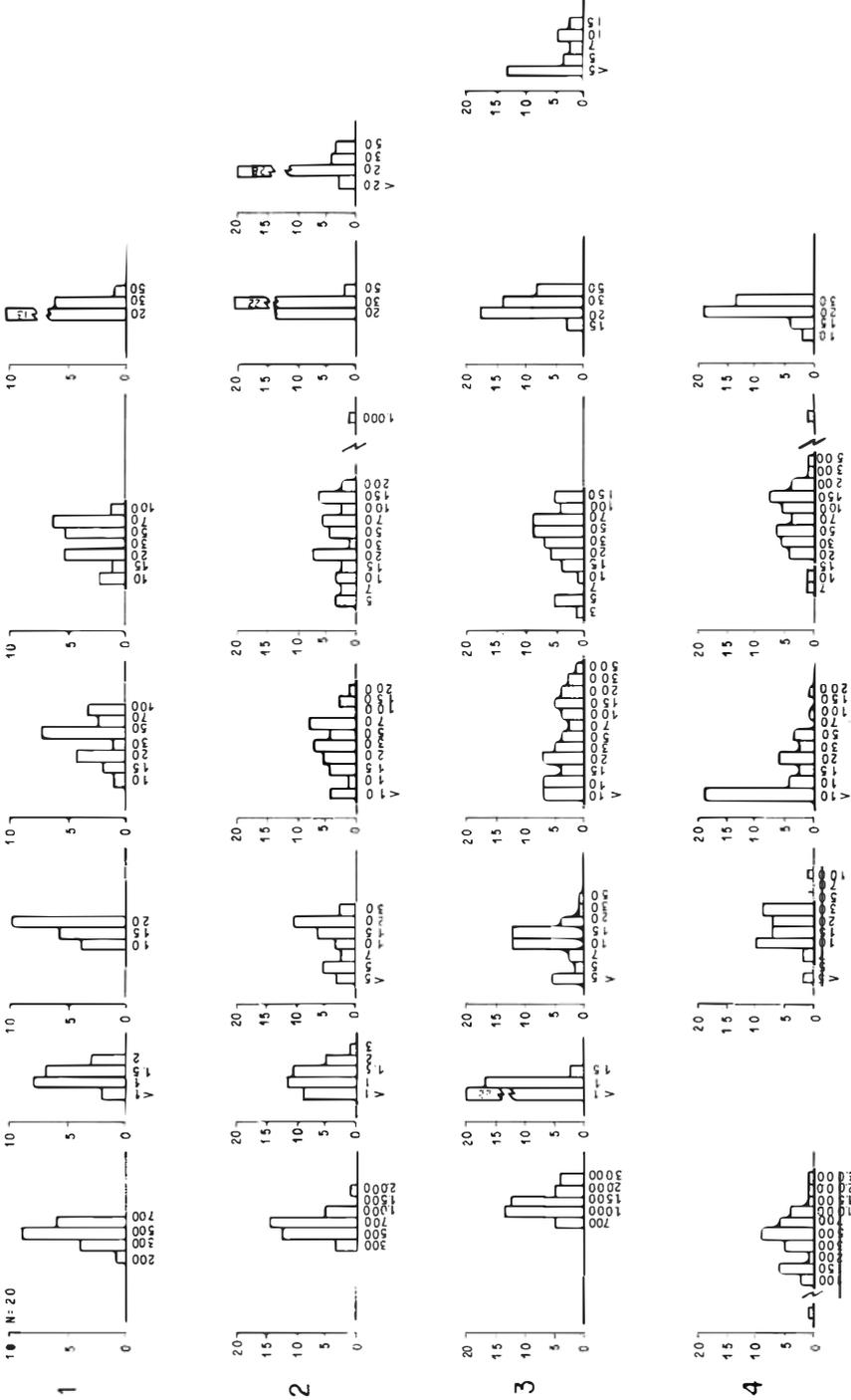


FIG. 28. Histogramas de contenidos de elementos trazas de las rocas plutónicas y subvolcánicas de los cinturones magmáticos: 1) Jurásico (Batolito de Ibagué), 2) Cretáceo (Batolito Antioqueño), 3) Intrusivos subvolcánicos y plutónicos terciarios y 4). Plutones monzoníticos y cuarzodioríticos terciarios.

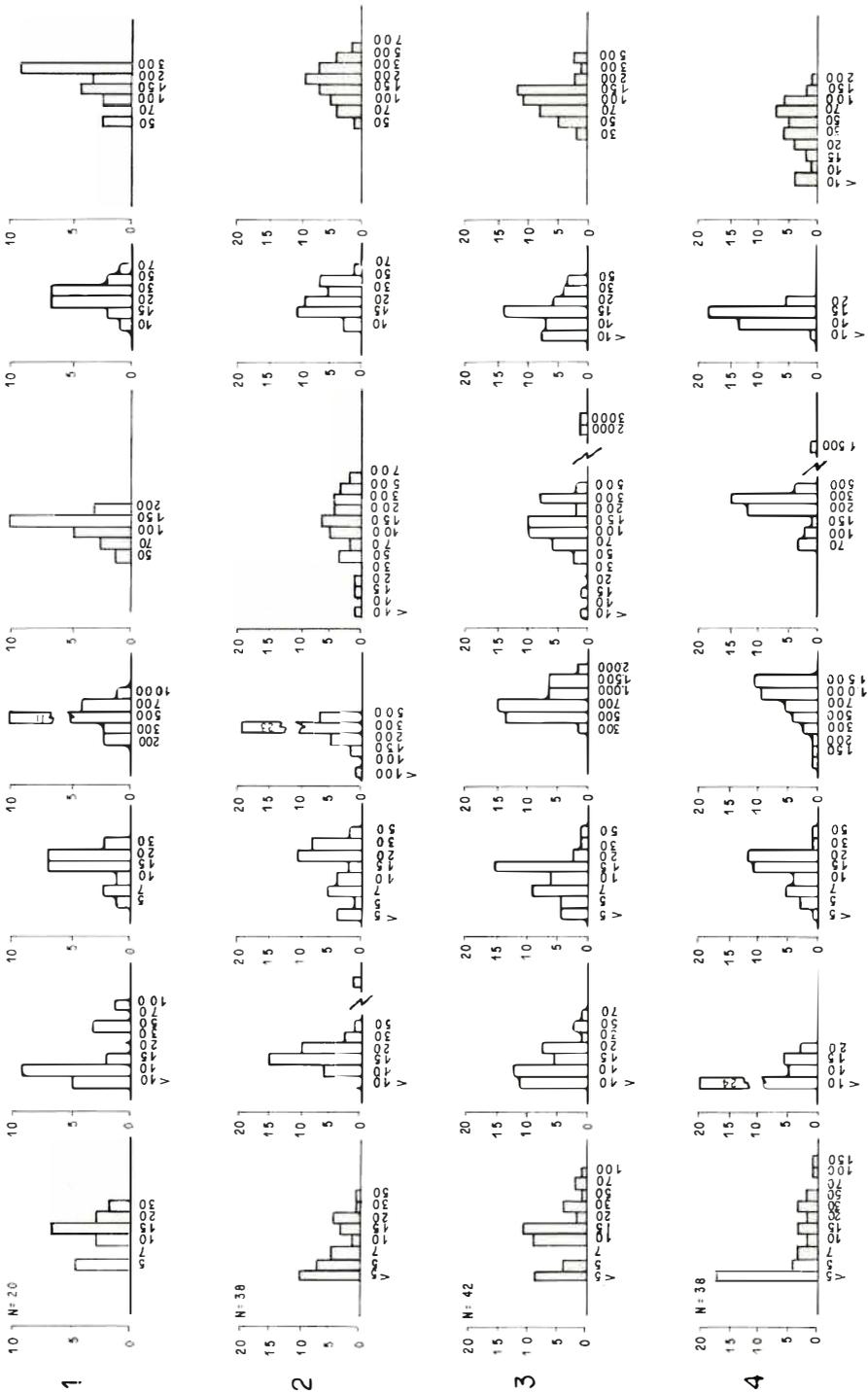


Fig. 28. Histogramas de contenidos de elementos de las rocas intrusivas graníticas y basálticas de los cinturones magmáticos.

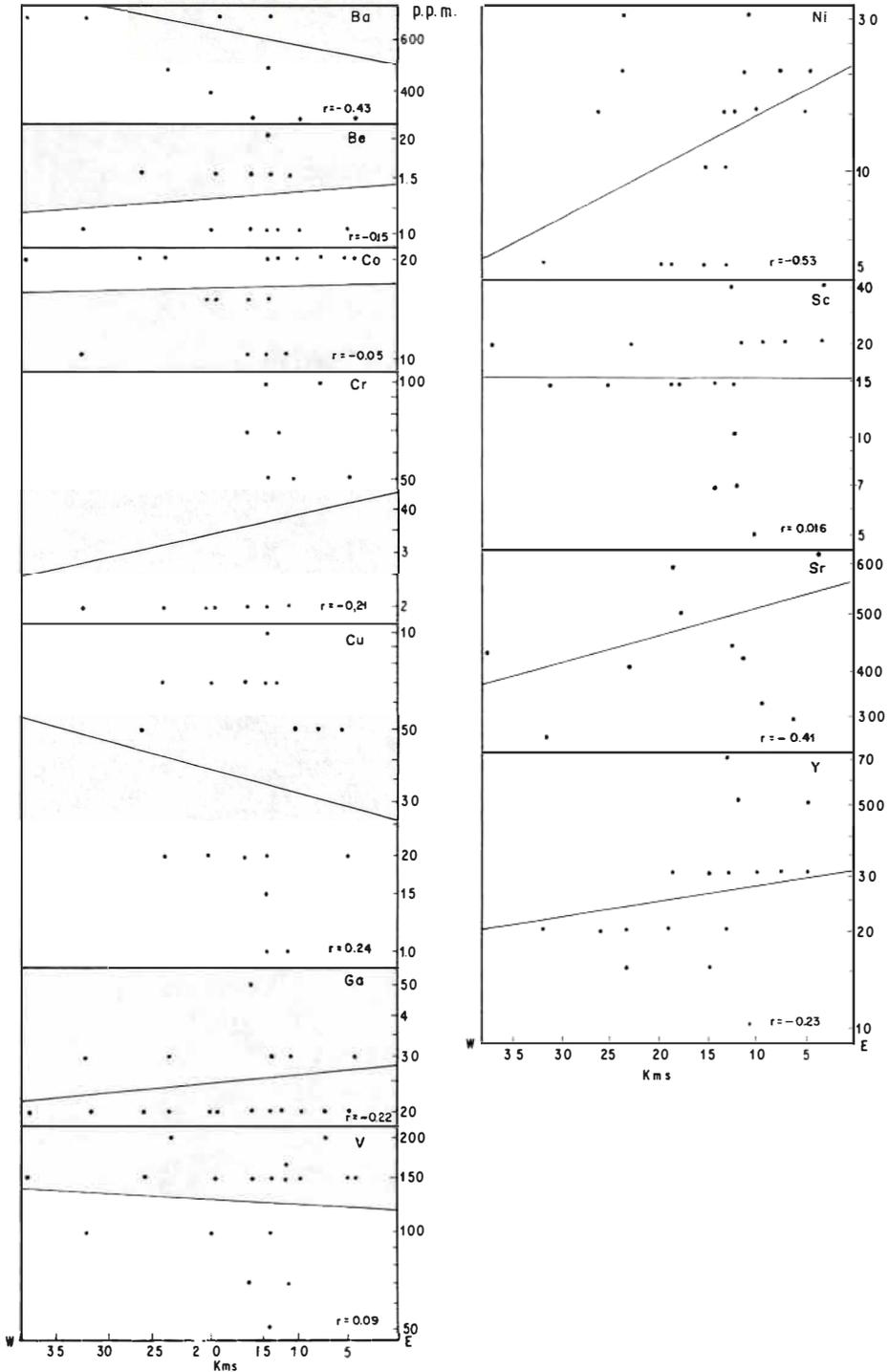


FIG. 29. Elementos trazas en líneas E-W (Batolito de Ibagué). Las líneas representan aproximación de los mínimos cuadrados a la fórmula $y = ax + b$, donde y es valor en ppm del elemento y X es la distancia a lo largo de la línea E-W en Fig. 27. r es el coeficiente de correlación entre el log. del contenido del elemento y la distancia a lo largo de dicha línea.

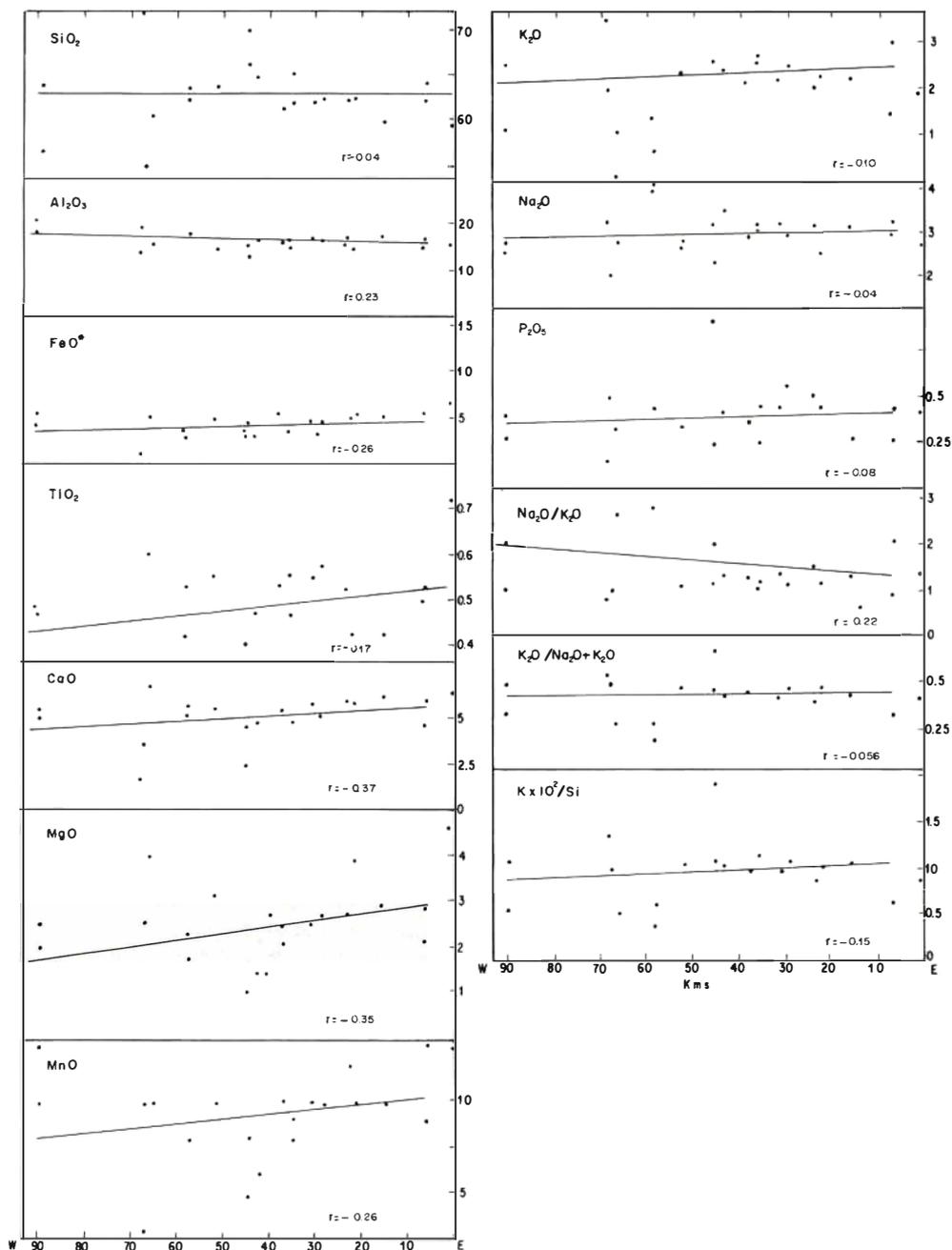


FIG. 30. Oxidos proyectados en línea E-W (Batolito Antioqueño). Las líneas representan aproximación de los mínimos cuadrados a las fórmula $y = ax + b$, donde y es el valor en % en peso del elemento y x es la distancia a lo largo de la línea E-W en Fig. 27. r es el coeficiente de correlación entre el contenido del elemento y la distancia a lo largo de dicha línea.

1. Tienen un aumento hacia el este, aunque relativamente poco significativo MgO, FeO (total), CaO, TiO₂ y MnO. Los que poseen una correlación negativa más alta son el calcio y el magnesio.
2. El SiO₂, Na₂O, K₂O y P₂O₅ no presentan variación significativa.
3. El Al₂O₃ es el único que se incrementa hacia el oeste pero su coeficiente de correlación es bajo.
4. Las razones Na₂O/K₂O y Kx10²/Si aumenta la primera y disminuye la segunda hacia el este pero los coeficientes de correlación son bajos. La razón K₂O/Na₂O+K₂O no tiene variación de significación.

4.5.1.2.A.2. Variación norte-sur.- En este sentido los óxidos no experimentan variación o ésta es mínima. Así, se deduce de los coeficientes de correlación que son muy bajos. Los óxidos varían en la forma siguiente (Fig. 31):

1. Tienen una variación escasa y poco significativa, con correlación positiva, el Na₂O, MgO, CaO, TiO₂, P₂O₅. El MnO tiene correlación negativa. Las más altas son para el magnesio, calcio y manganeso.
2. No muestran variación convincente o ninguna el SiO₂, K₂O, Na₂O, Al₂O₃ y FeO. El sodio tiene un ligero incremento.
3. Las relaciones Na₂O/K₂O, K₂O/Na₂O+K₂O y K/Si x 10² con excepción de la primera, que muestra una correlación positiva muy pequeña, las demás no tienen variación.

4.5.1.2.B. Variación de los elementos en trazas

Aunque el número total de elementos en trazas analizados rutinariamente es de 28, solo 12 de ellos están por encima del límite de sensibilidad del método espectroquímico empleado (ver Tabla 14 y los histogramas de la Figura 28). Además, se investigaron solo las variaciones para aquellos elemen-

tos que fueron hallados en un 30 % de las muestras. En el caso del Sr y Ba, además de los datos espectroquímicos semicuantitativos, a 22 de las mismas se les realizó análisis por absorción atómica. Las curvas de regresión obtenidas con los resultados de ambos métodos, son bastante similares.

4.5.1.2.B.1. Variación este-oeste.- En la Figura 32 se muestran las tendencias de variación en las concentraciones de los trazas. En ellas se observa:

1. El Ga, Cr, Be, Pb, Zr y Ni no tienen variación a través del batolito o ésta es insignificante.
2. Co, Y y Sc tienen pequeña variación con disminución hacia el oeste; Pb y Ba aumentan en ese mismo sentido. En estos elementos la correlación negativa más alta la tienen los dos primeros.
3. El Sr, V y Cu son los únicos elementos que muestran una convincente variación lateral con disminución hacia el oeste.

La variación de los elementos trazas está de acuerdo con la experimentada por los elementos mayores y por consiguiente con las leyes cristalológicas. Efectivamente el Co, Ni y en parte el Cu reemplazan al Mg y Fe²⁺, el V y el Sc sustituyen al Fe³⁺ y Fe²⁺ respectivamente y el Y y Sr pueden diadódicamente reemplazar al calcio. El Pb y el Ba tienen coherencia con el K, sin embargo este no tiene variación.

4.5.1.2.B.2 Variación norte-sur.- En este sentido el batolito no presenta variación química en los elementos trazas que tenga algún significado.

4.5.2. INTERPRETACION DE LA VARIACION PETROLOGICA TRANSVERSAL

En vista de las pocas muestras usadas en el Batolito de Ibagué, solo se hace hincapié en el aumento que experimenta el Ba hacia el oeste, y la disminución en ese sentido

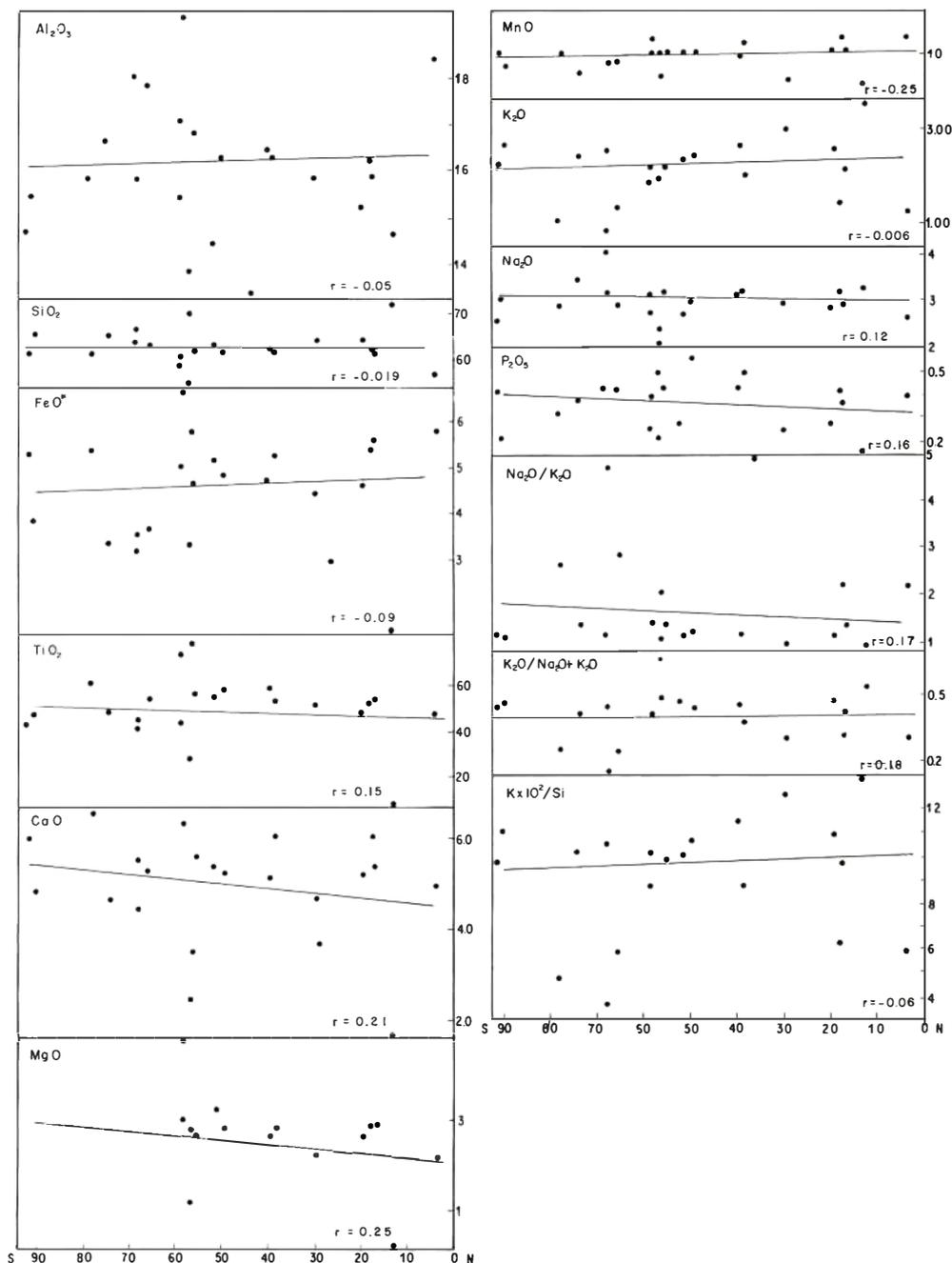


FIG. 31. Oxidos proyectados en línea N-S (Batolito Antioqueño). Las líneas representan aproximación de los mínimos cuadrados a la fórmula $y = ax + b$, donde y es el valor en % en peso del elemento y x es la distancia a lo largo de la línea N-S en Fig. 27. r es el coeficiente de correlación entre el contenido del elemento y la distancia a lo largo de dicha línea.

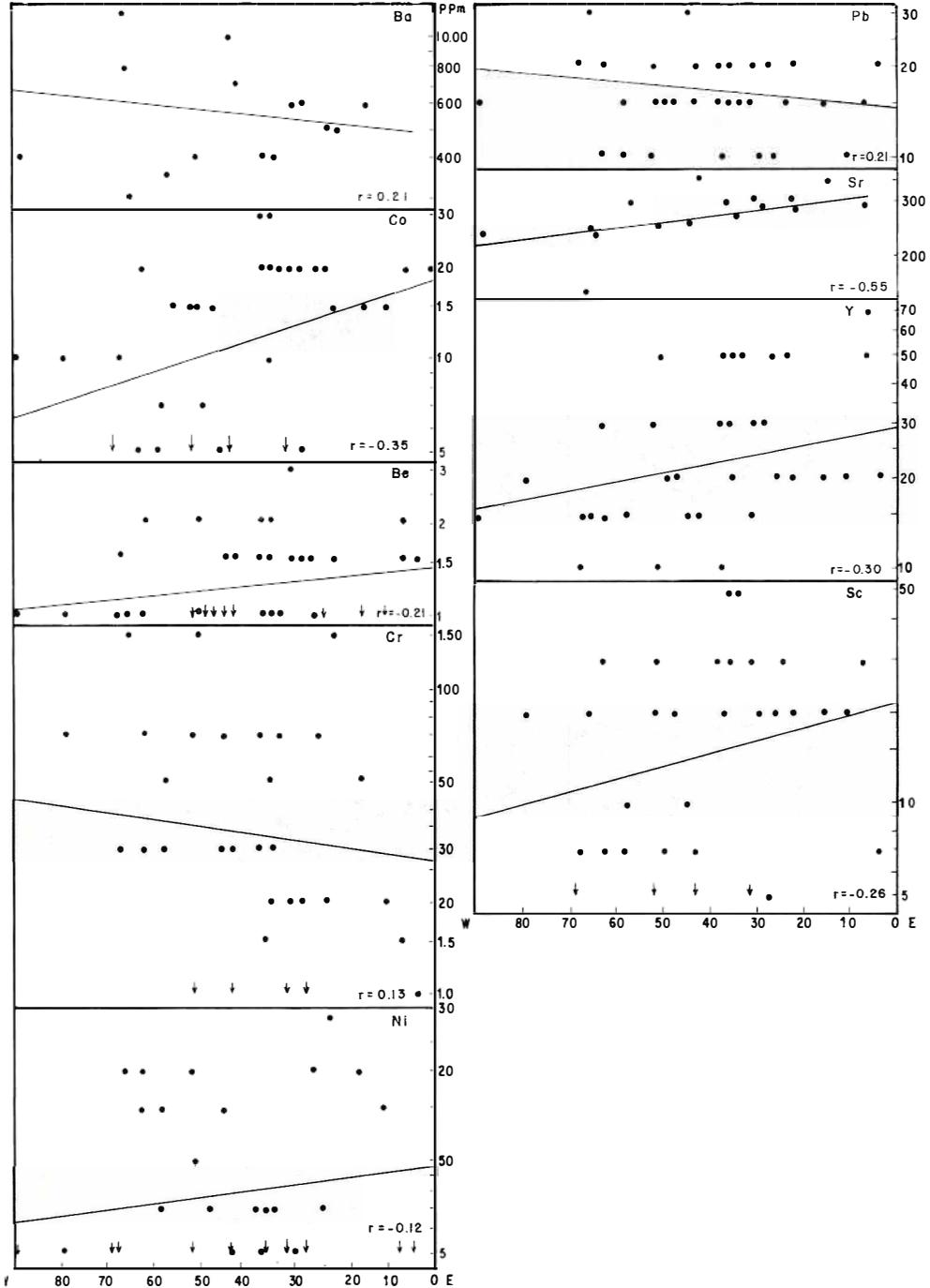
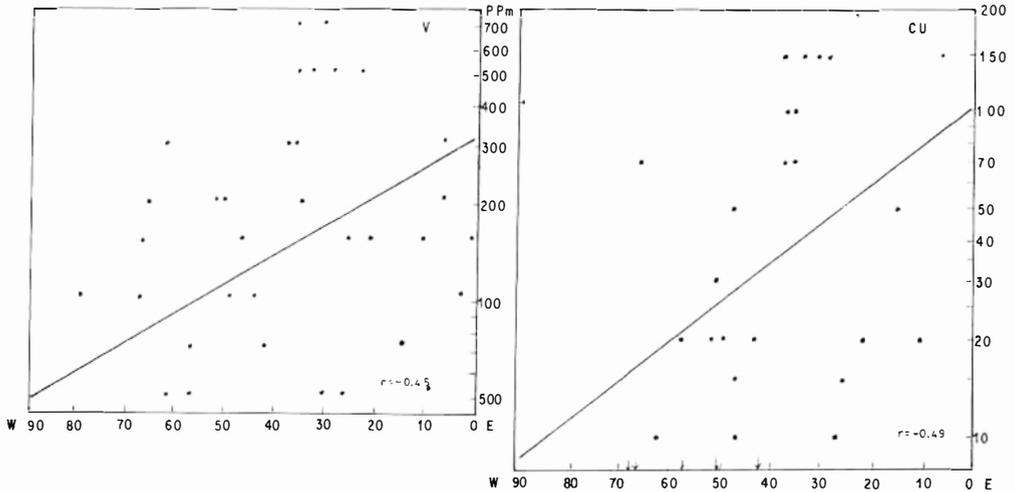


FIG. 32. Elementos trazas en línea E-W (Batolito Antioqueño). Las líneas representan aproximación de los mínimos cuadrados a la fórmula $y = ax + b$, donde y es el valor en ppm del elemento y X es la distancia a lo largo de la línea EW en la Fig. 26. r es el coeficiente de correlación entre el log. del contenido del elemento y la distancia a lo largo de dicha línea.



Continuación Figura 32.

de Sr y Ni. Estas tendencias de variación son similares a las observadas en el Batolito Antioqueño y podrían sugerir la presencia de facies más diferenciadas hacia el este.

La asimetría petrológica transversal en sentido este-oeste en el Batolito Antioqueño con incremento de los óxidos fémos al este, como el ligero aumento hacia el sur en algunos de ellos, sugiere provisoriamente que la facies ligeramente más básicas se encuentren principalmente hacia ese sector. Si se considera el marco geológico donde se emplazó el plutón, se observa que en las secuencias metamórficas existe un aumento de material básico al oeste con tendencias eugeosinclinales y características miogeosinclinales al este. El batolito interrumpiría el posible contacto N-S entre ambos ambientes. Como se deduce de la variación petroquímica, ésta no tiene relación con respecto a la composición de las rocas encajantes y por lo tanto con respecto a los rasgos corticales fundamentales del núcleo cordillerano. Los paleoambientes deposicionales no plasmaron influencia alguna o ésta es insignificante, durante su generación y emplazamiento.

De acuerdo a la composición de las rocas encajantes, si la contaminación o asimilación fuese considerable, el incremento en óxidos fémos debía ser en sentido contra-

rio al observado, es decir, hacia el oeste. Un razonamiento similar excluye definitivamente para el batolito un origen por reemplazamiento in situ de rocas preexistentes (RADELLI, L., 1965). En el sector oriental de la Cordillera Central rocas metamórficas de alto grado limitan el batolito. Asimismo, el metamorfismo regional aumenta hacia el este desde facies esquisto verde a facies anfibolita. De acuerdo con la variación observada en elementos fémos, bario y plomo, el batolito tiene una composición más básica hacia el sector oriental y más ácida hacia el occidental. Los magmas félicos son más móviles a temperaturas más bajas que los magmas máficos y a medida que aumenta la profundidad debe esperarse que la composición promedio de un plutón sea progresivamente más básica (BATEMAN, P. y DODGE, F., 1970). Estos hechos sugieren un probable levantamiento asimétrico o diferencial de la Cordillera Central, con el flanco oriental más elevado que el occidental. Otra posibilidad sería que el área más básica fuese el equivalente profundamente erodado del intrusivo; y por último que las facies félicas y tardías del intrusivo se emplazaron siguiendo probablemente un modelo zonal asimétrico. Irving, E. (1971) anota una extensa planicie producto del alzamiento epirogénico del Holoceno, la cual desciende desde 2.500 m en la zona axial del

cuerpo intrusivo hasta 600 m en el río Magdalena. De todas maneras la erosión fue intensa en tiempos post-Cretáceos.

Cabe destacar que en el sector oriental es donde se presentan las pequeñas inclusiones de rocas máficas y ultramáficas arrastradas posiblemente del manto. La anomalía positiva detectada en ese sector por Case, J. et al. (1971), es explicada por ellos, como originada por manto poco profundo o por la existencia de masas densas intracorticales. La interpretación de los datos radiométricos indica un emplazamiento más tardío del sector occidental del batolito y por lo tanto, podría tratarse de facies félsicas de más baja temperatura, lo cual es característico de secuencias de intrusión.

4.5.3. TENDENCIA DE LA NORMA EN LOS BATOLITOS DE IBAGUE Y ANTIOQUIA Y COMPARACION CON LAS TENDENCIAS DE OTROS CUERPOS GRANITICOS

En el diagrama triangular de cuarzo, ortoclasa y plagioclasa (albita + anortita) normativas calculadas al 100% se graficaron las muestras del BI y BA y para comparación se dibujaron las líneas medias de los campos de las normas (BATEMAN, P., et al., 1963) de rocas graníticas de varias áreas del oeste de Norteamérica y Canadá (Fig. 33).

Es importante anotar que el 50% de las muestras con cálculos normativos pertenecientes al BI y 77 al BA tienen un porcentaje normativo de Ab + An + Or + Qz mayor de 80%. Por consiguiente, dicho sistema sálico, sería una aproximación de los magmas de los cuales cristalizaron. Presnall, D. y Bateman, P. (1973) utilizan este sistema químico para probar varios esquemas de fusión en la corteza inferior y cristalización de los magmas resultantes.

Las tendencias del BI y BA terminan a distancia apreciable de la esquina de la plagioclasa, lo que sugiere ausencia de análisis químicos de rocas ricas en plagioclasa o poca abundancia de éstas en el intrusivo. Se presu-

me que las normas mostradas representan las rocas predominantes. Una situación similar puede ser la causa de la carencia de rocas hacia el centro del diagrama.

En la Figura 32 se observan dos tendencias extremas entre las cuales se encuentran las líneas medias del BI y BA. Cerca al lado PL-Q, la tendencia del batolito del sur de California se extiende desde la esquina de la plagioclasa hacia el vértice de Q y luego dobla hacia el centro del diagrama. En cambio la tendencia de las rocas graníticas de la región de Kuskokwin (Alaska), se extiende desde la parte media del lado PL-Or y directamente hacia el centro del diagrama. Las líneas medias de los batolitos de Ibagué y Antioquia se sitúan entre las tendencias extre-

1. Batolito del sur de California. 2. Area del lago Cowinchan, Isla Vancouver. 3. Batolito de Sierra Nevada. 4. Batolito Boulder. 5. Región Kuskokwin, Alaska. d) Batolito Antioqueño. b) Batolito de Ibagué.

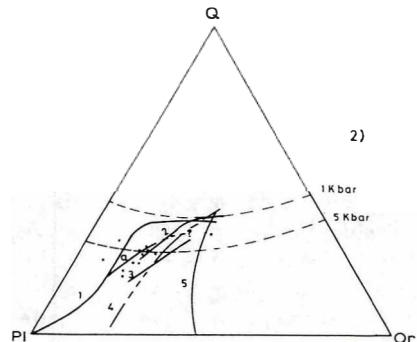
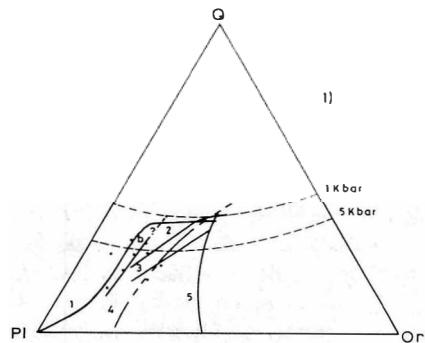


FIG. 33. Tendencia de las líneas medias de los campos de las normas de las rocas graníticas del Batolito Antioqueño (2) y Batolito de Ibagué (1) y de algunos cuerpos de Norte América y Canadá (% en peso).

mas descritas. Las normas del BA parecen dirigirse hacia el centro del diagrama, las del BI son paralelas a la parte de la tendencia del batolito del sur de California hacia la esquina de PL.

De acuerdo con Bateman, P. et al. (1963), la trayectoria seguida por las diferentes tendencias puede ser explicada como un resultado de las diferencias en la proporción de Q y Or normativas en el fundido. Además, dichas diferencias podrían ser debidas a la distinta composición de la roca de la cual se derivan o de la temprana cristalización de un mineral como hornblenda que puede cambiar la proporción de cuarzo y feldespato de potasio normativos. Moore, J. (1959) sugiere que las diferentes tendencias dependen de la composición inicial del fundido y ésta es consecuencia de la posición de la cámara magmática con respecto al extremo continental.

Las líneas medias del BA y BI no están bien definidas en el área cercana al centro del diagrama, sin embargo en ambos casos, pasan el límite del campo cuarzo-feldespato a una presión de 5.000 bars, siendo la del BA la que se defleca más cercanamente a dicho límite. Este hecho implicaría tentativamente que la presión de carga para este cuerpo fue mayor o que tenía una mayor cantidad de agua a la misma presión de carga o ambas situaciones. De todas maneras la posición de las líneas medias sugiere cristalización a presiones de agua entre 1 kbar y 5 kbar.

4.5.4. COMPOSICION EN ELEMENTOS MAYORES Y TRAZAS

Con el fin de comparar los aspectos generales de la variación química de los diferentes cinturones de intrusivos y observar las tendencias de las mismas, se hicieron diagramas de variación de diferentes tipos, principalmente para los óxidos mayores. En el caso de los elementos trazas, se utilizó en los diagramas de variación el índice de diferenciación de Larsen modificado por Nockolds, S. y Allen, (1953), el cual según Carmichael, I. et al. (1974), muestra más claramente la

variación de los elementos menores y trazas con respecto a los mayores. Además, las composiciones de los intrusivos mesozoicos y terciarios se comparan entre sí, con promedios mundiales y rocas similares.

Es necesario poner de presente que los rangos de valores, corresponden obviamente a los observados en las muestras analizadas y pueden no comprender el rango total de variación.

4.5.4.1. INTRUSIVOS GRANITOIDES MESOZOICOS DE LA CORDILLERA CENTRAL

4.5.4.1.A. Elementos mayores

A un total de 11 y 22 muestras pertenecientes a los batolitos de Ibagué (BI) y Antioquia (BA) respectivamente, se les efectuó análisis químico de rocas total para los elementos mayores y menores. En la Figura 34 se presenta el SiO_2 con respecto a los óxidos mayores (Diagramas Harker) además se muestran otros tipos de diagramas de variación.

En ellos se grafican para comparación, las curvas correspondientes a las rocas graníticas de la parte centro-oriental del batolito de Sierra Nevada de acuerdo a Bateman, P. et al. (1963).

En general, se pueden hacer las observaciones siguientes:

1. Los porcentajes en óxidos tienen poca dispersión, con excepción del Al_2O_3 en el BA y K_2O en el BI. Las curvas de variación son suaves e indican disminución durante la diferenciación de Al_2O_3 , FeO (total), MgO, CaO y TiO_2 , además de ligero incremento de Na_2O en ambos batolitos y del K_2O en forma clara en el BA. Estas variaciones están de acuerdo con las de las series calco-alcalinas LARSEN, 1948; CARMICHAEL, I. et al. 1974).
2. Las rocas del BI y los plutones al sur de éste (PS) confeccionan dos agrupamientos con líneas de variación distintas. En general, se nota que las rocas del BI poseen contenidos más altos en FeO^* , MgO,

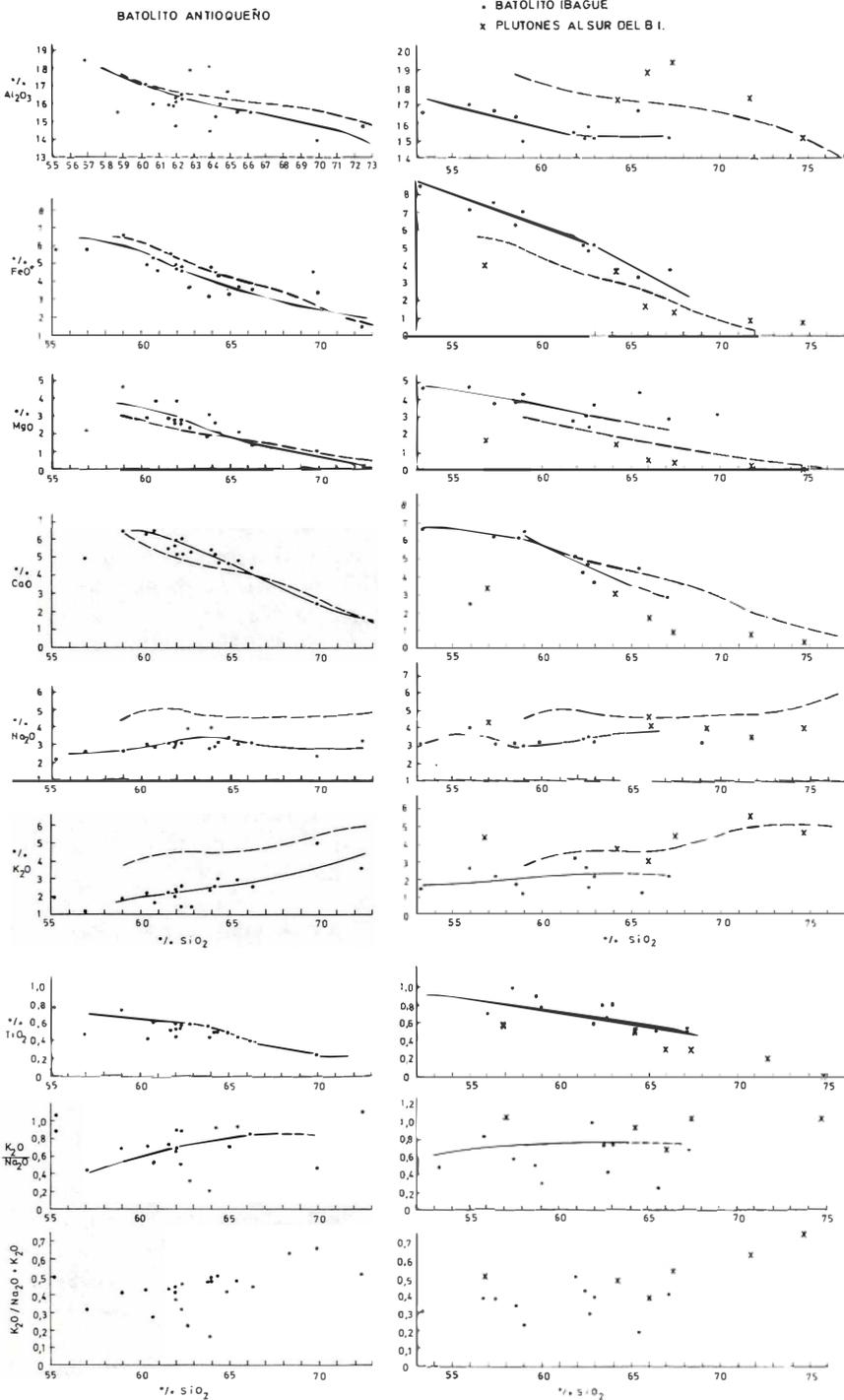


FIG. 34. Diagramas de variación para el Batolito de Ibagué, plutones al sur del B.I. y Batolito Antioqueño (%en peso). La línea a trozos es la tendencia del Batolito de Sierra Nevada (BATEMAN, P. et al., 1963).

CaO y TiO₂ y menores en Al₂O₃, Na₂O, K₂O, para un mismo porcentaje de SiO₂. Se observa que los PS tienen rocas de composición más silíceas. Las tendencias de fraccionamiento de ambos grupos de muestras y el hecho de que las muestras no se dispongan siguiendo una sola curva de variación suave, indica la posible ausencia de consanguinidad entre ellas. Siendo así, los cuerpos que se han considerado como las prolongaciones del Batolito de Ibagué, pertenecerían quizás a otro pulso magmático.

3. El BA posee un contenido mayor que el BI en Al₂O₃ y CaO, menor en TiO₂ y similar en los otros óxidos a porcentajes iguales de SiO₂. Las diferencias son de 1 a 2%.

4. La razón K₂O/Na₂O exhibe una tendencia de aumento con respecto al SiO₂, más clara en el BA y difusa en el BI. El fraccionamiento con correlación positiva comprueba que el K₂O aumenta más rápidamente que el Na₂O, especialmente en las fracciones más diferenciadas. Este fenómeno está acorde con el comportamiento de

las series calco-alcalinas, y se debe a que el potasio posee un radio iónico mayor (1,42 Å) que el sodio (1,01 Å), por lo tanto debido a su energía de enlace menor, entra después del sodio en las estructuras cristalinas en las etapas tardías y de menor temperatura. De una manera similar se comporta la relación K₂O/Na₂O + K₂O.

5. Cuando se grafican conjuntamente las relaciones de los alcalinos en ambos batolitos (Fig. 35) se nota que los porcentajes se mezclan entre 62 y 66% en SiO₂. Pero el BA tiene valores más bajos que el BI cuando la sílice disminuye.

6. Con relación a las curvas de variación del Batolito de Sierra Nevada se nota claramente un porcentaje mayor para éste en Na₂O y K₂O con respecto al BI y BA y parecido a los PS para porcentajes similares de SiO₂. La variación de los óxidos en dicho batolito se acerca más a la del BA y a la de PS.

7. Se observa una correlación negativa entre el TiO₂ y FeO*/MgO en el BI y BA (Fig. 38). Esta tendencia es usual en series calco-alcalinas.

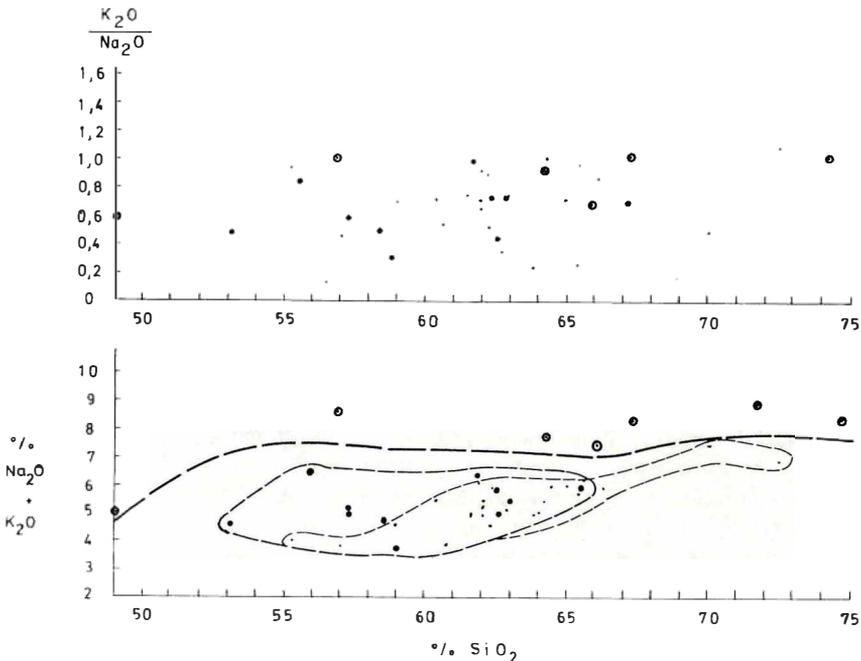


FIG. 35. Diagramas álcalis vs SiO₂ de las rocas de los Batolitos de Ibagué (*), Antioquia (.) y plutones granitoides al sur del B.I. (o). (% en peso).

Otros aspectos importantes de la variación de la composición química sería el rango de variación de la suma de álcalis y de algunas razones, a saber:

	BI	BA	PS
K_2ONa_2O	0,25 - 1,04	0,21 - 1,11	0,58 - 1,69
$K_2O/N_2O + K_2O$	0,20 - 0,51	0,17 - 0,67	0,37 - 0,63
$Na_2O + K_2O$	3,80 - 6,24	3,83 - 6,78	5,10 - 8,80
$K \times 10^2 / Si$	4,12 - 14,29	4,75 - 19,48	10,43 - 20,99
FeO^*/MgO	1,52 - 2,03	1,31 - 8,16	1,24 - 24,33

Para FeO^*/MgO el rango más común en el BA se encuentra entre 1,31 y 3,04 y en los PS entre 2,53 y 4,23.

Además en el BI, el 73 % de las muestras poseen un contenido de Na_2O entre 2,9 y 3,3% y en el BA el 73,3 % de los valores de SiO_2 varían entre 60 y 65 %.

4.5.4.1.A.1. Comparación de la composición química de los Batolitos Mesozoicos con el Batolito de Sierra Nevada y promedios mundiales.

En general el BI y BA poseen un porcentaje mayor en Al_2O_3 , FeO^* , MgO , CaO y menor en SiO_2 , Na_2O y K_2O con respecto a las granodioritas promedias de la corteza terrestre de Turekian, K. y Wedepohl, K. (1961; Tabla 15) y las granodioritas Lamarck (CARMICHAEL, I. et al., 1974) pertenecientes al Batolito de Sierra Nevada. Esta situación se mantiene si se comparan con las granodioritas Circum-Pacíficas promedias de Taylor, S. (1969), puesto que la composición de éstas es muy similar a los promedios de Turekian, K. y Wedepohl, K.

En general, la presión del agua desempeña un papel importante en la generación de los magmas calcoalcalinos. Yoder (1969), mediante estudios experimentales comprobó que a la atmósfera de presión la plagioclasa es la fase líquida en los miembros andesíticos y el olivino en los basaltos aluminosos asociados. Estas investigaciones dieron por resultado que si se aumenta la presión de agua decrece el campo de estabilidad del feldespato y cuarzo como fases cristalinas con relación al piroxeno y olivino, de tal manera que los líquidos originados por fu-

sión parcial o cristalización fraccionada tienen un alto contenido en Al_2O_3 , Na_2O , K_2O y SiO_2 con respecto a los producidos a condiciones anhidras.

En la Cordillera Central de Colombia la corteza continental donde se emplazaron los plutones mesozoicos tiene un espesor de 30 a 35 km; en cambio bajo el Batolito de Sierra Nevada varía entre 40 y 50 km. Es probable que la naturaleza más máfica de los granitoides colombianos sea ocasionada en buena parte, por las diferentes condiciones de presión bajo las cuales se generaron. De manera similar se podrían explicar algunas de las diferencias químicas entre los intrusivos mesozoicos de la Cordillera Central y los cenozoicos al occidente de la misma.

En Centro América se observa una variación gradual de las rocas volcánicas de norte a sur desde términos félsicos a más básicos coincidiendo con una menor profundidad de la fosa oceánica (McBIRNEY, A., 1969). Además, según este autor, las variaciones son independientes de rocas corticales y serían una función de diferencias con respecto a algún nivel bajo la corteza. El explica este hecho apoyándose en los experimentos de Yoder (1969), como variaciones consistentes con un sistema operando a diversas presiones de H_2O . En Chile, aunque no se han efectuado estudios concretos, se tienen rocas volcánicas más básicas hacia el sector meridional en donde la corteza tiene menos de 35 km de espesor y más ácidas donde alcanza 70 km.

4.5.4.1.B. Elementos trazas

Para ambos batolitos, Jurásico y Cretácico, se analizaron 20 y 38 muestras respectivamente. En la Tabla 14 se da el rango

	0	1	2	3	4	A	B	C
SiO ₂	64,31	60,63	62,95	57,96	54,48	59,5	67,2	68,4
Al ₂ O ₃	18,21	15,38	16,23	18,61	18,94	17,2	15,2	15,3
Fe ₂ O ₃	1,34	3,17	5,02	2,34	8,76			
FeO	1,43	3,24	—	3,48	—			
MgO	1,23	3,28	2,49	2,44	2,40	3,4	1,6	1,2
CaO	2,52	4,75	5,01	5,55	6,85	7,0	3,5	3,2
MnO	0,16	0,95	0,09	0,12	0,15	0,2	0,1	0,1
Na ₂ O	3,84	3,35	3,01	3,73	3,48	3,7	3,8	3,4
K ₂ O	3,91	1,93	2,28	1,98	3,11	1,6	3,0	3,6
TiO ₂	0,47	0,74	0,49	0,63	0,56	0,7	0,6	0,4
P ₂ O ₅	0,26	0,45	0,40	0,36	0,75	—	0,2	0,1
H ₂ O	2,08	1,96	1,43	1,98	1,46	—	—	—
Total	99,76	99,83	99,40	99,18	99,99	99,4	99,3	99,1
FeO*	2,55	5,76	4,52	5,72	6,55	6,1	3,8	2,7
No. muestras		11	22	32	10			193
Elementos trazas (ppm)**								
Ba***	679	527	555	1.435	500	270	420	1.000
Co	—	15	15	10	20	24	7	10
Cr	—	50	50	100	20	56	22	30
Cu	—	50	70	50	100	54	30	20
Ga	—	20	30	30	20	16	17	15
La	—					11,9	45	30
Ni	—	15	10	20	—	18	15	10
Pb	—	20	20	15	—	6,7	15	20
Sc	—	15	20	10	15	30	14	10
Sr***	322	465	285	814	1.000	385	440	500
V	—	150	200	300	3.000	175	88	10
Y	—	30	30	15	15	21	35	10
Zr	—	200	200	150	50	110	140	100
Rb***	129	45	90	50	63	31	110	118
No. muestras		20	38	43	38			
Razones								
Na ₂ O+K ₂ O	7,75	5,28	5,29	5,71	6,59			
FeO*/MgO	0,74	1,77	1,82	2,34	2,75			
K ₂ O/Na ₂ O	1,00	0,51	0,61	0,54	0,41			
10 ² (K/si)	16,5	8,68	9,76	9,30	12,57			
K ₂ O/Na ₂ O ₄	0,75	0,36	0,42	0,40	0,39			
R ₂ O								
(Ba/K)10 ²	2,2	3,41	3,04	7,2	2,60			
(Ba/K+Ca)10 ²	1,3	1,34	1,05	3,0	1,09			
(Sr/Ca) x 10 ²	1,0	0,84	0,93	1,5	1,79			
(Sr/Ca+K)10 ²	0,6	0,95	0,52	1,5	1,21			

Nota: 0 - Plutones granitoides al sur del Batolito de Ibagué. 1- Batolito de Ibagué (Jurásico)
 2 - Batolito Antioqueño (Cretáceo)
 3 - Intrusivos subvolcánicos de la Depresión del Cauca - Patía (Terciario)
 4 - Plutones terciarios (Cordillera Occidental), 4 cuerpos; se excluye Morrogacho.
 A - Andesita Calco-alcalina Circum - Pacífica promedia (TAYLOR, S., 1969).
 B - Granitos altos en calcio de la corteza terrestre (TUREKIAN, K., y WEDEPOHL, K., 1961)
 C - Composición promedia de las rocas plutónicas. Mesozóicas de Sierra Nevada (DOGGE, F., 1972).
 * - Todo el hierro como FeO. **Análisis espectrográficos
 *** - Valor obtenido por absorción atómica.

TABLA 15. Composiciones promedias de rocas graníticas meso-cenozoicas, granitos altos en calcio de la corteza terrestre, andesitas Circum-Pacíficas y rocas plutónicas de Sierra Nevada (E.U.).

en la concentración de los elementos en trazas y su variación en los histogramas de la Figura 28.

Las determinaciones por espectrografía semicuantitativa se grafican contra el índice modificado de Larsen ($1/3 \text{ Si} + \text{K-Ca-Mg}$) o factor de Larsen.

En ambos batolitos existe una dispersión de los valores de las muestras en la mayoría de los oligoelementos considerados y no se evidencian modelos de distribución bien definidos como se esperaría de acuerdo con las leyes cristaloquímicas. La causa principal de dicha anomalía es el método usado y por lo tanto, la precisión del mismo. El Sr y Ba se determinaron por métodos cuantitativos (XRF y AA; Tabla 26). Los resultados para estos elementos se ajustan más a las tendencias seguidas por los elementos mayores durante los procesos de diferenciación magmática.

Si se supone que la cristalización fraccionada es el proceso más importante en el origen de los magmas graníticos de los dos batolitos, los elementos en trazas se deben comportar de acuerdo con ella.

En el BI (Fig. 36), la concentración de puntos entre los factores de diferenciación +3 y +4, es una de las causas para no observar tendencias generales en forma más o menos clara. Sólo el Sc, Y y Ni tienen una disposición decreciente con el aumento en el ID. En el BA (Fig. 37) para un ID entre +1 y +5 principalmente, el Cr, Ni, V y Y muestran distribuciones decrecientes con el aumento en el ID es decir, hacia las variedades más félsicas o diferenciadas. El Ba aumenta y el Sr disminuye ligeramente para luego aumentar. El Cu, Co, Sc y Zr tienen una amplia dispersión. Las tendencias son las comúnmente observadas en series de diferenciación calco-alcalinas. El Cr, V, Ni y Co son elementos de transición que reemplazan cristaloquímicamente al Fe y Mg principalmente, siendo incorporados en las fases sólidas fraccionadas a altas temperaturas, por lo tanto, se agotan más prontamente en el magma. Los coeficientes de partición cristal/líquido de

olivino, piroxenos y granates para dichos elementos, es alto ($\gg 1$) y en las etapas tempranas de fraccionamiento empobrecen, por lo tanto, el líquido.

El Ba es un elemento que es capturado por los minerales de potasio, por consiguiente el aumento hacia las facies félsicas es normal y cumple bien las reglas de diadocia de Goldschmidt. El fraccionamiento de los ferromagnesianos enriquece el líquido en Ba, puesto que sus coeficientes de participación son mucho menores que la unidad. El Sr está en las plagioclasas y feldespato de potasio. Aunque tiene un radio iónico similar al potasio y calcio, muestra más coherencia con el segundo. La correlación del Sr con el calcio y la ligera disminución entre +1 y +3 y el aumento en +5 posiblemente indique mecanismos de fraccionamiento con separación de plagioclasa.

En la Figura 28 se indican mediante histogramas las variaciones de los elementos en trazas para aquellos elementos que se detectaron en más de un 30% de las muestras analizadas. Aquellas concentraciones claramente anómalas se excluyeron de las poblaciones. En el BI los elementos con una dispersión menor y distribución unimodal son el Co y el Ga. La dispersión más amplia la tienen el Cr, Cu y Pb. En el BA todos los elementos menos el Ga, tienen una dispersión mayor comparada con el BI, siendo el V, Cu y Cr los que poseen una dispersión máxima.

4.5.4.1.B.1. Comparación de la composición promedia en elementos trazas de los batolitos mesozoicos con el Batolito de Sierra Nevada y promedios mundiales.- En las figuras 38 y 39 y en la Tabla 15 se presenta la composición promedia del BI y BA en elementos trazas determinados semicuantitativa y cuantitativamente (Rb, Sr y Ba por FRX y AA) y los promedios correspondientes al Batolito de Sierra Nevada (Dodge, F., 1972), a las andesitas Circumpacíficas (TAYLOR, S., 1969) y a las granodioritas de la corteza terrestre (TUREKIAN, K. y WEDEPOHL, K., 1961).

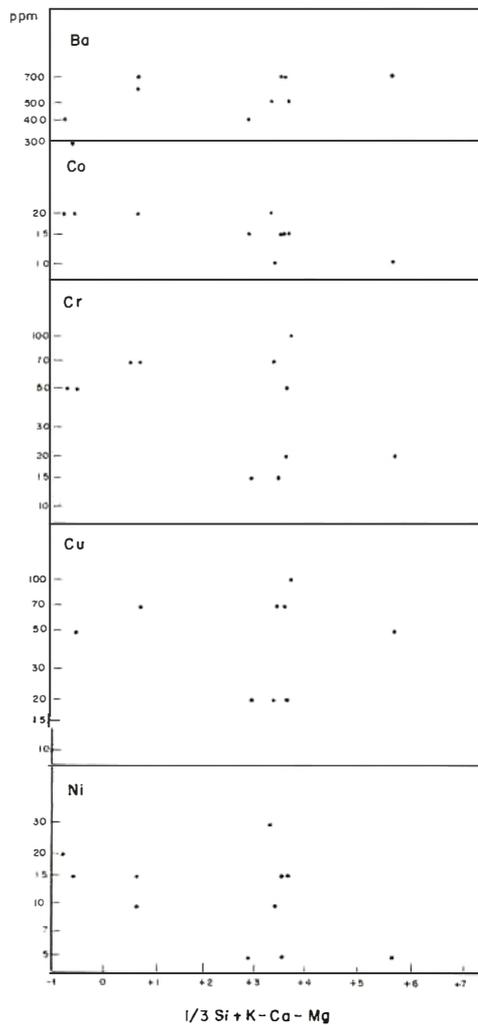
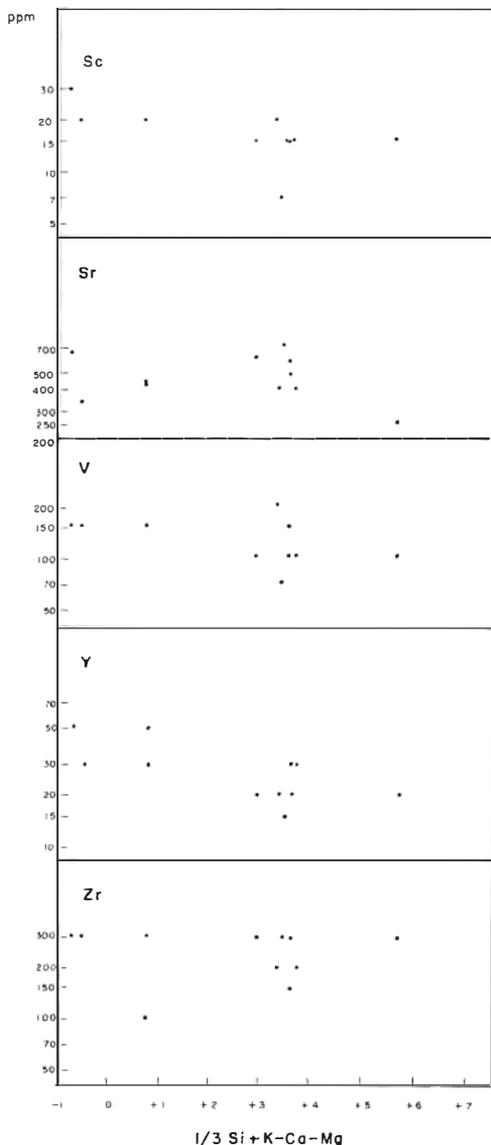


Fig 35. Diagramas de variación de los elementos trazas en el Batolito Ibagué (Jurásico) Concentración en ppm.

FIG. 36. Diagrama de variación de los elementos trazas en el Batolito de Ibagué (Jurásico) Concentración en ppm.

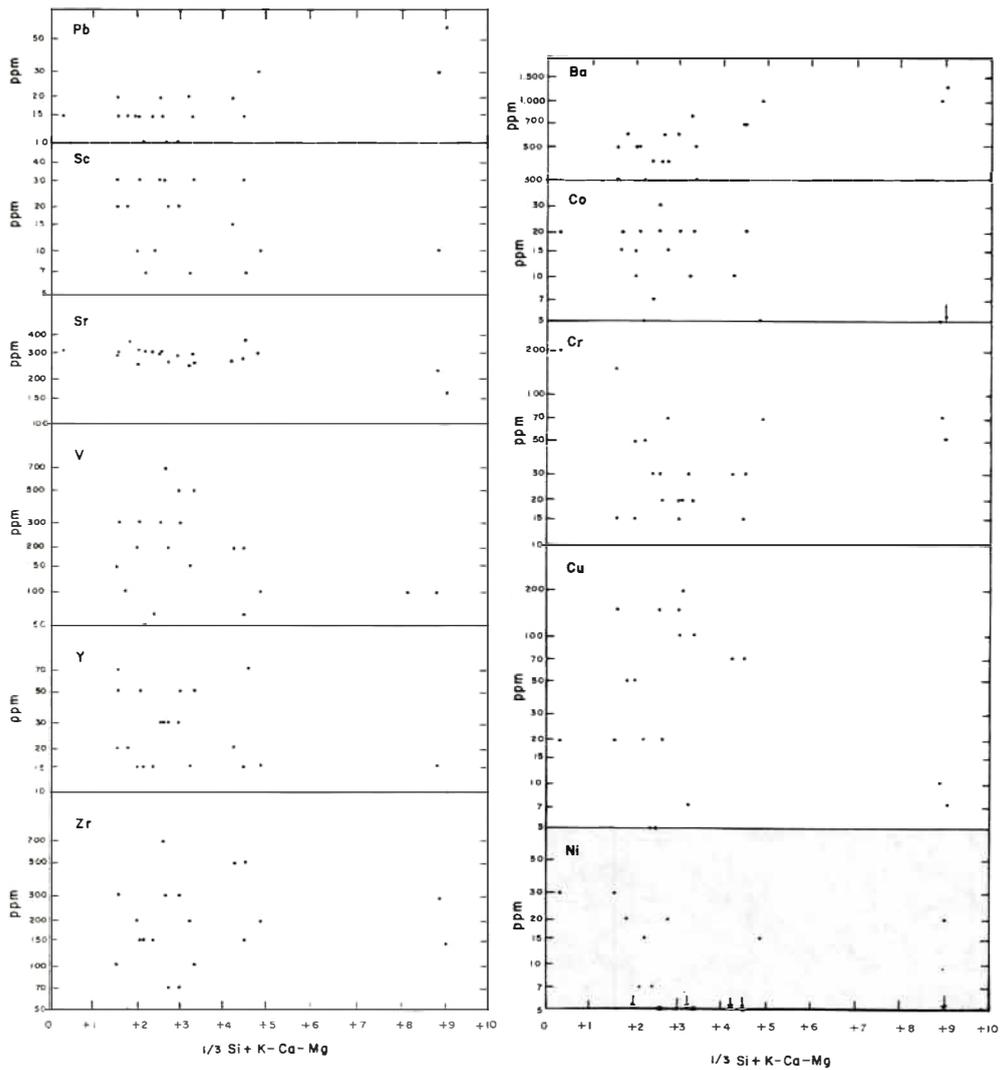


FIG. 37. Diagramas de variación de los elementos trazas en el Batolito Antioqueño (Cretáceo). Concentraciones en ppm.

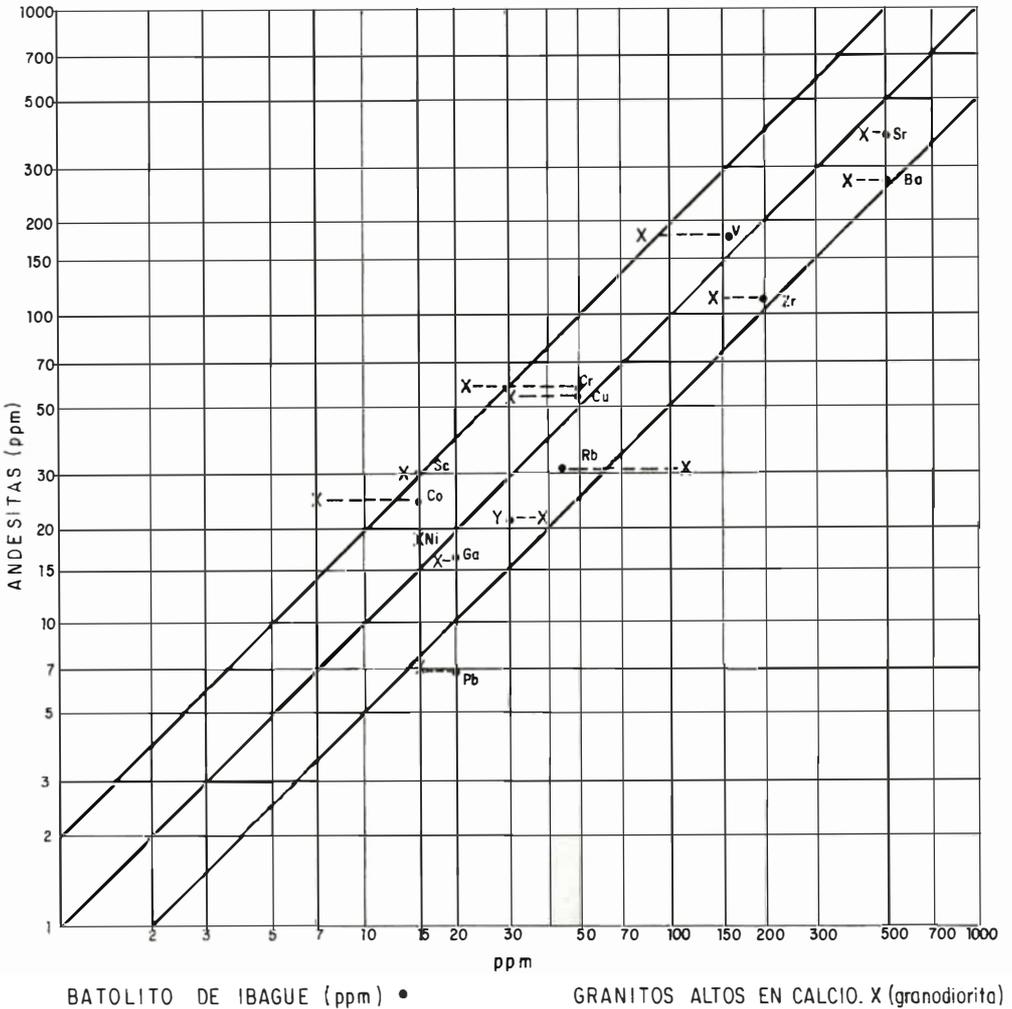


FIG. 38. Promedios y comparación del contenido de elementos trazas de las andesitas calco-alcalinas Circum-Pacíficas de Taylor, S. (1969), Batolito Jurásico de Ibagué y granitos altos en calcio (granodioritas) de Turekian y Wedepohl (1961).

Las observaciones más importantes son las siguientes :

1. Concentraciones iguales o próximas (diferencia de un intervalo en la escala de lecturas del método espectrográfico empleado) en los diversos elementos trazas entre el BA y Bi.
2. Mayor concentración de Ba y Rb en el Batolito de Sierra Nevada y menor en Sc, V, Cr, Cu, Co, Y, Zr, Ga (diferencias de uno o dos intervalos en la escala de lecturas)

con respecto al BI y BA. El Sr es menor en el BA y tiene un valor similar en el BI. Esta comparación se mantiene si se considera solamente la composición de la granodiorita de Lamarck (CARMICHAEL, I. et al., 1974) perteneciente al Batolito de Sierra Nevada. En ese plutón el Ba y el Sr son más altos y sus concentraciones son 1000 y 700 ppm respectivamente.

Las granodioritas de Turekian, K. y Wedepohl (1961) poseen valores menores en V, Cr, Cu y Co y mayores en Rb en compa-

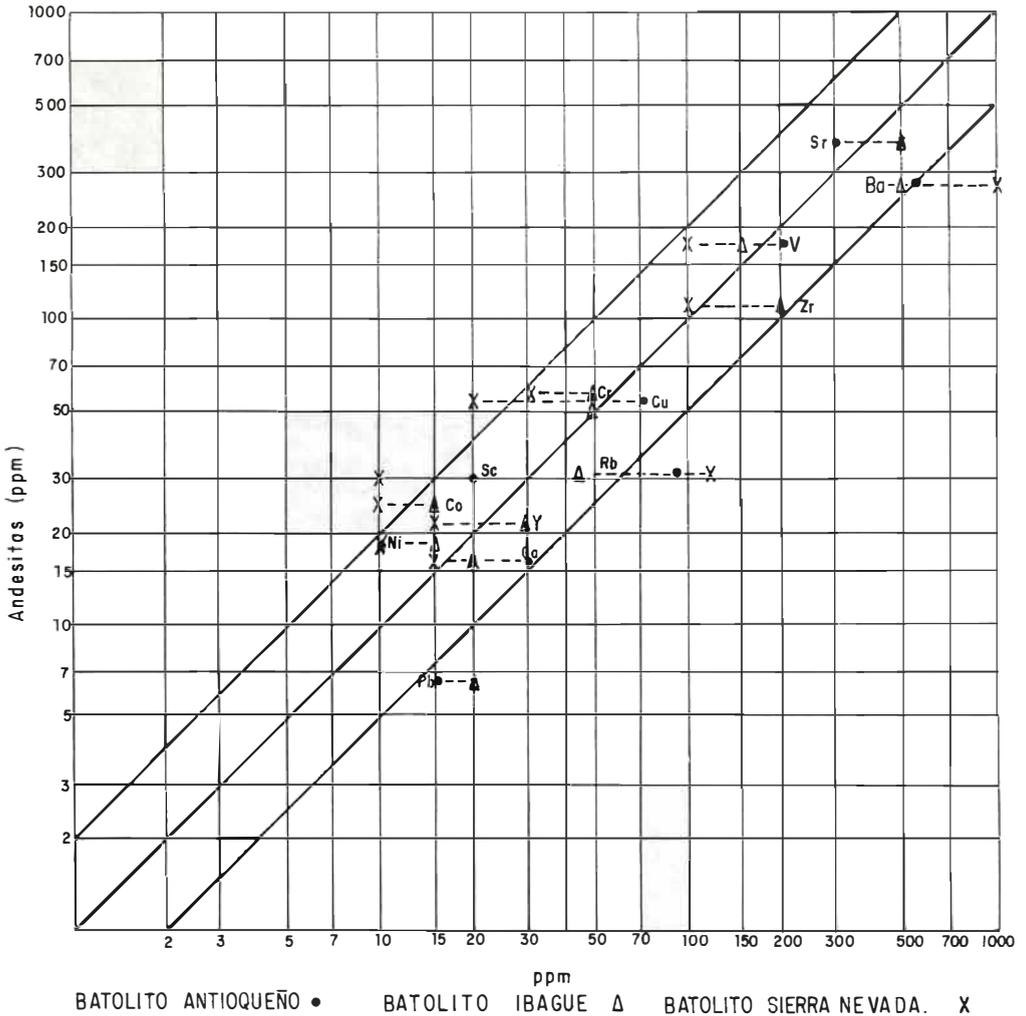


FIG. 39. Promedios y comparación del contenido de elementos trazas de las andesitas calco-alcalinas Circum-Pacíficas de Taylor, S. (1969) Batolito Antioqueño de edad Cretácea, Batolito de Ibagué (Jurásico) y Batolito de Sierra Nevada E.U. (DODGE, F., 1972).

ración con el BI y BA. En los demás elementos la composición es similar, excepto Sr que es menor en el BA. Dada la similitud de las primeras con las granodioritas Circum-Pacíficas de Taylor, S. (1969), la situación se mantiene si se comparan con éstas.

4.5.4.1.C. Razones de elementos

La variación en las razones de los elementos es un parámetro útil como indicativo de fraccionamiento magmático (Fig. 40 y 41). Además sirve para hacer comparaciones entre series magmáticas o cuerpos diversos aceptando como premisa que dichas series

fueron originadas por diferenciación controlada por cristalización fraccionada.

En general, en el BA se nota una buena coherencia cuando en las razones consideradas está presente el calcio. Además, la diseminación de los puntos es menor que en las razones entre Ba y K y el índice de diferenciación. Las razones $Ba \times 10^2 / K$ y $Ba \times 10^2 / K + Ca$, la tendencia de la primera es imprecisa pero parece aumentar, la segunda aumenta con el índice. Asimismo, el porcentaje de variación es mayor en el primer caso. En cuanto al BI las muestras señalan una situación poco clara. Para un mismo valor del ID las

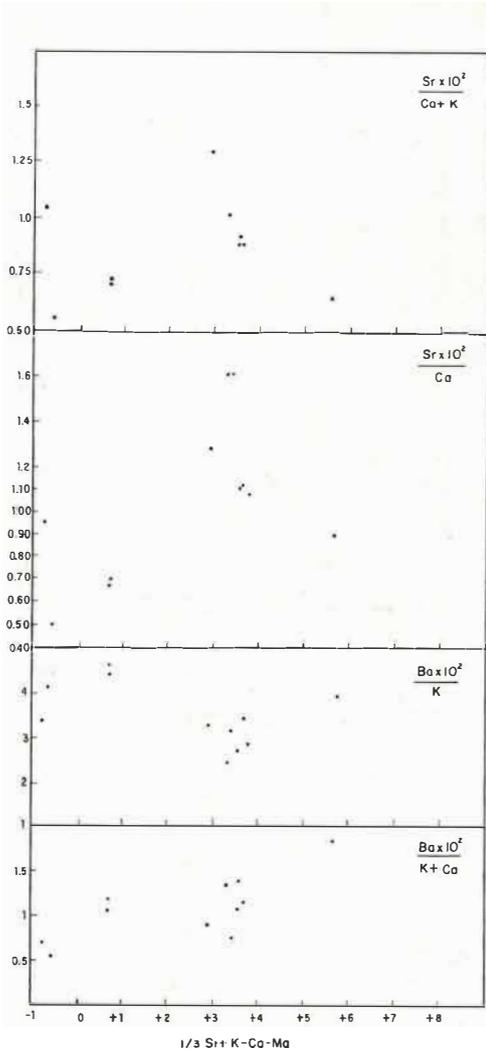


FIG. 40. Diagramas de variación de las razones de elementos en el Batolito de Ibagué (Jurásico).

razones son mayores en el BA con respecto al batolito del sur de California (NOCKOLDS, S. y ALLEN, 1953).

El $Sr \times 10^2 / Ca$ aumenta claramente en el BA y el $Sr \times 10^2 / Ca + K$ aunque tiene una disposición hacia la disminución, los valores están más diseminados. Los modelos de distribución indican una buena coherencia geoquímica con correlación positiva del Sr con respecto al calcio y no bien definida del K y Ba.

La buena coherencia con correlación positiva entre Ca y Sr se observa para el Bi y

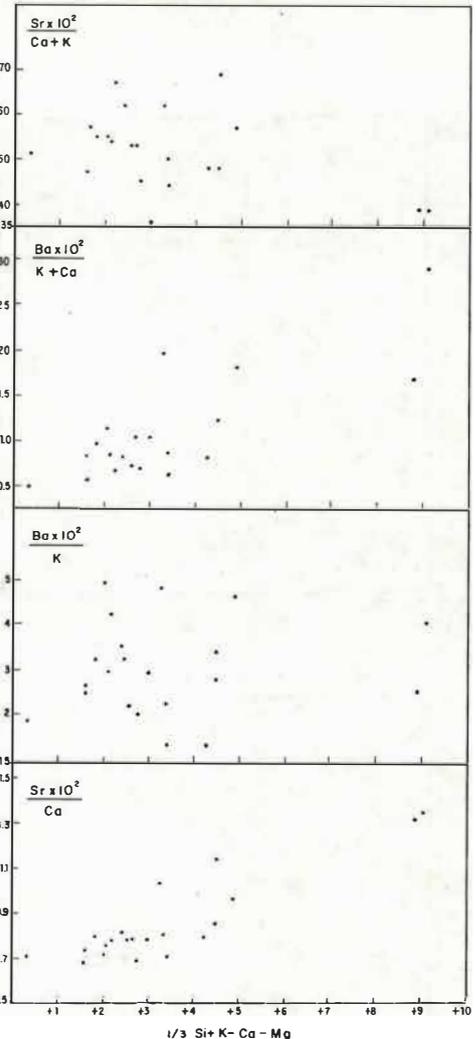


FIG. 41. Diagramas de variación de las razones de elementos en el Batolito Antioqueño. (Cretáceo).

BA en la Figura 42; en cambio la tendencia no es clara entre el Ba y Sr.

4.5.4.2. INTRUSIVOS GRANITOIDES CENOZOICOS DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL

4.5.4.2.A. Elementos mayores

De los diversos cuerpos de la Cordillera se analizaron químicamente 11 muestras para elementos mayores y menores (Tabla 16), cuya ubicación se indica en las figuras 43 y 44. En las figuras 45 y 46 se presentan diagramas tipo Harker con la variación

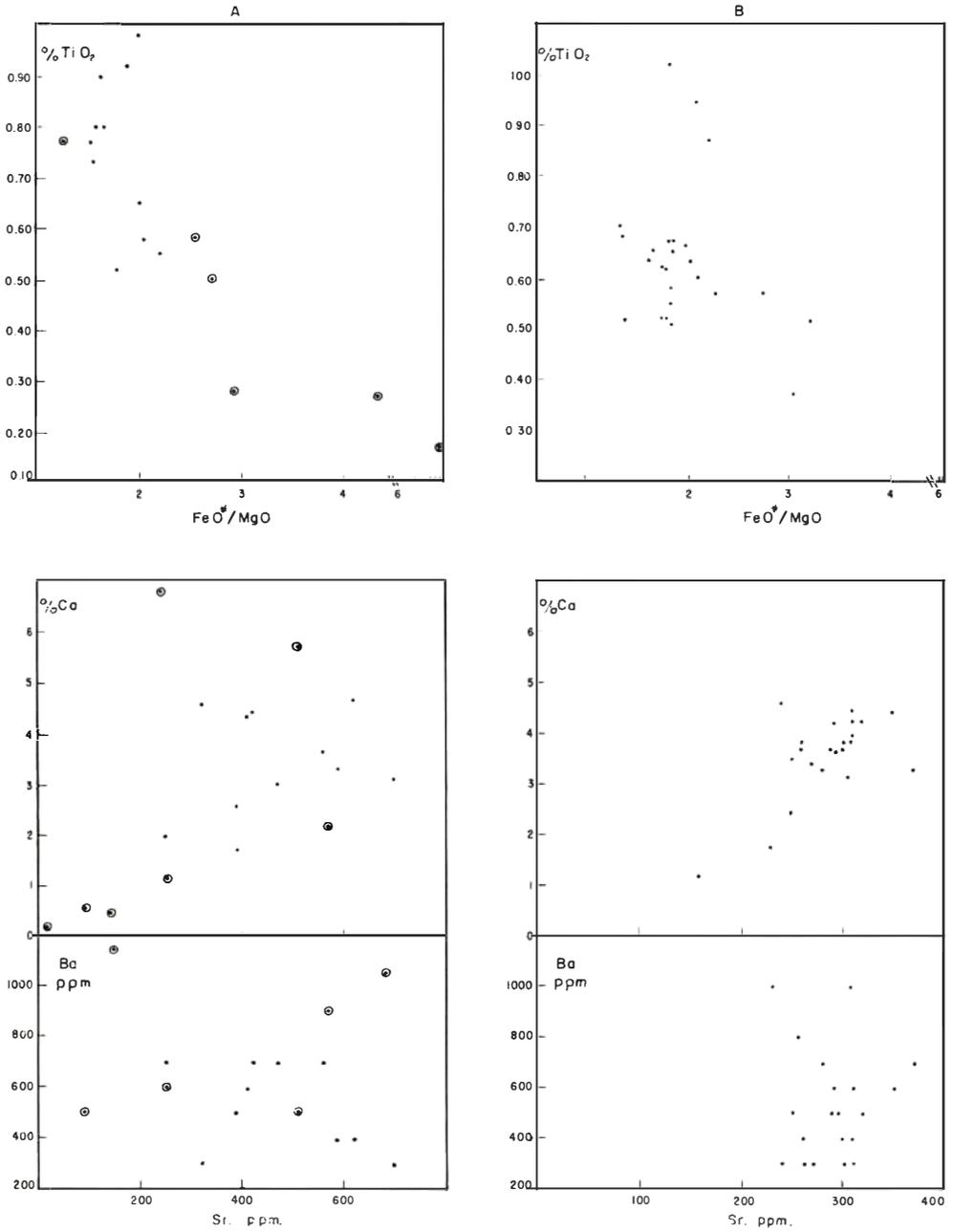


FIG. 42. Diagramas de variación química. A. Batolito de Ibagué (Jurásico) y plutones al sur de éste (○). B. Batolito Antioqueño (Cretáceo).

MUEST.	314482	314489	314296	314396	314394	110366	99747	110338	110336	110360	6945	110359
SiO ₂	54,40	59,20	62,64	51,50	54,58	50,24	53,56	53,86	54,58	40,26	40,90	42,86
Al ₂ O ₃	19,77	18,90	17,54	19,45	18,62	71,03	17,51	19,69	17,78	20,01	22,60	17,76
Fe ₂ O ₃	6,88	5,00	4,55	8,45	7,33	7,58	8,58	7,61	7,79	15,57	12,68	14,58
MgO	2,83	1,69	1,84	3,42	3,03	2,22	2,30	1,41	2,60	6,58	6,55	6,23
CaO	7,71	6,51	6,00	8,51	7,86	7,70	6,11	5,60	5,61	12,60	13,08	11,79
Na ₂ O	3,18	3,41	3,23	3,02	3,10	4,07	3,72	3,56	3,85	1,67	1,45	1,85
K ₂ O	2,69	2,10	1,72	2,24	2,02	3,75	3,82	4,47	4,22	0,15	0,22	0,90
TiO ₂	0,52	0,42	0,32	0,60	0,53	0,63	0,73	0,58	0,62	1,34	0,92	0,88
MnO	0,13	0,18	0,10	0,21	0,18	0,15	0,10	0,18	0,13	0,25	0,18	0,23
P ₂ O ₅	0,68	0,56	0,50	0,36	0,81	1,10	0,80	0,92	0,86	0,60	1,00	0,98
H ₂ O	0,90	0,98	0,86	1,61	1,21	0,78	2,03	0,18	1,31	0,80	0,57	1,45
H ₂ O*	0,18	0,20	0,22	0,20	0,19	0,18	0,28	0,34	0,26	0,09	0,03	0,19
TOTAL	99,87	99,15	99,52	99,57	99,46	99,43	99,54	99,40	99,61	99,92	100,18	99,62
FeO*	6,19	4,50	4,09	7,60	6,60	6,82	7,72	6,85	7,01	4,01	11,41	13,12

* 0,9 Fe₂O₃

Análisis químicos de los plutones granitoides de la Cordillera Occidental

TABLA 16.

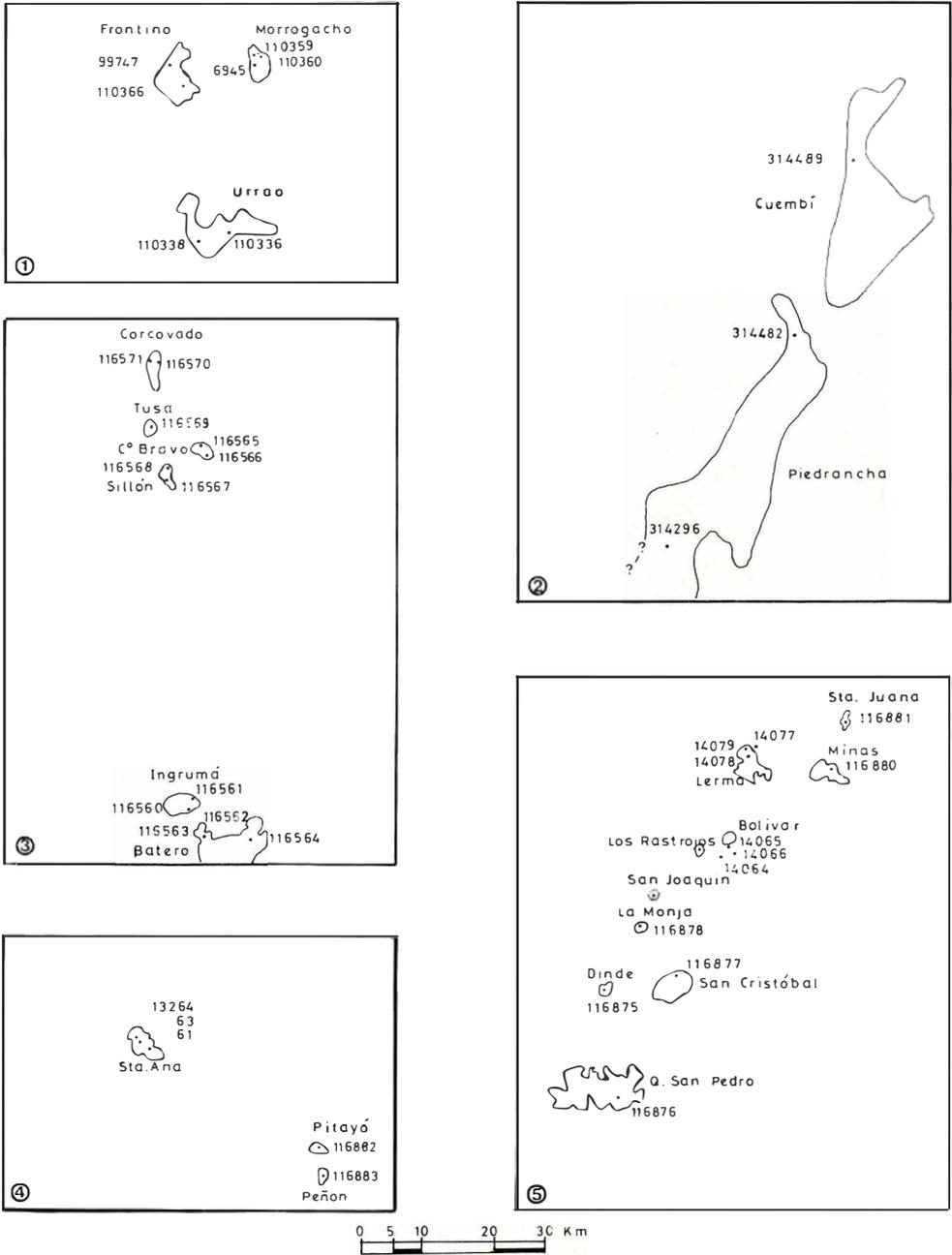


FIG. 44. Localización de las muestras tomadas en los intrusivos de la Cordillera Occidental y Depresión del Cauca - Patía. Se incluye el intrusivo de Anchicayá. Cordillera Occidental: 1 Sector norte; 2 Sector sur. Depresión Cauca - Patía: 3 Sector norte 4 y 5. Sector sur.

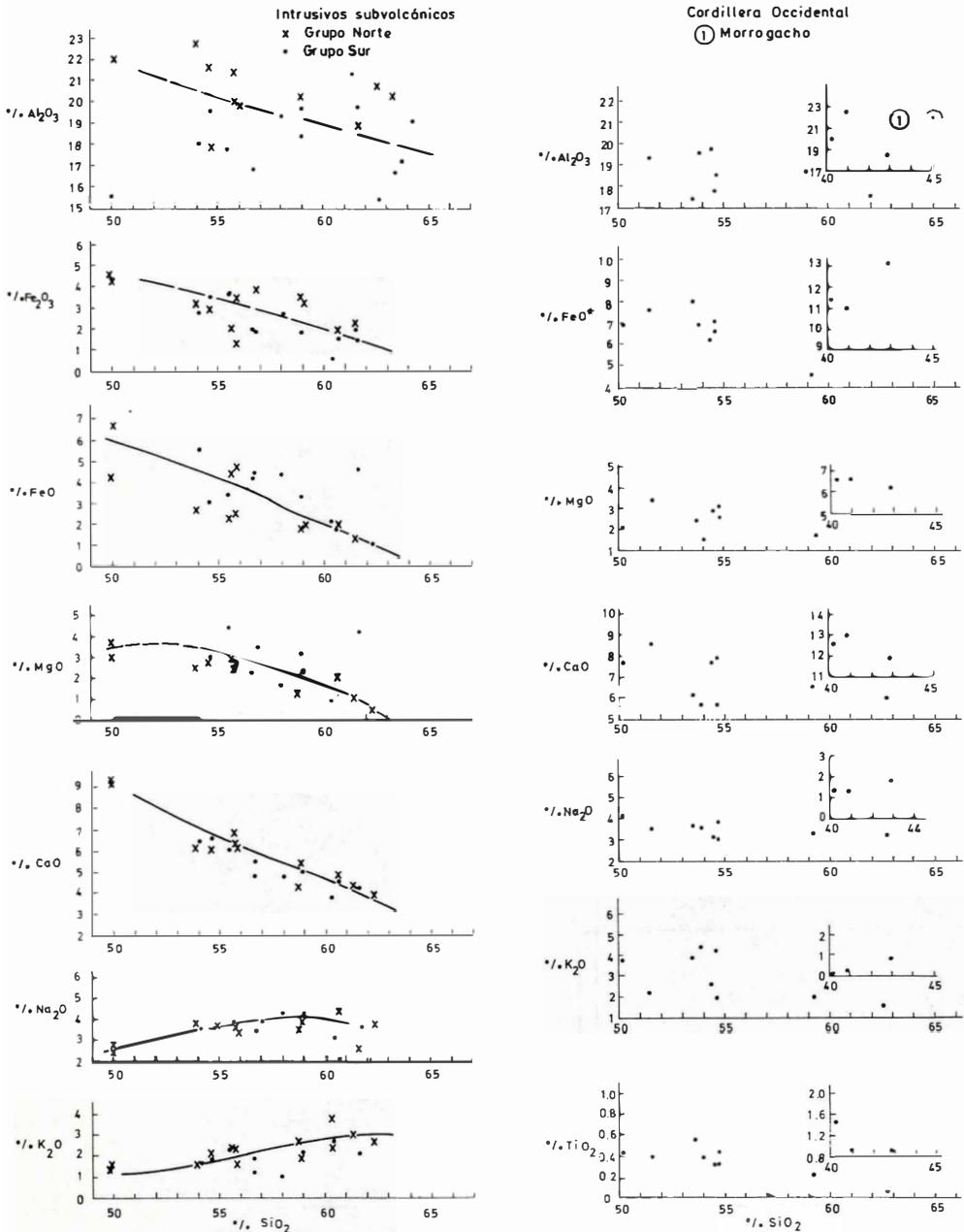
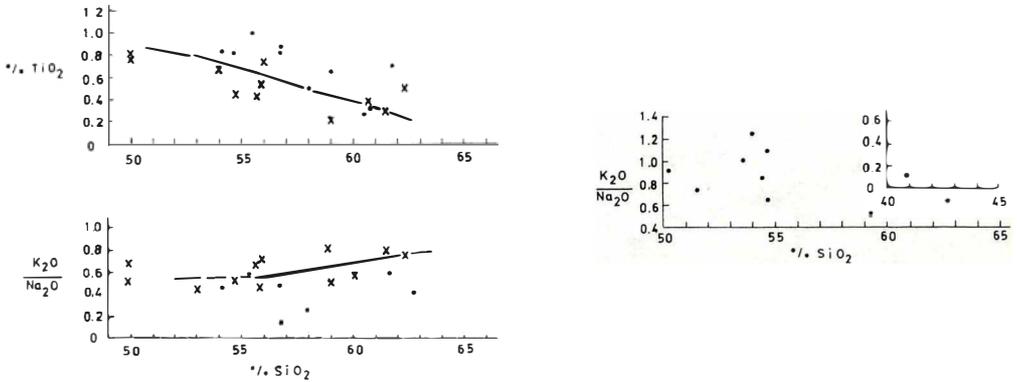


Fig.44 Diagramas de variación química para los intrusivos subvolcánicos de la Depresión Cauca-Patía y los plutones de la Cordillera Occidental. (% en peso).

FIG. 45. Diagramas de variación química para los intrusivos subvolcánicos de la Depresión del Cauca-Patía y los plutones de la Cordillera Occidental (% en peso).



Continuación Figura 45.

de los óxidos mayores y algunos menores, con respecto al SiO_2 . El stock de Morrogacho se graficó en forma separada, pero en la misma figura.

En general, en los diversos diagramas las muestras tienen dispersión y no se sitúan de acuerdo a una tendencia normal de diferenciación. Esta situación es lógica si se considera la ausencia probable de relación genética entre los diferentes cuerpos. Se nota, sin embargo, cierto agrupamiento de las muestras que pertenecen a los plutones del sector norte de la cordillera (Urrao - Frontino) y los del sector sur (Anchicayá - Piedrancha).

La poca cantidad de muestra para cada cuerpo y la composición variable pero re-

lativamente cercana entre ellas, impide que se definan tendencias claras de diferenciación.

Los análisis disponibles indican que los intrusivos del sector norte poseen valores más altos en álcalis principalmente, además de FeO^* , TiO_2 , FeO^*/MgO , $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ para contenidos similares de SiO_2 y menor en MgO y CaO . En la Figura 46, se observa que los álcalis de los intrusivos del sector N forman un campo definido, en cambio los del sector S se mezclan con los valores de los intrusivos subvolcánicos de la Depresión del Cauca - Patía.

El rango de valores para la suma de álcalis y las razones es el siguiente:

	SECTOR NORTE	SECTOR SUR	MORROGACHO
$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$	0,92 - 1,25	0,64 - 0,85	0,09 - 0,49
$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	0,48 - 0,56	0,35 - 0,47	0,09 - 0,40
$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	7,54 - 8,07	4,95 - 5,77	1,67 - 2,25
$\text{K} \times 10^2/\text{Si}$	19,41 - 22,59	7,49 - 13,45	0,98 - 5,74
FeO^*/MgO	2,70 - 4,86	2,18 - 2,66	1,67 - 2,14

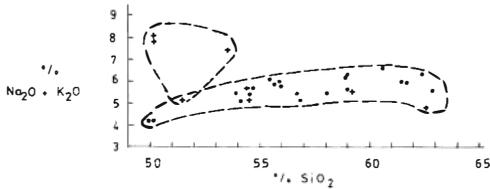


FIG. 46. Diagrama de variación álcalis - SiO_2 de las rocas de los plutones granitoideas de la Cordillera Occidental e intrusivos subvolcánicos de la Depresión del Cauca - Patía. (.) (% en peso).

El stock de Morrogacho tiene una composición química anómala comparada con todos los demás cuerpos estudiados en este trabajo, como asimismo con respecto a rocas de composición similar en algunos óxidos (Tabla 14; Fig. 45). Tiene muy baja cantidad de SiO_2 (41,34 %) y K_2O (0,42 %) y muy alto FeO^* (12,85 %), CaO (12,46 %) y TiO_2 (1,05 %).

La composición química del stock de Morrogacho sugiere que el magma durante su emplazamiento fue modificado probablemente por contaminación. Por ahora, se puede sugerir como causante de su composición química anómala lo siguiente:

- Desilicificación por contaminación con rocas carbonatadas magnesianas.
- El bajo porcentaje en potasio es aportado solamente por las biotitas. No existe, como en efecto se ha comprobado, feldespato de potasio modal.
- El enriquecimiento en magnesio y calcio sería ocasionado posiblemente por calizas magnesianas (?).
- El alto porcentaje en hierro y titanio indicaría de acuerdo a los experimentos de Osborn (1962) que la presión de oxígeno decreció probablemente con la cristalización, resultando enriquecimiento en hierro, es decir, con una tendencia tipo Fenner o toleítica.

- El contenido alto en estroncio es explicable si se piensa en la coherencia geoquímica entre calcio y estroncio. Sin embargo, en cualquier caso, el contenido en este elemento sería alto puesto que las calizas puras tienen 610 ppm de Sr y siendo impuras tienen menos cantidad (TUREKIAN, K. y KULP, 1965).

4.5.4.2.B. Elementos trazas

Se analizaron 38 muestras por espectrografía semicuantitativa, de las cuales 27 análisis fueron facilitados al autor por el geólogo E. Alvarez (análisis no publicados). Además, Rb, Sr y Ba se determinaron por métodos cuantitativos (XRF y AA).

En la Tabla 14 se exhibe el rango de variación en las concentraciones de los diversos elementos. En la Figura 28 se muestran los histogramas correspondientes para cada uno de ellos.

El plutón del Cerro de Frontino tiene los contenidos promedios mayores en Sr y Ba en concordancia con sus altos valores en CaO y K_2O , aunque en el primer óxido no posee los mayores porcentajes. Es probable que en estos casos se encuentre reemplazando al potasio en el feldespato potásico, en donde ocuparía posiciones de coordinación ocho, por el principio de "captura". No reemplazaría al K de las micas, debido a que en éstas, dicho elemento ocupa posiciones de coordinación 12, muy grandes para el menor tamaño del Sr. Por otra parte, cuando existe plagioclasa coexistente con feldespato de K el Sr entra en posiciones de K más fácilmente que el calcio y la relación Sr/Ca es aproximadamente 10 veces mayor en el feldespato de K que en la plagioclasa coexistente (HEIER, K. y TAYLOR, S., 1959). En Morrogacho existe una buena coherencia entre calcio y estroncio, ambos porcentajes de estos elementos son muy altos y asimismo entre bario y potasio cuyos contenidos son muy bajos.

Las concentraciones medias en Co, Cr, Cu, Ni, V, Rb, Sr, Ba en los plutones del

norte de la cordillera son en general más altos que en los del sur. Una razón muy probable es que tengan una relación directa con la mineralogía. (Tabla 17).

Elemento	Sector Norte (ppm)*	Sector Sur (ppm)*
Ba	700 (1088)	300 (542)
Co	20	10
Cr	30	10
Cu	100	70
Ga	20	20
Ni	20	—
Pb	5	—
Sc	15	15
Sr	1000 (1296)	500 (769)
V	300	200
Y	15	15
Zr	50	50
Rb	(88)	(40)

Nota: Análisis semicuantitativos

* Promedios aproximados al intervalo más cercano.

() Promedio de absorción atómica y fluorescencia de rayos X.

TABLA 17. Contenidos promedios de elementos trazas en los plutones de la Cordillera Occidental.

En los histogramas de la Figura 28, el zirconio, estroncio, bario y cobre tienen una dispersión mayor que Sc, V, Y y Ga. El cromo, plomo, níquel no tienen ningún significado, puesto que en estos elementos el modo está por debajo del límite de detectabilidad. Lantano y molibdeno están por debajo de dicho límite.

Razones de elementos.- En las razones $Ba \times 10^2 / K + Ca$, $Si \times 10^2 / Ca$, $Sr \times 10^2 / K + Ca$ y $Ba \times 10^2 / K$ (Fig. 47) se observa cierta tendencia al incremento con el ID en las dos primeras, en cambio en las otras dos razones no se presenta una tendencia discernible.

4.5.4.3. INTRUSIVOS SUBVOLCANICOS DE LA DEPRESION DEL CAUCA - PATIA

Se hicieron 32 análisis químicos (Tabla 18) de roca total y a los mismos tes-

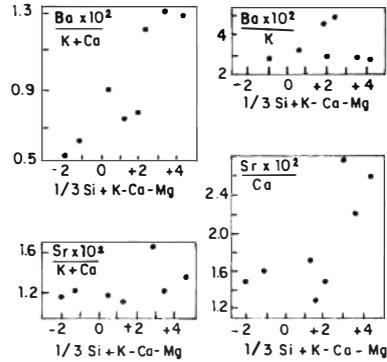


FIG. 47. Diagramas de variación para razones de elementos en los plutones terciarios de la Cordillera Occidental.

tigos se les determinó Rb, Sr y Ba por fluorescencia X y absorción atómica (Tabla 26). La ubicación de las muestras se encuentra en las figuras 43 y 44. Además se hicieron 43 análisis espectrográficos semicuantitativos en muestras pertenecientes a 17 cuerpos subvolcánicos cuyo rango de valores se muestra en la Tabla 14 y los histogramas para cada elemento en la Figura 28. De acuerdo con la distribución areal de los intrusivos se consideran dos agrupamientos, uno en el norte y otro en el sur de la Depresión del Cauca - Patía. Ambos grupos se comparan petroquímicamente.

4.5.4.3.A. Elementos mayores

En la Figura 45 se grafican los óxidos mayores y algunos menores contra el SiO_2 . Las observaciones más importantes son las siguientes.

1. Disminución en Al_2O_3 , MgO , CaO , FeO (total), TiO_2 con el incremento en SiO_2 .
2. La disposición de valores y la diferencia en los mismos, especialmente en los álcalis, para un mismo porcentaje de sílice, puede ser ocasionado en parte por la naturaleza altamente porfirítica de las rocas. Según Jaramillo, J. (1976), quien observó este mismo hecho en algunos stocks del agrupamiento norte, puede deberse a adición o sustracción de fenocristales o a la falta de relación genética. Ambas causas pueden ser importantes.

3. El stock del Cerro Sillón (Muestras 116567/68) posee características diferentes a los otros cuerpos. Tiene más titanio, hierro, magnesio y calcio y menos sílice.

4. En general, los promedios de los stocks del agrupamiento norte tienen más aluminio, calcio y potasio, menos hierro, magnesio, sodio y titanio que los del sur para contenidos similares de sílice (Tabla 19).

4.5.4.3.A.1. *Comparación de la composición química de los intrusivos subvolcánicos con rocas volcánicas de la margen continental Circum-Pacífica.*- En la Tabla 19 se presentan los valores promedios para todos los cuerpos subvolcánicos e independientemente para los correspondientes a los Grupos Norte y Sur y se les compara con la an-

desita promedia de Taylor, S. (1969) y las rocas volcánicas de los Andes Centrales y de la provincia de Cascades. (MIYASHIRO, A., 1974).

Comparadas con las series calco-alcalinas que tienen un porcentaje de sílice similar, las rocas subvolcánicas de la Depresión Cauca - Patía, tienen más aluminio, menos hierro, magnesio, calcio, sodio y titanio y contenidos similares de potasio, manganeso y fósforo. Con respecto a las andesitas Circum-Pacíficas promedias de Taylor, S. (1969) tienen menor cantidad de magnesio y calcio, siendo muy parecida la composición en los otros elementos.

4.5.4.3.A.2. *Diagramas álcalis - SiO₂.*- Todas las muestras de los cuerpos subvolcánicos terciarios, se sitúan en el campo

	N	S	Todos (N+S)	Andes C	Cascades	Andesita Circumpac.
SiO ₂	56,9	58,7	58,0	57,5	62,26	59,5
Al ₂ O ₃	20,3	17,7	18,6	16,6	17,12	17,2
Fe ₂ O ₃	3,3	6,5	6,3	2,6	1,50	—
FeO	2,9	—	—	4,0	3,32	—
MgO	2,0	2,7	2,4	4,2	2,82	3,4
CaO	6,0	5,3	5,6	6,7	5,30	7,0
Na ₂ O	3,5	3,8	3,7	4,4	4,21	3,7
K ₂ O	2,2	1,8	2,0	2,0	1,95	1,6
TiO ₂	0,5	0,7 No.	0,6	1,1	0,63	0,7
MnO	0,1	0,1No.	0,1	0,1	0,09	0,2
P ₂ O ₅	0,2	0,5No.	0,4	0,3	0,30	—
H ₂ O	1,8	2,1No.	2,0	1,0	0,51	—
FeO*	5,5	5,9	5,7	6,3	4,67	6,1
FeO*/MgO	2,2-3,8	1,5-4,1	1,5-4,1	1-2	1-2	—
FeO*/MgO	2,7	2,2	2,4 (3,3)**	1,5	1,66	—
Na ₂ O + K ₂ O	4,2-6,7	5,1-6,4	4,2-6,4	6,4	5,56	—
Na ₂ O + K ₂ O	5,7	5,6	5,7	6,4	6,17	5,3
K ₂ O/Na ₂ O	0,4-0,8	0,2-0,9	0,2-0,9	—	—	—
K ₂ O/Na ₂ O	0,63	0,47	0,54	0,45	0,46	0,43
No. de análisis	12	20	32	6	10	—

** : Incluyendo valor de 13,85; No. promedio 11 muestras; se incluye el rango y el promedio de FeO*/MgO y álcalis.

N : Sector Norte (6 cuerpos).

S : Sector Sur (11 cuerpos).

N + S : Todos los intrusivos subvolcánicos (17 cuerpos).

TABLA 19: Composición química de los intrusivos subvolcánicos de los sectores norte y sur de la Depresión del Cauca-Patía, andesita Circum-pacífica promedia de Taylor, S. (1969), rocas volcánicas de los Andes Centrales y de la Provincia de Cascades (EE.UU.)

subcalino (Fig. 48), Jaramillo, J. (1976) reporta una posición igual para algunos de los intrusivos del Grupo Norte. Además su composición es más alta en álcalis que las andesitas y andesitas basálticas de Cascades (CARMICHAEL, I., et al., 1974). El contenido promedio total de álcalis es igual tanto en el grupo de stocks del norte, como en el del sur y el rango de variación es parecido (Tabla 19). La razón K_2O/Na_2O se incrementa ligeramente con respecto a la sílice (Fig. 45) pero los valores son un poco mayores en los intrusivos del Grupo Norte para un mismo nivel de sílice. En todas las muestras analizadas, dicha razón es menor que la unidad, lo cual es típico de las series calco-alcalinas. Además, el contenido total de álcalis es menor que 6,5 - 7 y la sílice mayor que 50 - 54 %, porcentaje de las rocas shoshoníticas de la provincia del Terciario tardío al oeste de los Estados Unidos (CARMICHAEL, I. et al., 1974).

Jakes, P. y White (1972) informan los siguientes valores promedios para K_2O/Na_2O :

Arcos de islas	Márgenes continentales
andesitas < 0,80	0,6 - 1,1
dacitas 0,45	

López, E. et al. (1974) dan los siguientes valores promedios de K_2O/Na_2O en la parte central-sur de Chile (37 - 42°S): andesitas miocénicas 0,45; dacitas miocénicas 0,68. Las rocas subvolcánicas de la Depresión del Cauca - Patía poseen valores con un

rango entre las dacitas y andesitas de márgenes continentales.

4.5.4.3.A.3. Diagrama $FeO^*/MgO - SiO_2$.

Con el fin de diferenciar en el grupo de rocas subcalinas, aquellas pertenecientes a las tendencias de diferenciación toleítica (de enriquecimiento en hierro), y calcoalcalina (sin enriquecimiento), se graficó FeO^*/MgO contra SiO_2 , donde FeO^* representa el hierro total expresado como FeO (Fig. 49). Las muestras se sitúan en ambos campos, tanto las del grupo subvolcánico de norte como el del sur. No se nota realmente una tendencia composicional simple, más bien parece existir más de una. No obstante, Jaramillo J. (1976), utilizando un diagrama similar menciona una tendencia calcoalcalina para los cuerpos del grupo norte de la Depresión del Cauca-Patía. En este trabajo, buena parte de las muestras colectadas en ese mismo sector caen en el campo toleítico. Estas tienen valores de FeO^*/MgO mayores de 2. Si se compara con el diagrama triangular AFM se nota que solo 3 muestras se encuentran en el sector toleítico. El enriquecimiento en hierro durante la diferenciación, se ha explicado en relación a la fugacidad del oxígeno en el fundido como se verá después.

De acuerdo a Miyashiro, A. (1974), los márgenes continentales tienen espesores corticales mayores que los arcos de islas y cuando el espesor de dichas márgenes se incrementa, avanza el desarrollo de corteza tipo continental y ésta es más silíceo (granítica). En concordancia con esto, la relación de rocas CA a TH aumenta. Así, el porcentaje de rocas volcánicas toleíticas en arcos de borde continental es bajo. En los Andes Centrales ascienden a un 5% y el resto son rocas calcoalcalinas de andesita a riolita. La corteza continental tiene allí de 40 a 70 km (JAMES, 1971). En Cascades, las rocas calcoalcalinas ascienden a un 82% y el resto son toleíticas: el espesor de la corteza, en este caso es de 30 km (MIYASHIRO, A., 1974). En el arco magmático subvolcánico de la Depresión del Cauca - Patía, si se utiliza el diagrama de Miyashiro, las rocas toleíticas ascienden a un 20%. El basamento es un complejo básico, probablemente originado en

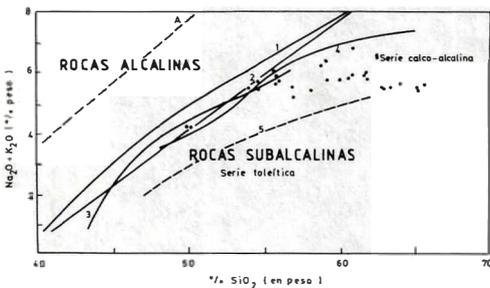


FIG. 48. Na_2O+K_2O vs SiO_2 para las rocas del cinturón subvolcánico de la Depresión del Cauca-Patía. Distribución de rocas alcalinas y subalcalinas (tomado de SCHWARZER, R. y ROGERS, 1974), Curva 1: (IRVING, E. y BARAGAR, 1971), sobre información de diversas áreas. Curva 2: (Mc DONALD y KATSURA, 1964) basada sobre las Islas de Hawaii. Curva 3 (HYNNMAN, 1972) sobre áreas distintas. Curva 4 (KUNO, 1968) sobre Japón y áreas circunvecinas. Curva 5 (KUNO, 1968) con base en información de Japón, Corea y Manchuria.

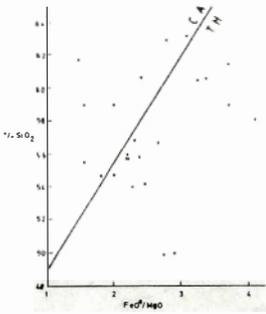


FIG. 49. Clasificación de las rocas subvolcánicas de la Depresión del Cauca - Patía, según el diagrama de MIYASHIRO, A. (1974, 1975).

arcos de islas, construido sobre litosfera oceánica. Sobre él se depositaron antes del emplazamiento de los intrusivos secuencias de turbiditas y sedimentitas continentales y marinas. En el norte y en el sur los intrusivos subvolcánicos están en la zona límite entre una corteza continental en el sentido estricto cuyo espesor es de 35 km (CASE, J. et al. 1971) y dicho basamento básico, aunque en el sur la mayoría se emplazaron en áreas más distantes de dicho límite que en el norte. Los diferentes depósitos antes señalados, las masas granitoides y el metamorfismo regional de muy bajo grado han desarrollado una corteza (semioceánica?) en la cual los porcentajes de rocas TH y CA son similares a los de Cascades y más bajos en rocas TH que los Andes Centrales. La respuesta geofísica de dicha corteza es similar a la de la corteza oceánica "sensu stricto". Por lo tanto, a pesar de la similitud en los porcentajes de rocas, tienen diferencias fundamentales en el ambiente geológico.

El FeO^*/MgO varía de 1,5 a 4,1 con un promedio de 2,4 y un valor muy alto en Cerro Tusa de 13,9. Estas razones tienen un rango promedio mayor que las de los Andes Centrales y Cascades. Para los intrusivos subvolcánicos de la zona septentrional de esta faja terciaria, Jaramillo, J. (1976), reporta valores entre 1,5 y 3, menores en general, que los de este trabajo. La razón FeO^*/MgO en los cuerpos de la Depresión del Cauca-Patía es compatible con la de las andesitas de márgenes continentales ($FeO^*/MgO > 2$; JAKES, P. y WHITE, 1972).

4.5.4.3.A.4. Diagrama $TiO_2 - FeO^*/MgO$.

La Figura 50 indica una tendencia de variación del TiO_2 decreciente con respecto al aumento de FeO^*/MgO , a pesar de la diseminación amplia de los puntos. De acuerdo a Miyashiro, A. (1974, 1975), esta variación es característica de las series calcoalcalinas, las cuales no tienen enriquecimiento en hierro. Los valores poseen igualmente una correlación negativa para muestras de un mismo cuerpo.

Los modelos de variación para el FeO^* y TiO_2 probablemente indican que las condiciones de oxidación fueron altas ocasionando la cristalización y fraccionamiento temprano de magnetita titanífera, resultando por consiguiente, un empobrecimiento de FeO^* y TiO_2 y aumento en SiO_2 , lo que es típico de la serie calcoalcalina (OSBORN, E., 1962). Si la fugacidad de oxígeno es baja los magmas se proyectarán a una composición rica en hierro peculiar de la serie toleítica.

Los experimentos de Green, D. y Ringwood, A. (1968), con respecto al origen de magmas calcoalcalinos señalan que a bajas presiones (menos de 15 kb), la fusión parcial de basalto produce líquidos enriquecidos en hierro y a presiones mayores (26 a 35 kb), dan lugar a magmas sin dicho enriquecimiento.

4.5.4.3.A.5. Diagrama $Na_2O/K_2O - Na_2O + K_2O$.

En este diagrama (MIYASHIRO, A., 1975; Fig. 51), las rocas subvolcánicas se localizan en el área de las rocas volcánicas ce-

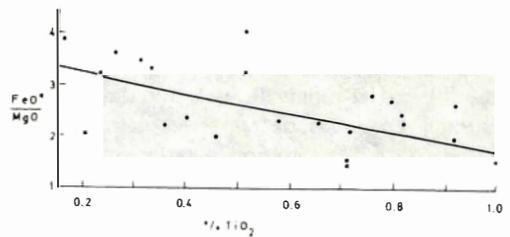


FIG. 50. Tendencia de variación del contenido de TiO_2 con respecto a FeO^*/MgO en los intrusivos subvolcánicos de la Depresión del Cauca-Patía.

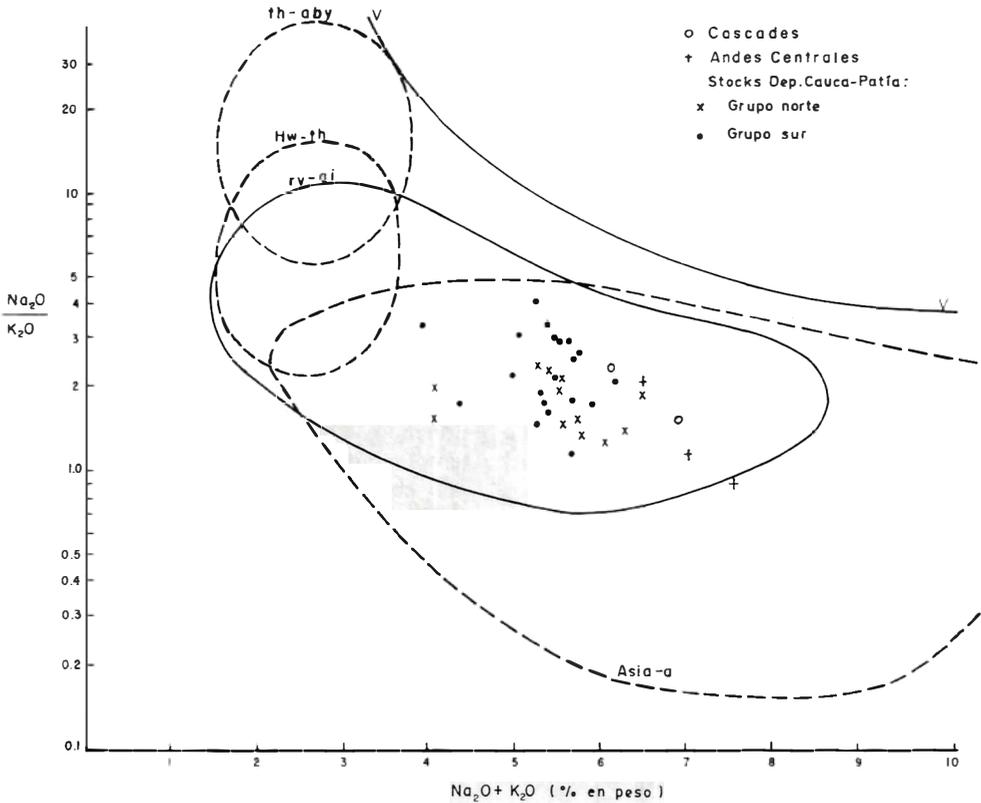


FIG. 51. Diagramas de álcalis (tomado de MIYASHIRO, A., 1975) para 32 muestras de los cuerpos subvolcánicos de la Depresión del Cauca - Patía. V-V: límite superior de Na_2O/K_2O para todas las rocas volcánicas frescas. th-aby: campo de las toleitas abisales. rv-al: rocas volcánicas arcos de islas. Asia-a: rocas alcalinas sobre el continente de Asia Oriental Hw-th, toleitas de la isla de Hawaii. Promedios de rocas calco-alcalinas de Cascades y Andes Centrales según Miyashiro, A. (1974).

nozoicas frescas y en el campo de las rocas volcánicas cuaternarias de arcos de islas. En este último campo, caen igualmente las composiciones promedias de las rocas volcánicas de Cascades y Andes Centrales. En el diagrama son coincidentes los marcos tectónicos de arcos de islas y bordes continentales activos. Según Miyashiro, A., en ambos marcos tectónicos el rango de variación del Na_2O es similar en rocas de las series calcoalcalinas (2,5 - 5,5). En cambio, la variación del K_2O es más estrecha en arcos de islas (0,1 - 2,5), que en márgenes continentales (0,2 - 3,5). La escasa variación en K_2O y de este óxido con respecto al Na_2O , son los factores que hacen que en el diagrama no se diferencien dichos marcos tectónicos.

4.5.4.3.B. Elementos trazas.

En la Tabla 14 se da el rango de variación para 12 elementos trazas cuyas concentraciones están por encima del límite de detección para un 30% de las muestras. En la Figura 28 se muestra la distribución de frecuencia para 14 elementos detectados en 43 muestras analizadas por espectrografía semicuantitativa. El Be y el Ga tienen menor dispersión, pero en el primero, el histograma no tiene significado pues el 50% de las muestras están por debajo del límite de detección. La mayor dispersión de valores la tiene el cromo, el cobre y el vanadio. En un buen porcentaje de los elementos, la media no coincide con el valor modal.

En la Figura 52 se indica la variación de los elementos en trazas durante los procesos de diferenciación magmática y se presentan las concentraciones de dichos elementos con respecto al índice modificado de Larsen. En ella se nota lo siguiente:

1. Todos los elementos de transición disminuyen progresivamente con el incremento del factor. El Cr y Ni son incorporados tempranamente a las fracciones sólidas (piroxeno y olivino) debido a que sus coeficientes de partición son altos, en cambio los de Co, V y Sc son más bajos. La concentración de Cu baja más lentamente que los elementos mencionados y el Y y Zr no tienen tendencias definidas.
2. El Ba se incrementa rápidamente, en cambio el Pb lo hace más lentamente y la tendencia no está bien establecida. El Sr disminuye suavemente con el factor de diferenciación.

Esta secuencia de "agotamiento de elementos" se acomoda muy bien a la "energía de preferencia por sitio octaedral" para el primer conjunto de elementos de transición que fue discutido en un capítulo anterior.

4.5.4.3.B.1. Comparación de la composición promedia en elementos trazas en los intrusivos subvolcánicos con las andesitas Circum-Pacíficas promedias.- La concentración en los elementos trazas es similar a la de las andesitas Circum-Pacíficas, excepto en las concentraciones de Cr, Rb, Sr, y Ba cuyos valores son más altos que en éstas (Tabla 15).

4.5.4.3.C. Razones de elementos

La tendencia de variación de las relaciones $Ba \times 10^2 / K$ y $Ba \times 10^2 / K + Ca$ es de incremento cuando avanza la diferenciación, lo cual es una consecuencia del enriquecimiento en el Ba con relación al potasio y de su mayor concentración con respecto al calcio. La correlación positiva es especialmente clara en la segunda de las razones y difusa en la primera de ellas. Dos valores altos de 19,7

y 8,8 correspondientes al stock de Cerro Tusa (muestra 116569) se excluyeron del gráfico (Fig. 53).

La razón $Sr \times 10^2 / Ca$ aumenta; el Sr se enriquece con respecto al Ca. En cambio la relación $Sr \times 10^2 / K + Ca$ no tiene una tendencia de variación definida.

4.6. Rb Y Ba COMO ELEMENTOS DE IMPORTANCIA PETROLOGICA

4.6.1. RUBIDIO

La coherencia del potasio con el rubidio, se debe a la semejanza cristaloquímica, puesto que ambos elementos tienen la misma carga, igual electronegatividad (e) y radio iónico (r) similar (Tabla 16). Además tiene fuerte similitud cristaloquímica con Ti y Cs.

Elemento	(r)	(e)
K +	1,33	0,80
Rb+	1,47	0,80
Tl+	1,47	1,5
Cs+	1,67	0,75

TABLA 20. Parámetros geoquímicos del Rb y de elementos univalentes de tamaño similar.

Según Taylor, S. (1965), la diferencia en radios es importante en las etapas más avanzadas de fraccionamiento donde el Rb a causa de su más baja energía de enlace, se concentra en los líquidos residuales. En dichos líquidos en magmas muy diferenciados puede alcanzar valores muy altos (500 ppm o más), por lo tanto la relación K/Rb es baja (100 o menos). Tauson y Stavrov (1957) establecen que los últimos diferenciados del Batolito de Susamyr (U.R.S.S.) están enriquecidos en Rb por un factor de 4 y que en los minerales que contienen potasio, el Rb se concentra de preferencia en las micas con respecto al feldespatos de potasio, por un factor de 2 o más. Sin embargo, Según Taylor, S. (1965), algunos granitos tienen la mayoría del Rb en el feldespatos de potasio.

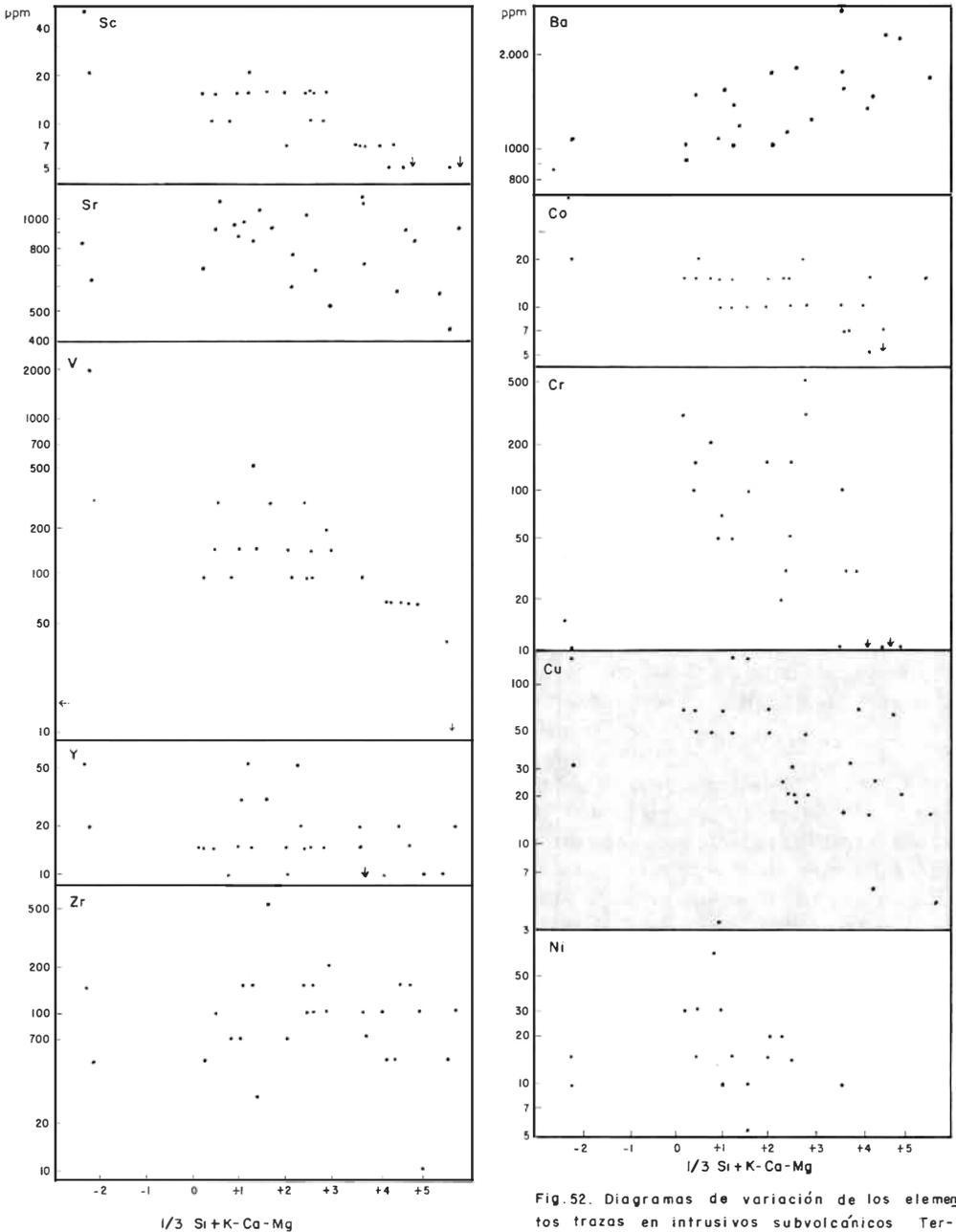


Fig.52. Diagramas de variación de los elementos trazas en intrusivos subvolcánicos Terciarios de la depresión Cauca - Patía. Valores por debajo del límite de detección.

FIG. 52. Diagramas de variación de los elementos trazas en intrusivos subvolcánicos terciarios de la Depresión del Cauca - Patía. Valores por debajo del límite de detección.

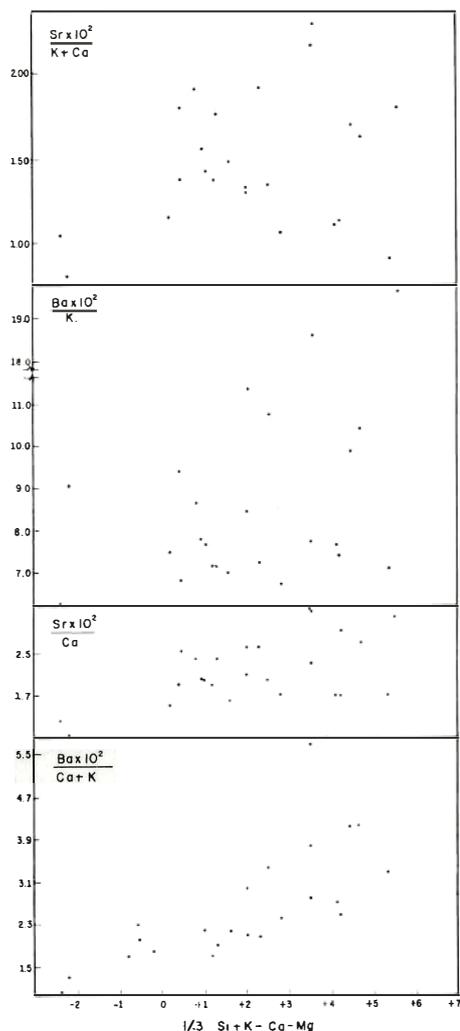


FIG. 53. Diagramas de variación para razones de elementos en los intrusivos subvolcánicos terciarios de la Depresión del Cauca - Patía.

Shaw, D. (1968), estableció tres tendencias principales de variación de la relación K/Rb en series de rocas ígneas, las cuales indican que dicha razón decrece con la diferenciación magmática. Ellas son: a) la tendencia principal que es lineal en relaciones $\log K - \log Rb$; b) la tendencia toleítica oceánica, similar a la tendencia principal, pero tiene altas razones K/Rb a contenidos bajos en potasio; c) la tendencia pegmatítica hidrotermal, similar a la tendencia principal pero tiene valores bajos K/Rb a altos contenidos en potasio. La explicación de Shaw,

D., para los diversos valores de K y Rb, es la partición entre los fundidos silicatados y las fases coexistentes, tales como biotita, hornblenda o vapor acuoso. Según Shaw, D (1968) la razón "normal" K/Rb para roca graníticas es 230. Taylor, S. (1965), reportó una abundancia cortical en Rb de 90 ppm y una razón promedio de 230, aunque las razones normales pueden variar entre 150-300

De acuerdo a Dodge, F., et al. (1970) la razón promedio K/Rb para biotita es la mitad que para feldespato de potasio en las rocas graníticas del sector central de Sierra Nevada. Asimismo, los coeficientes de distribución de la razón K/Rb entre el feldespato de potasio y la biotita coexistentes en equilibrio, varían de 1,69 a 4,35 con un valor promedio de 3,15. Valores similares han sido obtenidos en el Batolito del sur de California (SEN, N., et al, 1959). La causa de dicho comportamiento es que Rb entra de preferencia a las posiciones de coordinación 12 de las micas, en lugar de sitios más pequeños de los feldespatos.

Los contenidos de Rb en varios tipos de rocas han sido investigados por varios autores, como se observa en la Tabla 21.

Debido a su semejanza cristaloquímica el K, Rb y Tl han sido objeto de varios estudios, en los cuales señalan el comportamiento similar del Rb y Tl, su utilidad para diferenciar o correlacionar diferentes intrusiones y la disminución de las relaciones K y K/Tl durante las etapas sucesivas de cristalización (DEMIN y KHITAROV, 1959; VOSKRESENSKAYA, 1959; TAYLOR HEIER, K. y SVERDRUY, 1960). Además dichos elementos tienden a concentrarse en los últimos diferenciados magmáticos.

La variación de la concentración de Rb y Sr con ciclos magmáticos de edad reciente, ha sido investigada por Siedner (1968) y Oyarzún, J. (1971) (Tabla

Según Siedner, G. (1968), las variaciones se deben posiblemente a sucesivos episodios de fusión parcial de los granitos más antiguos y sedimentos, que ocasionan

ROCAS	AUTOR	No.MUESTRAS	Rb ppm RANGO	Rb ppm MEDIA	K/Rb
Granitos	1			250	
	2	63		170	240
	3	21	30 - 770	310	
Granito de plagioclasa	3	3	70 - 120	90	
Granito de biotita	3	54	30 - 900	250	
Granodiorita	1			170	
Sienitas	2	3		110	410
Dioritas	1			70	
	2	5		110	330
Gabros	2	15		30	310
Alaskitas	3	6	106 - 410	310	
Aplitas	3	6	87 - 440	180	

1. Tauson y Stavrov (1957), batolito de Susamyr (U.R.S.S.).
2. Hörtsmann, E. (1957), rocas ígneas del Precámbrico a Reciente. Reporta un promedio K/Rb de 270 para rocas ígneas.
3. Sazhina (1958), granitos de U.R.S.S.

TABLA 21. Contenido de Rb y razón K/Rb en varios tipos de rocas granitoides en U.R.S.S. y en granitoides del Precámbrico a Reciente.

ROCA	EDAD	Rb (ppm)	Sr (ppm)	K/Rb	Rb/Sr	AUTOR
Granitos	Precámbrico	124		334		Siedner (1968)*
Granitos	Cámbricos	232		204		"
Granitos	Mesozoicos	338		165		"
Intermedias	Paleozoico	40	340	282	0,117	Oyarzún (1971)**
Intermedias	Cretáceo	54	425	262	0,127	"
Intermedias	Terciario	63	700	333	0,090	"

* Estudios en los batolitos graníticos de Damarland (Sudáfrica):

** Estudios en batolitos chilenos

TABLA 22. Concentraciones de Rb y Sr en granitoides de edades diferentes.

el enriquecimiento en Rb, similar al de las facies residuales de la cristalización de un intrusivo. Oyarzún, J. (1971), en cambio, lo atribuye a diferentes grados de contaminación con sedimentos de los magmas generados en el manto. Sin embargo, Church, S. (1973), Church, S. y Tilton, G. (1973) y Church (1976), con base en estudios de

isótopos de Sr y Pb llegaron a la conclusión de que la participación de los sedimentos oceánicos en el proceso de fusión no es mayor a un 2%.

Armbrust, G., et al. (1971), dan las concentraciones de Rb, Sr y K en rocas intrusivas australianas, canadienses y chilenas,

éstas últimas pertenecientes al lapso Paleozoico-Terciario. En ellas se nota un ligero decrecimiento de la razón K/Rb cuando las rocas son más diferenciadas (Tabla 23).

Además de la importancia del estudio de Armbrust, G. et al. (1977) en relación a la prospección de depósitos de pórfidos cupríferos, otra conclusión significativa es la de que los intrusivos cuando son afectados por metamorfismo de bajo grado o alteración deutérica no tienen diferencias significativas en el contenido de Rb.

Estudios de diversos autores establecen lo siguiente en cuanto al K y Rb: a) los feldespatos y biotitas pegmatíticas muestran el mayor enriquecimiento en Rb, es decir, los valores más bajos K/Rb (HEIER, K. y TAYLOR, S., 1959; SALODOV, 1959). b) En secuencias relacionadas genéticamente, la razón Rb/K tiende a aumentar en los feldespatos y las biotitas de las sucesivas diferenciaciones (TAYLOR, S. y HEIER, K., 1958; SEN, N., et al., 1959; HALL, R., 1967; KOSLOV, V., 1968). c) Los coeficientes de distribución Rb/K en biotitas y feldespatos, para feldespatos alcalinos y biotitas coexistentes tienen un valor entre 2,5 y 4,0 en muchas rocas ígneas (LONGE, I., et al, 1966; DUPUY, C., 1967, 1968; BARBIERI, M., et al., 1968; CARRON, J. y LAGACHE, 1969).

4.6.2. ESTRONCIO

El estroncio es un elemento de geología compleja que se encuentra principalmente en las plagioclasas a causa de que tiene un carácter cristalocímico similar al calcio. Un estudio específico del estroncio fue realizado por Turekian, K. y Kulp (1956), quienes encontraron en rocas graníticas una correlación muy estrecha entre Ca y Sr: la concentración y promedio de Sr, depende en forma directa del contenido de calcio. Según dichos autores, la abundancia de estroncio en una corteza continental de composición granodiorítica es de 440 ppm y si es granítica tendría 285 ppm.

El estroncio ocupa en las plagioclasas una posición de coordinación 8 y no reemplaza al potasio en las micas, elemento que por su mayor tamaño, ocupa posiciones de coordinación 12. Tampoco presenta afinidad por los piroxenos pues éstos le ofrecen posiciones de coordinación 6 que son de tamaño menor, que su radio iónico. Con respecto a la plagioclasa especialmente, la relación Ca/Sr puede ser un buen índice de fraccionamiento, disminuyendo con él (TAYLOR, S., 1965). En la Tabla 24, se indican algunos de los parámetros geoquímicos del Sr según Taylor, S.

ROCA	No. MUESTRAS			K		Rb		K/Rb		Sr	
	AC	C	AC.	C	AC	C	AC	C	AC	C	
Diorita	14		1,30		42		310		546		
Cuarzodiorita	28	7	1,34	1,19	39	50	341	261	714		475
Granodiorita	53	22	2,10	2,18	79	87	284	267	650*		445
Cuarzomonzodiorita	18	12	2,39	2,74	105	119	228	258	407		475
Granito y Pegmatita	10	2	3,79	4,26	150	245	253	174	86		

* Solo en 33 muestras AC: Australianas - Canadienses C:Chilenas
Concentración de Rb y Sr en ppm.

TABLA 23. Concentración de Rb y Sr en rocas granitoides de Australia, Canadá y Chile.

	(r)	(e)	Elem. Plag-Cuarz. Feld,K Horn. Biot. Magn Roca						
Ca ²⁺	0,99	1,0	Sr	250	200				250
Sr ²⁺	1,18	1,0	Ba	100	2500	10	2500		700
Pb ²⁺	1,33	0,80	Rb		600	trazas	1100	—	250
Ba ²⁺	1,34	0,90							

* Inferior al límite de sensibilidad.

TABLA 24: Parámetro geoquímico del Sr y elementos de tamaño similar.

De acuerdo con Vinogradov, A. (1956), las relaciones Sr/Ca son de 0,0167 a 0,0023 para las rocas ácidas; de 0,01772 para las intermedias y de 0,0065 para las básicas.

Sen, N., Nockolds, S. y Allen, R. (1959), reportan en el Batolito del sur de California los siguientes valores de Sr y Ba conjuntamente al contenido de anortita de la plagioclasa:

An	50	47	42	38	33	32	30	22	21
Sr	895	990	785	600	410	430	250	140	140
Ba	130	80	255	225	150	170	165	120	235
I	+1,3	+1,9	+5,6	+5,6	+10,9	+11,3	+9,4	+13,3	+13,9

I = Índice de diferenciación de Larsen

Hall, R. (1963), indica los contenidos de algunos elementos trazas en las plagioclasas y feldespatos de potasio de dos cuerpos graníticos de Donegal (Irlanda), como aparece al final de la página.

En los minerales de tonalitas-granodioritas del Batolito del sur de California, Sen, N., Nockolds, S. y Allen, R. (1959) dan las concentraciones siguientes para Sr, Ba y Rb en ppm:

Berlin, P. y Henderson, C. (1968) mencionan un aumento de la relación Sr/Ca en las plagioclasas por concentraciones en ellas del Sr con respecto al calcio. Incremento de Sr/Ca en las plagioclasas con menos Ca implica, según los autores, un aumento de Sr en los líquidos residuales.

4.6.3. BARIO

El bario tiene una buena coherencia con el potasio, único elemento de los comunes al cual sustituye. Se comporta de acuerdo al principio de captura y entra en los minerales de K temprano, no siendo agotado en el magma hasta muy tardíamente en la secuencia de diferenciación (NOCKOLDS, S. y ALLEN, R., 1953). Además, los últimos diferenciados se enriquecen generalmente en bario, en especial por la influencia del tipo de enlace, al cual tiene un carácter más covalente con oxígeno que el K (TAYLOR, S., 1965). Algunas de las características geoquímicas del bario, se observan en la Tabla 25.

	(r)	(e)
Sr ²⁺	1,18	1,0
K+	1,33	0,8
Ba ²⁺	1,34	0,9
Rb+	1,47	0,8

TABLA 25. Parámetros geoquímicos del Ba y elementos de tamaño similar.

ROCAS	Concentración en Plagioclasa				Concentración en Feld K			
	Ca	Sr (ppm)	K	Rb (pmm)	Ca	Sr (ppm)	K	Rb (ppm)
Tonalita	3,45	870	0,82	ND	0,27	540	12,36	300
Diorita cuarzosa	2,53	970	0,79	ND	0,42	640	12,35	240
Granodiorita	2,11	1030	0,21	ND	0,07	720	12,35	250
Granito con muscovita	0,81	140	1,57	80	0,13	310	12,70	860
Granito	1,10	290	1,31	ND	0,22	190	12,55	440
Aplita	0,80	ND	0,27	ND	0,08	ND	12,43	1220

ND: Inferior al límite de sensibilidad (60 ppm)

Por dificultad en el balance de la carga entra más fácilmente en feldespato de K que en biotita (NOCKOLDS, S. y MITCHELL, 1948) siendo la razón de concentración, aproximadamente dos. Heier, K. y Taylor, S. (1959), mencionan una disminución de la relación Ba/Sr durante el fraccionamiento de feldespatos de pegmatitas, como asimismo de la razón Ba/Rb. Según dichos autores, la razón Ba/Rb en los feldespatos de neises, granitos y pegmatitas, varía de 54 a 0,04. En los Andes meridionales de Chile (33°-34°S), López, L. (1978), reporta para granodioritas del Terciario los siguientes promedios: bario, 574 ppm; estroncio, 553 ppm y rubidio, 102 ppm. La concentración del Ba es igual en el feldespato de K y biotita en las tonalitas y granodioritas del batolito del Sur de California (SEN, N., et al., 1959).

4.6.4. COEFICIENTES DE PARTICION DE Rb, Sr Y Ba EN MINERALES DE ROCAS VOLCANICAS

El coeficiente de partición se puede definir como la razón de la concentración de un elemento en el sólido y la concentración del mismo elemento en el líquido, estando líquido-sólido como existentes en equilibrio.

Para evaluar el fraccionamiento químico que tiene lugar durante la fusión y cristalización se utilizan elementos dispersos, es decir, que no existen como componentes mayores o estequiométricos de ninguna fase.

Si se considera que los intrusivos fueron originados por procesos de fusión iguales a los de las rocas volcánicas, el conocimiento de los coeficientes de partición es de gran importancia por las implicaciones que ellos tienen principalmente en la génesis de los basaltos, en la evolución de los mismos y en los modelos petrogenéticos para rocas granitoides. Varios estudios se han efectuado sobre los coeficientes de partición, algunos de los cuales se mencionan a continuación.

Higuchi y Nagasawa (1969), reportan los siguientes valores de coeficientes de partición ($D = Cs/Cl$) para plagioclasa y biotita.

	D Rb	D Sr	D Ba
Plagioclasa (basalto)	0,016	2,87	0,30
Biotita (dacita)	2,02 - 0,30		9,7 - 1,3

El enriquecimiento de estroncio con respecto a calcio ha sido documentado también por Berlin, P. y Henderson, C. (1969), los cuales reportan valores entre 3,27 y 4,31 para traquitas y fonolitas porfiríticas. El enriquecimiento del estroncio se debe a que en la estructura de plagioclasa, la celda ocupada por Ca y Na es considerablemente mayor que el tamaño del calcio y el estroncio se acomoda mejor en ella (HIGUCHI, H. y NAGASAWA, H., 1969). Por otra parte, el estroncio es concentrado preferencialmente en plagioclasa en relación a los minerales cálcicos de alta temperatura a causa de su radio iónico mayor que el calcio y la consiguiente disminución del punto de fusión de los minerales que lo contienen.

Berlin, P. y Henderson, C. (1969), determinaron el coeficiente de partición de Ba en plagioclasa, el cual varió de 0,72 a 1,09. Además, anotan que la relación de Ba/Sr del líquido aumenta por fraccionamiento del Sr cuando la plagioclasa es la primera fase sólida que cristaliza. El efecto de la plagioclasa sobre el Ba es poco, como asimismo, el de biotita, esfena y piroxeno diopsídico, debido a su escaso contenido modal y la poca concentración en Sr y Ba de los mismos.

Philpotts, J. y Schnetzler, C. (1970), investigaron los coeficientes de partición fenocristales - matriz para K, Rb, Sr y Ba en varias rocas volcánicas (un basalto andesítico, 6 andesitas, una dacita, una riodacita, un basalto alcalino y una fonolita máfica). Los autores mencionados, reportan los coeficientes de partición (D) para K, Rb, Sr y Ba entre plagioclasa, feldespato de potasio, clinopiroxeno, ortopiroxeno, mica, hornblenda, granate y olivino y la matriz de las rocas volcánicas antes dichas.

Los puntos más importantes a que llegaron fueron:

- 1) $DSr > 1$ en feldespatos
- 2) $DK > 1$ en feldespatos de potasio, hornblenda y mica
- 3) $DBa > 1$ en feldespatos de potasio y micas
- 4) $DRb > 1$ en biotita y muscovita.
- 5) DK/Rb muy alta en feldespatos (0,405 - 5,5), además en la mayoría de los clinopiroxenos fue superior a la unidad.
- 6) DK/Ba está en el rango 0,5 - 2, significando que no varía mucho con la diferenciación, además la razón K/Ba es similar en muchas rocas ígneas terrestres.

Con base en los datos mencionados Philpotts, J. y Schnetzler, C. concluyeron que la diferenciación de basaltos por cristalización fraccionada o un magma diferenciándose por cristalización de plagioclasa y clinopiroxeno, además de otras posibles fases, resulta en más altas concentraciones en el líquido, para K, Ba y Rb, ligeramente superior en K/Sr , Ba/Sr y Rb/Sr , y levemente inferior en las relaciones K/Rb y Ba/Rb .

Nagasawa, H. y Schnetzler, C. (1971), estudiaron los coeficientes de partición para elementos de tierras raras, alcalinos (Li, Na, K, Rb) y alcalinotérreos (Ca, Sr, Ba) entre los fenocristales y la matriz de dos dacitas piroclásticas. Los valores de los coeficientes de partición en las dos dacitas fueron similares excepto para valores de Sr, y valores de K y Rb para hiperstena. Encontraron además, que los coeficientes de K, Rb, Sr y Ba para hornblenda en dacitas, en contraste con aquellos de Tierras Raras, son mucho más pequeños que los reportados por Philpotts, J. y Schnetzler, C. (1970) en hornblendas de basaltos y andesitas. Este hecho sugiere, según los autores, que dichos elementos, que tienen un radio iónico grande, no ocupan los sitios de Ca o Mg en la hornblenda. Ellos podrían ocupar los sitios más grandes y vacíos en la estructura de dicho mineral, teniendo por lo tanto un

comportamiento diferente al de las Tierras Raras. Por otra parte, los coeficientes de partición de K, Rb, Sr, Ba son bajos para hiperstena, además estos elementos tienen una concentración baja en este mineral; valores que se salen de este contexto son explicados por presencia de impurezas. Los coeficientes de partición variaron en la forma siguiente:

	D Rb	D Sr	D Ba
Hornb.	0,14-0,0077	0,024-0,094	0,044-0,054
Hipers.	0,0027-0,041	0,0085-0,046	0,0029-0,0025
Plag.	0,0041-0,016	4,4 - 1,45	0,308-0,304

Shimizu, Z. y Akimoto, S. (1971), determinaron experimentalmente los coeficientes de partición de Sr entre clinopiroxeno, granate y líquido a 30, 40 y 52 kb en el sistema forsterita - dióxido - anortita-feldespato de estroncio.

La presión tuvo un efecto importante sobre los coeficientes de partición. Los resultados fueron los siguientes:

	52 Kb 1150°C	52 Kb 1500°C	40 Kb 1400°C	30 Kb 1330°C
cpx/liq.	0,21	0,20	0,14	0,12
gran/liq.		0,015	0,011	0,011

Nagasawa (1973), determinó las concentraciones de REE, Sr y Ba para tres basaltos, una mugearita, una traquiandesita y cinco traquitas del Japón. Además dichos elementos fueron analizados en fenocristales de piroxeno, feldespato alcalino y plagioclasa y calculados los respectivos coeficientes de partición. El reporta los siguientes coeficientes:

	Clinopiroxeno		Plagioclasa		Feldespato Alcalino	
	1	8	9	5	6	9 10
Sr	0,119	0,0432	1,51	2,20	3,18	0,94 2,98
Ba	0,0309	0,126	0,321	0,57	3,40	0,265 3,01

1: Basalto 5: Traquiandesita; 6, 8, 9, 10: Traquitas

Shimizu, N. (1974), determinó experimentalmente los coeficientes de partición de Rb, Sr, Ba y Cs entre clinopiroxeno y líquido en el sistema dióxido - albíta - anortita agua a 1530 Kb y 1100-1200°C. Los coeficientes de partición para los tres primeros

elementos, estuvieron en los rangos siguientes: estroncio: 0,054-0,081; rubidio: 0,0010-0,0041; bario: 0,0010 - 0,0041.

Masuda y Kushiro (1970), reportan para bario en clinopiroxenos un coeficiente de partición que varía de 0,43 a 0,12, más alto que el de Shimizu. Dicha diferencia es debida según este último autor, a impurezas en el clinopiroxeno. De acuerdo con los coeficientes anotados por Shimizu, N. (1974), el líquido se enriquecería en Rb y Ba con relación al clinopiroxeno por un factor de 500 o más, mientras que para el Sr el factor sería de 12 - 16.

Hart, S. y Brooks, C. (1974), analizan para K, Rb, Ba, Cs y Sr, fenocristales de clinopiroxeno extremadamente puros y la matriz de dos rocas volcánicas (ankaramita de las islas Azores y una andesita basáltica de Japón). Los coeficientes de partición para los 4 primeros variaron entre 0,001 y 0,004 y para el estroncio entre 0,0844 y 0,111, valores que son más bajos que los reportados en trabajos anteriores por factores de 6 a 100 y son similares a los obtenidos por Shimizu, N. (1974). Además, los valores de los coeficientes de distribución para olivino y plagioclasa, fueron los siguientes:

	D Rb	D Sr	D Ba
Olivino	0,000179	0,000191	0,00011
Plagioc.	0,0262	2,04	0,329

Drake, K. y Weill, D. (1975), determinaron experimentalmente los coeficientes de partición de Sr, Ba, Ca y otros elementos en plagioclasa y líquido magmático, a una presión de una atmósfera y en el rango de temperatura de 1150°C-1400°C. Los autores usaron fundidos de composición andesítica y basáltica, y la plagioclasa que cristalizó tuvo una composición de An₃₅ - An₈₅. Los coeficientes de partición del estroncio fueron más grandes que la unidad, es decir, se concentró en plagioclasa, a todas las temperaturas geológicas razonables y los del Ba fueron menores de la unidad por encima de 1060°C. Ambos coeficientes tuvieron una fuerte dependencia de la temperatura.

4.6.5. VARIACION EN ALCALIS, Rb, Sr EN ARCOS DE ISLAS Y MARGENES CONTINENTALES

Las series calcoalcalinas (andesitas, dacitas, riolitas) gradan a toleitas hacia el lado oceánico y a andesitas potásicas y shoshonitas hacia el margen continental estabilizado (LEFEBRE, C., 1973; JOPLIN, 1964; DERUELLE, 1976).

En las andesitas de arcos de islas Circum-Pacíficos, el contenido de potasio principalmente, sufre cambios laterales que se han relacionado a profundidad de la zona (Benioff) sísmica que se inclina bajo los volcanes de dichos arcos (KUNO, H., 1966; DICKINSON, W., 1968; DICKINSON, W. y HATHERTON, 1967). Los magmas formados a lo largo de estas zonas aumentarían su contenido en K₂O en la medida en que se incrementa la profundidad por progresivos aumentos en la presión total.

Green y Ringwood, A. (1969), en un estudio experimental sobre el origen de las andesitas, sugieren que la variación en K₂O es controlada en las series calco-alcalinas por un proceso continuo de fraccionamiento, el cual sucede a medida que aumenta la profundidad, la presión y disminuye el contenido de agua a lo largo del plano Benioff. A poca profundidad (30 - 40 km) son fraccionados los anfíboles, los cuales aunque contienen poco potasio, dicha cantidad es significativa. Estos minerales serían la fase sólida en equilibrio con el fundido que se habría originado por fusión parcial de basalto en presencia de agua. Los líquidos ricos en potasio se emplazarían a alto nivel en la corteza. Con el aumento en la presión y profundidad (100-150 km) y disminución en el contenido de agua, la anfíbola sería reemplazada por granate y piroxeno como las fases sólidas en equilibrio con el fundido calco-alcalino durante la fusión parcial de la cuarzo eclogita, equivalente de alta presión del basalto. Los bajos coeficientes de partición para el potasio de esos minerales produce en el líquido fraccionado enriquecimiento en dicho elemento, y por consiguiente en los magmas que suben a altos niveles corticales.

Consecuentemente, dada la alta relación K/Rb de las anfíbolos (en general mayor de 1000; HART, S. Y ALDRICH, 1966; JAKES, P., y WHITE, 1970), el fraccionamiento de este mineral causará enriquecimiento del líquido residual en Rb con relación al K, fenómeno que no ocurre cuando son fraccionados el piroxeno y el granate ya que éstos no ocasionan cambios en las cantidades respectivas. Así, las rocas derivadas de fundidos fraccionados a poca profundidad tendrán razones K/Rb bajas y poca cantidad de potasio y aquellas procedentes de fundidos originados a mucha profundidad no sólo tendrán altos contenidos en K sino razones "normales" de K/Rb.

Jakes, P. y White (1970), explican el aumento en K y la disminución en la razón K/Rb de las toleitas, rocas calco-alcalinas bajas y altas en K y las shoshonitas que se presentan a través de un arco de islas, por las diferentes razones K/Rb del anfíbol y biotita y las distintas proporciones de éstos comprometidas en la fusión parcial de la corteza oceánica subductada bajo el continente.

De acuerdo con estos autores la razón K/Rb varía en la forma siguiente:

Toleitas	± 500
----------	-------

Rocas Calco-alcalinas:

Andesitas alto K	297 - 330
Andesitas medio K	300
Andesita bajo K	236 - 540
Rocas shoshoníticas	200 - 320

Durante la transformación metamórfica de la placa litosférica con la profundidad Jakes, P. y White, mencionan variación de las proporciones relativas de las fases que contienen K y Rb; el anfíbol con alto K/Rb decrece, pero flogopita con bajo K/Rb y alto K aumenta a causa de la estabilidad relativa de estas fases.

Hart, S. et al. (1970), y Palacios, C. y Oyarzún, J. (1975), cuantificaron la variación transversal del Sr en andesitas de arcos de islas y andesitas del volcanismo cenozoico

chileno (margen continental activa) respectivamente, encontrando un incremento de 1 ppm y 3 ppm por cada kilómetro de profundidad al plano Benioff.

Green, D. y Ringwood, A. (1967), explicaron la variación de los elementos trazas en basaltos mediante un proceso denominado "wall rock reaction" y enriquecimiento selectivo del magma en elementos "incompatibles", tales como Sr, Rb y otros. El proceso se basa en reacciones entre fases líquidas y sólidas en el manto superior. A las presiones imperantes a esa profundidad la plagioclasa no es una fase estable, por lo tanto el líquido residual se enriquece en estroncio, en valor absoluto y con respecto al calcio. El estroncio es excluido del residuo rico en piroxenos debido al mayor tamaño de su radio iónico con respecto al Ca, lo que dificultaría su entrada y causaría disminución de la temperatura de fusión.

Wollmer (1976), considera que el enriquecimiento en Sr, K, Rb y otros cationes de gran radio iónico en rocas alcalinas es indicativo de fusión parcial o cristalización fraccionada a presiones superiores a las del campo de estabilidad de los feldspatos. El origen de estos magmas sería por lo tanto subcortical.

En América Central, McBirney, A. (1968), relaciona la variación composicional de las rocas calco-alcalinas cenozoicas con profundidad de la fosa oceánica, en donde la placa oceánica está siendo subductada bajo el continente. Así, las rocas noroccidentales son más ácidas (andesitas, riolitas) que las meridionales (andesitas basálticas, ferrodacitas).

4.6.6. VARIACION EN ALCALIS, Rb, Sr Y Ba EN LOS PLUTONES GRANITOIDES E INTRUSIVOS SUBVOLCANICOS MESO-CENOZOICOS

En los capítulos precedentes se expuso la variación en álcalis para cada uno de los intrusivos mesozoicos de la Cordillera Central y en forma separada para los intrusivos

cenozoicos de la Cordillera Occidental y de la Depresión del Cauca-Patía. Asimismo, se comentó sucintamente la variación de los elementos trazas. Sin embargo, dada la importancia de los elementos incompatibles Rb, Sr y Ba, además de los álcalis, principalmente el potasio, en procesos petrogenéticos y de evolución petrológica, se compara a continuación entre los diversos intrusivos la concentración en dichos elementos, como en las razones K/Rb, Rb/Sr, Ca/Sr y Ba/Sr con el fin de tratar de caracterizarlos geoquímicamente.

A un total de 77 muestras se le determinó Ba y Sr, y a 40 muestras se le analizó Rb por el método de absorción atómica. A 53 de las mismas muestras se les sometió a un nuevo análisis de Rb y Sr por fluorescencia de rayos X (Tabla 26). Los resultados obtenidos por este método son más precisos y se utilizaron en este capítulo y en los subsiguientes.

Con respecto a los álcalis, los plutones granitoides al sur del Batolito de Ibagué (PS) y los ubicados en el sector septentrional de la Cordillera Occidental (Urrao-Frontino) tienen un contenido de potasio, de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ y de la razón $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ superior al de los otros cuerpos meso-cenozoicos, tanto en el rango de valores como en el promedio. En estos cuerpos, ambos parámetros son similares. De igual manera se comporta la relación K/Sr y $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$. Por otra parte, los intrusivos cenozoicos y los PS poseen generalmente valores mayores de la razón FeO^*/MgO . Cabe destacar que dentro de los primeros, los plutones de Urrao - Frontino tienen los valores más altos.

El rango de variación de rubidio en los batolitos mesozoicos (BI y BA) es similar al existente en los grupos de intrusivos plutónicos de la Cordillera Occidental y en los intrusivos subvolcánicos de la Depresión del Cauca - Patía. En cambio los PS tienen contenidos mayores (Tabla 27). Una situación similar se presenta con respecto a los Grupos N y S de las rocas intrusivas subvolcánicas cuyo rango de variación es parecido. A diferencia de éstos, los plutones del sector N de la Cordillera Occidental (Urrao - Frontino) poseen rangos diferentes y concentraciones

mayores que las del sector S (Anchicayá-Piedrancha).

El promedio general en Rb para los diversos intrusivos mesozoicos y cenozoicos es más o menos similar (Tabla 27), pero el del BA y el de los plutones del sector N de la Cordillera Occidental son 50 a 100% mayores que la concentración en los demás intrusivos y el stock de Morrogacho tiene los valores menores.

En el estroncio se presentan diferencias importantes. Los intrusivos ubicados en la Cordillera Occidental y Depresión del Cauca - Patía, es decir, emplazados al occidente de la Zona de Fracturas de Romeral, tienen concentraciones de estroncio similares, además altas y superiores en comparación con el BI y BA de la Cordillera Central. De igual manera el rango de variación es en general diferente (Tabla 27). El BA se caracteriza por tener el promedio en Sr como los valores más bajos en relación a los otros cuerpos. Los plutones del sector N de la Cordillera Occidental (Urrao-Frontino) poseen concentraciones en estroncio mayores que el más alto valor del sector S (Anchicayá-Piedrancha). En cambio, en los cuerpos subvolcánicos se observan diferencias significativas en las muestras analizadas. Los promedios en estroncio (Tabla 27) son mayores en los intrusivos cenozoicos en porcentajes que varían de 40 a 300%. La concentración de Sr de estos intrusivos es un poco menor que la alta concentración de las rocas volcánicas de Monte Shasta (1400 ppm; Rb/Sr 0,02; PETERMAN, Z., et al., 1970).

El bario tiene en los granitoides Mesozoicos un rango de variación similar y los promedios son muy cercanos. Una situación parecida a la del estroncio se presenta en cambio con respecto a los intrusivos cenozoicos, puesto que éstos poseen promedios más altos por factores que varían de 1,2 a 2,5 y concentraciones mayores (Tabla 27). Se debe hacer notar los altísimos valores, algunos de ellos anómalos, en los intrusivos subvolcánicos especialmente y en los granitoides monzoníticos de Urrao-Frontino con excepción de Morrogacho cuyo contenido en Ba es muy bajo.

BATOLITO DE IBAGUE

MUESTRA	K ^o %	Ba (ppm)	Rb (ppm)		Sr (ppm)		K/Rb	K/Sr	Rb/Sr	Ca/Sr	Ba/Sr
			AA*	XRF	AA	XRF					
49634	1,21	400	51	45	620	690	269	18	0,065	68	0,58
77174	2,10	500			390			54		44	1,28
77137	1,54	700	45	55	420	420	280	37	0,131	105	1,67
76398	1,38	600	47	55	410	460	251	30	0,119	95	1,30
49675	0,74	300		18,3	320	370,4	404	20	0,049	124	0,81
77367	2,65	700	80	75	560	605	353	44	0,124	60	1,16
104661	2,10	700			470			45		64	1,49
103605	1,25	400		21,6	590	532,8	579	24	0,041	61	0,75
104684	1,80	500			390			46		66	1,28
103595	0,98	300	30	45	700	960	217	10	0,047	32	0,31
77295	1,82	700		48,5	250	230,5	375	79	0,210	9	3,04

PLUTONES GRANITOIDES AL SUR DEL BATOLITO DE IBAGUE

313254	1,56	500			510			31		112	0,98
313258	3,62	1050			680			53		35	1,54
314398	3,07	900	91	130	570	700	236	44	0,186	38	1,29
314400	2,42	600		56,7	250	230,7	427	105	0,246	48	2,60
313251	3,72	500			90			413		63	5,56
313255	4,59	1150			140			328		34	8,21
314399	3,72	50	150	200	16	≤ 10	186	≥ 3720	≥ 20	≥ 200	≥ 5,0

BATOLITO ANTIOQUEÑO

115379	1,65	800			253			65		97	3,16
5453	1,01	500			250			40		140	2,00
7908	1,59	300		51,4	310	312,3	309	51	0,165	144	0,96
7855	1,87	600	64	65	350	330	288	57	0,197	135	1,82
115934	0,88	300	37	30	240	260	293	34	0,115	193	1,02
7756	1,82	400	55	80	300	330	274	55	0,242	117	1,21
8391	1,87	600			308			61		129	1,95
7997	1,87	500		71,8	290	296,1	260	63	0,242	144	1,69
7991	1,67	500			318			53		134	1,57
8388	2,04	600	85	100	290	365	204	56	0,274	102	1,64
7666	2,20	500			293			75		125	1,71
7715	1,20	300			310			39		137	0,97
115374	1,13	400			302			37		124	1,32
115893	1,97	400			260			76		147	1,54
115375	0,70	300			309			23		126	0,97
115933	2,15	300	65	85	260	305	253	71	0,279	143	0,98
7550	2,50	700	76	120	280	285	208	88	0,421	115	2,46
115376	2,05	700	70	90	370	400	228	51	0,225	88	1,75
8139	2,23	300	80	90	270	250	247	89	0,36	136	1,21
115378	2,15	1000			306			70		104	3,27
115377	4,15	1000	126	170	230	260	244	160	0,654	76	4,1
5404	2,96	1200	89	125	160	210	237	141	0,595	56	5,7

PLUTONES GRANITOIDES DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL

1) Batolito de Piedrancha

314482	2,23	700			730			31		75	0,96
314489	1,74	500	<30	45	720	800	387	22	0,063	65	0,63
314296	1,43	700	43	55	510	565	260	25	0,097	84	1,24

Continúa

MUESTRA	K ^o / _o	Ba (ppm)	Rb (ppm)		Sr (ppm)		K/Rb	K/Sr	Rb/Sr	Ca/Sr	Ba/Sr
			AA*	XRF	AA	XRF					
2) Anchicayá											
314396	1,86	500	32	25	970	900	744	21	0,027	63	0,56
314394	1,68	400	46	35	850	810	480	21	0,043	66	0,49
3) Cerro Frontino											
110366	3,11	650	68	60	975	1600	518	19	0,038	34	0,41
99747	3,17	1700	69	70	1260	1440	453	22	0,049	30	1,18
4) Páramo de Urrao											
110338	3,71	1000	115	130	1060	1180	285	31	0,110	34	0,84
110336	3,50	1000	64	90	900	965	389	36	0,093	41	1,11
5) Morrogacho											
110360	0,12	150	<30	10	1065	785	120	1,5	0,013	115	0,19
6945	0,18	250	<30	15	1730	1300	120	1,4	0,012	72	0,19
110359	0,75	100			1490			6,0		85	0,07
INTRUSIVOS SUBVOLCANICOS DE LA DEPRESION DEL CAUCA - PATIA											
116567	1,16	<1050	<30	10	630	490	1160	24	0,020	136	2,14
116568	1,36	850		28,2	830	778,7	482	17	0,036	84	1,09
116560	1,34	1050	<30	10	890	700	1340	19	0,014	63	0,78
116881	1,33	1000		37,9	690	692,4	351	19	0,055	67	1,44
116882	1,54	1450			920			17		52	1,6
116562	1,60	1150		54,7	1040	880,6	293	18	0,062	49	1,31
116883	1,83	1250	40	50	1120	1270	366	14	0,047	35	0,98
116570	1,95	1500	64	45	980	960	433	20	0,047	52	1,56
116561	1,39	1000		37,1	840	849,9	375	16	0,044	52	1,18
116571	1,92	1350			930			21		62	1,45
116879	1,63	1750	45	80	690	820	204	20	0,098	43	2,13
116875	1,04	900	30	35	960	590	297	18	0,059	35	1,53
116878	0,88	1000		19,2	600	650,6	458	14	0,030	58	1,54
116566	2,28	2250		83,0	910	845,3	275	27	0,098	37	2,66
116877	1,67	1700	<30	45	760	880	371	19	0,051	42	1,93
116563	1,82	1100	45	50	1030	1140	302	16	0,044	34	0,96
313263	2,24	1600			440			51		58	3,63
313261	1,82	1400	51	65	570	700	280	26	0,093	47	2,0
116564	1,94	1500		73,3	1160	1077,6	265	18	0,068	32	1,39
116565	2,11	2200	64	35	850	820	603	26	0,043	38	2,68
116880	1,77	1200	<30	45	520	700	393	25	0,064	45	1,71
116569	2,26	4450	67	95	910	1000	238	23	0,095	28	4,45
314141	1,50	1700			710			21		43	2,39
116876	1,45	2700			1110			13		30	2,43
313264	1,75	1300	49	65	580	690	269	25	0,094	49	1,88

AA : Análisis por espectrometría de absorción atómica
 FRX: Análisis por espectrometría de fluorescencia de rayos X
 *: Promedio de análisis duplicados
 **: Se emplearon valores de fluorescencia de rayos X

TABLA 26. Contenidos de K, Rb, Sr, Ba, K/Rb, K/Sr, Rb/Sr, Ca/Sr y Ba/Sr en los intrusivos mesocenozoicos de la Cordillera Central y el Occidente Colombiano.

	K %	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Ba (ppm)	Ba (ppm)	K/Sr	Rb/Sr	Ca/Sr	Ba/Sr
PS	1,56 - 4,59	56,7 - 200	10 - 700	50 - 1150	186 - 427	31 - \geq 3720	0,19 - \geq 20	34 - \geq 200	0,98 - \geq 5,0
BI	1,21 - 2,65	18,3 - 75	231 - 960	300 - 700	217 - 579	18 - 70	0,04 - 0,21	9 - 124	0,31 - 3,04
BA	0,88 - 4,15	30 - 126	210 - 400	300 - 1200	204 - 309	23 - 160	0,12 - 0,60	56 - 193	0,96 - 5,7
PCO	N	60 - 130	965 - 1600	650 - 1700	285 - 518	19 - 36	0,038 - 0,11	30 - 41	0,41 - 1,18
	S	35 - 55	565 - 900	400 - 700	260 - 744	21 - 31	0,027 - 0,097	63 - 84	0,49 - 1,24
DCP	N	10 - 95	490 - 1078	850 - 4450	238 - 1340	16 - 27	0,014 - 0,098	28 - 136	0,78 - 4,45
	S	19,2 - 80	590 - 1270	900 - 2700	204 - 458	13 - 51	0,03 - 0,098	30 - 67	0,98 - 3,63
M/gacho	0,12 - 0,75	10 - 15	785 - 1300	100 - 250	120	1,4 - 6,0	0,01	72 - 115	0,07 - 0,19
Prome- dios	K %	Rb	Sr	Ba	K/Rb	K/Sr	Rb/Sr	Ca/Sr	Ba/Sr
BI	1,60	45	534	527	341	38	0,098	69	1,20
BA	1,89	90	300	555	254	76	0,314	121	2,10
PCO	N	88	1296	1088	411	26	0,072	35	0,89
	S	40	769	542	468	24	0,058	72	0,73
PCO(N+S)	2,58	62,5	1033	815	445	24,6	0,065	52	0,81
DCP	N	50	869	1375*	354	20,8	0,055	55	1,61**
	S	49	777	1458	332	20,0	0,066	47	1,68
DCP(N+S)	1,98	49,5	814	1435	423	20,3	0,061	50	1,66
M/gacho	0,35	12,5	1043	167	120	1,5	0,013	94	0,19

* Promedio excluyendo un valor de 4450 ppm. Si se tiene en cuenta, el promedio del sector norte es 1888 ppm y el general 1593 ppm.

** Promedio excluyendo un valor de 4,45. Si se considera, el promedio para el Grupo N es 2,08 y el general 1,84.

PS : Plutones granitoides al sur del Batolito de Ibagué. BI : Batolito de Ibagué. BA : Batolito Antioqueño. PCO : plutones Cordillera Occidental (N: Grupo Norte; S: Grupo Sur). DCP: intrusivos subvolcánicos Depresión Cauca - Patía (N: Grupo Norte; S: Grupo Sur).

TABLA 27. Rangos de variación y promedios de K, Rb, Sr, Ba, K/Rb, Rb/Sr, Ca/Sr y Ba/Sr en los intrusivos mesocenoicos.

En los diagramas triangulares de la Figura 54, se grafican Ca, Sr y Ba y se delimitan los campos de las muestras correspondientes a los diversos intrusivos. Con excepción de las muestras de BI que tienen un campo muy grande y amplia dispersión, las zonas de los demás intrusivos se traslapan solo ligeramente, y tienen una menor diseminación de los puntos. Se individualizan, por lo tanto, en forma clara, el BA, los intrusivos subvolcánicos y los plutones de la Cordillera Occidental. La razón K/Rb tiene un rango más amplio y los valores promedios son más altos en los intrusivos cenozoicos en comparación con los mesozoicos (Tabla 27). Entre

éstos el BI posee una variación y promedio superior al BA. Los dos grupos de plutones de la Cordillera Occidental tienen un rango de valores promedios similar; en cambio los intrusivos subvolcánicos del Grupo Norte poseen un rango y un promedio mayor en comparación con los del Grupo Sur.

En la Figura 55 se muestra la correlación positiva entre Rb y K, además en ella se indica la tendencia para algunos basaltos oceánicos (TB y AB) y los campos delimitados para las rocas graníticas de la parte central de California (Batolito de Sierra Nevada) y las razones isotópicas de las mismas

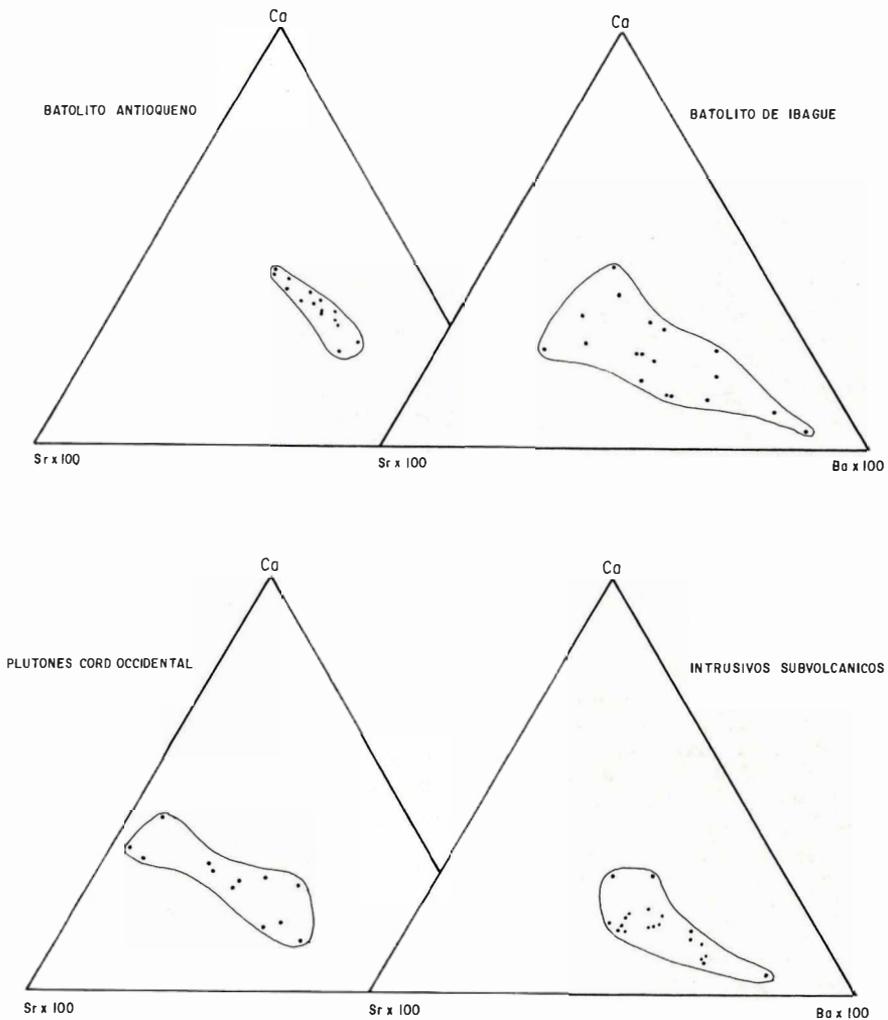


FIG. 54. Diagramas de variación química para los intrusivos del Occidente Colombiano y Cordillera Central.

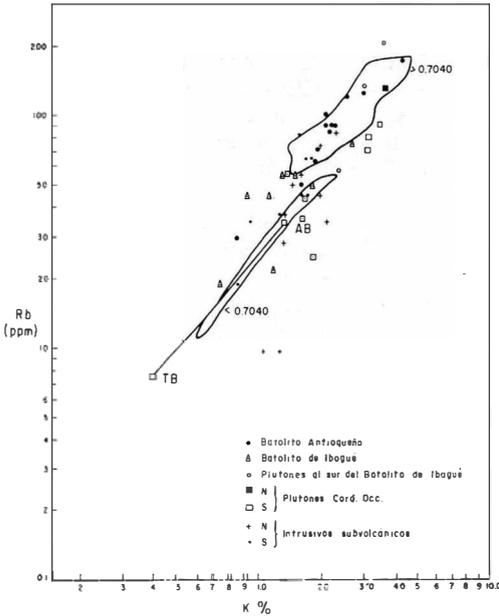


FIG. 55. Rb vs K K para las rocas granitoides meso-cenozoicas de la Cordillera Central y el occidente colombiano. Los campos delimitados corresponden a las rocas plutónicas Mesozoicas de California según Kistler y Peterman, 1973. Variaciones de basaltos oceánicos; TB: basaltos toleífticos; AB: basaltos alcalinos (HART, et al., 1970).

(KISTLER y PETERMAN, Z., 1973). Las muestras del BA se localizan dentro del campo con alta razón isotópica ($> 0,7040$) y las del BI en la prolongación de menos Rb y K del mismo. Los cuerpos cenozoicos definen una zona que sobrepone en parte el campo de alta razón isotópica, aunque parecen ser más afines con el campo contorneado para los granitoides de baja razón isotópica o tendencia oceánica toleíftica definida por Shaw, D. (1968). La excepción a este hecho, la constituyen los plutones granitoides de la Cordillera Occidental que se localizan en la prolongación de altos valores de la tendencia oceánica y los PS en los cuales dos de las muestras tienen los más altos valores de K y Rb y se ubican en el campo de alta razón isotópica. Las muestras del stock de Morrogacho tienen valores singulares que se salen de los rangos de las demás rocas granitoides.

Los granitoides mesozoicos, especialmente el BA, poseen razones K/Rb relativamente cercanos a la razón promedia "normal" (SHAW, D., 1968; TAYLOR, S. 1965) y siguen la tendencia principal definida por

el primero de los autores. Además serían parecidas a las reportadas por Oyarzún, J. (1971) y Armbrust, G., et al. (1977). Los intrusivos subvolcánicos y los plutones del sector sur de la Cordillera Occidental no siguen una tendencia precisa, lo cual es lógico si se tiene en cuenta que se trata de cuerpos diferentes. Las muestras de los plutones del sector Norte de la Cordillera Occidental se ubican en la prolongación de la tendencia oceánica, pero los porcentajes en potasio son mucho más altos.

De una manera similar a la razón K/Rb, la razón K/Sr caracteriza bien a los cuerpos mesozoicos y cenozoicos. Los primeros tienen rangos más amplios y promedios más altos por un factor de 1,5 a 3 que los segundos (Tabla 27) pero entre los intrusivos del mismo período el rango es más o menos similar. Además entre los grupos de intrusivos Cenozoicos del N y S los valores son muy parecidos, exceptuando Morrogacho en que son muy bajos.

En el diagrama K vs Sr (Fig. 56) las muestras correspondientes a los diversos intrusivos se localizan en general por fuera del cuerpo delimitado por Kistler, R. y Peterman, Z. (1973), para las rocas graníticas de Sierra Nevada, cuyo contenido en Sr para granodioritas varía entre 203 y 764 ppm, con excepción de algo de coincidencia hacia los valores altos en estroncio, para las muestras correspondientes al BI. Es importante destacar que los intrusivos cenozoicos delimitan campos que se sitúan por encima, hacia los valores altos en estroncio, de la zona delimitada para las rocas plutónicas de Sierra Nevada. Asimismo, la composición en K y Sr es coincidente con la de los basaltos alcalinos en el caso de los intrusivos subvolcánicos y relativamente cercana a los plutones de la Cordillera Occidental. Los del sector N de ésta se ubican en la prolongación de la tendencia oceánica pero hacia los valores altos de Sr y K.

En las razones Ca/Sr y Ba/Sr los intrusivos mesozoicos tienen valores promedios más altos y rangos comparables a los cenozoicos, con excepción de los intrusivos subvolcánicos cuyo valor promedio en Ba/Sr es similar al de aquellos. Entre los grupos de intrusivos cenozoicos del N y S los valores de las razones son muy cercanos (Tabla 27).

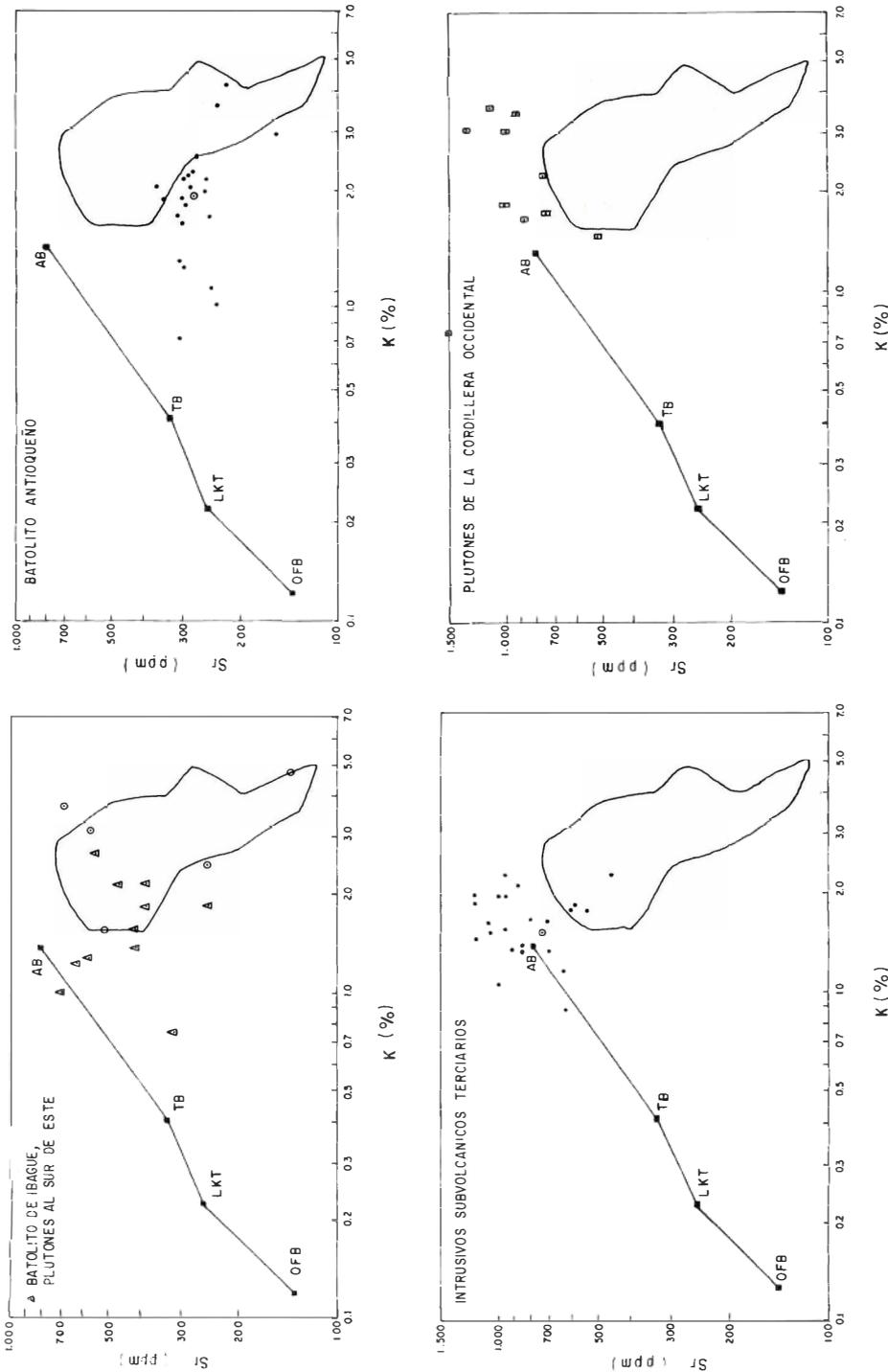


FIG. 56. Concentración de Sr con relación al potasio en rocas graníticas en el Batolito de Ibagué, plutones al sur de éste, Batolito Antioqueño, intrusivos subvolcánicos terciarios, y plutones de la Cordillera Occidental. Los campos delimitados corresponden a las rocas graníticas mesozoicas de California, según Kistler y Peterman (1973). Variación de estos elementos en basaltos oceánicos promedios (HART, et al, 1970) se muestra para comparación: OFB, basaltos de piso oceánico (basaltos de dorsales); LKT, toleitas bajas en potasio; TB, basalto toleítico; AB, basalto alcalino.

La razón Rb/Sr es más alta en los granitoides mesozoicos que en los cenozoicos. Los rangos son más amplios y los promedios más altos en los primeros. El BA posee valores muy altos en comparación con los demás intrusivos. Con excepción de Morrogacho, los que tienen una razón más baja son los cuerpos subvolcánicos de la Depresión del Cauca - Patía. El BI posee algunos valores comparables a los plutones del sector septentrional de la Cordillera Occidental. Es importante tener en cuenta que razones Rb/Sr entre 0,06 y 0,10, como las que tienen los intrusivos de la Cordillera Occidental y Depresión del Cauca - Patía, son comparables a las razones de basaltos o dioritas. Valores superiores a éstos son compatibles con diferenciación o fusión parcial de magma paren-

tal o material fuente original (KISTLER, R. y PETERMAN, Z., 1973).

En el diagrama Rb/Sr vs Rb (Fig. 57) se observa en general una correlación positiva. Las rocas del BA se sitúan en el campo de las rocas graníticas del Batolito de Sierra Nevada cuya razón isotópica varía de 0,7040 a 0,7050, o sea mayor 0,7040 (KISTLER, R. y PETERMAN, Z., 1973). En cambio las del BI se ubican en su mayoría fuera de dicho campo y hacia el de baja razón isotópica (< 0,7040) o coincidiendo con él. Los valores de los intrusivos cenozoicos delimitan un campo separado hacia contenidos altos en Rb pero traslapando en parte el de las rocas Californianas de baja razón isotópica.

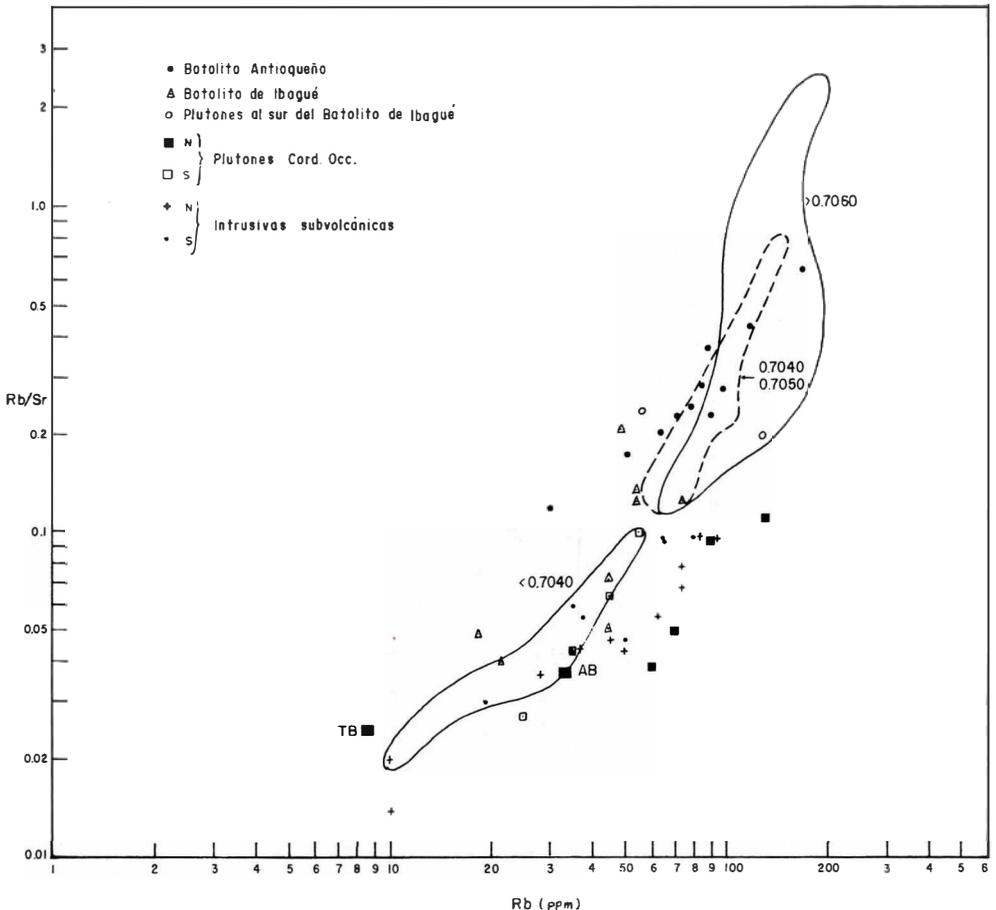


FIG. 57. Rb/Sr vs Rb de rocas granitoides meso-cenozoicas de las Cordillera Central y el occidente colombiano. Los campos delimitados corresponden a las rocas graníticas mesozoicas de California, según Kistler y Peterman (1973). Datos para los basaltos oceánicos toleíticos (TB) y alcalinos (AB) de Hart, et al. (1970).

En el diagrama Rb vs Sr (Fig. 58 y 59) tomada de Coleman, R. y Peterman, Z. (1975) la mayoría de las rocas calcoalcalinas estudiadas en este trabajo, se localizan marginalmente o por fuera del campo delimitado por dichos autores para las rocas volcánicas calcoalcalinas de arcos de islas y márgenes continentales. Asimismo, todas se ubican en una posición totalmente diferente a los plagiogranitos oceánicos.

Con base a las relaciones K/Rb, K/Sr, Ca/Sr y Ba/Sr el orden decreciente en el fraccionamiento sería: BA, BI y luego los intrusivos cenozoicos. Estos últimos tienen valores bastante semejantes. Entre los intrusivos subvolcánicos los valores de ambos grupos son similares con excepción de K/Rb. Si a es-

tos cuerpos se les compara con los valores para las rocas volcánicas Circum - Pacíficas promedias (TAYLOR, S. 1969; Tabla 28) se observa que la razón K/Rb en ellas es más cercana a la de las dacitas y andesitas.

	K °/°	Rb (ppm)	K/Rb
Basalto aluminoso	0,33	9,6	344
Andesita básica	0,91	14	650
Andesita	1,33	31	430
Dacita	1,70	44	386
Riolita	2,81	108	250
Grupo N	1,77	50	513
Grupo S	1,64	49	332
N + S	1,07	49,5	423

TAB. 28. Contenidos de Rb y K/Rb en las rocas subvolcánicas de la Depresión del Cauca - Patía y de las andesitas promedias Circum-Pacíficas.

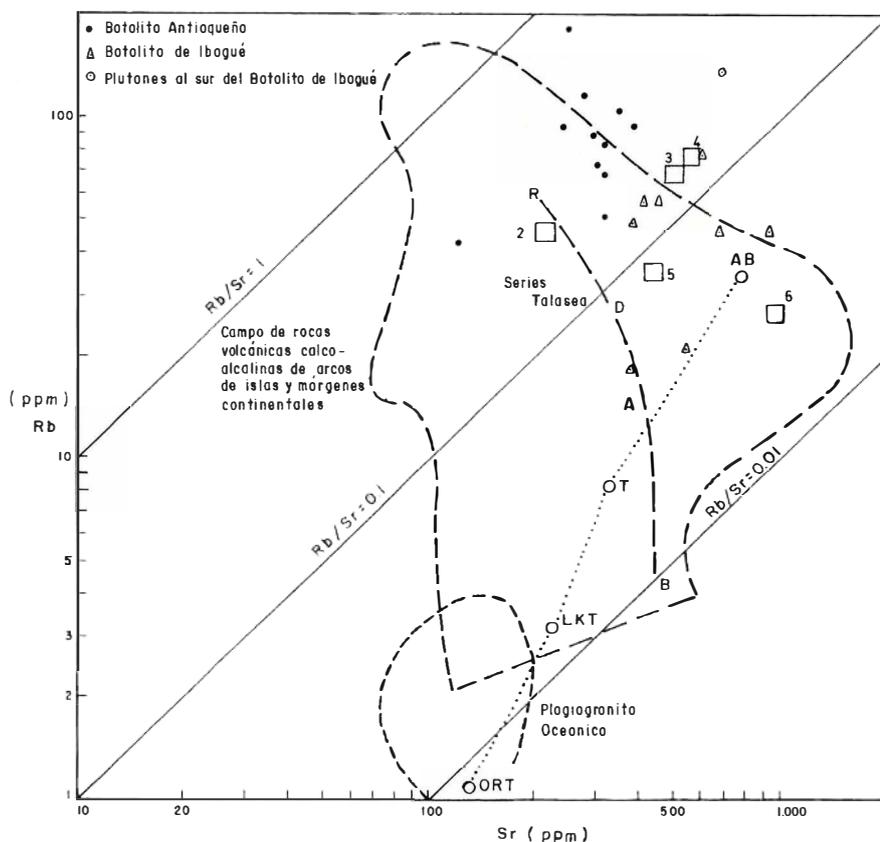


FIG. 58. Contenido de Sr vs K en las rocas del Batolito de Antioquia, Batolito de Ibagué y plutones al sur de éste. Basaltos promedios de Hart, et al. (1970). □ Valores promedios para cuarzodioritas y trondhjemitas de ambiente continental y margen continental. (3) Granodiorita de Pitts Meadow, Colorado. (4) Granodiorita Kroenke, Colorado. (5) Neis Northern Light, Ontario. (6) Tonalita Saganaga, Ontario. Serie Talasea: promedios para basaltos (B) andesita (A) dacita (D) y riolita (R). Basaltos oceánicos promedios de Hart, et al., (1970). ORT toleitas de dorsales oceánicos LKT, toleitas bajas en potasio; T: toleitas; AB: basaltos alcalinos. Tomado de Coleman y Peterman, 1975.

4.7. DIFERENCIACION MAGMÁTICA Y LA VARIACION EN ELEMENTOS TRAZAS INCOMPATIBLES Y FERROMAGNESIANOS

Aunque en los diagramas de variación química se supuso que las rocas estaban relacionadas por procesos de diferenciación por cristalización fraccionada, y la tendencia que siguen es la común en series calco-alcalinas, dicha disposición no prueba que las rocas estén vinculadas con tal proceso. Así, aunque en los batolitos de Ibagué y especialmente en el de Antioquia, puede tratarse de rocas de composición química variada pero derivadas de un solo magma parental, en los otros intrusivos las muestran pertenecen a cuerpos independientes y probablemente relaciona-

dos con pulsos magmáticos distintos. Asimismo, la cristalización fraccionada puede haber sido el proceso más importante pero no el único y aunque las curvas de variación pueden ser explicadas por él, no son pruebas absolutas de que dicho proceso haya existido (CHAYES, 1962).

Las tendencias de los diversos diagramas de variación es posible explicarlas si se consideran los coeficientes de partición para los Elementos Litófilos de Radio Iónico Grande (ELRIG) y los elementos ferromagnesianos en los minerales que son importantes petrogenéticamente (Tabla 29). En efecto, por fraccionamiento de piroxeno, olivino y granate o por un bajo porcentaje de fusión de estos minerales, a altas temperaturas, el

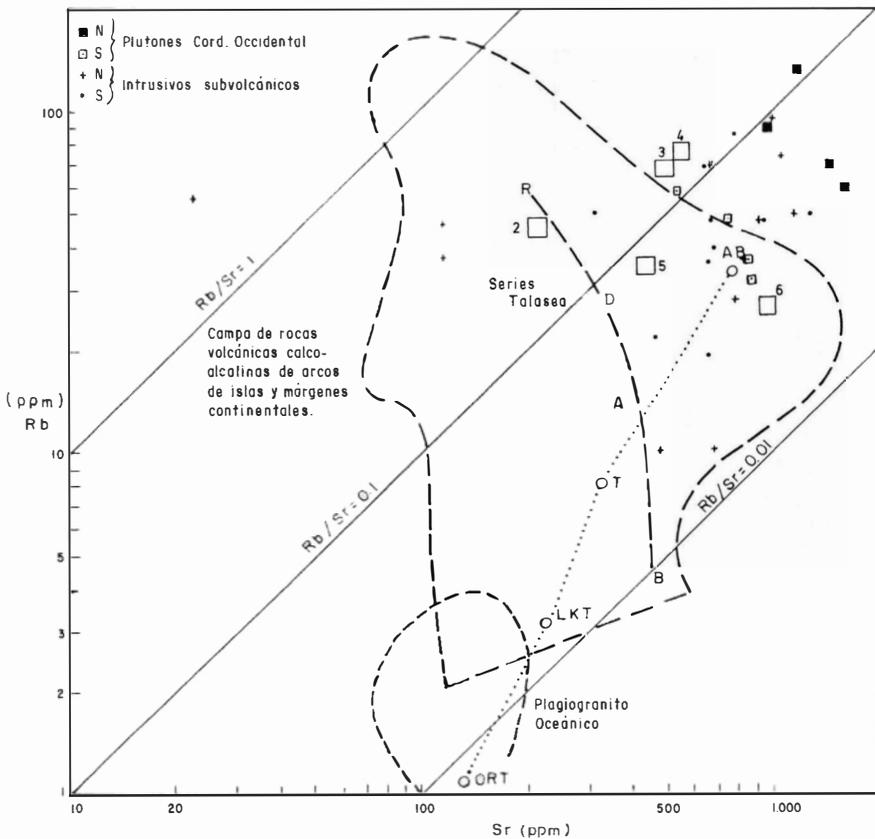


FIG. 59. Contenido de Sr vs K en las rocas de los intrusivos subvolcánicos y plutones granitoides de la Cordillera Occidental. Basaltos promedios de Hart, et al. (1970) □ Valores promedios para cuarzodioritas y trondhjemitas de ambiente y margen continental (3) Granodiorita de Pitts Meadow, Colorado. (4) Granodiorita Kroenke, Colorado. (5) Neis Northern Light, Ontario. (6) Tonalita Saganga, Ontario. Series Talasea: promedios para basaltos (B) andesita (A) dacita (D) y riolita (R) Basaltos Oceánicos promedios de Hart, et al. (1970). ORT: Toleitas de dorsales oceánicas LKT. toleitas bajas en potasio; T: toleitas; AB: basaltos alcalinos. Tomado de Coleman y Paterman, 1975.

	cpx	opx	ol	gt	pgl	hb	biot
K	0.06	0.03	0.01	0.05	0.3	0.7	1.01
Rb	0.05	0.025	0.01	0.03	0.1	0.25	0.94
Sr	0.15	0.02	0.01	0.008	2.0	0.50	0.08
Ba	0.08	0.013	0.01	0.04	0.6	0.50	1.09
Sc	3	1	0.5	8.3	0.03	2	0.01
Cr	30	1	1	20	0.06	5	0.01
Co	2	2	3	4	0.06	1.1	0.01
Ni	3	3	10-15	0.7	0.01	1.7	0.01

Fuentes: Higuchi, H. y Nagasawa, H. (1969); Philpotts, J. y Schnetzler, C. (1970); Taylor, S., et al. (1969); Nagasawa, H. y Schnetzler, C. (1971); De Long, S. (1974).

TABLA 29. Coeficientes de partición cristal / líquido usados en este trabajo.

líquido resultante quedaría empobrecido en Sc, Cr, Co y Ni. La separación de hornblenda también es importante pero a niveles menos profundos.

Las variaciones químicas en los ELRIG pueden ser explicadas principalmente por el fraccionamiento de hornblenda y plagioclasa o como fases residuales en procesos de fusión parcial. El primer mineral aumentaría el contenido de Rb, Sr, Ba, K y la razón Rb/Sr y disminuiría las razones K/Rb, Ca/Sr y K/Sr en los líquidos residuales. Además no tendría ningún efecto en Ba/Sr. El segundo mineral al ser fraccionado, incrementaría el contenido del líquido en Rb, Ba y K, y aumentaría las razones Rb/Sr, Ca/Sr, K/Sr y Ba/Sr y disminuiría Sr y la razón K/Rb.

Los efectos de piroxeno y granate serían fundamentales en las primeras etapas de la evolución de los ELRIG o en intrusivos en los cuales son un constituyente importante. El clinopiroxeno aumentaría en el líquido el K, Rb, Sr, Ba y las razones K/Sr, Rb/Sr y Ba/Sr y disminuiría K/Rb. El ortopiroxeno bajaría en el líquido las razones K/Rb, K/Sr y Rb/Sr e incrementaría Ba/Sr. A su vez el granate al ser fraccionado disminuiría todas las razones antes anotadas.

Según los experimentos de Lambert, H., y Wyllie, P. (1973) el quiebre de plagioclasa ocurre a 15 Kb (50 km) y 650°C bajo condiciones húmedas ($PH_2O = Pcarga$) en sólidos de tonalita. Asimismo, la plagioclasa es un mineral líquido o cerca a líquido a 5 Kb y 1000°C, bajo condiciones subsaturadas en H_2O (WYLLIE, et al., 1976). Además,

para condiciones hidratadas, donde $PH_2O < Pcarga$, la plagioclasa es una fase residual de magmas primarios producidos por fusión de asociaciones anfibolíticas entre 30 y 40 km de profundidad y 900°C (GREEN y RINGWOOD, A., 1969). Por otra parte, Lambert, H. y Wyllie, P. (1974) mediante estudios experimentales sugieren que la hornblenda es inestable en líquidos de composición tonalítica a presiones mayores que alrededor de 20 Kb (60 km).

Las más altas concentraciones en Sr se podrían explicar por fusión parcial bajo condiciones subcorticales o en la corteza oceánica subductada en donde la plagioclasa es una fase inestable. De la misma manera, el valor de estroncio sería más bajo y no se concentraría en los fundidos residuales a presiones bajas o poca profundidad de fusión, a causa de que la plagioclasa sería una fase sólida estable y fraccionaría el estroncio, de tal forma que los líquidos residuales serían pobres en dicho elemento. Si se tiene en cuenta este hecho, los intrusivos ubicados al occidente de la Zona de Fallas de Romeral (cenozoicos), habrían sido generados bajo condiciones más profundas que los situados al este de la misma (mesozoicos). El papel jugado por el fraccionamiento de plagioclasa debería tentativamente haber sido más importante que el de la hornblenda en los últimos intrusivos puesto que tienen valores más altos en Rb/Sr, Ca/Sr y K/Sr.

La mineralogía de los plutones del sector norte de la Cordillera Occidental excluye la participación de la anfíbola en el fraccionamiento. Así, el bajo contenido en

elementos trazas ferromagnesianas y la alta concentración en elementos incompatibles, sugiere que el granate y el olivino fueron fases residuales o se fraccionaron tempranamente y que la plagioclasa fue probablemente una fase inestable.

4.8. CORRELACION DE LAS VARIACIONES QUIMICAS Y EL AMBIENTE GEOLOGICO DE LOS INTRUSIVOS MESOCENOZOICOS

Los intrusivos cenozoicos y mesozoicos se emplazaron en terrenos muy diferentes geológicamente. Los primeros se ubican en un complejo básico ensimático y los segundos son ensiálicos. Ambos ambientes geológicos están separados por una importante zona tectónica que es la zona de Fallas de Romeral. Este rasgo estructural marca también una separación en la composición química de los intrusivos granitoides, especialmente notoria en los elementos incompatibles de radio iónico grande pero no es clara en cuanto a los álcalis.

Considerando el promedio en elementos mayores, las rocas granitoides situadas al E de la Falla Romeral, son más silíceas, pero en la relación K/Si y K_2O/Na_2O no hay diferencia significativa. Con respecto a los plutones al sur del Batolito de Ibagué (PS), estas razones son notoriamente más altas. Al occidente de Romeral, los intrusivos

tienen en general, valores promedios más altos en calcio, hierro y en FeO /MgO. De este contexto estarían excluidos los plutones de Urrao - Frontino en cuanto a los álcalis y K/Si cuyos valores son altos.

De manera similar, el este de la zona Tectónica de Romeral, los granitoides tienen valores más bajos en la razón K/Rb y más altos en K/Sr, Ca/Sr, Ba/Sr y Rb/Sr.

En la Tabla 30 se presentan los valores de Rb, Sr y Rb/Sr para algunos granitoides cuyas edades varían desde el Jurásico tardío al Eoceno y para rocas volcánicas cuaternarias del Nevado del Ruiz. Los cuerpos a los cuales pertenecen están ubicados en la Cordillera Central al este de la zona de Fallas de Romeral. Aunque solo se trata de unas pocas muestras, los valores de la razón Rb/Sr son bajos y menores de 0,10 y las concentraciones en Sr y Rb son más cercanas al BI que al BA. Asimismo, se constata que los valores podrían ser independientes de la edad del cuerpo y dependerían probablemente de la posición geográfica, marco geológico-tectónico y evolución del magma.

Es importante mencionar que las andesitas tienen posiblemente asociación con la actual zona de subducción situada en la Costa Pacífica. Jaramillo, J. (1978), reporta xenolitos de granulitas que implicarían según dicho autor, profundidades de formación para las mismas de 30 a 36 km. Estos datos

PLUTON	EDAD (m.a.)	No. MUESTRA	Rb ** (ppm)	Sr ** (ppm)	Rb/Sr
Batolito de Ibagué	143	11	45	534	0,084
Batolito de Antioquia	79	22	90	300	0,30
Manizales	62,4 ± 4*	1	37,6	626,5	0,060
Hatillo	53 ± 1,8	1	26,4	626,5	0,042
Florencia	54,9 ± 1,9	3	38,6	537	0,072
Andesitas (N. del Ruiz)	Cuaternario	4	64,85	664,6	0,098

* Determinación por huellas de fisión (Jaramillo, J. M., comunicación escrita, 1978).

** Análisis por fluorescencia de rayos X.

TABLA 30. Contenidos en Sr y Rb/Sr de intrusivos granitoides de edades diferentes en la Cordillera Central.

concuerdan con la evidencia geofísica del espesor cortical en la Cordillera Central.

Se deben destacar las similitudes existentes entre las composiciones en K, Rb y Sr de los cuerpos mesocenozoicos estudiados en este trabajo y las particularidades de las rocas granitoides del Batolito de Sierra Nevada (KISTLER, R. y PETERMAN, Z., 1973). En efecto, como se anotó antes, las rocas del BA se ubican en el campo de los intrusivos de Sierra Nevada cuya razón inicial en Sr^{87}/Sr^{86} se encuentra entre 0,7040 y 0,7050 en el diagrama Rb/Sr vs Rb y en la zona mayor de 0,7040 en Rb vs K. Asimismo, el BI se sitúa por fuera pero en la prolongación de bajos valores de ambos diagramas y coincide en el segundo de ellos con la tendencia oceánica, situándose algunas de las muestras en esta última. En cambio, las muestras de los demás intrusivos están próximas al campo de Sr^{87}/Sr^{86} menor de 0,7040 coinciden con él o se sitúan en la prolongación del mismo. aunque algunas muestras de los intrusivos subvolcánicos se ubican en la zona de alta razón isotópica. En California la línea de Sr^{87}/Sr^{86} igual a 0,7040 marca un límite paleogeográfico, geofísico y geoquímico. En dicha zona los intrusivos con Sr^{87}/Sr^{86} igual a 0,7040 tienen concentraciones en elementos trazas similares a los basaltos alcalinos y toleíticos oceánicos y se sitúan en terrenos con abundantes afloramientos de rocas ultramáficas y máficas. Además los plutones con Sr^{87}/Sr^{86} menor o igual a 0,7060 se ubican donde dichos afloramientos son escasos o no existen. Lo anterior no significa que los intrusivos meso-cenozoicos que tienen una composición parecida o coincidente con los de Sierra Nevada, posean la misma razón isotópica, pero esta razón isotópica es una función de la relación Rb/Sr en las rocas de las cuales los magmas fueron derivados y ambas tienen una correlación positiva. En Colombia el límite entre ambos ambientes se presenta probablemente a lo largo o está próximo al Sistema de Fallas de Romeral. En el aspecto geoquímico los intrusivos considerados son diferentes al oeste y este de dicho sistema tectónico, como igualmente en el aspecto mineralógico, siendo en general más básicos al oeste del mismo. Existen algunos cuerpos

que no fueron considerados en este trabajo, cuya composición química y en buena parte mineralógica es desconocida.

4.9. CONCLUSIONES PETROQUIMICAS

1. Las rocas plutónicas y subvolcánicas mesozoicas y terciarias de la Cordillera Central y del occidente colombiano pertenecen a las series calco-alcalinas de márgenes continentales.
2. La composición de los diferentes intrusivos plutónicos y subvolcánicos corresponden a los granitoides tipo I, aunque algunas muestras de los últimos intrusivos poseen valores mayores de la unidad en corindón normativo. Los plutones al sur del BI tienen los contenidos más altos en este mineral y solo dos contienen diópsido normativo.
3. En un diagrama AFM, las rocas del stock de Morrogacho se sitúan en el campo toleítico y siguen la tendencia Skaergaard, siendo similares a las rocas menos diferenciadas de este complejo básico. Este cuerpo tiene una composición química anómala, explicable tentativamente por contaminación y reacción del magma que lo originó con calizas magnesianas.
4. La variación petrológica transversal en elementos mayores, menores y trazas indican preliminarmente que el Batolito de Antioquia (BA) tiene una zonación asimétrica, con facies más básicas hacia el oriente. Asimismo, no muestra variación significativa en álcalis y K/Si. El estroncio se incrementa hacia el este y el bario hacia el oeste. No presenta por lo tanto, la variación transversal observada en rocas volcánicas de arcos de islas o en el Batolito de Sierra Nevada, la cual ha sido asociada a variaciones en profundidad del plano Benioff. Si éste existió, la ubicación lógica de una paleozona de subducción debió ser al occidente del sistema de Fallas de Romeral, lugar en donde se encuentran las asociaciones petrotectónicas típicas de límites compresivos de placas y donde ocurre la delimitación geográfica entre el sial y el sima.

5. En el Batolito de Ibagué se observa una variación petrológica transversal con incremento de Ba hacia el este y disminución en el mismo sentido de Sr y Ni.
6. El BA y BI tienen valores más altos en elementos ferromagnesianos mayores y trazas y más bajas cantidades en elementos litófilos de alta coordinación (Rb, Sr y Ba), con respecto al Batolito de Sierra Nevada, a las granodioritas Circum-Pacíficas promedias de Taylor, S. (1969) y granodioritas promedias de la corteza terrestre (TUREKIAN, K. y WEDEPOHL, K., 1961).
7. El BI y BA contienen concentraciones mayores en Rb, Sr y Ba comparados con las andesitas Circum-Pacíficas de Taylor, S. (1969).
8. El BA es un plutón más diferenciado que el BI.
9. La variación de los elementos ferromagnesianos se puede explicar principalmente por fraccionamiento en las etapas tempranas de alta temperatura de piroxenos, granate y olivino. La de los elementos litófilos de radio iónico grande (ELRIG) K, Rb, Sr y Ba por remoción de hornblenda y plagioclasa. Este último proceso parece ser importante en los plutones de la Cordillera Central especialmente. En los intrusivos de la Cordillera Occidental y Depresión del Cauca-Patía, la plagioclasa parece haber sido una fase inestable en las rocas parentales, y en las primeras la hornblenda parece no haber desempeñado un papel significativo.
10. La tendencia de las líneas medias de las normas obtenidas en un triángulo Q-PL-Or, sugieren que el BI y BA cristalizaron entre 1 kb y 5 kb de presión de agua.
11. Los granitoides más máficos química y mineralógicamente se ubican en la Cordillera Occidental (monzonitas, monzodioritas y tonalitas) y Depresión del Cauca-Patía (andesitas) los más félsicos en la Cordillera Central. Los PS poseen la composición más félsica dentro de las ubicadas en esta última cordillera (sienitas, cuarzomonzonitas, granitos).
12. Los PS tienen características petroquímicas que sugieren la ausencia de relación genética con el BI. Probablemente se trate de pulsos magmáticos anteriores al BI.
13. En general, los plutones de la Cordillera Occidental y los intrusivos subvolcánicos de la Depresión del Cauca - Patía, poseen cantidades mayores o similares en álcalis con respecto a los granitoides de la Cordillera Central.
14. El porcentaje (20%) de rocas toleíticas en la Depresión del Cauca - Patía, parece no tener relación con el espesor cortical y estaría controlado por procesos subcorticales.
15. La composición promedio de los intrusivos subvolcánicos es más baja en elementos ferromagnesianos que rocas similares de Cascades y Andes Centrales. Con respecto a la andesita Circum-Pacífica de Taylor, S. (1969), tienen menor magnesio y Calcio. El K_2O/Na_2O es similar al de las andesitas y dacitas de márgenes continentales.
16. Con base en las razones de elementos incompatibles es posible caracterizar los intrusivos terciarios y los mesozoicos. Así, los primeros tienen valores más bajos en K/Sr, Rb/Sr, Ba/Sr y más altos en K/Rb que los segundos, indicando de esta manera niveles de presión diferentes durante su génesis.
17. Los intrusivos situados al occidente del Sistema de Fallas de Romeral, tienen valores más afines con la tendencia oceánica en las razones mencionadas en el punto anterior. Por lo tanto, la fuente de dichas rocas podría haber sido primitiva y caracterizada por bajas razones Rb/Sr.
18. El BI tiene valores diferentes al BA en elementos incompatibles y más similares a los intrusivos Cenozoicos del occidente colombiano. Las rocas parentales de este batolito fueron primitivas y podrían proceder tanto de la corteza inferior como del manto.

19. Los valores K, Rb, Sr y Ba correspondientes al BA se grafican en un campo claramente separado de los demás intrusivos. Las razones K/Sr, Rb/Sr y Ba/Sr son más altas y K/Rb más bajas que en los demás cuerpos. Aunque no se dispone de datos isotópicos, los valores relativamente más altos para los parámetros mencionados podrían sugerir un origen en la corteza inferior o en el manto bajo condiciones de menos profundidad (o presión). Los valores del BA coinciden con el campo de los de alta razón isotópica en el Batolito de Sierra Nevada.

20. Los cuerpos granitoides y las volcánicas cuaternarias, situadas en la Cordillera Central tienen similitudes en el contenido de Rb/Sr (< 0.10) independientemente de la edad de cada cuerpo. Se exceptúan el Batolito Antioqueño cuya razón Rb/Sr es alta (0.30).

21. En un diagrama Rb vs Sr, las series calco-alcalinas estudiadas en este trabajo, se sitúan marginalmente al campo delimitado por Coleman, P. y Peterman, G. (1975), para rocas volcánicas y plutónicas calco-alcalinas de márgenes continentales y arcos de islas, y se ubican en zonas completamente diferentes a los plagiogranitos oceánicos.

22. Entre la Cordillera Central y el Occidente Colombiano, existe un fuerte contraste en el ambiente geológico y en la actividad intrusiva. La inexistencia de corteza continental en el occidente de Colombia no ha implicado un menor contenido en elementos alcalinos y alcalino-térreos en los intrusivos emplazados en ella. La explicación debe residir en fenómenos de fusión a nivel del manto y en procesos posteriores durante la evolución de los líquidos magmáticos.

5. PETROGENESIS

Las rocas calcoalcalinas o sus precursoras pueden ser generadas en la corteza continental inferior, en la corteza oceánica subductada, en el manto intercortical o por procesos que comprenden material de los tres

ambientes mencionados (WYLLIE, P., et al, 1976). La ocurrencia de batolitos en asocio con zonas de subducción en márgenes continentales ha llevado a varios autores a considerar el origen de dichos cuerpos ígneos como relacionados a los tres últimos procesos antes anotados. Los petrólogos experimentales han estudiado las variables principales que influyen en la temperatura y cristalización de un magma; ellas son contenido de agua (o fugacidad de agua), presión y fugacidad de oxígeno. Con esta base se han analizado los diferentes ambientes de generación de los magmas calcoalcalinos. En primer término se considerarán los datos experimentales en relación con los elementos trazas.

De especial interés para consideraciones petrogenéticas son las rocas ubicadas en la Cordillera Occidental y Depresión del Cauca - Patía puesto que fueron emplazadas en una zona donde parece no existir corteza continental que contrasta con la presencia de esta última en la Cordillera Central al oeste de la Zona de Fracturas de Romeral.

5.1. ELEMENTOS MAYORES

Forbes, et al. (1969) y López, L. (1978) observaron semejanzas geoquímicas entre rocas plutónicas y volcánicas de una misma área en las islas Aleutianas y en Chile respectivamente. De la misma manera, Dickinson, W. (1970), postuló, que los magmas intrusivos graníticos que dieron origen al Batolito de Sierra Nevada podrían tener la misma fuente profunda que los magmas eruptivos andesíticos.

5.1.1. FUSION EN LA CORTEZA CONTINENTAL INFERIOR

Los trabajos experimentales han demostrado que magmas primarios andesíticos (o tonalíticos) con 2% de H₂O pueden ser generados en la corteza inferior entre 30 y 50 km de profundidad, pero requerirían temperaturas de 1100°C (LAMBERT, H. y WYLLIE, P., 1977). Stern, C., et al., 1975; Willie, P., et al., 1976; Stern, C. y Wyllie, P., 1977). Si bien estas altas temperaturas se pueden alcanzar bajo situaciones especiales,

su ocurrencia es demasiado particular para considerarse como originaria de los magmas andesíticos o tonalíticos.

Por consiguiente, éstos no son magmas primarios originados en la corteza continental. Su generación debe ser subcortical.

5.1.2. FUSION EN LA CORTEZA OCEANICA SUBDUCTADA

Los experimentos de Green, T. y Ringwood, A. (1968, 1969); Green T. (1972), Nicholls y Ringwood, A. (1973) y Ringwood A. (1974), sugieren que los magmas calco-alcalinos andesítico-dacíticos se pueden derivar de cuarzo-eclogita, por fusión parcial bajo condiciones anhidras y a presiones cercanas a 30 kb. A estas presiones las fases sólidas en equilibrio con el fundido (mineralogía cercana al líquido) serían granate, clinopiroxeno y cuarzo. El grado de fusión determinaría la composición del líquido calcoalcalino y el residuo estaría formado por proporciones diferentes de clinopiroxeno y granate dependiendo de la fusión obtenida. Una composición típicamente andesítica se alcanzaría con un 40 - 50% de fusión. El modelo es consistente con la transformación de los basaltos oceánicos subductados a rocas eclogíticas a profundidades entre 80 - 150 km y derivación a partir de éstas de un magma primario andesítico.

La mineralogía líquida de tonalitas o andesitas es dominada por granate a presiones que corresponden a profundidades mayores de 80 km. Además esto es válido solamente para andesitas sub-saturadas con 0-2% de H₂O disuelta probablemente, lo cual implicaría temperaturas de 1300 - 1400°C a 100 km de profundidad (STERN, C. y WYLLIE, P., 1973; WYLLIE, P., et al., 1974).

Existe poca probabilidad que dichas temperaturas sean alcanzadas en la zona Benioff a 100 km (TOKSOZ, M., et al., 1971). Por otra parte, bajo condiciones hidratadas la temperatura de fusión de la cuarzo eclogita baja significativamente y el contenido de sílice de los magmas originados, que varían en carácter de intermedios a

ácidos, es función de la temperatura de fusión. A 900°C los magmas primarios producidos tienen un porcentaje cercano a 63% en SiO₂ y un número magnésico (Mg/Mg + Σ Fe) del orden de 0,4 (NICHOLLS y WHITFORD, 1976). A pesar de la similitud en dichos contenidos con rocas ígneas intermedias, Stern, C. (1974), Wyllie, P. y Stern, C. (1976), Stern, C. y Wyllie, P. (1977) informan que los líquidos derivados por fusión de la cuarzo eclogita se desvían de la tendencia calco-alcalina y las composiciones son distintas a la de los magmas calco-alcalinos típicos. Por lo tanto, los magmas andesíticos o tonalíticos no son magmas primarios originados en la corteza oceánica subductada con mineralogía eclogítica. Aunque puede haber fusión en la zona Benioff, los líquidos silíceos intermedios deben de sufrir considerables cambios o diferenciación en el manto intercortical o corteza continental antes de hacer erupción o emplazarse en zonas cercanas a la superficie. De acuerdo con Hamilton, W. y Myers, W. (1967) los estudios isotópicos y los contenidos en Rb en diversos granitoides de Norte América excluyen la posibilidad de que los magmas graníticos sean rocas del manto o de la corteza continental silícea fundidas completamente. Por otra parte, los contenidos en elementos mayores y menores y la química isotópica de magmas andesíticos eruptados, no es consistente con su generación como magmas primarios, en la corteza oceánica subductada.

Green, T. y Ringwood A. (1969) encontraron que a 10 kb y bajo condiciones hidratadas el líquido de una composición andesítica - dacítica consiste esencialmente de anfíbola subsilíceo, piroxeno y plagioclasa; además las temperaturas necesarias para la fusión parcial de esta asociación mineralógica varía de 900° (dacitas-riodacitas) a 1100°C (and. - andesitas - andesitas basálticas - and. basáltica). Este modelo sugiere que mediante fusión parcial bajo condiciones hidratadas los basaltos oceánicos subductados con mineralogía anfibolítica consistente en anfíbol subsilíceo, piroxeno y plagioclasa, pueden dar origen a magmas andesítico-dacíticos a una profundidad de 30-40 km y una temperatura de 900°C. A similares conclusiones llegaron Lambert, H. y Wyllie, P. (1973).

5.1.3. FUSION EN EL MANTO
INTERCORTICAL

Fugacidad H ₂	No. Magnesiano
10,45 atm	0,85
1 atm	0,50

Varios investigadores han sugerido que magmas cuarzo - normativos de composición similar a los andesíticos, se pueden originar de rocas del manto por fusión parcial hidratada (POLDERVAART, 1955; O'HARA, 1965) a presiones de 15 a 35 kb (KUSHIRO, et al., 1968; KUSHIRO, 1972). El agua podría provenir de la corteza oceánica subductada (McBIRNEY, A., 1969). En cambio Green, T. (1970), Nicholls y Ringwood, A. (1973) y Nicholls (1974), comprobaron que el olivino no aparece en el líquido de una composición andesítico-básaltica o cuarzo-toleítica a presiones superiores a 10 kb, sugiriendo que los magmas andesítico-basálticos o con contenido mayor de SiO₂ no se pueden derivar directamente del manto. Asimismo, a presiones inferiores a 10 kb, Nicholls y Ringwood, A. (1973) establecen la existencia de magmas cuarzo-toleíticos, los cuales podrían generarse aún a presiones mayores en el rango de 17 a 20 kb y olivino-toleíticos entre 20 y 30 kb. Según los autores a estas presiones ambos tipos de magmas tienen una fase eclogítica que al ser fraccionada, origina líquidos andesíticos o dacíticos. Este proceso podría ser importante a presiones menores de 20 kb.

Los experimentos de Mysen y Boettcher (1975) establecieron que por fusión parcial hidratada de peridotita se pueden obtener diversos líquidos si se tiene en cuenta la composición original de la peridotita, la temperatura, presión y las fugacidades del H₂O y CO₂. Ellos obtuvieron los siguientes resultados:

Presión	Fracción molar H ₂ O	Magma
25 kb	≥ 0,6	andesítico
25 kb	< 0,5	olivino-normativo
25 kb	≤ 0,4	olivino-nefelina normativos

Asimismo, establecen la asociación del número magnesiano con la fugacidad de H₂ en el líquido generado por fusión parcial de peridotita, así:

Según Lambert, H. y Wyllie, P. (1973), Wyllie, P., et al. (1976), la mineralogía líquida de magmas tonalíticos o andesíticos, a presiones mayores de 80 km está determinada por granate. por lo tanto, no pueden representar magmas derivados de peridotita del manto. Además, analizando los resultados de los experimentos de Nicholls y Ringwood (1973) y Nicholls (1974), anotan que si las andesitas magnesianas son derivadas de magmas primarios deberían estar saturadas con H₂O, conteniendo 10 a 20% en agua disuelta. Estos resultados son consistentes con los de Mysen y Boettcher (1975). No hay evidencia de que existan magmas andesíticos con dicho contenido de agua y si ocurrieran cristalizarían a profundidades mayores de 40 km antes de moverse hacia arriba.

En resumen, los magmas de composición intermedia son magmas residuales derivados mediante fraccionamiento u otro proceso, de magmas primarios producidos por fusión parcial hidratada de peridotita (STERN, C. et al., 1975; WYLLIE, P. et al., 1976; STERN, C. y WYLLIE, P., 1977). De esta manera, según dichos autores, los magmas calco-alcalinos tonalíticos o sus precursores se pueden derivar del manto intercortical o de la corteza oceánica subductada o de procesos que correspondan tanto a materiales del manto intercortical como de la corteza subductada.

5.2. ELEMENTOS TRAZAS

En los modelos petrogenéticos de los granitoides se consideran las concentraciones en algunos elementos trazas litófilos de radio iónico grande tales como K, Rb, Sr y Ba. Los coeficientes de distribución de estos elementos han sido investigados más intensamente en comparación con los demás. En un capítulo previo se expuso la semejanza en elementos trazas ferromagnesianos de los batolitos mesozoicos con las andesitas Circum-Pacíficas y las diferencias notorias en Rb, Sr y Ba especialmente.

En esta sección se analizarán las hipótesis de generación de magmas en la misma forma que se hizo para los elementos mayores.

Si se asume que los granitoides o sus precursores estuvieron una vez fundidos y que la química de su roca madre es igual a la de las toleitas de la Placa de Nazca, entonces las concentraciones de los líquidos teóricos en los elementos trazas mencionados o los factores de enriquecimiento definidos como la razón de la concentración en los líquidos teóricos con respecto a la composición de la roca madre, deben ser análogas a las de las muestras de las rocas de los diversos intrusivos con respecto a la composición de la supuesta roca madre.

En los cálculos teóricos se asume: a) la existencia de equilibrio entre la fase líquida y las fases sólidas residuales, hasta cuando la primera es removida; se aplican por lo tanto, las ecuaciones de Shaw, P. (1970); b) que las fases presentes en la roca madre funden en proporción diferente a la razón modal en que se encuentran en dicha roca.

Las concentraciones promedias en K, Rb, Sr y Ba de los diversos granitoides e intrusivos subvolcánicos se muestran en la Tabla 27. Además en los cálculos considerados en este trabajo se utilizaron los coeficientes de partición de la Tabla 29. Los valores de los elementos antes mencionados en los basaltos de la placa de Nazca y en la peridotita del manto superior se exhiben en la Tabla 31.

En los cálculos se trató de encontrar modelos teóricos para los batolitos mesozoicos, los intrusivos subvolcánicos de la Depresión del Cauca - Patía y los plutones de la Cordillera Occidental, En estos últimos se consideraron separadamente los intrusivos del sector septentrional cuya composición es similar y los del sector sur. En el caso de los intrusivos subvolcánicos, aunque algunos cuerpos se alejan bastante del promedio general, tienen características químicas que los acercan más a dicho promedio que al de los otros granitoides. Se desea, por lo tanto, tener una primera aproximación del origen de dichos intrusivos.

5.2.1. ANATEXIA DE LA LITOSFERA OCEANICA EN ZONAS DE SUBDUCCION

En los modelos teóricos que se emplearon se excluyó la posible participación de los sedimentos oceánicos en los procesos de fusión teniendo en cuenta que la probable participación de los mismos, es menor de 2% (CHURCH, S., 1973, 1976).

	Basaltos oceánicos de la placa de Nazca (ppm) (1)	Peridotita del manto superior (ppm) (1)
K	1160	500
Rb	1.1	1
Sr	135	20
Ba	10	20

(1) Thompson, et al. (1976); Hart, S. (1976); Frey, et al. (1977).

TABLA 31. Promedio de K, Rb, Sr y Ba en basaltos oceánicos de la placa de Nazca y peridotita del manto superior.

5.2.1.1. FUSION FRACCIONAL DE ANFIBOLITA

Asumiendo una asociación parental con base al modelo de anfibolita (40% anf., 30% cpx, 30% plag,) propuesto por Ewart y Bryan (1973) y una razón de fusión anf:cpx:pl igual a 1:2:7, se calcularon las concentraciones para K, Rb, Sr y Ba en los líquidos teóricos para diferentes porcentajes de fusión (Tabla 32).

Los líquidos o fundidos teóricos dan valores relativamente bajos siendo la concordancia entre los valores calculados y los observados normalizados con respecto a las condritas, muy pobres. Sin embargo, un ajuste un poco mejor pero aún insuficiente, se obtiene cuando se supone que los basaltos alterados, sometidos a fusión están enriquecidos dos veces en K y Sr, cinco veces en Rb y diez veces en Ba (COLEMAN, R., et al., 1965; HART, S., 1969, HART, S., et al., 1976; FREY, 1976). En la Figura 60 se comparan los patrones composicionales promedios. De acuerdo con la mineralogía de la roca parental, el comportamiento de los elementos es controlado esencialmente por la plagioclasa

(1) Anfibolita

Modo Fundido	Anf. 0,10 1	cpx 0,3 2	Sr	plag. 0,3 7	K/Rb	K/Sr	Rb/Sr
Fusión	K%	Rb	Sr	Ba	K/Rb	K/Sr	Rb/Sr
1 %	0,40	35,8	221	213	111	18	0,17
10 %	0,34	23,4	339	194	147	10	0,07
30 %	0,26	13,3	385	162	195	6,8	0,03

(2) Eclogita

Modo Fundido	cpx 0,50 1	gt 0,50 4	Sr	Ba	K/Rb	K/Sr	Rb/Sr
Fusión	K%	Rb	Sr	Ba	K/Rb	K/Sr	Rb/Sr
1%	3,60	111	6206	1440	324	5,8	0,02
10%	1,44	40,5	2154	644	356	6,7	0,02
30%	0,68	12,3	848	289	446	8	0,02

(3) Granulita granatífera

Modo Fundido	cpx 0,30 0,5	gt 0,35 3,5	Sr	plag. 0,25 3	K/Rb	qtz. 0,10 3	K/Sr	Rb/Sr
Fusión	K%	Rb	Sr	Ba	K/Rb	K/Sr	K/Sr	Rb/Sr
1%	1,92	90	2286	520	213	8,4	8,4	0,04
10%	1,16	39	1340	360	297	8,7	8,7	0,03
30%	0,62	16,5	702	210	376	8,8	8,8	0,02

(4) Cuarzo-Eclogita

Modo Fundido	cpx 0,50 0,50	gt 0,45 0,40	Sr	qtz 0,15 0,10	K/Rb	K/Sr	Rb/Sr
Fusión	K%	Rb	Sr	Ba	K/Rb	K/Sr	Rb/Sr
1%	4,04	124	2536	3112	325	16	0,05
10%	1,62	42	1446	835	385	11	0,03
30%	0,70	17	738	327	412	9,5	0,02

(5) Peridotita

Modo Fundido	cpx 0,15 2	opx 0,25 1	Sr	ol 0,50 1	K/Rb	gt 0,10 0	K/Sr	Rb/Sr
Fusión	K%	Rb	Sr	Ba	K/Rb	K/Sr	K/Sr	Rb/Sr
1%	1,36	36,4	471	592	374	28,9	28,9	0,08
2 %	1,08	27	387	462	400	27,9	27,9	0,07
3%	0,89	21,3	329	378	418	27,1	27,1	0,06
5%	0,66	15,1	253	277	437	26,1	26,1	0,06
10%	0,25	4,7	160	167	532	15,6	15,6	0,03

NOTA:

Modo: abundancia fraccional de fases en la roca parental. Los cálculos se hicieron para basalto alterados. El Rb, Sr y Ba se expresan en ppm.

TABLA 32. Fraccionamiento en K, Rb, Sr y Ba por fusión parcial de rocas parentales en mineralogía de anfibolita, eclogita, granulita granatífera, cuarzo-eclogita y peridotita.

y anfíbola puesto que sus coeficientes de partición son mayores por un factor de 10 ó más con respecto al clinopiroxeno. Así, durante la fusión parcial el K y Rb es controlado principalmente por anfíbola y el Ba por la plagioclasa. Los valores son en general más bajos para K/Rb, K/Sr y Rb/Sr, con excepción de Rb/Sr a 1 y 10% de fusión. Este último porcentaje da valores compatibles.

Si se asume una mineralogía extrema, con una composición 100% de anfíbol (de ocurrencia posible a profundidades menores de 100 km) bajo condiciones hidratadas, dando origen a líquidos calcoalcalinos con una fusión de 40% de basaltos toleíticos en facies anfíbolita (HOLLOWAY y BURNHAN, 1972) los valores teóricos obtenidos considerando basaltos alterados (K: 2,44 ; Rb: 7.1 ppm; Sr 2,86 ppm; Ba: 14,3 ppm) tampoco se acercarían a los valores de las muestras.

Se desprende de lo anterior que los contenidos en K, Rb, Sr y Ba de los intrusivos meso-cenozoicos no son compatibles con un origen directo a partir de los líquidos

producidos por fusión fraccionada de basaltos oceánicos en mineralogía anfíbolítica.

5.2.1.2. FUSION FRACCIONADA DE ECLOGITA

A partir del modelo de eclogita (50% cpx; 50% gt) propuesto por Gill, J. (1974 y suponiendo una razón de fusión cpx:gt de 1:4, se hicieron los cálculos teóricos de las concentraciones de los líquidos residuales a varios porcentajes de fusión para los 4 elementos incompatibles (Tabla 32). De una manera similar al caso anterior, los líquidos teóricos generados a partir de basaltos frescos de la placa de Nazca en facies eclogítica no dan resultados cercanos, aunque tienen en dichos elementos una concentración más acorde con la de las muestras que el caso anterior. Cuando se consideran basaltos alterados en mineralogía eclogítica, los valores normalizados con respecto a las condritas, se acercan más a los de las muestras a 1 y 10% de fusión, pero los líquidos teóricos están demasiado enriquecidos en estroncio y por lo tanto, las razones elementales son bajas,

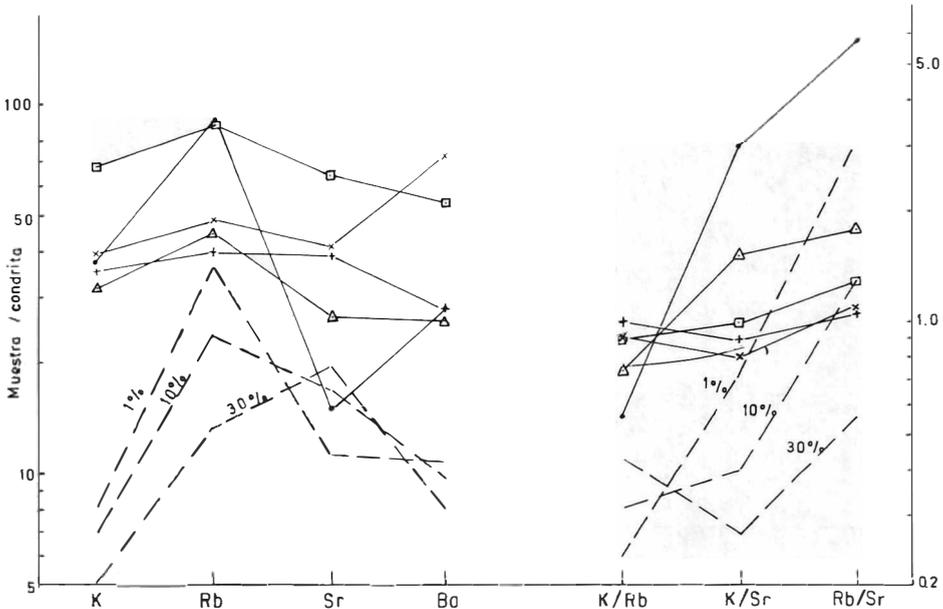


FIG. 60. Comparación entre el patrón promedio de K, Rb, Sr y Ba de las rocas intrusivas meso-cenozoicas de este trabajo y los patrones de líquidos generados por 1%, 10% y 30% de fusión fraccionada de basaltos oceánicos alterados de la placa de Nazca en la facies de anfíbolita (40%anf., 30% cpx, 30% plag; Ewart y Bryan, 1973). La razón de fusión anf:cpx:plag. es 1:2:7 Δ Batolito de Ibagué (Jurásico). ◊ Batolito Antioqueño (Cretáceo). □ Plutones granitoides del sector norte (Urroo - Frontino) de la Cordillera Occidental. + Plutones granitoides del sector sur (Anchicayá - Piedrancha) de la Cordillera Occidental. x Intrusivos subvolcánicos de la Depresión del Cauca - Patía.

con excepción de K/Rb (Fig. 61). Sin embargo, los patrones promedios de las muestras de los plutones granitoides del sector norte de la Cordillera Occidental (Urrao-Frontino) con excepción del estroncio, son cercanos a los líquidos generados a partir del 1% de fusión de la eclogita. El granate es la fase residual que controla el contenido en estroncio, puesto que su coeficiente de partición sólido/líquido es muy bajo.

Este modelo no satisface tampoco las características composicionales de las rocas granitoides colombianas.

Empleando una asociación mineralógica de cuarzo-eclogita similar a la usada por De Long, S. (1974), que consiste en 40% cpx, 45 gt y 15% qzo, con una razón de fusión cpx:gt:qz de 5:4:1, los líquidos derivados por fusión fraccionada tienen valores empobrecidos en Rb y Ba y fraccionados en Sr. Si se supone basaltos alterados en facies eclogítica el ajuste mejora para K y Rb en 10% de fusión, pero los líquidos están enriquecidos en Sr y Ba (Tabla 32).

5.2.1.3. FUSION FRACCIONADA DE GRANULITA - GRANATIFERA

De Long, S. (1974) utilizó una asociación mineralógica intermedia (30% cpx, 35% gt, 25% plg, 10% czo) entre los basaltos subductados transformados a anfibolita y aquellos transformados a eclogita. Comparando los patrones promedios a partir de basaltos subductados frescos, el ajuste es muy pobre, pero mejora si éstos están alterados. En este caso, los líquidos resultantes aunque poseen una composición cercana a la de las muestras en K, Rb y Ba para 1 y 10% de fusión (Tabla 32) dichos líquidos continúan siendo bastante fraccionados en Sr y por consiguiente las razones K/Sr y Rb/Sr son poco comparables (Fig. 62).

Ninguno de los modelos usados para explicar los intrusivos estudiados en este trabajo, a partir de los líquidos generados por fusión parcial de basaltos de la placa de Nazca en diversas mineralogías satisface las concentraciones en ELRIG de los mismos. Para que ello suceda sería necesario en la

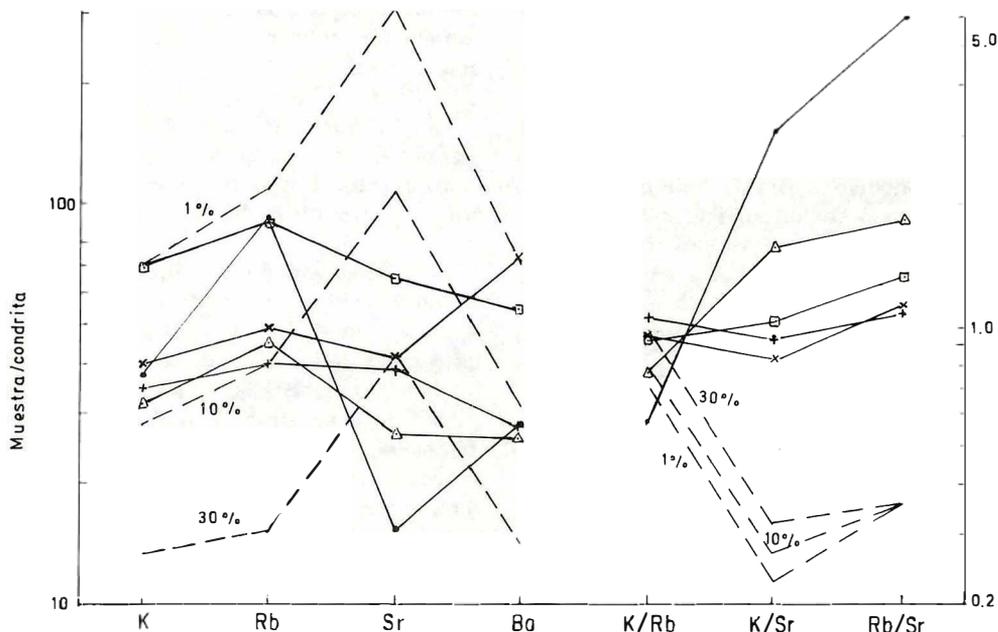


FIG. 61. Composición entre el patrón promedio de K, Rb, Sr y Ba de las rocas intrusivas mesocenozoicas de este trabajo y los patrones de líquidos generados por 1% 10% y 30% de fusión fraccionada de basaltos oceánicos alterados de la placa de Nazca con la mineralogía eclogítica (50% cpx, 50% gt; Gill, 1974). La razón de fusión cpx:gt es 1:4. Otros datos como en la Fig. 58.

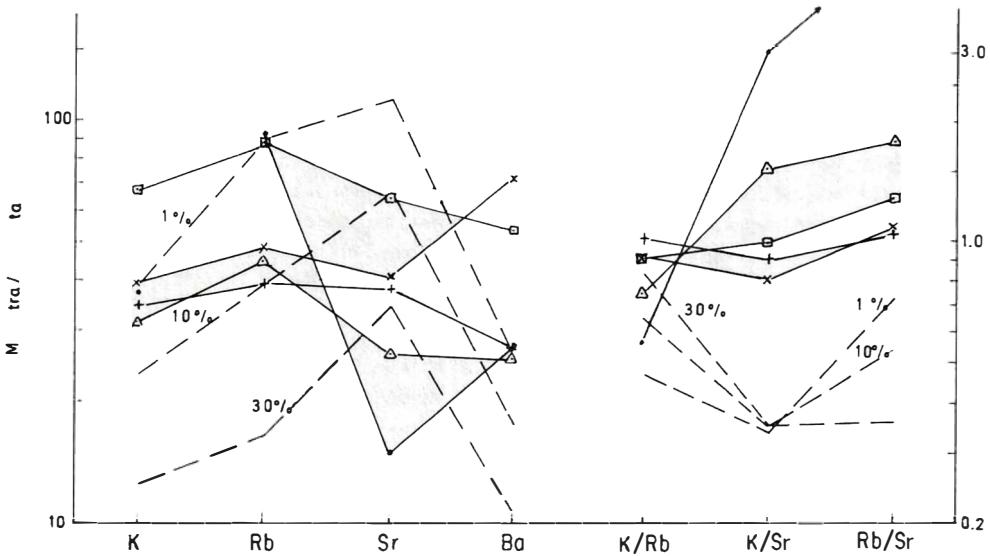


FIG. 62. Comparación entre el patrón promedio de K, Rb, Sr y Ba de las rocas intrusivas mesocenoicas de este trabajo y los patrones de líquidos generados por 1%, 10% y 30% de fusión fraccionada de basaltos oceánicos alterados de la placa de Nazca con la mineralogía de una granulita granatífera (30% cpx; 35% gt; 25% plag; 10% qtz). Se considera que la razón de fusión cpx:gt:plag: qtz es 1/2:7/2:3:3.

mayoría de los casos, enriquecer a los líquidos en dichos elementos ya sea mediante cristalización fraccionada con posterioridad a la fusión o mediante procesos aún no bien comprendidos. López, L. (1976), en un estudio de la petroquímica de las granodioritas de Chile Central entre las latitudes 33° y 34°S concluye, sobre la base de los coeficientes de partición conocidos, que el fraccionamiento de minerales comúnmente presentes en dichas rocas y llevado a cabo con posterioridad al proceso de fusión, no explicaría el necesario enriquecimiento de los líquidos residuales.

5.2.2. ANATEXIA DEL MANTO INTERCORTICAL

Si se utiliza un modelo de peridotita granatífera igual al empleado por López, L. (1976) en el cual la roca está compuesta por 15% cpx, 25% opx, 50% ol y 10% gt, los líquidos teóricos generados por bajos grados de fusión fraccionada, tienen una composición muy cercana a la de las muestras de la Cordillera Occidental y Depresión del Cauca-Patía (Tabla 32). A 1% de fusión los líqui-

dos teóricos tienen concentraciones relativamente cercanas a las de las muestras, pero son empobrecidos progresivamente a medida que aumenta la fusión.

El ajuste de los promedios para las razones K/Rb y Rb/Sr en los líquidos calculados es razonablemente bueno y compatible con el de los intrusivos Terciarios (Fig. 63).

Evidentemente los líquidos deberían ser enriquecidos por factores que varían de 1,3 a 2,5 en K, Rb, Sr y Ba para conservar las razones de los mismos y obtener concentraciones similares a las de los cuerpos granitoides. Este aumento se podría lograr mediante posible contaminación con fluidos provenientes de la fusión parcial de basaltos subductados o por quiebre de los minerales cuando aumenta la presión y temperatura en el plano Benioff (NICHOLLS y RINGWOOD, A. 1973; NICHOLLS, 1974). Asimismo, estos líquidos subsanarían el problema que involucra la baja escala en que se realizaría la fusión intercortical (LÓPEZ, L. 1976). Algunos autores para explicar dicho enriquecimiento en K, Rb y Ba espe-

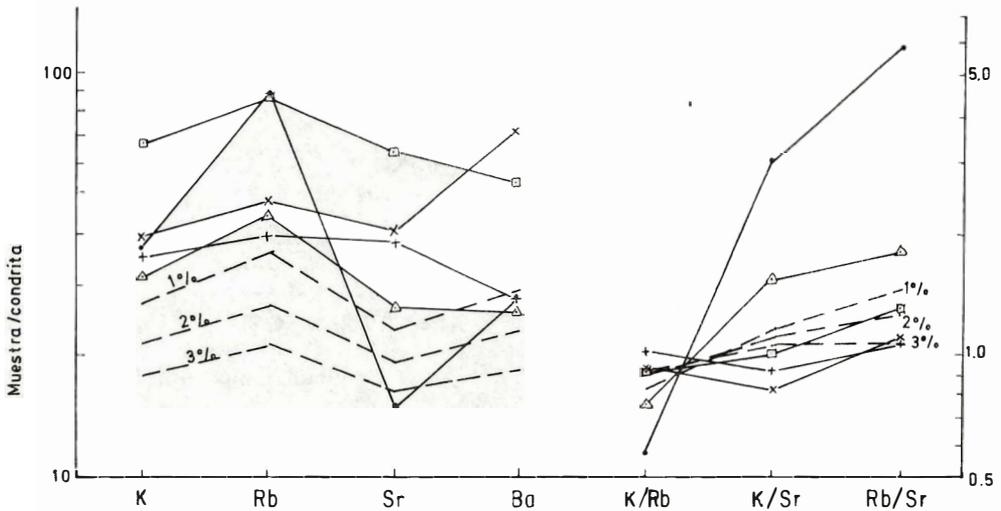


FIG. 63. Comparación entre el patrón promedio de K, Rb, Sr y Ba de las rocas intrusivas mesocenoicas de este trabajo y los patrones de líquidos generados por 1%, 2% y 3% de fusión fraccionada de peridotita granatífera (15% cpx; 25% opx, 50% y 10% gt: López, 1976). La razón de fusión cpx:opx:ol:gt es 2:1:1:0. Los demás datos como en la Fig. 58.

cialmente, han supuesto una combinación o contaminación con la corteza continental inferior (WYLLIE, P. et al., 1976). Tarney y Thorpe (en SUAREZ, 1977) suponen un manto enriquecido en elementos litófilos bajo los continentes a causa de una menor circulación convectiva en comparación con el manto suboceánico. Presnall, D. y Bateman, P. (1973), sugieren generación de magma en las partes inferiores de una corteza continental gruesa; y si ésta es delgada explican dicha generación por el aumento de temperatura causada por los magmas procedentes del manto o de la zona de subducción. Esta hipótesis sería probable en los intrusivos emplazados en la Cordillera Central de Colombia donde existe corteza continental, pero no en el occidente de dicha cordillera donde se carece de ella CASE J., et al., 1971; OCOLA, L. et al., (1977). Al respecto debe tenerse en cuenta que los intrusivos emplazados en la última zona tienen contenidos en elementos incompatibles similares o superiores. Según Kistler, R. y Peterman, Z. (1973) la corteza conti-

ental inferior (diorítica o gabroica) podría tener concentraciones más altas en K y Rb que las rocas del manto.

5.2.3. CONCLUSIONES PETROGENETICAS

De las exposiciones petrogenéticas anteriores se pueden obtener las siguientes conclusiones:

1. Los datos experimentales indican que magmas primarios es improbable que se generen en la corteza continental inferior.
2. Los contenidos en K, Rb, Sr y Ba en los plutones granitoides e intrusivos félsicos subvolcánicos meso-cenoicos de la Cordillera Central y el occidente Colombiano son teóricamente incompatibles con un origen directo por fusión parcial de basaltos subductados en mineralogía anfibólica de granulita granatífera, o eclogítica. Su abundancia tampoco puede ser explicada por procesos de cristalización fraccionada de los minerales comunes presentes en tales rocas.

Por consiguiente, dichos líquidos deben de sufrir profundas transformaciones con posterioridad a su generación. El posible proceso de contaminación o combinación con material de la corteza continental no es aplicable en el occidente colombiano donde ésta parece no existir.

3. Los líquidos teóricos producidos por fusión fraccional de peridotita del manto intercortical son deficientes en K, Rb, Sr y Ba y no explican las características geoquímicas de los productos granitoides mesocenozoicos ni de los intrusivos félsicos subvolcánicos. La composición más próxima se obtiene a bajos niveles de fusión.

4. Los batolitos mesozoicos de la Cordillera Central poseen valores en elementos trazas ferromagnesianos relativamente cercanos al de las andesitas Circum-Pacíficas, pero su diferencia más significativa radica en elementos litófilos de gran radio iónico (Rb, Sr, Ba) en cuyo fraccionamiento desempeña una importante función la plagioclasa.

5. Algunos autores le han asignado a la corteza continental un papel como fuente del material granítico con base en la composición y distribución de los granitoides (PRESNALL, D. y BATEMAN, P. 1973). Sin embargo dicha aseveración no tendría validez en el occidente colombiano.

6. Con la información disponible es imposible evaluar procesos que conlleven a la formación de los magmas calcoalcalinos en las rocas intrusivas colombianas consideradas en este trabajo. Para obtener una mejor aproximación al problema será necesario disponer de análisis de Tierras Raras, elementos ferromagnesianos y estudios isotópicos.

7. Los magmas primarios deben sufrir cambios importantes antes de emplazarse a niveles corticales superiores.

6. REFERENCIAS

- AHRENS, L.H., 1953.- *The use of ionization potentials - II. Anion affinity and geochemistry*. Geoch. Cosmoch. Acta, V. 3. p. 1-21.
- , 1966.- *Elements distribution in specific igneous rocks*. Geoch. Cosmoch. Acta, V. 30, p. 109-122.
- ALBINO, L., et al., 1973.- *Geología, Recursos Minerales y Geoquímica de la parte noreste del Cuadrángulo 0-5. El Bordo, Dpto. del Cauca*. Ingeominas Popayán Inf. 1652, 222 p., inéd.
- ALVAREZ, E. y GONZALEZ, H., 1978.- *Geología del Cuadrángulo I-7. Urrao*. Ingeominas. Medellín. En prensa.
- ALVAREZ, J., 1970.- *Memorandos geológicos internos*. Ingeominas. Medellín. Inéd.
- ALVAREZ, J. y ECKARDT, F., 1970.- *Geología detallada de la parte suroeste del Cuadrángulo I-8*. Tesis. Fac. Minas, Medellín, 64 p.
- ALVAREZ, J., HALL, R., et al., 1970.- *Mapa Geológico del Cuadrángulo H-8 (Yarumal) y parte del Cuadrángulo H-7 (Ituango)*. Esc. 1:100.000. Ingeominas. Bogotá, Colombia.
- ALVAREZ, J., ORREGO, A. BOTERO, G., y LINARES, E., 1978.- *Determinación de edad del stock de Suárez, Cauca*. Pub. Esp., No.11. Fac. Ciencias, Medellín, 4 p.
- ARMBRUST, G., OYARZUN, J. y ARIAS, J., 1977.- *Rubidium as a guide to use in Chilean Porphyry copper deposits*. Econ. Geology, V. 72, p. 1086-1100.
- AUBOUIN, J., 1975.- *Reflexion sur les bordures Pacifiques: l'exemple des Cordilleres sud-americaïnes*. C.R. Acad. Sci. Paris, T.280, Ser. D. p.2633-2636.
- BANDY, O. L., 1970.- *Upper Cretaceous-Cenozoic Paleobathymetric cycles, Easter Panamá and northern Colombia*. Gulf Coast. Assoc. Geol. Socs. Trans., V.20, p. 181-193.

- BANDY, O., CASEY, R., 1973.- *Reflector horizons and paleobathymetric cycles. Eastern Panamá.* Geol. Soc. Am. Bull., V. 84, p. 3081-3086.
- BATEMAN, P., et al., 1963.- *The Sierra Nevada Batholith. A synthesis of recent work across the central part.* U. S. Geol. Survey Prof. Paper 428, 101 p.
- BATEMAN, P., DODGE, F., 1970.- *Variations of major chemical constituents across the central Sierra Nevada Batholith.* Geol. Soc. Am. Bull., 81 (2) 409-420.
- BARBIERI, M., et al., 1968.- *Rb y K relationships in some volcanoes of Central Italy.* Chem. Geol., V. 3, p.189-197.
- BARRERO, D., ALVAREZ, J., KASSEM, T., 1969.- *Actividad ígnea y tectónica de la Cordillera Central durante el Meso-Cenozoico.* Ingeominas. Bogotá. Bol. Geol., 18 (1-3) 145-173.
- BARRERO, D. y VESGA, J., 1976.- *Mapa geológico del Cuadrángulo K-9, Armero y parte sur del J-9 La Dorada.* Escala 1:100.000, Ingeominas, Bogotá.
- BARRERO, D., 1977.- *Geology of the Central Western Cordillera West of Buga and Roldanillo, Colombia.* Tesis Ph.D. Colorado School of Mines, 154 p.
- BELTRAN, N. y GALLO, J., 1968.- *Guidebook to the geology of the Neiva sub-Basin Upper Magdalena Basin (souther portion)* 23 p.
- BELLIZIA, M., 1968.- *Edades isotópicas de las rocas Venezolanas.* Min. Minas e Hidroc., Bol. Geol., 10 (19) 356-381.
- BERLIN, P. y HENDERSON, C., 1967.- *The distribution of Sr and Ba between the alkali feldspar, plagioclase and groundmass phases of porphyritic traquites and phonolites.* Geoch. Cosmoch. Acta, V.33 p. 247-255.
- BEST, M., 1967.- *Differentiation of calc-alkaline magmas, in Andesite Conf.,* Oregón, 1968. Proc. Oregon, Dpt. Geol. and Min. Bull., 56: 65-75.
- BIJU-DUVAL, B., et al., 1978.- *Seismic investigations in the Colombia, Venezuela and Grenada Basins and on the Barbados ridge for future IPOD drilling.* Geol. Mijnboun, 57 (2) 105-116.
- BOTERO, G., 1940.- *Geología sobre el Ordoviciano de Antioquia.* Minería, Medellín, 17 (99): 8249-8256.
- , 1963.- *Contribución al conocimiento de la Geología de la Zona Central de Antioquia.* Anales Facult. Minas, Medellín, 57: 101 p.
- , 1975.- *Edades radiométricas de algunos plutones Colombianos.* Medellín. Minería, No. 169-170.
- BOTT, M. y SMITHSON, S., 1966.- *Gravity investigations of subsurface shape and mass distribution of granite batholiths (abs).* Geol. Soc. Am. Spec. Paper 87, p. 14-15.
- BUDDINGTON, A., 1959.- *Granite emplacement with special reference to North America.* Geol. Soc. Am. Bull., 70 (6):671-747.
- BURGL, H. y RADELLI, L., 1962.- *Nuevas localidades fosilíferas en la Cordillera Central de Colombia.* Geol. Colombiana, 3: 133-138.
- BURGL, H., 1961.- *Sedimentación cíclica en el Geosinclinal Cretáceo de la Cordillera Oriental de Colombia.* Serv. Geol. 7 (1-3): 85-118.
- , 1964.- *El Jura-Triásico de Colombia.* Serv. Geol. Nat., Bol. Geol., 12 (1-3): 5-31.
- BURGL, H., 1967.- *The orogenesis in the Andean System of Colombia.* Tectonophysics, 4:469-493.
- BURNS, R. y FYFE, 1964.- *Site preference energy and selective uptake of transition metal ions during magmatic crystallization.* Science, 144: 1001-1003.
- , 1967.- *Trace element distribution rules and their significance.* Chem. Geol., 2: 89-104.

- , 1970.- *Mineralogical applications of Crystal Field Theory*. Cambridge, London.
- , 1973.- *The partitioning of trace transition elements in crystal structures: A provocative review with applications to mantle geochemistry*. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 37: 2395-2403.
- BROOKS, C., 1968.- *On the interpretation of trends in element ratios in differentiated igneous rocks with particular reference to strontium and calcium*. *Chem. Geol.* 3:15-20.
- BUTTERLIN, J., 1972.- *La posición estructural de los Andes de Colombia*. *Cuarto Congr. Geol. Venezolano*, T. II, p. 1185-1200.
- CARMICHAL, I., TURNER, J. and VERHOOGEN, J., 1974.- *Igneous Petrology*. McGraw Hill. New York. 739 p.
- CARRON, J. y LAGACHE, M., 1969.- *Geochimie du potassium et du rubidium dans les granodiorites a biotite et amphibole du sud-est de la Corse*. *Compt. Rend.* 269, p. 2076-2079.
- CASE, J., et al., 1971.- *Tectonic investigations in western of Colombia and eastern Panamá*. *Geol. Soc. Am. Bull.* 82 (10): 2686-2711.
- CASE, J., et al., 1973.- *Trans-Andean Geophysical Profile, Southern Colombia*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84 (9): 2895-2904.
- CASE, J., 1974.- *Oceanic crust forms basement of eastern of Panamá*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85: 645-652.
- CASTRO, N., FEININGER, 1965.- *Geology of the region between Buriticá and Santa Fe de Antioquia, with special reference to the economic geology of a body of andesite*. *Invent. Minero Nacional*. Medellín, 32 p. inéd.
- CEDIEL, F., 1968.- *El Grupo Girón una molasa Mesozoica de la Cordillera Oriental*. *Serv. Geol. Bogotá*, *Bol. Geol.* 16 (1-3): 5-96.
- COLEMAN, R., 1971.- *Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges*. *Journ. Geophys. Research*, 76 (5):1212-1222.
- COLEMAN, R, IRWING, W., 1974.- *Ophiolites and ancient continental margins*. In Burk, C.A. and Drake, C.L. ed *Geology of continental margins*. Springer Verlag. New York, p. 921-932.
- COLEMAN, T y PETERMAN, Z., 1975.- *Oceanic plagiogranite*. *Journ. Geophys. Research*, 80 : 1099-1108.
- CORDANI, U., MELCHOR, G. y ALMEIDA, F., 1968.- *Outline of the Precambrian geochronology of South America*. *Canadian Jour. Earth Sci.*, 5 (3): 629-633.
- CURTIS, C., 1964.- *Applications of the crystal-field theory to the inclusion of trace transition elements in minerals during magmatic differentiation*. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 28: 389-403.
- CHAPPELL, B., y WHITE, A., 1974.- *Two contrasting granitic rocks types*. *Pacific Geol.* 8: 173-174.
- CHURCH, S. y TILTON, G., 1973.- *Lead and strontium isotopic studies in the Cascade mountains: Bearing on andesite Genesis*. *Geol. Soc. Am. Bull.* 84: 431-454.
- CHURCH, S., 1976.- *The Cascade mountains revisited: a reevaluation in light of new lead isotopic data*. *Earth Planet. Sci. Lett.* 29: 175-188.
- DE LONG, S., 1974.- *Distribution of Rb, Sr and Ni in igneous rocks, central and western Aleutian Islands, Alaska*. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 38: 245-266.
- DE PORTA, J. et al., 1974.- *Lexique Stratigraphique internationale, V. V, Amérique Latine*, fasc.4b, Colombie, 690p.
- DENGO, G., 1968.- *Estructura geológica, historia tectónica y morfología de América Central*. México, D. F., Centro Regional de Ayuda Técnica, 50 p.

- DERUELLE, B., 1976.- *Calc - alkaline-shoshonitic and alkaline associations a zonation of the Plio-Quaternary volcanism of the southern Andes*. 24° Int. Geol. Cong., Australia, Sec. 2, Petrology, p. 49-50.
- DICKINSON, W., 1968.- *Circum-Pacific andesite types*. Jour. Geophys. Res., 73 (6): 2261-2269.
- , 1970.- *Interpreting detrital modes of graywacke and arkose*. Jour. Sed. Petr. 40 (2): 695-707.
- , 1970.- *Relation of andesites, granites and derivate sandstones to arc-trench tectonics*. Geophys. and Space Physics. Rev. 8: 813-860.
- , 1972.- *Evidence of plates tectonic regimes in the rock record*. Am. Journ. Sc. 272: 551-576.
- DIETZ, R., 1963a.- *Alpine serpentines as oceanic rind fragments*. Geol. Soc. Am. Bull. 74: 947-952.
- , 1963b.- *Collapsing continental rises. An actualistic concept of geosynclines and mountain building*. Journ. Geol. 71 (3): 314-333.
- DODGE, F., 1972.- *Trace elements contents of some plutonic rocks of the Sierra Nevada Batholith*. Geol. Surv. Bull. 1314-F, 13 p.
- DUPUY, C., 1967.- *Coefficient de partage du rubidium entre biotite et sanidine dans les ignimbrites de Toscana, Italie*. Compt. Rend., 264: 2613-2615.
- , 1968.- *Rubidium et calcium dans biotite, sanidine et verre des ignimbrites de Toscana (Italie)*. Chem. Geol. 3: 81-91 p.
- DUPUY, C. y ALLEGRE, C. 1972.- *Fractionnement K/Rb dans les suite ignimbriques de Toscane. Une exemple de rejuvenation crustale*. Geoch. Cosmoch. Acta. 36: 437-458 p.
- DRAKE, M. y WEIL, D., 1975.- *Partition of Sr, Ba, Ca, Y, Eu²⁺, Eu³⁺ and other REE between plagioclase feldspar and magmatic liquid: an experimental study*. Geoch. Cosmoch. Acta, 39 (5): 689-712.
- DUQUE, H., 1971.- *Ciclos tectónicos y sedimentarios en el norte de Colombia y sus relaciones con la paleoecología*. Bol. Geol., 19 (3) 1-23.
- , 1971.- *Relaciones entre la bioestratigrafía y la cronoestratigrafía en el llamado Geosinclinal Bolívar*. Bol. Geol. 19 (3): 25-68.
- ERLANK, A., 1967.- *The terrestrial abundance relationship between potassium and rubidium. Origin and distribution of the elements*, p. 871-888. Pergamon Press, London.
- ERNST, W., 1972.- *Ocurrence and mineralogic evolution of blueschists belts with time*. Am. Journ. Sc. 272: 657-668 p.
- ESTRADA, A., 1977.- *Geology and plate tectonics history of the Colombian Andes*. Tesis M Sc Stanford, 115 p.
- EVERNDEN, J. KISTLER, R., 1970.- *Chronology of emplacement of mesozoic batholithic complexes in California and Western Nevada*. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, V. 623, 42 p.
- FEININGER, T., 1970.- *The Palestine Fault, Colombia*. Geol. Soc. Am. Bull., V.81, 1021-1216 p.
- FEININGER, T., BARRERO D., CASTRO, N., 1972.- *Geología de Antioquia y Caldas (subzona IIB)*. Ingeominas, Bol. Geol. 20 (2): 173.
- FISHER, S., PASSAGNO Jr. A., 1965.- *Upper Cretaceous strata of northwestern Panama*. Am Assoc Petroleum Geol. Bull. 49 (4): 433-444.
- FLANAGAN, F., 1969.- *U. S. Geological Survey Standards III. First Compilation of data for new U.S.G.S. rocks*. Geoch. Cosmoch. Acta, 33: 81-120.

- , 1973.- "1972 values for international geochemical reference samples". *Geoch. Cosmoch. Acta*, 37: 1189-1200.
- FLUEH, E., 1977.- *Interpretación gravimétrica adicional a lo largo de la activa frontera entre placas en el suroeste de Colombia*. Proyecto Cooperativo Internacional. Nariño. Colombia. p. 71-81.
- FUJIYOSHI, A., et al., 1976.- *Metamorphic and igneous rocks from the Medellín-Yarumal y Santa Marta area, Colombia and their Rb/Sr ages*. *Journ. Geol. Soc. Japón*, 82 (9): 559-563.
- GILL, J., 1974.- *Role of underthrust oceanic crust in the genesis of a Fijian calc-alkaline suite*. *Contr. Mineral Petr.* vol. 43: 29-45.
- GONZALEZ, H., 1976.- *Geología del Cuadrángulo J-8. Inf. 1704*. Ingeominas, 421 p.
- GONZALEZ, H., et al., 1978.- *Edad radiométrica K/Ar del Batolito de Sabanalarga*. *Publ. Esp. Geol. No. 8, Fac. Cienc. Medellín*, 4 p.
- GORDIYENKO, V. y KARMENTSEV, I.Jr., 1967.- *On the nature of rubidium admixture in potassic feldspar*. *Geoch. Internat.*, V. 4, p. 408-412.
- GOSENS, P., ROSE, W. y FLORES, D. 1973.- *Chemical composition and age determination of tholeiitic rocks in the Basic Igneous Complex, Ecuador*. *Geol. Soc. Amer. Bull.* V. 84, 1043-1052.
- GOSENS, P., 1977.- *Geochemistry of tholeiites of the Basic Complex of Northwestern South America*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 88, p. 1711-1720.
- GREEN, T., 1972.- *Crystallization of calc-alkaline andesite under controlled high pressure hydrous conditions*. *Contr. Min. Petrol.*, v.34 p. 105-162.
- GREEN, T., and RINGWOOD, A., 1966.- *Origin of The Calc-alkaline igneous rocks suite*. *Earth and Planet. Sci. Letters*, v. 1, p. 307-316.
- , 1968.- *The genesis of basaltic magmas*. *Contr. Min. and Petrology*. v.15, p. 103-190.
- GROSSE, E., 1926.- *Estudio geológico del Terciario Carbonífero de Antioquia*. Berlin, Dietrich Reimer, 361 p.
- , 1935.- *Acerca de la Geología del sur de Colombia II*. *Comp. Est. Geol.*, T. III, p. 139-231.
- GUARIN, G. y ALVAREZ, E., 1977.- *Geología y geoquímica del Prospecto de cobre porfídico del área de Murindó*. Ingeominas, Medellín, Inéd. 169 p.
- HALL, R., ALVAREZ, J., RICO, H., 1972.- *Geología de los Departamento de Antioquia y Caldas (subzona IIA)*. Ingeominas, *Bol. Geo.* 20 (1):85.
- HALL, A., 1967.- *The distribution of some major and trace elements in feldspar from the Roses and Ardara granite complexes, Donegal Ireland*. *Geochim. Cosmochim. Acta*, V. 31, p. 837-847.
- HAMILTON, W., MYERS, W., 1967.- *The nature of the batholiths*. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* 554-C, 30 p.
- HAMILTON, W., 1969.- *The volcanic central Andes, a modern model for Cretaceous batholiths and tectonics of western North America*. *Oregon Dept. Geology and Mineral Industries Bull.*, 65, 175-184.
- HART, S., 1969.- *K, Rb, Cs contents and K/Rb, K/Cs ratios of fresh and altered submarine basalts*. *Earth Planet Sci. Letters*, V. 6. 295-303.
- HART, S. and AIDRICH, L., 1966.- *Fractionation of K/Rb by amphiboles*. Applications regarding mantle composition. *Sciences*, v. 155, p. 325-327.
- HART, S., et al., 1970.- *Ancient and modern volcanic rocks. A trace element model*. *Earth Planet. Sci. Letters*, v. 10, No. 1, p. 17-28.
- HART, S., ERLANK, A., KABLE, E., 1974.- *Sea floor basalt alteration: some chemical and Sr isotopic effects*. *Contr. Miner. Petr.* V. 44, p. 219-230.

- HART, S., 1976.- *LIL-elements geochemistry, leg 34 basalts. In: Inicial report of the Deep Sea Drilling Project.* (R. S. Yeats and S. Harts, eds.), V. 34, p. 283-288, Washington.
- HARRISON, J., 1930.- *The Magdalena Valley, Colombia, South America.* C.R. 15th Geol. Congr. Pretoria, v.25, No. 3, p. 399-409.
- HEIER, K., TAYLOR, S., 1959.- *Distribution of Ca, Sr and Ba in southern Norwegian. Precambrian alkali feldspar.* Geochim. Cosmochim. Acta, V. 17, p. 286-304.
- HERD, G., 1973.- *Glacial and volcanic geology of the Ruiz - Tolima Complex, Cordillera Central, Colombia.* Tesis M. Sc. Univ. de Washington, 78 p.
- HIGUCHI, H., NAGASAWA, H., 1969.- *Partition of trace elements between rock-forming minerals and the host volcanic rocks.* Earth Planet. Sci. Lett., V. 7, p. 281-287.
- HORSTMAN, E., 1957.- *The distribution of lithium, rubidium and caesium in igneous and sedimentary rocks.* Geochim. Cosmoch. Acta, V. 12, p. 1-28.
- IRVING, E., 1971.- *La evolución estructural de los Andes más septentrionales de Colombia.* Bol. Geol. 19 (2): 89.
- JAKES, P. y GILL, J., 1970.- *Rare earth element and the island arcs tholeiitic series.* Earth Planet Sci. Letters, V. 9, p. 17-28.
- JAKES, P. y WHITE, A., 1972.- *Major and trace element abundances in volcanic rocks of Orogenic areas.* Geol. Soc. Am. Bull., v. 83, p. 29-40.
- JARAMILLO, J., 1976.- *Volcanic rocks of the rio Cauca Valley, Colombia.* S. A. Thesis M. Sc. Rice University, 45 p.
- JOHNSON, M. y E. HEADINGTON, 1971.- *Panamá: Exploration history and petroleum potential.* Oil and Gas Journ., 69 (15): 96-100.
- JOPLIN, G., 1964.- *The shoshonite association: A review.* J. Geol. Soc. Australia, v. 15, p. 275-294.
- JULIVER, M., et al., 1968.- *Lexique stratigraphique international, V. V, Amerique Latine, fasc. 49, Colombia, 651 p.*
- KISTLER, R., PETERMAN, Z., 1973.- *Variations in Sr, Rb, K, Na and initial Sr^{87}/Sr^{86} in mesozoic granitic rocks and intruded wall rocks in Central California.* Geol. Soc. Am. Bull., V. 84, p. 3489-3512.
- KOSLOV, V. D., 1968.- *Distribution regularities of trace elements in minerals of granitoids. In Origin and distribution of the elements, p. 649-662.* L.H. Ahrens, ed. Pergamon.
- KUNO, H. 1968.- *Differentiation of basalt rocks. In: Basalts. V. 2, p. 623-736.* H.H. Hess and A. Poldervaart ed., John Wiley and Sons, New York.
- , 1969.- *Andesite in time and space.* Proc. Andesite Conf., p. 13-20. Oregon.
- LAMBERT, H. y WYLLIE, P., 1974.- *Melting of tonalitic and crystallization of andesite liquid with excess water to 30 kbars.* Journ. Geol. 82 (1): 88-97.
- LEFEBRE, C., 1973.- *Les caracteres magmatiques du volcanisme Plio-Quaternaire des Andes dans le sud du Pérou.* Contr. Mineral. Petrol., V. 41 p. 259-277.
- LEWIS, J. y SPENNER, C., 1973.- *K/Rb ratios in Precambrian granulite terrenes.* Geoch. Cosinoch. Acta V. 37, p. 111-118.
- LONGE, I., REYNOLDS, R. y LOJONS, J., 1966.- *K/Rb ratios in coexisting K-feldspars and biotites from some England granites and metasediments.* Chem. Geol., V. 1. p. 317-322.
- LOPEZ, L., FREY, F. y VERGARA, M., 1976.- *Andesites from central-south Chile: Trace elements abundances and petrogenesis.* Proc. Symp. on Andean and Antarctic Volcanology Problems (O. González-Ferrán ed.) IAVCEY, p. 725-761.

- LOPEZ, L., 1978.- *Consideraciones petroge-
néticas sobre las granodioritas Terciarias de los Andes del Sur entre los 33-34° S (Chile Central)*, Univ. de Chile, Comunicaciones; No. 22, p. 1-31.
- MacDONALD, M. y HURLEY, P., 1969.- *Precambrian gneisses from northern Colombia, South America*. Geol. Soc. Am. Bull., V. 80, No. 9, p. 1867-1872.
- MALFAIT, B. y DINKLEMAN, M., 1972.- *Circum - Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean plate*. Geol. Soc. Am. Bull., V. 83, p. 251-272.
- MAPA GEOLOGICO DE COLOMBIA, 1976.- *Escala 1:1.500.000*. Ingeominas, Bogotá.
- MARTINEZ, G., et al., 1978.- *Datación radiométrica de las pegmatitas de Montebello*. Publ. Esp. Geol., No. 9, Fac. Cs. Medellín, 4 p.
- McBIRNEY, A., 1968.- *Compositional variations in Cenozoic calc-alkaline suites of central America*. Proc. Andesite Conference. Upper Mantle Project, p. 185-189, Oregon.
- , 1976.- *Some geologic constraints on models for magma generation in orogenic environments*. Canadian Mineralogist, V. 14, p. 245-254.
- MEISSNER, R., FLUEH, E., STIBANE, BERG, E., 1977.- *Dinámica del límite de placas activo en el sur de Colombia de acuerdo a recientes mediciones geofísicas*. Proyecto Cooperativo Internacional Nariño Colombia, p. 169-198.
- MYER, R, et al., 1977.- *Observación de refracción a través de una estructura clave desde la isla de Malpelo hasta la Cordillera Occidental de Colombia*. Proyecto Cooperativo Internacional-Nariño. Colombia, p. 137-156.
- MIYASHIRO, A., 1972.- *Metamorphism and related magmatism in plate tectonics*. Am. Journ. Sc., V. 272, p. 629-656.
- MIYASHIRO, A., 1973.- *Metamorphism and metamorphic belts*. New York. Wiley and Sons, 492 p.
- , 1974.- *Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins*. Am. Journ. Sci. V. 274, p.321-355.
- , 1975.- *Classification, characteristics and origin of ophiolites*. Journ. Geol. V. 83, p. 249-281.
- MOORE, J., 1959.- *The quartz diorite boundary line in the Western United States*. Jour. Geol., V.67, p.198-210.
- NACIONES UNIDAS - INGEOMINAS, 1977.- *Proyecto de Metales básicos en las Cordilleras Central y Occidental de Colombia*. Bogotá, Colombia.
- NAGASAWA, H., 1973.- *Rare earth distribution in alkali rocks from Oki-Dogo Island, Japan*. Contr. Min. Petrol., V. 39, No. 4, p. 301- 308.
- NELSON, H., 1957.- *Contribution to the Geology of the Central and Western Cordillera of Colombia in the sector between Ibagué and Cali*. Leidse Geol.Meded., deel 22, p.1-76, Leiden.
- , 1962a.- *Contribución al conocimiento de la Cordillera Occidental. Sección Carretera Cali - Buenaventura*. Serv. Geol. Nal. Bogotá, Bol. Geol. V. 10 (1-3): 81-108.
- , 1962b.- *Contribución al conocimiento de la Cordillera Central de Colombia. Sección entre Ibagué y Armenia*. Serv. Geol. Nal., Bol. Geol., V. 10 (1-3): 161-202.
- NOCKOLDS, S. y MITCHELL, R., 1948.- *The Geochemistry of some Caledonian plutonic rocks, a study in the relationship between the mayor and trace elements of igneous rocks and their minerals*. Roy. Soc. Edinburgh Trans., v. 61. Pt. II, No. 20, p: 533-575.

- NOCKOLDS, S. y ALLEN, R., 1953, 1954, 1956.- *The geochemistry of some igneous rocks series I*. Geoch. Cosmoch. Acta, V. 4, p.105-142, V. 5, p. 245-295; V. 9, p. 34 - 77.
- , 1954.- *Average chemical compositions of some igneous rocks*. Geol. Soc. Am. Bull., V. 65, p. 1007-1032.
- , 1966.- *The behavior of some elements during fractional crystallization of magma*. Geoch. Cosmoch. Acta, V. 80, p. 267-278.
- NUÑEZ, T. y MURILLO, R., 1978.- *Esquistos de glaucofano en el Municipios de Pijao (Quindío)*. Ingeominas. Inst. Nal. Div. Ibagué, Inf. Inéd.
- NYGREN, W., 1956.- *Bolívar Geosyncline of northwestern South America*. Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., V. 34, No. 10, p.1998-2006.
- OCOLA, L., et al., 1977.- *Estructura de la corteza por debajo de los Andes en el sur de Colombia y norte de Ecuador en base a los datos de refracción de refracción sísmica. Proyecto Cooperativo Internacional - Nariño. Colombia*, p. 71-81.
- OQUENDO, E., RAMIREZ, O., VELASQUEZ, D., 1969.- *Informe geológico de las planchas 106-II y 106-IX*. Ingeominas, Medellín, 35 p. Inéd.
- ORREGO, A., et al., 1976.- *Geología del Cuadrángulo N-6, Popayán*. Ingeominas, Bogotá. Informe 1711, 129 p.
- ORREGO, A., et al., 1977.- *Esquistos glaucofánicos en el área de Jambaló, Cauca (Colombia)*. Informe 1729, Inéd. Ingeominas, Bogotá.
- OSBORN, E., 1968.- *Experimental aspects of calc-alkaline differentiation*. Proc. Andesite Conference (A.R. McBirney ed.) Dept. Geol. Min. Res. Oregon Bull., V. 65, p.43-64.
- OYARZUN, J., 1971.- *Contribution a l'étude géochimique des roches volcaniques et plutoniques du Chili*. Tesis D.U. Paris, 114 p.
- , 1976.- *Distribución de Rb y Sr en Rocas ígneas del Norte de Chile*. Primer Congreso Geológico Chileno. p. F28 - F42, Santiago.
- PALACIOS, C. y OYARZUN, R., 1975.- *Relationships between depth to Benioff zone and K and Sr concentration in volcanic rocks of Chile*. Geology, p. 595-596.
- PEARCE, J. CANN, J., 1971.- *Ophiolite origin investigated by discriminant analysis, using Ti, Zr and Y*. Earth and Planet. Sci. Lett., V. 12, p. 339-349.
- PEREZ, G., 1967.- *Determinación de la edad absoluta de algunas rocas de Antioquia por métodos radioactivos*. Fac. Minas Medellín, Dyna 5 p.
- PETERMAN, Z., CARMICHAEL, I. y SMITH, A., 1970.- *Sr⁸⁷/Sr⁸⁷ ratios of Quaternary lavas of the Cascade Range, northern California*. Geol. Soc. Am. Bull., V. 81, No. 1, p 311-318.
- PHILPOTTS, J. y SCHNETZLER, C., 1970.- *Phenocryst-matrix partition coefficients for Sr, Ba, Rb and K with applications to anorthosite and basalt genesis*. Geoch. Cosmoch. Acta, V.34, p. 307-322.
- PICHLER, H., ZEIL, W., 1972.- *The cenozoic rhyolite - andesite association of the Chilean Andes*. Bull. Volcanol., V. 35, No. 2, p. 424-452.
- PICHLER, W., 1972.- *The Coastal Batholith of Perú. Some structural aspects*. 24th IGC. Sect. 2, p. 156-163.
- PRESNALL, D. y BATEMAN, P., 1973.- *Fusion relations in the system NaAlSi₃O₈ - Ca Al₂ Si₂O₇ - KAl Si₃O₈ - H₂O and generation of granitic magmas in the Sierra Nevada Batholith*. Geol. Soc. Am. Bull., V. 84 (10):3181-3202.
- RADELLI, L., 1967.- *Géologie des Andes Colombiennes*. Travaux du laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Grenoble. Memories No. 6, 457 p.

- RESTREPO, J. y TOUSSAINT, J., 1975.- *Edades radiométricas de algunas rocas de Antioquia (Colombia)*. Univ. Nac. Fac. Minas, Pub. Esp. No.6, 24 p.
- RESTREPO, J. et al., 1978.- *Datación de metasedimentos del Grupo Ayurá - Montebello*. Pub. Esp. Geol., No. 10, Fac. Ciencias Medellín, 5 p.
- RINGWOOD, A., 1974.- *The petrological evaluation of island arc system*. Journ. Soc. London, V. 130, p. 183 - 204.
- SAZHINA, L., 1958.- *Relative abundances of rubidium in granites of the U.S.S.R.* Geochemistry, v. 6, p. 759-762.
- SCHWINN, W., 1969.- *Guidebook to the Geology of the Cali area, Valle del Cauca, Colombia*. Assoc. Geol. Geophys. 22 p.
- SEN, N., NOCKOLDS, S. y ALLEN, R., 1969.- *Trace elements in minerals from rocks of the S. Californian batholiths*. Geoch. Cosmoch. Acta, V. 16, p. 58-78.
- SHAW, D., 1964.- *Interpretation géochimique des éléments en traces dans les roches cristallines*. Mason ed., Paris, 237 p.
- , 1968.- *A review of K/Rb fractionation trends by covariance analysis*. Geoch. Cosmoch. Acta, V.32, p. 573-601.
- , 1970.- *Trace element fractionation during anatexis*. Geoch. Cosmoch. Acta, V. 34, p. 237 - 243.
- SCHWARZER, R. and ROGERS, J., 1974.- *A worldwide comparison of alkali olivine basalts and their differentiation trends*. Earth and Planet. Sci. Letters, v. 23, p. 286-296.
- SIEDNER, G., 1965.- *Geochemical features of a strongly fractionated alkali igneous suite*. Geoch. Cosmoch. Acta, V. 29, p. 113-137.
- SIEGERS, A., PICHLER, H. and ZEIL, W., 1969.- *Trace element abundance in the "Andesite" Formation of Northern Chile*. Geoch. Cosmoch. Acta. V. 33. p. 882-887.
- SHIMIZU, N. and AKIMOTO, S., 1971.- *Partitioning of strontium between clinopyroxene and liquid at high Pressures. Preliminary experiments*. Earth Planet. Sci. Lett., V.13, p. 134-138.
- SHIMIZU, N., 1974.- *An experimental study of the partitioning of K, Rb, Cs, Sr y Ba between clinopyroxene and liquid at high pressures*. Geoch. Cosmoch. Acta, V. 38, p. 1789-1798.
- SIGAL, J., 1969.- *Quelques acquisitions récentes concernant la chronostratigraphie des formations sédimentaires del' Equateur*. Rev. Espan. Micropaleont. V. 1 (2): 205-236.
- STERN, C., 1974.- *Melting products of olivine tholeiite basalt in subduction zones*. Geol. V. 2 p. 227-230.
- STERN, C. y WYLLIE, P., 1977.- *Chemical compositions of the phases through the melting intervals of hydrous basalts and andesite composition at 30 kb. Their implications for magma genesis along convergent plate boundaries*. Am. Mineral (en prensa).
- STRECKEISEN, A., 1974.- *Classification and nomenclature of plutonic rocks*. Geol. Rundsch. Bd. 63, p. 773-786.
- TAYLOR, S. and HEIER, K., 1958.- *Alkali elements in potash feldspars from the Precambrian of Southern Norway*. Geoch. Cosmoch. Acta, V.13, p. 293-302.
- TAYLOR, S. and WHITE, A., 1965.- *Trace elements abundance in andesites*. Bull. Volcanol., T 30, p. 1777-1792.
- TAYLOR, S., 1965.- *The application of trace element data to problems in petrology*. In Physics and Chemistry of the Earth (L.H. Arhens, ed.), V.6, p. 133-213. Pergamon Press.

- , 1969.- *Trace element geochemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks*. Proc. Andesite Conference (A.R. McBirney, ed.) Dept. Geol. Min. Res. Oregon Bull., V. 65, p.43-64.
- TOKSOZ, M., MINAR, J. and JULIAN, B., 1971.- *Temperature field and geophysical effects of a down slab*. Journ. Geophys. Res., V. 76, p. 1113-1138.
- TOUSSAINT, J., RESTREPO, J., 1976.- *Modelos orogénicos de tectónica de placas en los Andes Colombianos*. Bol. Ciencias de la Tierra. Fac. Cienc. Univ. Nal. Medellín, 47 p.
- TOUSSAINT J., GONZALEZH., RESTREPO J. y LINARES, E., 1978.- *Edad radiométrica K/Ar del neis de Puquí*. Publ. Esp. Geol., No. 7, Fac. Ciencias Medellín, 3 p.
- TSCHANZ, C., MARVIN, R., CRUZ, J., MEHNERT y CEBULA, E., 1974.- *Geologic evolution of the north-eastern Colombia*. Geol. Soc. Am. Bull., V. 85, p. 273-284.
- TUREKIAN, K., KULP, J., 1956.- *The geochemistry of strontium*. Geochim. Acta, V. 10, p. 245-296.
- TUREKIAN, K. y WEDEPOHL, K., 1961.- *Distribution of the elements in some mayor units of the earth's crust*. Geol. Soc. Am. Bull., V. 72, p. 192-195.
- VAN ANDEL, G., et al., 1971.- *Tectonic of the Panamá Basin, Eastern Equatorial Pacific*. Geol. Soc. Am. Bull., V.82, p. 1489-1508.
- VAN DER HAMMEN, T., 1960.- *Estratigrafía del Terciario y Maastrichtiano continentales y tectogénesis de los Andes Colombianos*. Serv. Geol. Nal. Bogotá, Bol. Geol. V. 6 (1-3): 67-128.
- VESGA, J. y MARIN, P., 1973.- *Mapa geológico generalizado de la Cordillera Central, sector norte*. Esc. 1:500.000 Colombia. Inéd.
- VINOGRADOV, A., 1962.- *Average content of chemical elements in the principal types of igneous rocks of the earth's crust*. Chemistry, V. 7, p. 641-644.
- VOLKOV, V. y SAVINOVA, E., 1961.- *Variation in the potassium rubidium ratio during the evolution of calc-alkalic and alkalic magmas*. Geochemistry, V. 12, p. 1227-1236.
- VERGARA, M. y DRAKE, R., 1976.- *Evidencias de periodicidad en el volcanismo cenozoico de los Andes Centrales*. Primer Congr. Geol. Chileno, Santiago, p. F-153-F161.
- WARD, E., et al., 1973.- *Geología de los Cuadrángulos H-12 Bucaramanga y H-13 Pamplona*. Depto. de Santander. Ingeominas, Bogotá, Bol. Geol., V. 21 (1-3): 132.
- WOODWARD-CLYDE Consultants, 1977.- *Geologic reconnaissance of the Cañafisto dam site*. Cauca River Hydroelectric Project. Colombia, 17 p.
- WYLLIE, P., et al., 1976.- *Granitic magmas: possible and impossible sources, water contents, and crystallization sequences*. Can. Journ. Earth Sci., V. 13 (8): 1007-1019.