

**UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE INGENIERÍA
ESCUELA DE GEOLOGÍA, MINAS Y GEOFÍSICA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA**

**ESTUDIO DE LAS ROCAS ÍGNEAS QUE AFLORAN EN LA
PARTE CENTRAL DE LA CUENCA DE FALCÓN**

Trabajo Especial de Grado
presentado ante la ilustre
Universidad Central de Venezuela
por los Brs. Nancy Escorihuela y
José Rondón para optar por el título
de Ingeniero Geólogo.

Caracas, noviembre 2002

ESTUDIO GEOLÓGICO DE LAS ROCAS ÍGNEAS QUE AFLORAN EN LA PARTE CENTRAL DE LA CUENCA DE FALCÓN

Escorihuela N. & Rondón J.

**Tutores Académicos: Profs. Sebastián Grande, Herbert Fournier,
Ricardo Alezones**

**Tesis, Caracas UCV Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología,
Minas y Geofísica. 2002, 245p**

El principal objetivo de este trabajo es el estudio de las rocas ígneas aflorantes en la cuenca centro-oriental de Falcón, mediante análisis petrográficos y químicos, que permitan establecer el ambiente tectónico de formación de las mismas.

Se realizó un levantamiento geológico de campo, orientado a determinar la naturaleza de los cuerpos ígneos, los mismos se encuentran alineados y con dirección N70E, el cuerpo ubicado más al suroeste es Redondo, el mismo se encuentra a 50 km al sur de La cruz de Taratara, hasta el cerro ubicado más al noroeste (Cerro Manaure) ubicado al oeste del caserío El Arco, representa el de mayor magnitud.

Se recolectaron los diferentes tipos litológicos presentes en cada uno de las distintas localidades, para establecer relación entre las mismas. Se realizó un análisis petrográfico de 59. Se seleccionaron 48 muestras para ser enviadas al Laboratorio ACTLAB, Ontario-Canadá para ser análisis químicos por medio del Método del Plasma Inductivamente Acoplado (Inductively Coupled Plasma ICP), los cuales incluyeron: óxidos mayoritarios, elementos trazas y Tierras Raras, los datos obtenidos fueron procesados mediante los programas SINCLAS® y MINPET®.

Los cuerpos se encuentran intrusionando a las Formaciones Paraíso y Pecaya las cuales representan al Oligoceno en la cuenca y ocupan una posición muy cerrada al eje de la cuenca oligocena de Falcón central.

Petrográficamente se obtuvo un 70% de basaltos porfídicos, 7% basaltos porfídicos con olivino 7% de pórfidos de basaltos con olivino, 5% de andesita porfídica con olivino, 5% pórfido de andesita, 3% andesita porfídica y un 3% de basalto porfídico vítreo y tefrita porfídica. Se caracterizan por presentar texturas típicas de rocas ígneas volcánicas. Existe predominio de matriz sobre los fenocristales, la matriz está formada predominantemente por microcristales de piroxeno y plagioclásas, mientras que los fenocristales presentes son olivino; se encuentra totalmente reemplazado por serpentinas; piroxeno (augita titanífera), plagioclasa

cálcica (labradorita), biotita primaria (rica en Ti) y en menor proporción anfíboles.

Estas muestras han sido sometidas a un proceso de alteración, petrográficamente puede observarse la presencia de antigorita, reemplazando los cristales de olivino y piroxeno, además carbonato, sustituyendo cristales de plagioclasa, piroxeno y olivino ya sean fenocristales o microcristales de la matriz, clorita, biotita, zeolitas y cuarzo secundario.

Respecto los análisis químicos realizado a 48 muestras un 50% representan basaltos alcalinos y subalcalinos, mientras que un 31% representa traquibasaltos (hawaiitas), 13% basanitas, 2% riolita, 2% fonotefrita, 2% tefrofonolita. La variación entre estos tipos litológicos representa diferenciación magmática en cada cerro.

Los diagramas de discriminación de basaltos indican que estas rocas tienen afinidad alcalina, pertenecen a basaltos intraplaca (WPB).

ÍNDICE

	Página
RESUMEN	
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 Generalidades.	1
1.1.1 Objetivos y alcance del trabajo	1
1.2 Área Estudiada	1
1.3 Vías de acceso	3
1.4 Metodología	12
1.4.1 Fase Pre-campo	12
1.4.2 Fase de Campo	12
1.4.3 Fase de Laboratorio	13
1.5 Trabajos previos	14
1.6 Agradecimientos	18
2. GEOLOGÍA REGIONAL	22
2.1 Estratigrafía Regional	22
2.1.1 Formación Paraíso	22
2.1.1.1 Descripción litológica	22
2.1.1.2 Espesor	24
2.1.1.3 Extensión geográfica	24
2.1.1.4 Expresión topográfica	24
2.1.1.5 Contactos	24
2.1.1.6 Edad	25

2.1.1.7 Correlación	25
2.1.1.8 Paleoambientes	25
2.1.2 Formación Pecaya	26
2.1.2.1 Descripción litológica	26
2.1.2.2 Espesor	27
2.1.2.3 Extensión geográfica	28
2.1.2.4 Expresión topográfica	28
2.1.2.5 Contactos	28
2.1.2.6 Edad	29
2.1.2.7 Correlación	29
2.1.2.8 Paleoambientes	29
2.1.2.9Geoquímica	31
2.2 Rocas ígneas	31
2.2.1 Descripción	31
2.2.2 Contacto entre rocas	32
2.2.3 Significado Regional	33
2.2.4 Descripción microscópica	33
2.2.5 Posición estratigráfica de las rocas ígneas	33
2.3 Geología Histórica Regional	36
2.4 Geología Estructural	41
 3.EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE LA CUENCA DE FALCÓN	 47
3.1 Teorías del <i>Pull- apart</i>	47
3.2 Otras teorías	54

4. GEOLOGÍA LOCAL	62
4.1 Cerro Redondo	62
4.1.1 Ubicación y extensión	62
4.1.2 Característica de campo	63
4.1.2.1 Cerro Redondo oeste	63
4.1.2.2. Cerro Redondo este	67
4.1.3 Petrografía	70
4.2 Cerro Atravesado	77
4.2.1 Ubicación y extensión	77
4.2.2 Características de campo	78
4.2.2.1 Cerro Atravesado norte	78
4.2.2.2. Cerro Atravesado sur	80
4.2.3 Petrografía	83
4.3 Cerro Las Guarabitas	89
4.3.1 Ubicación y extensión	89
4.3.2 Características de campo	90
4.3.3 Petrografía	92
4.4 Cerro La Ciénaga	98
4.4.1 Ubicación y extensión	98
4.4.2 Características de campo	99
4.4.3 Petrografía	104
4.5 Cerro El Sol	108
4.5.1 Ubicación y extensión	108
4.5.2 Características de campo	108
4.5.3 Petrografía	111

4.6 Cerro Paraguachoa	119
4.6.1 Ubicación y extensión	119
4.6.2 Características de campo	119
4.6.3 Petrografía	122
4.7 Cerro Pascual	127
4.7.1 Ubicación y extensión	127
4.7.2 Características de campo	127
4.7.3 Petrografía	131
4.8 Cerro Alonzo	137
4.8.1 Ubicación y extensión	137
4.8.2 Características de campo	138
4.8.3 Petrografía	140
4.9 Cerro Mataire	146
4.9.1 Ubicación y extensión	146
4.9.2 Características de campo	146
4.9.3 Petrografía	150
4.10 Cerro Agachiche	155
4.10.1 Ubicación y extensión	155
4.10.2 Características de campo	156
4.10.2.1 Pináculo central	156
4.10.2.2 Pináculo norte	158
4.10.2.3 Pináculo sur	159
4.10.3 Petrografía	161
4.11 Cerro Manaure	168
4.11.1 Ubicación y extensión	168

4.11.2 Características de campo	168
4.11.3 Petrografía	172
5. PETROGÉNESIS	178
5.1 Petrografía	178
5.2 Geoquímica	181
5.2.1 Diagramas de discriminación de basaltos	181
5.2.2 Patrones geoquímicos	182
5.2.3 Diagramas que discriminan series alcalinas y toleíticas	186
5.2.4 Diagramas que discriminan afinidad intraplaca	189
5.2.5 Diagramas que indican afinidad de arco de islas	193
5.2.6 Clasificación de la roca	196
5.2.7 Diagramas condríticos de variación de REE	199
6. CONCLUSIÓN	206
7. BIBLIOGRAFÍA	210
8. ANEXOS	
9. APÉNDICE	

ÍNDICE DE TABLAS Y FIGURAS

	Páginas
Figura 1. Ubicación área de trabajo.	2
Figura 2. Fotografía entrada al pueblo de Aracua.	4
Figura 3. Fotografía afloramiento Cerro La Ciénaga.	4
Figura 4. Fotografía entrada al pueblo de Murucusa.	5
Figura 5. Fotografía Cerro Pascual en el km 18,4.	6
Figura 6. Fotografía puente de madera que une al Cerro Paraguachoa con Cerro Pascual.	6
Figura 7. Fotografía hacienda Xochimilco, entrada a Cerro Pascual.	7
Figura 8. Fotografía Embalse Hueque 3.	7
Figura 9. Fotografía entrada a San Pablo.	8
Figura 10. Fotografía entrada a la Tabla, camino que conduce a los Cerros Alonzo, Manaure y Mataire.	9
Figura 11. Fotografía Cerro Alonzo, desde la entrada a Fundo Alonzo.	9
Figura 12. Fotografía Entrada a “Las Vigas”.	10
Figura 13. Fotografía Cuarcitas de contacto Cerro Manaure.	11
Tabla 1. Variación del Miembro Superior de la Formación Paraíso.	23
Tabla 2. Tasa de sedimentación y subsidencia de la Formación Paraíso	26
Figura 14. Modelo sedimentario esquemático durante el Oligoceno-Mioceno Temprano para la cuenca de Falcón Bonaire.	30

Tabla 3. Tasa de sedimentación y subsidencia de la Formación Pecaya	31
Tabla 4. Descripción Microscópica de las rocas ígneas (Según CORONEL, 1970)	34
Figura 15. Historia tectónica de la cuenca de Falcón	46
Figura 16. Representación de la evolución de las cuencas “pull-apart” Falcón y Bonaire (Según MUESSIG, 1978).	48
Figura 17 a, b, c. Esquemas ilustrados el desarrollo de la Cuenca de Falcón y el Bloque de Bonaire. (Según MUESSIG, 1978).	49
Figura 18 a, b, c. Modelo de la evolución para la cuenca “pull-apart” (MACELLARI C. E,1995)	51
Figura 19. Reconstrucción del Bloque de Margarita. ERLYCH y BARRET (1990).	54
Figura 20. Modelo original conceptual para la cuenca (GONZALEZ DE JUANA, 1980) y compilación estratigráfica (de WHEELER, 1963)	55
Figura 21. Modelo conceptual propuesto para la cuenca de falcón. GODDARD y BOESI (1991)	56
Figura 22. Secciones esquemáticas a través de la cuenca de Falcón. GODDARD y BOESI (1991)	58
Figura 23. Modelo de orógeno de flotación para la cuenca de Falcón Bonaire. Porras (2000).	61
Figura 24. Fotografía Cerro Redondo Oeste (Garrapata)	62
Figura 25. Fotografía afloramiento pináculo Cerro Redondo Oeste.	63
Figura 26. Fotografía muestra de mano Rd-Qda 5.	65
Figura 27. Fotografía muestra de mano Rd Qda.2.	66

Figura 28. Fotografía muestra Rd-Qda-1	67
Figura 29. Fotografía muestra de mano Rd-E-VI-2.	68
Figura 30. Fotografía muestra de mano Rd-E-VI-1.	69
Tabla 5. Texturas ígneas presentes en las muestras del Cerro Redondo	70
Figura 31. Texturas predominantes en las muestras del Cerro Redondo	71
Tabla 6. Composición de los fenocristales y matriz de las muestras del Cerro Redondo.	72
Figura 32. Composición mineralógica predominante de fenocristales presentes en las muestras de Cerro Redondo.	73
Figura 33. Fotomicrografía en sección fina Rd-E-IV-2.	73
Tabla 7. Minerales de alteración y accesorios presentes las muestras de Cerro Redondo.	75
Figura 34. Predominio de los minerales de alteración y accesorios de las muestras de Cerro Redondo.	76
Figura 35. Fotografía Cerro Atravesado Norte.	77
Figura 36. Fotografía cerros atravesado Norte y Sur.	78
Figura 37. Fotografía muestra de mano At-S-6.	82
Figura 38. Fotomicrografía textura vesicular muestra At-I-4.	83
Tabla 8. Texturas ígneas presente en muestras de Cerro Atravesado.	84
Figura 39. Tipo de texturas predominantes en las muestras de Cerro Atravesado.	84
Tabla 9. Composición de los fenocristales y la de las matriz muestras pertenecientes a Cerro Atravesado.	85

Figura 40. Composición mineralógica predominante de los fenocristales presentes en las muestras de Cerro Atravesado.	86
Tabla 10. Minerales de alteración y accesorios presentes en las muestras de Cerro Atravesado.	87
Figura 41. Fotomicrografía de la muestra At-S-8. Xenolito de mármol.	88
Figura 42. Predominio de minerales de alteración y accesorios de las muestras de Cerro Atravesado.	89
Figura 43. Fotografía afloramiento Cerro Las Guarabitas.	90
Figura 44. Fotografía muestra de mano Gu-III-11.	91
Figura 45. Fotografía Muestra de mano Gu-II-4.	92
Tabla 11. Texturas ígneas presentes en las muestras de Cerro Las Guarabitas.	92
Figura 46. Texturas ígneas predominantes en las muestras del Cerro Las Guarabitas	93
Tabla 12. Composición de los fenocristales y matriz de las muestras presentes en el Cerro Las Guarabitas	94
Figura 47. Composición predominante de los fenocristales presentes en las muestras de Cerro Las Guarabitas	95
Tabla 13. Minerales de alteración y accesorios presentes en Cerro Las Guarabitas	96
Figura 48. Predominio de los minerales de alteración y accesorios presentes en las muestras de Cerro Las Guarabitas.	98
Figura 49. Fotografía canto rodado Cerro La Ciénaga.	99
Figura 50. Fotografía afloramiento Cerro La Ciénaga.	100

Figura 51. Fotografía afloramiento del borde de enfriamiento Cerro La Ciénaga.	101
Figura 52. Fotografía muestra de mano Cn-III-1.	102
Tabla 14. Texturas ígneas presentes en las muestras de Cerro Cienaga.	104
Figura 53. Tipo de matriz predominante en Cerro Ciénaga.	105
Tabla 15. Composición de los fenocristales y matriz de las muestras de Cerro La Ciénaga.	105
Figura 54. Composición de fenocristales predominantes en las muestras de Cerro La Ciénaga.	106
Tabla 16. Minerales de alteración y accesorios presentes en las muestras de Cerro La Ciénaga.	107
Figura 55. Predominio de los minerales de alteración y accesorios de las muestras de Cerro La Ciénaga.	107
Figura 56. Fotografía Cerro el Sol.	108
Figura 57. Fotografía Cerro el Sol.	109
Figura 58. Fotografía muestra de mano Sl-I-2.	110
Figura 59. Fotografía muestra de mano Sl-I-6.	111
Figura 60. Fotomicrografía Sl-III-3 Textura seriada y porfidítica.	112
Tabla 17. Texturas ígneas presentes en las muestras de Cerro El Sol.	112
Figura 61. Texturas predominantes en las muestras de Cerro El Sol.	113
Figura 62. Tipo de matriz predominante en las muestras de Cerro El Sol.	113
Tabla 18. Composición de fenocristales y matriz de las muestras de Cerro El Sol.	114
Figura 63. Fotomicrografía muestra Sl-III-2.	116

Figura 64. Composición mineralógica predominantes de fenocristales presentes en las muestras de Cerro El Sol.	117
Tabla 19. Minerales de alteración y accesorios presentes en las muestras de Cerro El Sol.	118
Figura 65. Predominio de minerales de alteración y accesorios en las muestras del Cerro El Sol.	119
Figura 66. Fotografía Cerro Paraguachoa.	120
Figura 67. Fotografía muestra de mano Pr-V-1.	122
Tabla 20. Tipo de textura presentes en las muestras del Cerro Paraguachoa.	123
Tabla 21. Composición de los fenocristales y matriz de las muestras Cerro Paraguachoa.	124
Figura 68. Fotomicrografía de sección fina muestra Pg-II-1.	125
Figura 69. Composición mineralógica predominante de los fenocristales de las muestras de Cerro Paraguachoa.	125
Tabla 22. Minerales de alteración y accesorios presentes en las muestras de Cerro Paraguachoa.	126
Figura 70. Predominio de los minerales de alteración y accesorios de las muestras de Cerro Paraguachoa	127
Figura 71. Fotografía Cerro Pascual.	128
Figura 72. Fotografía muestra de mano Pc-I-18.	130
Figura 73. Fotografía muestra de mano Pc-II-2.	130
Figura 74. Tipo de matriz predominante de las muestras Cerro Pascual.	131
Tabla 23. Composición de los fenocristales y matriz Cerro Pascual.	133

Figura 75. Composición mineralógica predominante de fenocristales presentes en las muestras de Cerro Pascual.	134
Tabla 24. Minerales de alteración y accesorios presentes en Cerro Pascual	135
Figura 76. Minerales de alteración y accesorios presentes en las muestras de Cerro Pascual	137
Figura 77. Fotografía Cerro Alonzo.	137
Figura 78. Fotografía muestra de mano Al-I-2.	138
Figura 79. Fotografía muestra de mano Al-I-6.	139
Tabla 25. Texturas ígneas presentes en las secciones realizadas a las muestras de Cerro Alonzo.	140
Figura 80. Texturas ígneas predominantes en las muestras del Cerro Alonzo.	141
Figura 81. Tipo de matriz predominante en Cerro Alonzo.	141
Tabla 26. Composición de las muestra perteneciente al Cerro Alonzo.	142
Figura 82. Fotomicrografía de muestra Al-II-1.	143
Figura 83. Variación en la composición de los fenocristales Cerro Alonzo	144
Tabla 27. Minerales de alteración y accesorios presentes en Cerro Alonzo.	144
Figura 84. Minerales de alteración predominantes en Cerro Alonzo	145
Figura 85. Fotografía Cerro Mataire.	146
Figura 86. Muestra de mano grupo litológico 3 (Cerro Mataire)	148
Tabla 28. Texturas ígneas presentes en las muestras del Cerro Mataire.	149

Figura 87. Texturas en las muestras analizadas del Cerro Mataire.	150
Tabla 29. Composición de los fenocristales presentes en las muestras de Cerro Mataire.	151
Figura 88. Fotomicrografía muestra Mt-IV-1.	151
Figura 89. Distribución de los fenocristales predominantes en las muestras de Cerro Mataire	152
Tabla 30. Minerales de alteración y accesorios de las muestras de Cerro Mataire	153
Figura 90. Fotomicrografía Mt-II-1.	154
Figura 91. Fotomicrografía Mt-IV-1	154
Figura 92. Distribución de los minerales de alteración y accesorios presentes en las muestras del Cerro Mataire.	155
Figura 93. Fotografía Cerro Agachiche.	156
Figura 94. Fotografía Cerro Agachiche	156
Figura 95. Fotografía diaclasas columnares, cantos rodados Cerro Agachiche	157
Figura 96. Fotografía canto rodado, pináculo I Cerro Agachiche.	157
Figura 97. Fotografía afloramiento, pináculo central Cerro Agachiche.	158
Figura 98. Fotografía muestra de mano Ag-III-1.	159
Figura 99. Fotografía muestra de mano Ag-V-2.	161
Tabla 31. Tipo de texturas presentes en las muestras de Cerro Agachiche.	161
Figura 100. Fotomicrografía muestra Ag-II-1. Textura Traquítica	162
Figura 101. Texturas predominantes en Cerro Agachiche	162

Figura 102. Tipo de matriz predominante en las muestras de Cerro Agachiche	163
Tabla 32. Composición de los fenocristales y matriz presentes en las muestras de Cerro Agachiche.	164
Figura 103. Composición fenocristales Cerro Agachiche.	165
Tabla 33. Minerales de alteración y accesorios presentes en las muestras de Cerro Agachiche.	166
Figura 104. Fotomicrografía Ag-III-2. Amígdala rellena de cuarzo secundario.	166
Figura 105. Composición de minerales de alteración y accesorios presentes en las muestras de cerro Agachiche.	167
Figura 106. Fotografía Cerro Manaure.	168
Figura 107. Fotografía afloramiento de cuarcitas de contacto Cerro Manaure.	169
Figura 108. Fotografía muestra de mano Mn-VI-10.	171
Tabla 34. Texturas presentes en las muestras de Cerro Manaure	172
Figura 109. Tipo de texturas predominantes en las muestras de Cerro Manaure	173
Figura 110. Tipo de matriz predominante Cerro Manaure	173
Tabla 35. Composición de los fenocristales y matriz presentes en las muestras de Cerro Manaure	174
Figura 111. Composición de fenocristales predominantes en Cerro Manaure	175
Tabla 36. Minerales de alteración y accesorios presentes en las	

Muestras de Cero Manaure.	176
Figura 112. Minerales de alteración y accesorios predominantes en las muestras de Cerro Manaure.	177
Figura 113. Diagrama predominio de la granularidad en las muestras.	178
Figura 114. Diagrama de patrones geoquímicos o diagramas de arañas de las muestras normalizado MORB	184
Figura 115. Diagrama de patrones geoquímicos o diagramas de arañas de las muestras normalizado Corteza Continental	185
Figura 116. Diagrama SiO ₂ -Alk(FeOt/MgO)	186
Figura 117. Diagrama y Nb/Y - Zr/ P ₂ O ₅	187
Figura 118. Diagrama TiO ₂ -Zr/(P ₂ O ₅ ×10 ⁴)	188
Figura 119. Diagrama Ti/Y-Nb/Y	189
Figura 120. Diagrama Ti/100-Zr-Y*3	190
Figura 121. Diagrama Zr/Y-Zr	191
Figura 122. Diagrama Nb*2-Zr/4-Y	192
Figura 123. Diagrama triangular Ti-V	193
Figura 124. Diagrama triangular Hf/3-Th-Ta	194
Figura 125. Diagrama triangular Hf/3-Th-Nb/16	195
Figura 126. Diagrama triangular Y/15-La/10-Nb/8	196
Figura 127. Diagrama TAS	197
Figura 128. Diagramas SiO ₂ -Zr/TiO ₂ *0.0001	198
Figura 129. Diagramas Zr/TiO ₂ *0.0001- Nb/Y	199
Figura 130. Diagramas condrícticos de variación de REE	201
Tabla 37. Datos geoquímicos para las muestras (elementos mayoritarios)	202

Tabla 38. Datos geoquímicos para las muestras
(elementos minoritarios y traza)

203

- Ap1. Tabla general de petrografía de las rocas ígneas presentes en la parte central de la cuenca de Falcón a
- Ap 2. Tabla de resultado de *SINCLAS* (MIDDLEMO) de las rocas ígneas que afloran en la parte central de Falcón b
- Ap 3. Tabla de resultado de *SINCLAS* (LE MAITRE) de las rocas ígneas que afloran en la parte central de Falcón c
- Ap 4. Tabla de datos geoquímicos (elementos minoritarios y trazas evaluados en partes por millón) de las rocas ígneas presentes en la parte central de Falcón d
- Ap 4.1 Tabla de datos geoquímicos (elementos minoritarios y trazas evaluados en partes por millón) de las rocas ígneas presentes en la parte central de Falcón (calibración de los valores) e
- Ap 5. Tabla de datos geoquímicos (elementos mayoritarios y evaluados en porcentajes y partes por millón) de las rocas ígneas presentes en la parte central de Falcón f
- Ap 5.1 Tabla de datos geoquímicos (elementos mayoritarios y evaluados en porcentajes y partes por millón) de las rocas ígneas presentes en la parte central de Falcón (calibración de los valores) g

1. INTRODUCCIÓN

1.1 GENERALIDADES

1.1.1 Objetivos y alcances del trabajo

En el siguiente informe se presentan los resultados obtenidos en las investigaciones correspondientes al Trabajo Especial de Grado titulado “Estudio geológico de las rocas ígneas aflorantes en la parte central de la Cuenca de Falcón”, como último requisito para optar por el título de Ingeniero Geólogo en el Departamento de Geología de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela.

Los objetivos del trabajo son:

Generales:

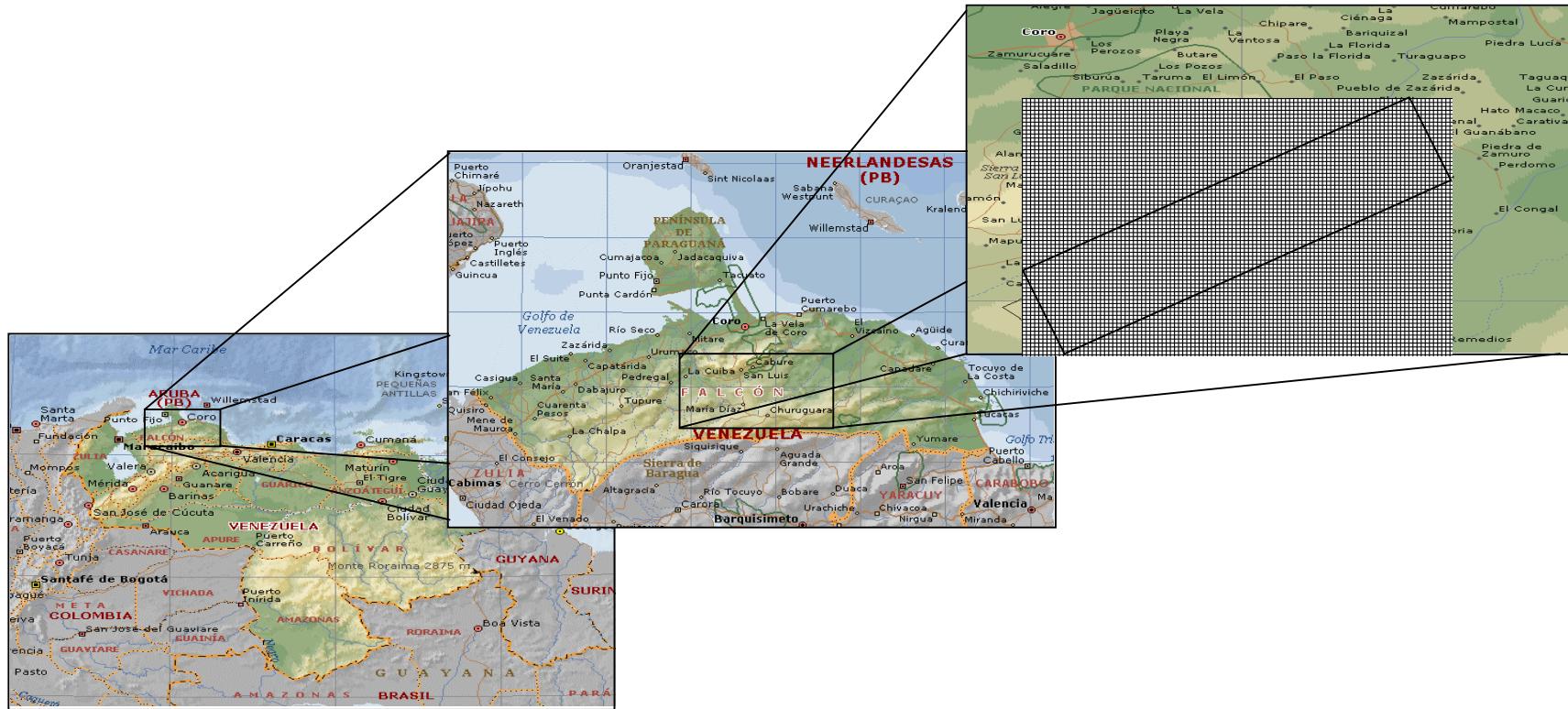
Describir las características micro y macroscópicas de las rocas ígneas volcánicas presentes en la parte central y oriental de la cuenca de Falcón, para establecer su patrón genético.

Específicos:

Estudiar y delimitar las rocas ígneas de la zona, caracterizarlas tanto a nivel petrográfico como a través de análisis químicos; establecer su ambiente tectónico de formación y su origen.

1.2 ÁREA ESTUDIADA

El área de estudio se ubica en la región centro-oriental del estado Falcón, situada geográficamente entre las coordenadas 11°00'45" y 11°30'24" de latitud norte y 69°00'19" y 69°50'25" de longitud oeste.



**Figura 1. Ubicación del área de trabajo Tomado de la Enciclopedia Temática
Encarta 2002**

Físicamente se podría enmarcar en un rectángulo el cual contendrá los cuerpos ígneos aflorantes, con orientación suroeste–noreste. Ubicándose

más hacia el suroeste el Cerro Redondo oeste (Garrapata) y hacia el noreste el Cerro Manaure.

1.3 VÍAS DE ACCESO

Los cuerpos fueron ubicados mediante el mapa de referencia de MUESSIG (1978); en este trabajo se indican los puntos de referencia (aunado al mapa de Muessig) que permitieron la localización de los cerros. Se anexan fotos de estos puntos de referencias.

Los cerros de fácil acceso son los cerros ubicados hacia el sur (Redondo, Atravesado, Las Guarabitas, La Ciénaga) mientras que para los cuerpos ubicados hacia el norte el acceso es difícil. Es de resaltar que en los mapas de la zona no se encuentra ubicada la carretera nueva que comunica a Coro con Churuguara. Para ubicar los cuerpos fue utilizado el mapa de MUESSIG (1978).

Cerro Redondo: se encuentra 27 km al sur de la Cruz de Taratara, en la carretera vieja Coro Churuguara. Cerro Redondo en parte, aflora en esta.

Cerro Atravesado: se encuentra a 22,5 km al Sur de La Cruz de Taratara, el acceso a los cerros es a través de una hacienda.

Cerro Las Guarabitas, se encuentra ubicado una carretera que une al poblado de Aracua con el Caserío Sube y Baja. A 9 km de Aracua se ubica el poblado de las Guarabitas, el cerro donde se ubica el cuerpo ígneo es Cerro Repelón (ver mapa de muestras).

Cerro La Ciénaga: está ubicado en la entrada al pueblo de Aracua por la carretera nueva Coro Churuguara (Fig. 2). La entrada hacia el cerro es la

primera calle que se encuentra al lado de la iglesia. Al final de esa calle que comienza de asfalto y culmina de tierra, se encuentra el afloramiento del cuerpo. Se observa un afloramiento en la carretera, a 34 km al norte de Churuguara (carretera nueva), que representa un borde de enfriamiento (Fig. 3).



Figura 2. Entrada al pueblo de Aracua. (N85W dirección de la vista fotográfica).

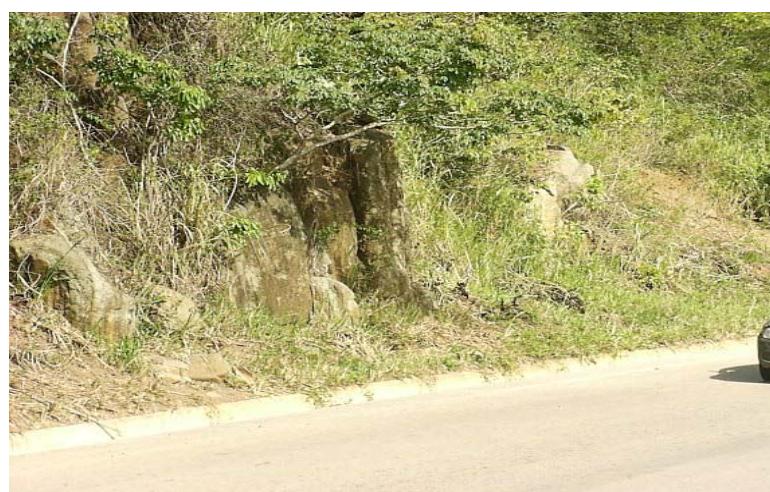


Figura 3 Afloramiento borde de enfriamiento Cerro La Ciénaga, ubicado a 34 km al norte de Churuguara, Carretera nueva. (N40W dirección de la vista fotográfica).

Cerro El Sol, Paraguachoa, Pascual y Agachiche: La entrada hacia Murucusa conduce a cerro El Sol (Fig. 4).

En la carretera nueva que comunica a Coro con Churugara existen dos direcciones, se toma la entrada con dirección N85E, a 1,5 km de esta entrada se encuentra el poblado de Murucusa, la carretera de asfalto sólo se extiende por 2 km. A 6,6 km se encuentra la entrada al Fundo Tapica. A 8 km hay una “Y” con direcciones E-W y N35E se toma la primera dirección. A 8,3 km se encuentra otra “Y” con las direcciones S40E y N25E tomando la última dirección mencionada. En el km 9 existe una intersección con dirección N20W, se toma ésta intersección, la carretera anterior continua con dirección N65E. A 10,5 km existe otra intersección donde se toma el cruce con dirección N30W. A 12,6 km hay una “Y” con direcciones S30W y N40E, se toma la primera dirección (S30W). En el km 13 del camino existe un “falso” entrada a un fundo con dirección N-S. A 1 km de esta entrada se encuentra el cerro El Sol.



Figura 4. Entrada al pueblo de Murucusa. (N75E dirección de la vista fotográfica).

A 15,5 km se encuentra un establo, en ese punto la carretera continua con dirección N75E, en el km 15,6, se encuentran cuatro casas y la carretera cambia de dirección a N42E en esa dirección, a 16,5 km hay una “Y” con direcciones S45E y N16W se toma la última mencionada. A 18,4 km se encuentra una casa frente a Cerro Paraguachoa (Fig. 5), en este punto la carretera continúa en dirección N60E.

En el km 18,6, hay una intersección con dirección S50E y en ese punto la carretera continúa con dirección N23E. En el km 21 hay un cruce, donde está un puente de madera (Fig. 6), al salir del puente a hay una “Y” con las direcciones S85E que conduce a Cerro Pascual y la dirección N45W que conduce al embalse Hueque 3. Tomando la dirección hacia Cerro Pascual, en el km 22,8 se encuentra la escuela Las Tres Marías, en el km 27,4 se encuentra la entrada a la hacienda “Xochimilco” propiedad del Sr. Félix Bravo (Fig. 8) en ella se encuentra el cuerpo ígneo.



Figura 5. Cerro Pascual en el km 18,4. (S43E dirección de la vista fotográfica).

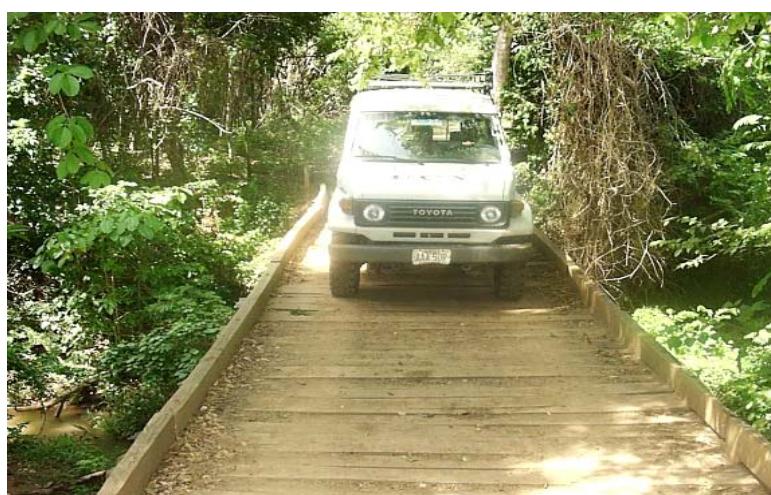


Figura 6. Puente de madera en el camino que une al cerro Paraguachoa con Cerro Pascual.

Para salir a Hueque 3. De la entrada de la Hacienda Xochimilco al puente de madera nombrado anteriormente son 6 km, a 8,1 km se encuentra la carretera de asfalto con dirección N30E que conduce a Hueque 3 (Fig.8). Desde este punto comenzamos en cero para buscar la entrada de Cerro Agachiche.

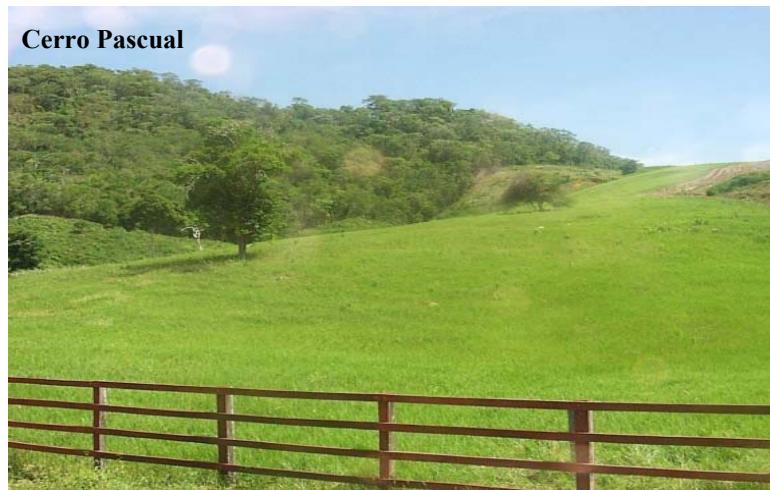


Figura 7. Hacienda Xochimilco, entrada a Cerro Pascual. . (N25W dirección de la vista fotográfica).



Figura 8. Embalse Hueque 3 (N55W dirección de la vista fotográfica).

A 6,5 km de la salida de Cerro Pascual hay un camino con dirección N55W, esta es la entrada que conduce a Cerro Agachiche, en el km 7,6 hay

una “Y” con direcciones S2E y E-W se toma la última mencionada.

En el km 11,7 hay otra “Y” con direcciones S20W (conduce al caserío El Dividive) y la dirección N20E a 800 m conduce al Cerro. De la entrada a Cerro Agachiche (carretera de asfalto) al Puente San Pablo ubicado en la carretera nueva Coro-Churuguara son 5,9 km. (Fig. 9).

Cerro Alonzo, Cerro Manaure y Cerro Mataire: de la alcabala del pueblo Dos Bocas a la entrada que conduce al pueblo La Tabla son 1,6 km hacia el norte en la carretera nueva Coro-Churuguara. Esta entrada tiene dirección S65W. (Fig. 10).



Figura 9. Puente San Pablo. Entrada al embalse San Isidro, conduce hacia los Cerros Pascual, Paraguachoa, el Sol y Agachiche. (S33W dirección de la vista de la fotográfica).

En la entrada a este camino iniciamos en cero. A 5 km hay un puente, 100 m antes del puente está la entrada al caserío La Tabla. A 21 km está la bodega El Venado, en este punto existe una “Y” con direcciones N25W (que conduce a Puerto Cumarebo) y una con dirección S32E que es la que conduce a los cerros. Continuando en la dirección tomada en el km 21,6 está la intersección que conduce a Cerro Mataire, la misma tiene dirección

S70E. En el km 22,3 existe una intersección con dirección N68W, a un km de esta dirección se encuentra un afloramiento de Cerro Manaure.



Figura 10. Entrada a la Tabla, camino que conduce a los Cerros Alonzo, Manaure y Mataire (S50E dirección de la vista fotográfica).

A 26 km está la entrada del Fundo la Encrucijada y Fundo Alonzo, al km 28 existe una intersección que conduce a otra entrada al Fundo Alonzo esta intersección tiene dirección S10W. Tomando esta dirección en el km 28,5 existen dos entradas al Fundo una con dirección E-O y la otra con dirección N-S, hasta allí llega el carro. De allí al Cerro Alonzo son 1,2 km caminando (Fig. 11) por la primera entrada mencionada.



Figura 11. Cerro Alonzo, desde la entrada con dirección E-W a Fundo Alonzo. (S88E dirección de la vista fotográfica).

En el km 21,6 está el camino que conduce al Cerro Mataire, que tiene dirección S70E. A 3,5 km existe una intersección con dirección S8W que conduce a Mataire, tomando ésta intersección y en el km 4,8 se encuentra un “falso”, entrada de un fundo, el carro llega sólo a 500 m después del falso, y el camino se continua a pie por 1,5 km.

Existe otra entrada hacia los Cerros Manaure y Agachiche, ésta conduce hacia las cuarcitas de contacto ubicadas al suroeste del cerro. La entrada se le conoce como “Las Vigas”, tiene dirección S30W. Este camino conduce al poblado de La Guadalupe. (Fig. 12).



Figura 12. Entrada a “Las Vigas”. Vía que comunica hacia los cerros Manaure y Agachiche (S35W dirección de la vista fotográfica).

En la entrada a Las Vigas se inicia el recorrido en cero. A 3 km se encuentra una “Y” con direcciones S28E; que conduce a El Dividive; y S52E; que conduce a La Guadalupe. Se toma la segunda dirección, En el km 5,3 se encuentra el Fundo La Guadalupe. En el km 8,5 se encuentra el poblado de La Guadalupe, en el km 13 está la entrada al Fundo El Albarical con dirección S60W, el cerro forma parte de este Fundo. A 1 km de esta entrada se encuentra la cuarcita de contacto. (Fig. 13).



Figura 13. Cuarcitas de contacto Cerro Manaure. (N55W dirección de la vista de la fotografía).

1.4. METODOLOGÍA

1.4.1. Fase de Pre-Campo:

Realizada entre los meses de septiembre / octubre del año 2001, consta de los siguientes pasos.

- ★ Revisión bibliográfica de trabajos realizados en la zona anteriormente.
- ★ Revisión e interpretación de las fotografías aéreas de Cartografía Nacional, misión 0202128 a escala 1:50.000 (868 al 870, 877 al 888, 917 al 923, 638 al 647), para reconocimiento de los cuerpos ígneos y las vías de acceso a los mismos.
- ★ Revisión de los mapas topográficos de Cartografía Nacional a escala regional 1:100.000 las hojas 6248 Churuguara y la hoja 6249 Cabure pertenecientes al año 1969, la hoja 6349 Acurigua perteneciente al año 1967.

A escala local se revisaron las siguientes hojas cartográficas, a escala 1:25.000, pertenecientes al año 1966; 6248-I-NO, 6248-I-NE, 6248-I-SE, 6248-I-SO, 6249-I-SE, 6249-II-NE, 6249-II-SE, 6249-II-SO, 6349-III-NE, 6349-III-NO, 6349-IV-SE, 6349-IV-SO.

- ★ Revisión mapa de Geología de superficie de Creole Petroleum Corporation C-5-A y C-5-B, a escala 1:50.000, año 1962.

1.4.2 Fase de Campo:

La fase de campo se realizó entre los meses de noviembre y diciembre del 2001, los pasos fueron las siguientes:

- ★ Reconocimiento de las vías de acceso a los cerros.
- ★ Recolección de muestras: para ello se siguieron los siguientes pasos.
 1. Cerros donde se conseguía afloramiento: se describían tales afloramientos, medición de orientación de los planos encontrados (pináculos, sills, diaclasas columnares) toma de muestras y

fotografías correspondientes.

2. En los Cerros donde no se encontraban afloramientos, se recolectaron muestras de los diversos tipos litológicos presentes como cantos rodados.
3. Enumeración de las muestras: las muestras fueron enumeradas según el siguiente criterio:
 - a. Inicialmente se coloca el nombre abreviado del cerro que se está levantando.
 - b. Se coloca el número de la estación donde se recolectó la muestra (en números romanos).
 - c. Se coloca el número de muestra recolectado en una estación.
 - d. Casos especiales: *Qda.: corresponde a muestras tomadas en quebradas que ha sido ubicada en el mapa y descrita su dirección, * PN: referido a muestras tomadas en pináculo.

1.4.3 Fase de Laboratorio:

- ◆ Selección de muestras para la realización de análisis petrográfico y de análisis de elementos Tierras Raras inmóviles.
 - a. La selección para los análisis petrográficos consistió en revisar todas las muestras de rocas volcánicas y analizar las que diferían en características (color, tamaño de grano, presencia o no de xenolitos o fenocristales, tipo de matriz, etc.), para lograr establecer la relación entre los diversos tipos litológicos (volcánicos) presentes en un mismo cuerpo.
 - b. La selección de las muestras para el análisis de elementos de tierras raras inmóviles, se tomaron las muestras ígneas basálticas

más oscuras y menos meteorizadas, tratándose de tomar las muestras más representativas de cada cerro.

◆ Análisis de muestras:

a) Análisis petrográfico de 59 muestras.

Se basó en la descripción de la roca a modo de reconstrucción de la misma, en los aspectos de textura, matriz, fábrica, granularidad, con los resultados obtenidos se clasifica la roca mediante triángulos APF.

A las muestras se les asignó un grado de alteración (dato en porcentajes), del cual se procede a describir los minerales de alteración y accesorios, e interpretar su posible origen en la roca.

b) Análisis geoquímico de 48 muestras

Se seleccionaron muestras para ser enviadas al Laboratorio ACTLAB, Ontario-Canadá para efectuar análisis químicos por medio del Método del Plasma Inductivo Acoplado (Inductively Coupled Plasma ICP), los cuales incluyeron: óxidos mayoritarios, elementos traza y tierras raras (resultados Ap4y A5).

Los datos obtenidos fueron procesados mediante los programas *MINPET®* y *SINCLAS ®*.

◆ La interpretación se realizó, mediante teorías de diagramas de discriminación geoquímicos y de clasificación propuestos por diversos autores.

1.5 Trabajos Previos

A continuación se muestra un resumen de una serie de trabajos realizados en diversas zonas del estado Falcón, que aportan datos acerca de los cuerpos

ígneos aflorantes en la zona, así como relaciones de campo que servirán de apoyo para este trabajo de investigación en orden cronológico.

CORONEL(1970)

“Rocas ígneas de Falcón Central”

Las rocas ígneas observadas en el área de Aracua reflejan una zona de debilidad en el eje de la Cuenca de Falcón Central El Paraíso - Pecaya. Una teoría generalmente aceptada asume que un magma básico está intrusionando o extrusionando en porciones profundas de una cuenca subsidente.

Tal explicación implicaría que el área de Aracua recibió grandes volúmenes de sedimentos durante el tiempo de deposición de El Paraíso - Pecaya y, por lo tanto, la influencia de Churuguara - San Luis Teoría del alto cauce no eran sólidos en ese tiempo. La ocurrencia de intrusiones ígneas en esta área puede sugerir también que el Terciario Temprano de la Cuenca de Falcón, está en menor proporción por debajo de la cuenca profunda del Eoceno.

Esto ocurrió en algún momento en que la ocurrencia de las rocas ígneas estaban genéticamente relacionadas con el Complejo Ofiolítico de Siquisiqui...

BRUEREN (1949)

Describe los cuerpos ígneos (cerros) y rocas ígneas de la parte central de Falcón, además menciona que el área de Falcón que está relacionada con las intrusiones ígneas corresponde a un eje de un geosinclinal Terciario.

MUESSIG, KARL W. (1979).

“Structure and Cenozoic tectonics of the Falcón Basin, Venezuela, and adjacent areas.”

La cuenca de Falcón en el Noreste de Venezuela y las cuencas adyacentes a la costa están desarrolladas dentro de una zona de extensión tectónica durante la era del Mioceno, Oligoceno. Las extensiones ocurridas en la dirección noreste causan fallas normales a lo largo de las tendencias noreste

MUESSIG, KARL W. (1984).

“Paleomagnetic data on the basic igneous intrusions of the central Falcon Basin, Venezuela”.

Datos paleomagnéticos por intrusiones basálticas en la cuenca central de Falcón documentan una magnetización secundaria asociada con alteración durante el Mioceno.

La magnetización ocurre antes del Mioceno Tardío plegable en la cuenca e inmediatamente después de la intrusión.

1.6. AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a la Ilustre Universidad Central de Venezuela por habernos permitido utilizar sus instalaciones en pro de nuestro desarrollo como Ingenieros de la República.

Al Prof. Omar Rojas que ya no está entre nosotros por habernos propuesto este tema de trabajo, y por su empeño para que este proyecto se llevara a cabo.

A los tutores:

Por su aporte a este trabajo y a ampliar nuestros conocimientos en el área, especialmente al Prof. Ricardo Alezones por tomar las riendas del proyecto.

A la Gerencia de VIPA-PDVSA Exploración y Producción por su apoyo financiero, el cual fue base fundamental para la realización de este proyecto.

Al personal del Hotel “Las Turas” ubicado en Churuguara Edo. Falcón por su hospitalidad durante nuestra estadía, durante el trabajo de campo.

Nancy

A mis padres por apoyarme en cada meta que me propongo, por ser parte de mi vida.

A mis hermanas por estar siempre allí siempre acompañándome, por ser mis mejores amigas.

A Yvan Martínez por su apoyo incondicional, por ser tan especial, por estar a mi lado.

Al Sr. Antonio Prieto por su hospitalidad durante el transcurso de mi carrera en Caracas.

Al personal de la Comisión de Estudios de Postgrado por compartir mi recorrido en la Facultad y por estar siempre dispuestos a tenderme una mano amiga.

A mis amigos por compartir los buenos y malos momentos durante toda mi carrera (Cagua-Caracas): Alex Olivo, Doris Olívar, Giovanny Prada, Leonardo Yépez, Luis Subero, Marisela Navarro, Mónica Pereira, Sidonio Yépez.

A mis compañeros: Alberto San Martín, Carlos Padrón, Deiby Gómez, Ericson Bermúdez, Eskeila Troconis, Gabriela Carrillo, Gilberto Sánchez, Gilberto Soto, Gregory Gutiérrez, Henry Aldana, Hernán Guzmán, Humberto Delgado, Jainezareth Fernández, Joseph Cedillo, Lenin González, Mariela López, Milagros Mayora, Oliver Rodríguez, Paulo Arancibia, Pero Otero, Santiago Yépez, Soerma Parra, William Olaya, Yohely Zurita.

A los chicos del Laboratorio de petrografía ígneo metamórfica, por su apoyo durante el trabajo en el mismo.

Al personal de la Biblioteca “Virgil Winkler”, especialmente la Sra. Morela y Eduardo por haberme soportado.

Al personal del Departamento de Geología y de la dirección de la Escuela.

Al personal de Postgrado de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica.

A las Familia Barrios Caldera, Martínez Caldera y a Deibis Pérez por ayudarme en los últimos momentos de culminación del trabajo.

A los que en este momento tan especial no pueden acompañarme, yo sé que dónde quiera que estén compartirán la alegría que puedo sentir.

José:

A DIOS...la fuerza más grande de este mundo, que nos hace cumplir cualquier meta y no solo nos ayuda cuando estamos en apuro sino que esta allí para que nosotros hagamos lo que queramos.

Especialmente a mis Padres Lupe de Rondón y Amado Rondón por que sin ellos no hubiera comenzado el juego de la vida y a mis hermanos Juan Luis, Olivier Miguel y José miguel, por ser parte de mi juego.

A mi amor Marismelia Tovar que con ella he aprendido a crecer un poco más, y aprendí que cuando estas enamorado se nota.

A todos mis Familiares por estar conmigo especialmente a mi abuela Olga Acevedo, mis tíos; Ana Rosa Muñoz, Wladimir, Douglas y Luis García y a sus esposas, Hilda y José Francisco, a mi prima Elliuz a mis ahijadas Olgiana y Emily, mis demás primos y todos mis demás familiares que me apoyaron.

A todo el que de una manera u otra me ayudó a terminar mi trabajo tanto amigos, como profesores y compañeros.

A mis panas los inseparables que todavía se están dando coñazos y al los mismo que ya cayeron: Miquel Rojas, Miquel Carrera, Cesar Sarmiento, Alix Joya, Luis Subero. A la generación de relevo: Sidonio Yépez, Adriana Barrios, Saileth Cortez, Ericson Bermúdez, Luis Felipe Peña, Hernán Guzmán, Giovanni Prada, Willian Olaya, Jesús Hernández, Orlando Rivero, María Gabriela Orihuela, Robert Aguirrez, Julio y Oliver Rodríguez.

A los panas de las kurdas que siempre se les recuerda: Juan Figueredo, Pedro Pericles, Alex Olivo, Teli José, Gustavo Nieto, Alexis el obrero, Gregory el Hampón , Carlos Padrón guidron.

A los panas y demás compañeros que me acompañaron en toda mi carrera: Manuel Muñoz, Daniel Rodríguez, Miguel Botón Rodríguez, Esteban Sánchez, Angel Abrahan, Aried Lozano, Santiago Yépez, Humberto Delgado, José Alberto, Evelio Espinola y todos los demás que están en mi memoria.

A la familia Tovar por su apoyo y ayuda y a todos los que de una y otra forma me ayudaron en Caracas.

A los panas de la residencia los que están y pasaron especialmente la Señora Celia.

A todo al que de una o otra manera me ayudo a crecer y culminar esta primera etapa de mi vida.

A LO POCO QUE HAY QUE FIAR DE LOS FAVORES DE LOS CORTESANOS

A UN TIEMPO DEBAJO DEL SOL

A UN SUEÑO

AL SOL, PORQUE SALIÓ, ESTANDO CON SU DAMA, Y LE FUE FORZADO A DEJARLA

está dedicado a todas aquellas personas que aman la paz y trabajan por un mundo mejor

2. GEOLOGÍA REGIONAL

El cinturón de afloramientos de rocas ígneas volcánicas, se encuentra ubicado en dirección noreste desde Cerro Redondo que se encuentra adyacente al poblado denominado Cruz de Taratara hasta el Cerro Manaure, ambos cerros separados por una distancia cercana a los 50 km. Estas rocas generalmente intrusionan capas de las formaciones Paraíso y Pecaya de edad Oligoceno y ocupan una posición muy cercana al eje de la cuenca oligocena de Falcón central. Los afloramientos permanecen sobre una topografía prominente con alturas características entre 400 a 700 m. (CORONEL, 1970).

2.1. ESTRATIGRAFÍA REGIONAL

2.1.1. FORMACIÓN PARAÍSO

2.1.1.1. Descripción litológica: WHEELER (1960 y 1963), subdividió la Formación en dos miembros informales, de los cuales el inferior es de carácter local, aflorando tan sólo en la Quebrada La Danta, al sur de Taparoy, distrito Federación del estado Falcón. La litología incluye lutitas oscuras con capas delgadas y nódulos ferruginosos que meteorizan a marrón rojizo a oscuro, areniscas "sal y pimienta" calcáreas, moderadamente endurecidas, con granos de feldspato negra, que meteorizan a gris-marrón en una matriz calcárea blanca y blanda; areniscas ferruginosas calcáreas bien cementadas y algunos conglomerados lenticulares con granos de feldspato. DÍAZ DE GAMERO (1977), indica que las areniscas son de tipo lítico, hasta con un 30% de feldspato, de grano medio a fino y suelen ser delgadas, generalmente bioturbadas, pero ocasionalmente forman paquetes de varios metros de espesor, aumentando de espesor hacia arriba, siendo la arenisca superior la más gruesa con estratificación cruzada y numerosas bioturbaciones verticales y subverticales llenas de material arcilloso de color rojizo.

Los extensos afloramientos de la Formación que se encuentran en las colinas de la llanura central de Falcón pertenecen al Miembro Superior de WHEELER (1960 y 1963), cuya litología característica es la intercalación de lutitas no calcáreas gris violáceas oscuras, con areniscas cuarzosas muy endurecidas, de colores diversos y ocasionales carbones. DÍAZ DE GAMERO (1977), describe la variación de este Miembro, en tres grandes áreas, representadas en la siguiente tabla.

Tabla 1. Variación del Miembro Superior de la Formación Paraíso según DÍAZ DE GAMERO (1977).

Área	Característica
Este de la localidad tipo	<ul style="list-style-type: none"> ◆ La litología es muy monótona y sus características más resaltantes son: ◆ <i>Lutitas</i>: intercaladas con las areniscas, dominando y desapareciendo hacia el Este. Son lutitas fósiles grises a violáceas con nódulos ferruginosos muestran estratificación cruzada, laminación paralela a pequeña escala. ◆ <i>Areniscas</i>: cuarzosas se presentan como capas delgadas, aunque alcanza en algunos casos hasta 5 metros, las más gruesas son masivas y presentan madrigueras, mientras que las más delgadas están muy bioturbadas.
Entre los ríos Paraíso y Pedregal	<ul style="list-style-type: none"> ◆ Representa el área tipo y se caracteriza por: ◆ <i>Lutitas</i>: son fósiles y se encuentran intercaladas con numerosas areniscas cuarzosas. Las capas delgadas de carbón y lutitas carbonosas son muy frecuentes. ◆ <i>Areniscas</i>: son aparentemente de grano medio y con rizaduras en el tope de las capas.
Entre los ríos Pedregal y Mojino	<ul style="list-style-type: none"> ◆ <i>Lutitas</i>: la litología es similar al área tipo. ◆ <i>Arenisca</i>: son de grano medio a grueso y representan el 50% de la Formación el espesor de las mismas llega a alcanzar magnitudes de 20 m. Petrográficamente definidas como cuarzo-arenitas.

2.1.1.2. *Espesor:* WHEELER, JAECKLI & ERDMANN (1960 y 1963) menciona valores que provienen de secciones incompletas y oscilan alrededor de los 500 m, incluyendo la sección tipo, con un espesor de 468 m, además este autor cita estimados de alrededor de 1000 m para la Formación en Falcón occidental, en la parte sur del distrito Buchivacoa.

2.1.1.3. *Extensión geográfica:* La Formación Paraíso aflora en una larga faja anticlinal, desde el Río Mojino en el oeste, hasta los ríos Remedios y Hueque al este. En el extremo occidental desaparece bajo las lutitas de la Formación Pecaya, suprayacente, mientras que al este, se adelgaza hasta su práctica terminación antes de ser cubierta por los aluviones del Río Hueque y sus afluentes (DÍAZ DE GAMERO, 1977).

2.1.1.4. *Expresión topográfica:* La Formación aflora extensamente en la región central de Falcón, en los núcleos de estructuras anticlinales alargadas que forman colinas o filas, cuya altura está relacionada directamente con la proporción de areniscas respecto a lutitas. Así es que las elevaciones van aumentando en altura de este a oeste, hasta alcanzar unos 1000 m entre los ríos Pedregal y Mojino (DÍAZ DE GAMERO, 1977).

2.1.1.5. *Contactos:* WHEELER (1960) postuló una discordancia, entre las formaciones Jarillal y El Paraíso, basándose en evidencia micropaleontológica, aunque las relaciones de campo indicaban concordancia, e incluso, transición. Posteriormente, rectifica la interpretación anterior y elimina la postulada discordancia en la base de la Formación Paraíso. HUNTER (1974), vuelve a examinar el problema, sin resolver la disyuntiva, puesto que, aunque las relaciones de campo son concordantes, la edad interpretada para la parte inferior de la Formación Jarillal y la parte superior de la Formación El Paraíso es de un lapso relativamente grande. El contacto superior con la Formación Pecaya es

concordante, y generalmente transicional (WHEELER, 1960 y 1963; DÍAZ DE GAMERO, 1977).

En el anticlinal de Taparoy, al sur del estado Falcón, el Miembro Inferior de la Formación Paraíso, descansa concordantemente debajo de la Formación Churuguara, y es posible que esta relación se mantenga en la faja más meridional de afloramientos de la Formación (WHEELER, 1960 y 1963).

2.1.1.6. Edad: WHEELER (1960), asignó la unidad al Oligoceno Tardío, y postuló un largo hiatus entre ella y el Eoceno infrayacente. Posteriormente WHEELER (1963), modificó esta interpretación y la consideró Oligoceno temprano a medio. DÍAZ DE GAMERO (1977) estableció, que la edad está entre el Oligoceno Temprano al Medio.

2.1.1.7. Correlación: Hacia el sur, la parte inferior de la Formación Paraíso se correlaciona con la parte inferior de la Formación Churuguara (WHEELER, 1960 y 1963; DÍAZ DE GAMERO, 1977). Las relaciones hacia el oeste y norte se desconocen. Al este, se correlaciona con la parte inferior del Grupo Agua Salada, (DÍAZ DE GAMERO 1985).

2.1.1.8. Paleoambientes: La parte inferior de la Formación en Taparoy, indica un fuerte levantamiento al sur, posiblemente de carácter local, ya que se pasa rápidamente de condiciones marinas someras a litorales e incluso fluviales.

La mayor parte de la Formación Paraíso es de tipo regresivo, en que la costa avanzó desde el suroeste hacia el norte y noreste. Los sedimentos fueron transportados por varios ríos, que progresivamente construyeron una amplia llanura deltaica. Los carbones marcan el límite oriental de dicha llanura, unos kilómetros al este del actual río Paraíso. El oleaje, y las corrientes litorales, retrabajaron los clásticos gruesos, y los extendieron por

grandes distancias a lo largo de la costa. Al este del río predominaron las condiciones marinas y las lenguas clásticas, separadas por lutitas marinas, marcan las oscilaciones de la línea de costa durante la sedimentación de la Formación. (LEV. 1996).

DÍAZ DE GAMERO (1977) determina, en forma muy aproximada, las tasas de sedimentación y de subsidencia para esta unidad en la región central de la cuenca:

Tabla 2. Tasa de sedimentación y subsidencia de la Formación Paraíso DÍAZ DE GAMERO (1977).

	<i>Tasa de sedimentación</i>	<i>Tasa de subsidencia</i>
Formación Paraíso	500 m/Ma.	500 m/Ma.

2.1.2. FORMACIÓN PECAYA

2.1.2.1. Descripción litológica: Hacia los bordes occidentales y sur de la cuenca, la Formación contiene capas de arenisca parduzca, limolitas nodulares de color gris oscuro, areniscas glauconíticas y en algunos casos, intercalaciones de calizas. También se encuentran nódulos de arcillas ferruginosas de unos 10 cm de diámetro, alineados según la estratificación (WHEELER, 1960 y 1963). La Formación Pecaya consiste esencialmente de lutitas de color gris oscuro generalmente fisiles y limolíticas, localmente calcáreas, con ocasionales interestratificaciones ocasionales de areniscas y calizas bioclásticas en capas delgadas. Estas intercalaciones se han citado principalmente en la región norte, cerca de la sierra de San Luis, donde también aparecen grandes concreciones irregulares de material calcáreo de color ocre amarillento de hasta más de 2 m de diámetro (DÍAZ DE GAMERO, 1977).

Según esta misma autora la Formación Pecaya contiene un miembro arenoso completamente incluido dentro de ella, denominado Miembro San Juan de la Vega, que aflora al norte del centro de la cuenca en las cercanías de río Mitare. Hacia la base de la Formación, en la parte central de la cuenca, las lutitas son calcáreas, meteorizando a gris claro, en ocasiones casi blanco y los afloramientos están cubiertos de pequeños fragmentos de calcita. Localmente, también hacia la base de la unidad se encuentran algunos lentes de caliza de los cuales la caliza de Bocaína es uno de los más extensos.

A lo largo de una faja relativamente estrecha que empieza directamente al sur de La Cruz de Taratara y termina al este de Pueblo Nuevo, afloran una serie de cuerpos ígneos de carácter basáltico, que intrusionan a la Formación Pecaya (CORONEL, 1970; MUESSIG, 1978).

2.1.2.2 Espesor: WHEELER (1960 y 1963) menciona un espesor de 600 m cerca de Pedregal en el área tipo, que corresponde tan solo a la parte superior de la formación por encima del Miembro San Juan de la Vega. Al oeste, en el distrito Buchivacoa, el mismo autor indica un espesor de 1.300 m. JAECKLI & ERDMANN (1952), sugieren un espesor superior a los 2.500 m, llegando a mencionar un valor de hasta 4.000 m para el espesor original de la Formación Pecaya al sur y sureste de Tupure. DÍAZ DE GAMERO (1977) menciona 1.000 m para la parte superior de la Formación Pecaya, entre el Miembro San Juan de la Vega y la Formación San Luis al este de Pecaya. Igualmente, estima en no menos de 1.000 m el espesor de la parte inferior de la Formación entre la Formación El Paraíso y el Miembro San Juan de la Vega. HUNTER & FERRELL (1972) midieron 1.490 m para su Formación Purureche (parte inferior de la Formación Pecaya) en la quebrada Maica al sur de Purureche.

2.1.2.3. Extensión geográfica: ocupa todo el centro de la cuenca de Falcón, entre las serranías de San Luis, al norte y Churuguara, al sur, hacia el oeste llega a la cuenca del río Tupure y al este hasta la llanura aluvial de los ríos Remedios y Hueque (DÍAZ DE GAMERO, 1977).

2.1.2.4. Expresión topográfica: En el centro de la cuenca, forma zonas de baja topografía entre las filas soportadas por las areniscas de la Formación Paraíso.

2.1.2.5. Contactos: El contacto inferior, con la Formación Paraíso es siempre concordante y generalmente transicional. El contacto superior es variable. En la parte norte de las cercanías de La Cruz de Taratara hacia el este, la Formación Pecaya se interdigita con la Formación San Luis, hasta que, al terminar ésta, las lutitas de Pecaya se confunden con la sección predominantemente lutítica de Falcón oriental. Desde Pecaya a Pedregal el contacto superior es concordante y transicional con la Formación Pedregoso. Al oeste de Pedregal, el contacto, siempre concordante, es con la Formación Castillo. Hacia el sur, la Formación Pecaya se intercala repetidamente con la Formación Churuguara (DÍAZ DE GAMERO, 1977).

2.1.2.6. Edad: La edad está definida en base a foraminíferos planctónicos va desde la zona de *Globorotalia opima* del Oligoceno Medio a la Zona de *Catapsydrax dissimilis* del Mioceno Temprano. La edad definida por nanoplancton calcáreo va de la Zona de *Sphenolithus distentus* a la Zona de *Discoaster druggi*, que se corresponde con la de los foraminíferos planctónicos. Dentro de la Formación Pecaya se encuentra, por tanto, representado el límite Oligoceno-Mioceno, que también corresponde al límite Paleogeno-Neogeno (DÍAZ DE GAMERO, 1977).

2.1.2.7. Correlación: WHEELER (1960 y 1963) considera que el Grupo Mitare, que incluye el Miembro San Juan de la Vega más la parte superior de la Formación Pecaya y la Formación Pedregoso como equivalentes a la formación San Luis. DÍAZ DE GAMERO (1977) indica que la interdigitación de la parte más superior de la Formación Pecaya y las calizas de la Formación San Luis se encuentra al este de Pecaya. Los primeros aportes de carácter arrecifal dentro de las lutitas de la Formación Pecaya son en la parte superior de la misma, de manera que ésta última considera que sólo la parte de la Formación por encima del Miembro San Juan de la Vega se correlaciona con la Formación San Luis. La Formación Pedregoso parece ser una facies local dentro de la Formación Pecaya y es, por tanto, equivalente a la parte superior de ésta, en su totalidad.

La parte media y superior de la Formación Pecaya se correlacionan con la Formación Castillo, al oeste de la cuenca. En la región meridional se correlaciona con la parte media y superior de la Formación Churuguara. (DÍAZ DE GAMERO, 1977).

DÍAZ DE GAMERO (1985b) correlaciona la Formación Pecaya con la mayor parte de la mitad inferior de la Formación Agua Salada de Falcón nororiental y con la mayor parte de la Formación Guacharaca y el Miembro El Salto de la Formación San Lorenzo de RENZ (1948), en Falcón centro-oriental.

2.1.2.8. Paleoambientes: La espesa y extensa unidad lutítica fue sedimentada en condiciones marinas profundas de acuerdo a todas las evidencias. DÍAZ DE GAMERO (1977) documenta profusamente la evolución paleobatimétrica de la Formación en base a foraminíferos bénicos. Los intervalos basales de las lutitas que suprayacen a la Formación Paraíso (igualmente, al Miembro San Juan de la Vega) contienen una microfauna

indicativa de profundidades moderadas, alrededor de 100 m. Las asociaciones subsiguientes indican una rápida subsidencia hasta la zona batial intermedia, seguramente sin llegar a los 1.000 m de profundidad para la parte inferior de la Formación Pecaya. El intervalo de faunas arenáceas marca un período de fuerte subsidencia que, en un corto tiempo, llevó a la cuenca a profundidades superiores a los 1.000 m, posiblemente llegando a los 1.500 m.

DÍAZ DE GAMERO (1996) reinterpreta el conjunto arenáceo como propio de arcillas de prodelta en aguas profundas, relacionadas con la desembocadura del río proto-Orinoco, en el margen occidental de la cuenca, representado posiblemente por la Formación Castillo.

La figura (14) que a continuación se muestra representa un modelo de los ambientes predominantes durante el Oligo-Mioceno Temprano en la cuenca de Falcón, según PORRAS (2000).

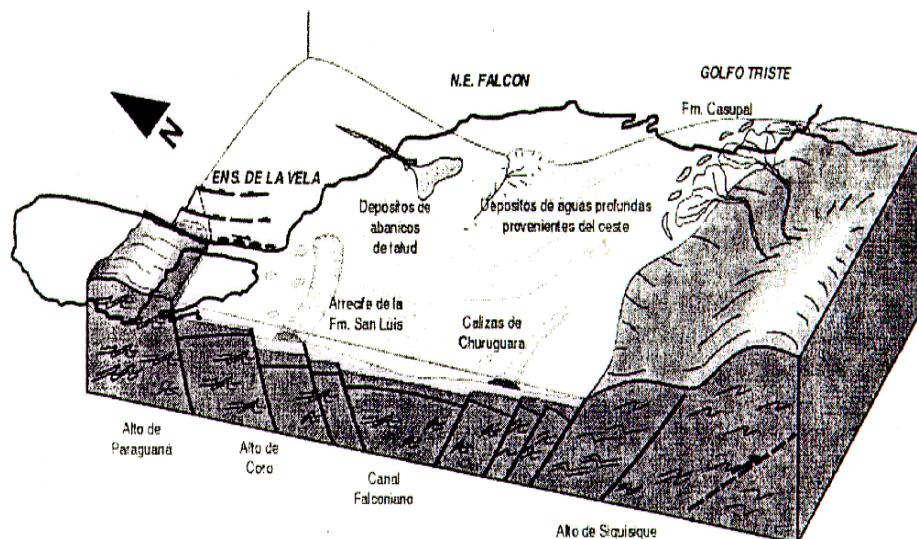


Figura 14. Modelo sedimentario esquemático durante el Oligoceno-Mioceno Temprano para la cuenca de Falcón Bonaire. Tomado de PORRAS (2000).

DÍAZ DE GAMERO (1977) calcula las tasas de sedimentación y de subsidencia en el centro de la cuenca durante la sedimentación de la unidad, en forma muy aproximada reflejada en la tabla 3.

Tabla 3. Tabla de tasa de sedimentación y subsidencia de la Formación Pecaya, tomado de DÍAZ DE GAMERO (1977).

	<i>Tasa de Sedimentación</i>	<i>Tasa de Subsistencia</i>
Formación Pecaya inferior	270 m/Ma	500 m/Ma
Formación Pecaya	Intervalo de faunas arenáceas	700 m/Ma.
Formación Pecaya superior	400 m/M.a	0 m/M.a

2.1.2.9 Geoquímica: DEL OLLO *et al.* (1994) indican que la Formación Pecaya, tanto en afloramientos como en el subsuelo se encuentra sobremadura ($T_{\text{máx.}} 526^{\circ}\text{C}$, $R_o > 2\%$).

2.2 ROCAS ÍGNEAS

2.2.1. Descripción de los Cuerpos Volcánicos: Según BRUEREN (1949), la descripción de los cuerpos ígneos (cerros) y rocas ígneas de la parte central de Falcón es la siguiente:

Cerro Manaure: Es un cuerpo masivo con varios topes y una pared empinada al sureste.

Cerro Pascual: Es un tipo de gabro muy toscos, ligeramente grisáceo y muestra cristales de varios centímetros de largo, de mineral de hierro-titanio.

Cerro Paujicito: Es un peculiar tipo de roca este presenta ligeras venas coloreadas en la masa rocosa oscura.

Cerro Paraguachoa: Cerro compuesto por roca piroclástica, principalmente compuesto por fragmentos de rocas ígneas meteorizadas (probablemente basalto), embebidos en material volcánico fino de la misma composición.

Cerro Atravesado: Compuesto de roca ígnea densa de color grisáceo oscuro. Algunos cristales son visibles parecen estar completamente alterados.

Los cerros Redondo, Mataire, El Arco, Alonzo, Pascual, Paraguachoa y El Sol son cerros empinados en forma de conos, mientras que Paujicito muestra forma oval. El cerro La Ciénaga representa el punto topográfico más alto, y sobre estas rocas ígneas se depositaron sedimentos transgresivos.

Son menos conspicuos los sills de Las Guarabitas, ubicados en el pueblo con este mismo nombre y tres pequeños topes ígneos ubicados al norte de Cerro Atravesado. El afloramiento de Guay Grande, ubicado al este de Cerro Pascual y norte de Cerro La Ciénaga topográficamente no representa un relieve marcado y todo esto lleva a suponer que pueden existir sills acuñados en esta área y para esto debe hacerse una investigación exhaustiva.

MUESSIG (1978) mediante análisis isotópicos de potasio-argón (K/Ar) de un sills traquibasáltico (Cerro La Ciénaga) obtuvo una edad de $22,9 \pm 0.9$ Ma.

2.2.2. *Contacto entre rocas: (CORONEL 1970)*

En el área de Las Guarabitas puede observarse claramente que las rocas

ígneas están intrusionando las sedimentarias. Los sedimentos cerca del contacto están recristalizados y tienen la apariencia de hornfels. La estratificación está aún visible. Las areniscas cuarcíticas tienden a hacerse más densas y más oscuras, mientras que las pizarras de contacto presentan un color amarillento sucio y franjas de cuarzo oscuro. Lejos del contacto los sedimentos retienen su carácter original. Las Guarabitas representan un sill intrusivo. Se observan localmente aureolas de contacto donde las rocas sedimentarias han sufrido fuerte alteración termal (hornfels).

En los cerros Manaure y Agachiche se observan grandes inclusiones de pizarras en las rocas ígneas, existen evidencias de que estos cuerpos estuvieron en fase líquida cuando extrusionaron y los contactos fueron estabilizados. Grandes brechas ígneas con bloques de cuarcita y pizarra son también halladas en esta área.

2.2.3. Significado Regional (CORONEL 1970)

• Las rocas ígneas vistas en el área de Aracua reflejan una zona de debilidad en el eje Paraíso – Pecaya en la Cuenca de Falcón Central. Una teoría generalmente aceptada asume que un magma básico está intrusionando o extrusionando en porciones profundas de una cuenca subsidente. Esto implicaría que esta área recibió un gran aporte de sedimentos durante el período de la sedimentación de las Formaciones Paraíso y Pecaya, por lo que los mismos no eran sólidos.

2.2.4. Descripción Microscópica (CORONEL, 1970):

La descripción petrológica y observaciones resaltantes de las muestras tomadas por Coronel están expresadas en la Tabla 4.

2.2.5 Posición Estratigráfica de las Rocas Ígneas. (CORONEL 1970)

• El Cerro Manaure y el Cerro Agachiche, están intrusionando a las

lutitas de la Formación Paraíso.

Tabla 4. Tabla de descripción microscópica según (CORONEL 1970).

<i>Cerro</i>	<i>Características de los minerales</i>	<i>Observaciones</i>
ARACUA	<ul style="list-style-type: none"> ◆ El piroxeno probablemente es diópsido y se presenta como cristales idiomórficos, con tendencia a alterar a clorita. ◆ La mica es biotita. ◆ Plagioclasa es el mineral dominante y ocurre en cristales delgados en forma de barra y se encuentran muy alterados 	Éstas fueron originadas desde un magma gabroide y pueden estar clasificadas como gabros, doleritas, basaltos y andesitas porfíricas.
PARAGUACHOA		Consiste de una ligera diferencia en el tipo de roca, típicamente piroclástica y principalmente compuesta de fragmentos basálticos erosionados, cuarcita y esquisto embebido en una matriz de grano fino. piroclastos muestran alguna estratificación alternado con conglomerados bastos y tuffs, pero las capas están ausentes.
PASCUAL		Es un ordinario tipo de gabro con delgados y grandes cristales de mineral de titanio.
PAUJICITO		Los garbos de Cerro Paujicito están meteorizados.
ATRAVESADO		Las rocas ígneas son flujos de lavas basálticas con fábrica conglomerática a brechoide, contiene abundante bloques de rocas oficalcíticas similar a las halladas en el área de las Guarabitas.

* Lutitas y lentes limolíticos de la Formación Pecaya al norte de Cerro Manaure han sido interrumpidos y localmente elevados por esta intrusión.

- Los sills de Las Guarabitas están localmente paralelos a los planos o estratos de las rocas de la Formación Paraíso.
- Sedimentos cerca del contacto con las ígneas han sufrido algún metamorfismo hidrotermal.
- La forma de muchos de los afloramientos ígneos fuertemente sugiere un carácter intrusito.
- Contactos no transgresivos han sido hallados, excepto en Cerro La Ciénaga donde el Paraíso está descansando por encima del cuerpo ígneo.
- Una zanja en la cresta de la colina muestra cerca de 2 metros de cuarcitas delgadas, algunos 40 metros de roca ígnea erosionada y, finalmente, la dolerita (diabasa) fresca. Lo cual lleva a afirmar que la actividad ígnea estaba restringida en tiempo de Paraíso.

2.3. GEOLOGÍA HISTÓRICA REGIONAL

Basado en los trabajos previos de ZAMBRANO *et al.* (1971), DÍAZ DE GAMERO (1977) y GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980) se puede decir:

En general las unidades definidas en el área se caracterizan por presentar monótonas secuencias verticales originadas por cortos períodos transpresivos que ocasionan la repetición de litotipos y por consiguiente, también la de los ciclos sedimentarios correspondientes.

Existe dificultad a la hora de correlacionar las edades de las unidades de la Cuenca de Falcón, las secciones tipo fueron definidas al este y no se corresponden con las unidades occidentales. Esto ocasiona que no pueda determinarse una equivalencia entre las formaciones del este y oeste de la cuenca. DÍAZ DE GAMERO (1977 y 1985) sugiere que los contactos en las unidades de Falcón norcentral tienen que ser diacrónicos.

Durante el Oligoceno–Mioceno se desarrollaron los procesos sedimentarios característicos de la cuenca de Falcón, básicamente en la región central y norcentral de Falcón, pero sin embargo, existen evidencias o vestigios de escasos y aislados afloramientos de las rocas del Eoceno, tal es el caso de la Formación Cerro Misión de Falcón oriental, aflora cerca de Tucacas, donde los sedimentos marinos correspondientes a ésta han quedado como testimonio de este período.

La cuenca de Falcón del Oligo-Mioceno es una cuenca sedimentaria insaculada, individualizada después del período orogénico del Eoceno Superior, que ha sido descrita en la literatura con el nombre de canal Falconiano. El centro de la cuenca fue una zona subsidente, donde se desarrollaron ambientes marinos profundos, no obstante sobre los bordes-relativamente estables aunque lentamente subsidentes avanzó una

sedimentación marginal con mayor influencia terrígena (GONZÁLEZ DE JUANA, *et al.* 1980).

En el tiempo aproximadamente correspondiente al Oligoceno-Mioceno, hace unos 22,5 Ma. la cuenca de Falcón muestra una renovada actividad tectónica. La cuenca sufre nuevamente un hundimiento que la sitúa a profundidades de 1500 m originándose ambientes profundos que se continúan hasta el borde sur del Alto de Dabajuro, el cual continuó parcialmente emergente. El Alto de Coro se sitúa en profundidades que dieron origen a desarrollo de arrecifes en su borde sur, sin embargo el Alto de Paraguaná continúa emergente. Con el desarrollo arrecifal se originan las formaciones San Luis y Patiecitos (comienzos del Mioceno) y paralelamente se forman los bancos calcáreos y arrecifes de la Formación Churuguara en el margen sur de la cuenca. (DÍAZ DE GAMERO 1977).

Esta misma autora sugiere que en el Oligoceno Temprano se tiene definida la forma característica de la cuenca y se produce en este tiempo la invasión marina con la sedimentación de la Formación Paraíso, posiblemente discordante sobre el substratum formado por las rocas del Eoceno. En el Oligoceno Medio la cuenca sufre un hundimiento rápido en su parte axial que la sitúa en profundidades aproximadas de 1000 m, en este ambiente profundo se produce la sedimentación de las lutitas netamente marinas de la Formación Pecaya que cubren áreas anteriormente marginales, notablemente alrededor del alto de Dabajuro. Probablemente las intrusiones ígneas básicas del centro de la cuenca reflejen este brusco hundimiento y marquen una zona lineal de debilidad a lo largo del eje de la cuenca. Al final del Oligoceno, probablemente el borde sur de la plataforma de Coro fue un escarpado abrupto, sin transición progresiva de áreas de escasa profundidad a un fondo marino cercano a los 1000 m, que existe en el centro de la cuenca para esa época.

La disminución de profundidad de la cuenca por el cese de hundimiento en el Mioceno temprano ocasionan que el alto de Paraguaná se eleve y comience el relleno de la cuenca caracterizado por gruesos clásticos que dan origen a la Formación Guarabal, interrumpiéndose el desarrollo del arrecife. Además, debido al fuerte levantamiento del Alto de Paraguaná al pie del borde suroccidental de la plataforma de Coro se sedimentaron las secuencias predominantemente detríticas de la parte superior de la Formación Pedregoso. (DÍAZ DE GAMERO, 1977).

Según GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980, el hundimiento de la Cuenca combinado con el relleno de la misma, dieron lugar a la disminución de la profundidad, originando un importante cambio sedimentológico con la retirada de los mares hacia el norte y noreste.

Estos mismos autores, además indican que, el hundimiento activo de la cuenca parece haber cesado en el Mioceno temprano y la cuenca fue haciendo progresivamente menos profunda a medida que se iba llenando. El borde occidental incluyendo el alto de Dabajuro, sufre renovados levantamientos y los procesos de su erosión conforman la Formación Castillo que avanza hacia el este llegando en su máximo desarrollo hasta cerca de Pedregal. (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980)

En el Mioceno Temprano se depositan las lutitas marinas de aguas moderadamente profundas de la Formación Agua Clara. Posteriormente se sedimenta la Formación Cerro Pelado de ambiente costero deltáico con presencia de carbones que aparentemente indica intercalaciones paludales. El Mioceno inferior a medio se caracteriza por regresiones y transgresiones más locales, entre los ambientes deltáicos de la Formación Cerro Pelado y los más marinos de la secuencia Querales-Socorro indicada por una transición a los ambientes que comenzaron con la Formación Cerro Pelado. (DÍAZ DE GAMERO, 1977).

En el Mioceno Medio comenzó la retirada del mar hacia el norte se deposita en un ambiente de aguas poco profundas la Formación Socorro, seguida de la sedimentación de la Formación Urumaco identificada por la presencia de lutitas marinas y especialmente por calizas coquinoïdes en la base e influencia terrígena en su tope. Esta última Formación presenta un carácter más marino que las formaciones Cerro Pelado, Querales y Socorro, afianzándose este carácter hacia el oriente y de mayor influencia continental hacia el oeste, llamándose a lo sedimentado en el este de la Formación Caujarao, en donde las abundantes calizas y margas con numerosos fósiles son características de la parte inferior de la unidad ultima mencionada, en la sección del Anticlinal de la Vela de Coro, quedando reducida este carácter de la Formación Urumaco a unas pocas calizas fosilíferas delgadas. Hacia el oeste del Surco de Urumaco sobre el Alto de Dabajuro se produce la sedimentación continental de la Formación La Puerta, equivalente parcial de la secuencia mencionada. (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980).

Posteriormente, durante el Mioceno Medio y Superior, se producen levantamientos regionales al sur. En la parte norte de la cuenca se establecen condiciones sedimentarias marinas marginales, y en el borde septentrional de Falcón occidental se deposita en ambientes neríticos la Formación Querales, la cual constituye un intervalo lutítico (MARCANO S. 1990).

La sedimentación del Mioceno tardío al Plioceno en Falcón central está constituida por depósitos predominantemente continentales en el distrito Democracia, incluidos en la Formación Codore; sedimentos marinos de aguas muy someras deltáticas en los distritos Miranda y Colina agrupados en la Formación La Vela y secuencias definitivamente marinas, Formación El Veral en el distrito Zamora. Nuevamente se repiten durante esta época los ambientes sedimentarios progresivamente más marinos hacia el este. (BALLESTAS & VELÁSQUEZ 1983).

Según AUDEMARD, 1994 el conjunto Plio-Cuaternario es esencialmente continental, exceptuando las zonas actualmente y parcialmente sumergidas durante los máximos marinos interglaciares (tal como Paraguaná y las líneas de costa). Por ende, este conjunto está compuesto por depósitos continentales, restringidos básicamente a la plataforma de Dabajuro y al sector norcentral del estado Falcón, y por depósitos marinos asociados a la costa actual y a la península de Paraguaná. El Plioceno se caracteriza por la sedimentación de conglomerados y lutitas arenosas de la Formación Coro y parte superior de Codore y San Gregorio. Las cuatro terrazas Fluviales sobre la Formación Castillete y los aluviones recientes son los representantes de la sedimentación cuaternaria.

2.4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Según GONZÁLEZ DE JUANA 1980, la geología estructural regional se refleja en grandes pliegues que constituyen el anticlinorio de Falcón y en varias fallas verticales o de buzamiento bajo que son el resultado de un característico sistema de esfuerzos.

Las fallas más importantes que afectan a la Cuenca de Falcón, son: la falla de Oca-Chirinos, El Mayal, Ancón de Iturre y Pozo Negro, las mismas tienen una orientación casi este-oeste. Las fallas de Oca-Chirinos y Pozo Negro separan dos áreas estructurales distintas: una al norte, donde diferentes fallas se extienden hasta la costa, y otras al sur que se extienden hasta el frente de montañas. (ITUARTE & QUIJADA 1985)

Un elemento estructural significativo en la evolución tectónica de la cuenca, lo constituye la Plataforma de Dabajuro; plataforma que durante el Oligoceno y Mioceno inferior constituyó un alto estructural y fue cubierta durante la deposición de la Formación Agua Clara. El límite oriental de esta plataforma es la falla Lagarto, y hacia el sur la falla de Oca-Chirinos y las demás fallas antes mencionadas.

Previamente a la evolución estructural de la cuenca terciaria de Falcón se reconoce una fase de compresión de dirección norte-sur muy bien desarrollada, durante el Cretácico tardío al Eoceno medio. El carácter de esta fase se atenua durante el Eoceno medio-tardío lo cual repercutió en el control estructural de la sedimentación desde el Eoceno medio hasta el Mioceno medio en la región. El depocentro sedimentario estuvo condicionado por patrones estructurales pre-existentes de la fase compresiva anterior.

La máxima extensión se alcanza con el emplazamiento de lavas basálticas de edad Mioceno temprano, tiempo en que se desacelera la fase extensiva de la cuenca, la cual es seguida por una sedimentación concordante horizontal desde la depositación de la Formación Agua Clara por efectos de subsidencia térmica (MUESSIG 1979).

Según AUDEMARD (1994) a finales del Mioceno Medio se observa el comienzo de una nueva fase compresiva de dirección N 20°-30° W, deducida en base a la orientación de las fallas inversas y de las estructuras plegadas. Las fallas inversas son el resultado de la reactivación de fallas normales de rumbo N 60°-70° E activas durante la fase extensiva previa. Otro sistema de fallas normales con orientación N 20°-40° W se reactivó como fallas transcurrentes dextrales con desplazamientos horizontales de poca magnitud. Este último sistema de fallas segmenta en compartimientos individuales a la cuenca, donde cada bloque se acorta aisladamente.

Por último existen evidencias a nivel de detalle de afloramientos de una rotación de la componente de compresión hasta alcanzar una orientación de N 10° W. Los efectos de esta variación fueron observados en rocas del Plioceno Superior y más recientes, lo que implica que la zona está en la actualidad afectada por esta última compresión.

Anteriormente HAWKINS (1983) reconoce las tendencias estructurales siguientes:

- Una segunda tendencia estructural de dirección NW – SE coincidentes con las Fallas Lagarto, Los Médanos y la flexión de Adícora.

- * Por último un patrón de rumbo E-W que coincide con la orientación de las Falla Guadalupe y La Vela.

PASSALACQUA *et al.* (1984) asocian la transcurriencia dextral E-W que afecta el área norte de Venezuela a las deformaciones observadas en la cuenca de Falcón y más concretamente en el área este de Coro, así a partir de la orientación de los ejes de compresión los cuales siguen la misma dirección de los movimientos de las placas Caribe y Suramericana, deducen la orientación de las estructuras plegadas y falladas. De esta manera reconoce las siguientes tendencias estructurales:

- * La principal N 70° E, perpendicular a la componente de compresión, coincide con la orientación de los ejes de los pliegues (anticlinales de Las Pailas, La Vela, Cumarebo y Sinclinal de Píritu) y de las fallas inversas tales como Taima-Taima y Guadalupe.
- * Otra perpendicularmente al eje de compresión donde se origina la componente de tensión que es responsable de la presencia de fallas normales con dirección N 20° W como por ejemplo la falla de Los Médanos y la occidental de Urumaco.
- * Reconocen también un sistema conjugado de fallas transcurrentes de menor magnitud en dirección 30° - 35° con respecto a la componente de compresión, tales como la falla de Sabaneta, Soledad, Santa Rita, Tocopero y Sabanas Altas además de la falla de Agua Clara.

MUESSIG (1984) establece un modelo para las deformaciones estructurales existentes en la región de Falcón y considera que en tiempos de Paleoceno-Eoceno se registró la culminación de la orogénesis

compresional en el borde sureste de la Cuenca de Falcón, dando paso a una tectónica de carácter extensional durante el Oligo-Mioceno, y además indica que:

La acción de fallas transcurrentes como la de Oca y Cuiza y fallas normales de rumbo NW (Sabaneta y Lagarto) generaron cuencas de tracción “pull-apart” que causaron la subsidencia de la cuenca durante el Oligoceno.

En el Mioceno temprano la extensión fue máxima y estuvo acompañada de adelgazamiento de la corteza e inyección de magmas basálticos.

En el Mioceno tardío- Plioceno se desarrollaron otras estructuras que incluyen pliegues y fallas inversas con tendencia NE a partir de un sistema de fallas transcurrentes irregular asociado a deformaciones de tipo compresional.

Por último reconoce un sistema de fallas de rumbo NS-NW presente en todo Falcón, que desplaza los lineamientos producidos por la orogénesis pliocena y establece que posiblemente son fallas de ajuste por los desplazamientos producidos por la compresión.

El mismo autor considera seis tendencias estructurales dentro del anticlinorio de Falcón.

- ✿ Fallas transcurrentes destrales de rumbo E-W (Oca, Cuiza, y San Sebastián).
- ✿ Fallas normales NW-N (ellas limitan la península de Paraguaná).
- ✿ Estructuras plegadas y fallas inversas de rumbo E-NE.

- Fallas transcurrentes dextrales menores de dirección E-NE.
- Fallas transcurrentes sinestrales de menor importancia, conjugadas con el sistema anterior, de rumbo E-NE.

Estas seis tendencias de deformación son generadas en áreas con movimientos transcurrentes dextrales de gran magnitud en profundidad. WILCOX *et al.* (1973).

BOESI & GODDARD (1991) indica tres sistemas estructurales desarrollados simultáneamente en la cuenca. Cada uno con una máxima intensidad en diferentes tiempos.

- El primer sistema estructural consiste de un conjunto de fallas normales de rumbo NE localizadas en la parte norte de la cuenca, este grupo de fallas forman una serie de estructuras horst y graben, entre las que destacan la depresión de Urumaco, el alto de Coro-Paraguaná, la bahía de La Vela (esta estructura es una depresión con un horst local hacia el sur), el alto de Aruba, y un conjunto de horst y graben similares hacia el este. (Fig. 15a).
- El segundo sistema estructural consiste de varios fallamientos este-noreste, pliegues paralelos de gran magnitud situados en el centro de la cuenca, conocidos como el Anticlinorio de Falcón; éstos son el resultado de un componente compresivo noroeste (Fig. 15b). En áreas de máxima extensión, generando el desarrollo de pliegues paralelos.
- El tercer sistema estructural de fallamiento es dextral lateral, fallas transcurrentes, que comenzó desarrollándose entre la cuenca en el Eoceno

Tardío y continuó hasta finales del Terciario Superior hasta el Reciente. Estas fallas resultan del levantamiento y cizallamiento regional del todo el bloque en la cuenca. (Fig. 15c)

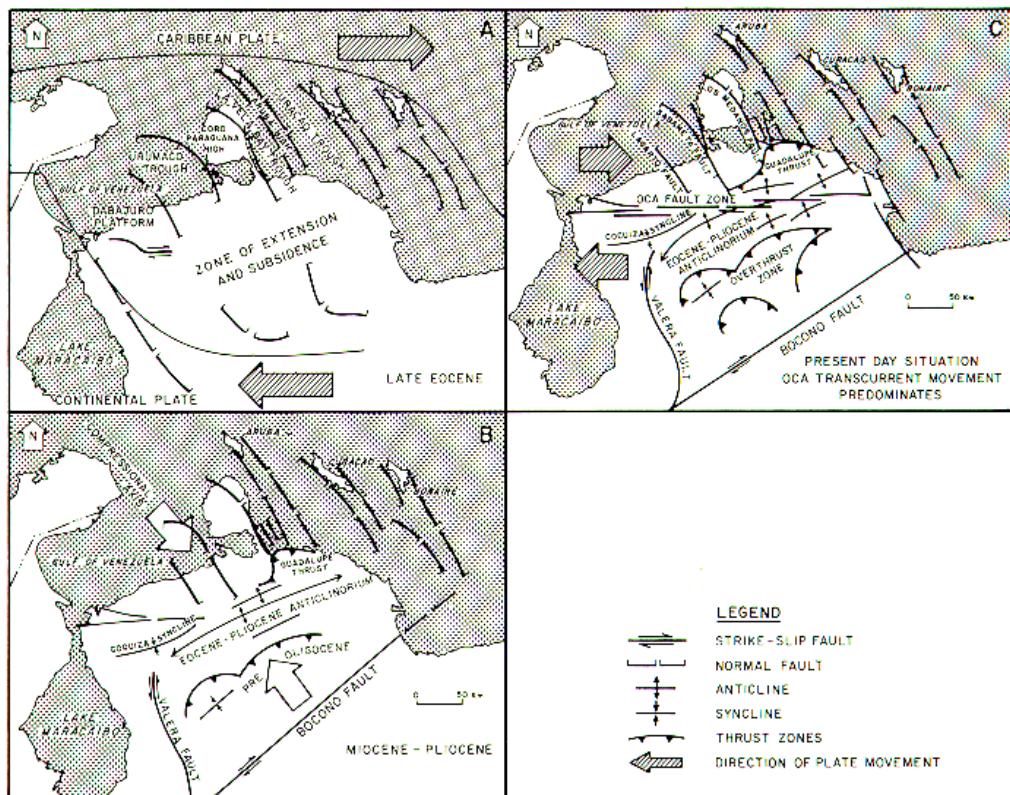


Figura 15. Historia tectónica de la cuenca de Falcón mostrando a) Eoceno tardío, b) Miocene-Plioceno, y c) situación presente. BOESI & GODDARD (1991).

Los recientes estudios mencionados por el mismo autor indican que la parte oeste de Falcón, a lo largo del sistema de Falla de Oca, se han detectado tres sistemas de fallas transcurrentes formando estructuras en flor que pueden ser observadas a lo largo de la zona de falla y están separadas de una a otra por sinclinales. Los nombres de estas tres fallas son Oca, El Mayal y Ancón Iturre.

3. EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE LA CUENCA DE FALCÓN

El origen de la cuenca de Falcón dentro de un contexto tectónico regional, ha sido objeto de diversos estudios relacionados con la reconstrucción de las placas mayores y su actual morfología, dichos estudios se mencionan en este capítulo.

La cuenca de Falcón-Bonaire sobrepasa una longitud total de 600 km, ya que puede ser seguida hasta el Oeste de la Isla de Margarita, aunque sólo la cuenca de Falcón aflora actualmente por una longitud de al menos 150 km, entre la plataforma de Dabajuro y la costa oriental falconiana (ERLICH & BARRET 1990).

3.1 “Teoría Pull-Apart”

PINDELL *et al.* (1998) mencionan un modelo de evolución entre el Golfo de México y la Placa Caribe e indican que desde el Eoceno la Placa del Caribe ha migrado hacia el Este 1100 km con una velocidad aproximada de 2 cm/año.

BRUEREN (1949) menciona que el área de Falcón que está relacionada con las intrusiones ígneas corresponde a un eje de un geosinclinal Terciario.

MUESSIG (1978) indica que la cuenca de Falcón se originó durante el Eoceno Tardío a Oligoceno en una zona “pull-apart” causada por movimientos trancurrentes entre la placa Caribe y la Suramericana. Define este límite de placas como una falla transformante y la expresa como una serie de fallamientos dextrales a lo largo de una línea que permite conectar la Falla de Oca con la Falla de San Sebastián.

Estos movimientos transcurrentes a lo largo de las fallas generaron la extensión en dirección noreste, produciéndose así fallamientos normales y provocando el adelgazamiento de la corteza y la generación de magmas basálticos alcalinos. Lo cual le permite al autor mencionar en su teoría que las islas de Los Monjes y La Orchila, la península de Paraguaná y la Cuenca de Falcón fueron casi yuxtapuestas antes de la extensión Oligocena. El autor presenta dos modelos, en los cuales se expresan las opciones que dieron origen a la cuenca (Fig. 16).

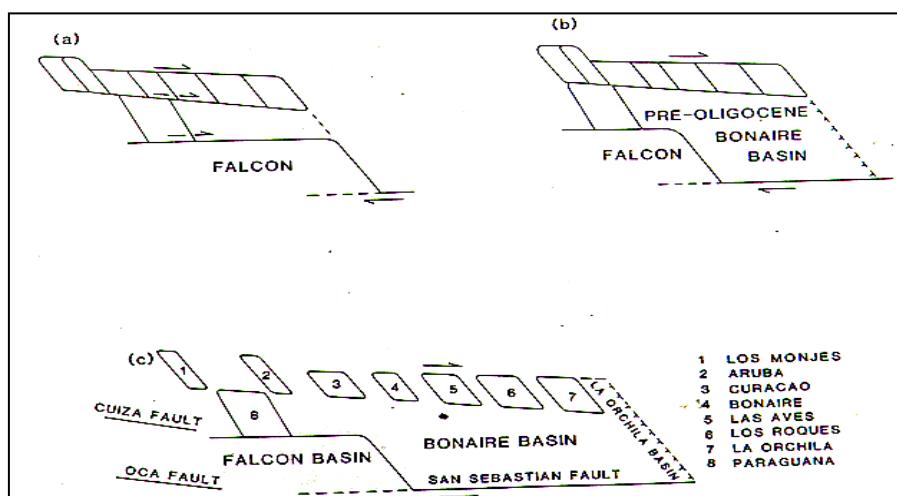


Figura 16. Representa la evolución de las cuencas “pull-apart” Falcón y Bonaire. a y b representan dos configuraciones del área anterior a la extensión Eoceno Tardío. Para llevarlo a la configuración presente c la opción a requiere una gran cantidad de extensión y desplazamiento transcurrente dextral de Oligoceno a Mioceno. En la opción b la cuenca Bonaire pre-Oligoceno tiene un mayor adelgazamiento, corteza oceánica y requiere menos extensión para llevar a la configuración de la opción c. MUESSIG (1978).

El autor adopta la opción b y representa a través de tres esquemas ilustrados el desarrollo de la Cuenca de Falcón y el Bloque de Bonaire. El esquema representa un corte esquemático Norte-Sur ilustrando el desarrollo de la Cuenca de Falcón y el Bloque Bonaire desde el Eoceno al Presente. La extensión de la cuenca ocurre en dirección este-oeste. Tomado de MUESSIG (1984):

- En el Eoceno Temprano las Antillas menores formaron una unidad contigua conectadas a la península de Paraguaná y el área de Falcón. (Fig. 17a).

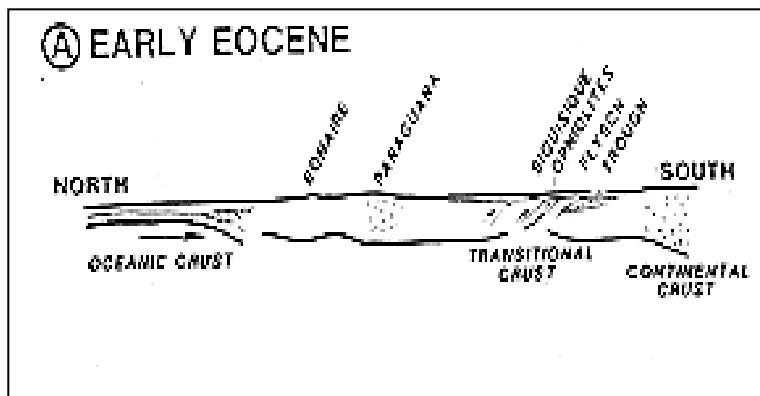


Figura 17a. Modelo esquemático donde se evidencia la configuración de la cuenca en el Eoceno Temprano. MUSSIG (1978).

- Eoceno Tardío a Oligoceno por extensión se generó la cuenca, evidenciado por el fallamiento y la inyección de magma. (Fig. 17b).

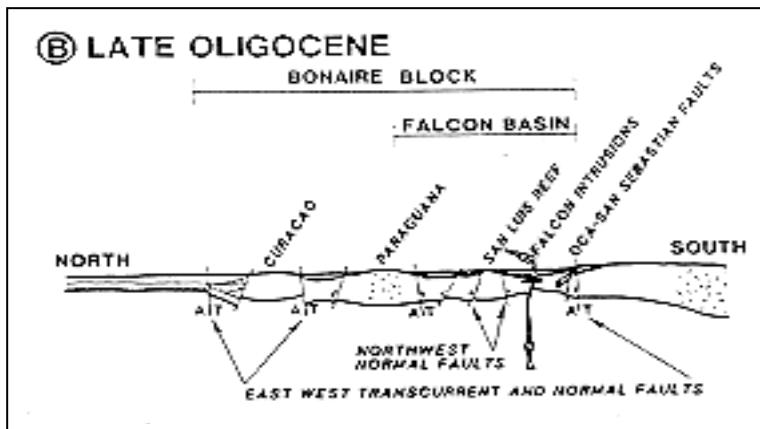


Figura 17b. Modelo esquemático donde se evidencia la configuración de la cuenca en el Oligoceno Tardío, donde se aprecia la separación de las dos cuencas. MUESSIG (1978).

- Del Mioceno al presente grandes eventos compresivos durante este período, generaron un cambio en la evolución tectónica, la cuenca presenta evidencias de inversión. (Fig. 17c).

CABRERA (1985) menciona en su trabajo la historia tectónica

sedimentaria del área, resumiendo los principales aspectos de la siguiente forma:

Fase extensional (Eoceno tardío - Oligoceno tardío): formación de graben tipo Ensenada La Vela, fallas de crecimiento noreste-suroeste favorecen la sedimentación de grandes espesores de Pecaya y equivalente.

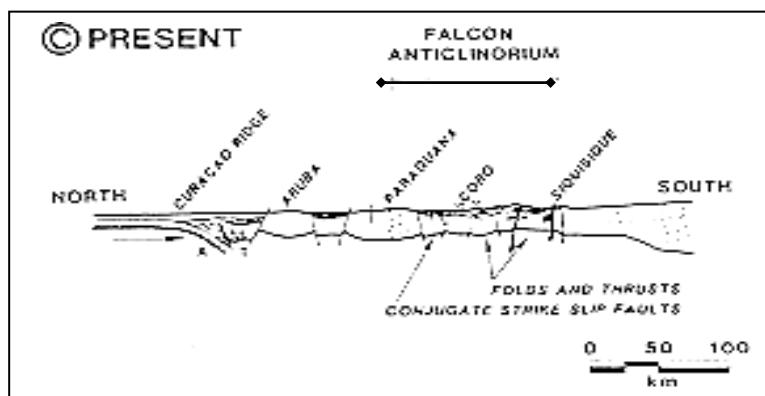


Figura 17c. Modelo esquemático donde se evidencia la configuración actual de la cuenca. MUESSIG (1978).

Mioceno temprano transgresión de Agua Clara, máxima actividad de fallas de crecimiento, cobertura parcial de paleo altos.

Final del Mioceno temprano, erosión parcial de estructuras preexistentes, cese de la fase extensional.

Eoceno Medio a Mioceno Tardío, período de relativa estabilidad, relleno de graben (sedimentación de las rocas de las Formaciones Socorro, Caujarao y equivalentes).

Fase compresional Mioceno Tardío-Plioceno-Reciente, inversión de la cuenca de Falcón, formación del Anticlinorio, de dirección este-oeste y declive al este; la deformación pliocena tiene como límite actual el corrimiento de Guadalupe en la costa falconiana.

MACELLARI (1995) coincide con MUESSIG (1978) en el proceso de generación de la cuenca, ya que este modelo permite explicar los flujos basálticos orientados en el centro de la cuenca falconiana.

El autor analiza la estratigrafía depositada durante el Eoceno hasta el Reciente en una serie de cuencas “pull-apart episuturales”. Durante el Oligoceno-Mioceno, el eje de subsidencia máxima de esta serie de cuencas estuvo ubicado más hacia el este, en el surco de Urumaco y al este de la ensenada de La Vela. Al mismo tiempo comenzó a desarrollarse un depocentro con ubicación este noreste-oeste sudoeste en la cuenca de Falcón como respuesta flexural a la carga producida por un frente de cabalgamiento que avanzaba desde el sur.

MACELLARI (1995) a través de estos esquemas muestra el modelo de la evolución para la cuenca “pull-apart” suroeste Caribe. En la figura 18a, se muestra en el Eoceno Tardío, un desplazamiento entre las dos placas resultando la formación de una extensa zona de “pull-apart” en el margen norte de Sudamérica entre el ridge de Curazao y el sistema de fallas San Sebastián-Oca.

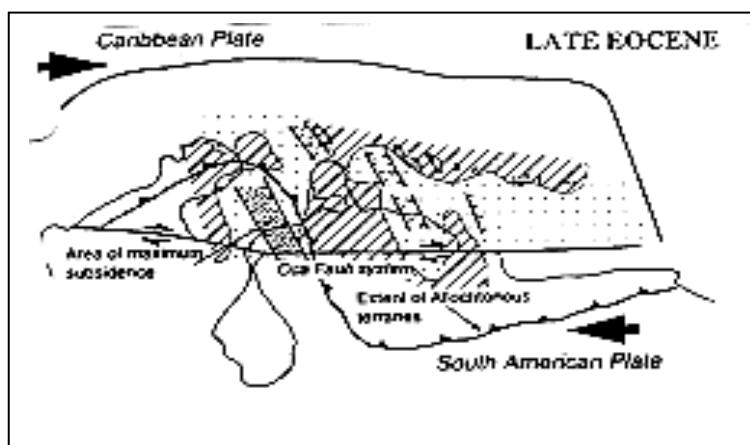


Figura 18a. Modelo de generación de Cuencas *pull-apart* episuturales (suroeste Caribe) por el desplazamiento de las placas Caribe y Suramericana en el Eoceno tardío. Tomado de MACELLARI (1995).

En la Figura 18b, se observa que durante el Oligoceno y Mioceno comenzó un estrechamiento de la cuenca “pull-apart” debido al empuje de material alóctono, por lo que los ejes de máxima subsidencia migraron hacia el oeste entre Urumaco y la bahía de La Vela. El desplazamiento continuó a través de la Falla de Oca y se formó un frente de empuje que avanzó progresivamente al norte formándose una cuenca “foreland” con orientación ENE-WSW.

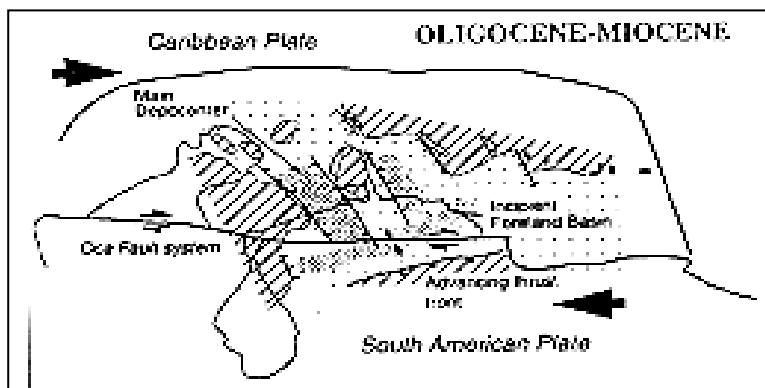


Figura 18b. Evolución del modelo de generación de Cuencas *pull-apart* episuturales (suroeste Caribe) por el desplazamiento de las placas Caribe y Suramericana para el Oligoceno Mioceno tardío. Tomado de MACELLARI (1995).

El autor indica a través de la figura 18c que durante el Plioceno comenzó la subducción de la Placa del Caribe por el ridge de Curazao, debido a esto el empuje frontal del anticlinorio migró al norte y cesó la acción de las fallas con orientación NW–SE, activando el desplazamiento transcurrente dextral a lo largo de la falla de Boconó (SCHUBERT Y SIFONTES 1970).

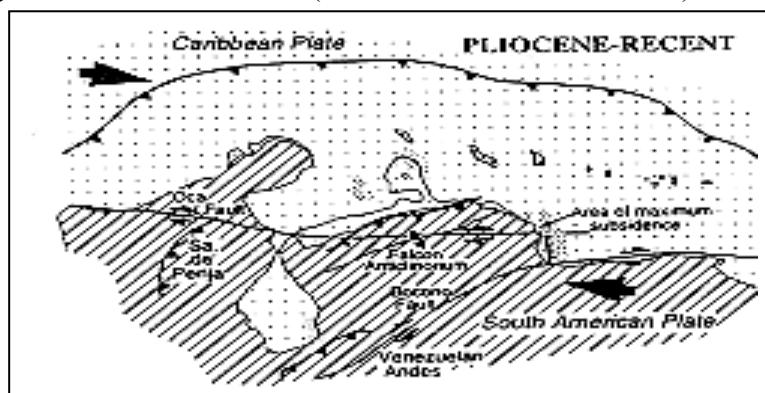


Figura 18c. Configuración actual de la Cuenca de Falcón según MACELLARI (1995).

Aunado a este desplazamiento y el continuo movimiento del sistema de fallas de Oca, resulta la formación de un depocentro pull-apart al sureste de la cuenca de Falcón y espesores de sedimentación Plioceno.

ERLICH & BARRETT (1990) establecen que para la reconstrucción el Bloque de Margarita el cual está delimitado por una línea imaginaria alrededor de Tobago-Margarita-Araya/Paria y parte norte de Trinidad (aproximadamente 100-125 km) se necesita mover cerca de 50 km la falla de Oca y aproximadamente 50 km la falla de Boconó generando una clausura parcial de la Cuenca de Falcón, por lo que apoyan la tesis de MUESSIG (1978) para el modelo de génesis del Bloque de Margarita (Fig. 19). El movimiento diferencial producido por el arrastre a lo largo del margen sur del límite de la placa Caribe-Suramericana causó extensión y transtensión en las cuencas de Falcón y Bonaire.

OSTOS (1990) indica que durante el Oligoceno Falcón, Bonaire y la baja Goajira se desarrollaron como resultado de un fallamiento transcurrente dextral al norte de Sudamérica. Las ofiolitas de Siquisique ubicadas al sur de Falcón fueron empujadas hacia la misma dirección antes del desarrollo de la cuenca “pull-apart”. La Falla de Oca (transcurrente dextral) pudo haber causado la compensación de la Península de la Goajira, aunque esta estuvo inactiva en el Oligoceno.

El bloque Maracaibo-Sta. Marta empezó a moverse al norte por la megacizalla de Boconó (Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano), relacionado al límite de subducción tipo andino en el Oeste de Suramérica resultando en el desarrollo del cinturón deformado del Sur-Caribe (CASE *et al.* 1984).

En el Mioceno tardío al presente las cuencas de Falcón y Maracaibo

fueron invadidas por los mares. Sin embargo, las cuencas del golfo de La Vela y golfo triste fueron levantadas en el Mioceno Tardío, lo cual está relacionado a la reactivación de las fallas (transcurrentes) E–W o fallas con tendencia N–S o NE– SW (transcurrentes) conjugadas a la megafalla de Boconó.

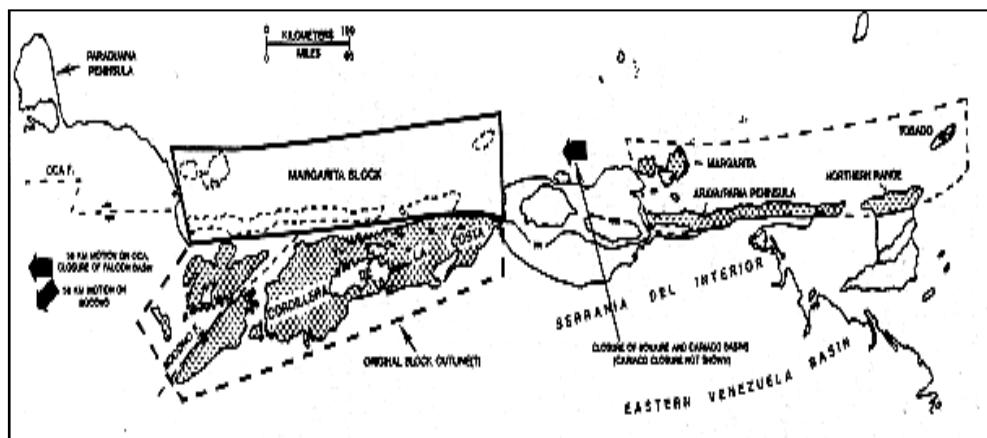


Figura 19. Reconstrucción del Bloque de Margarita posición en el Eoceno Medio-Tardío.
Tomado de ERLYCH & BARRET (1990).

La evolución tectónica del límite meridional de la Placa del Caribe durante el Plioceno–Cuaternario está caracterizada por las continuas migraciones hacia el norte y este del bloque Maracaibo Santa Marta y el terreno transpresional respectivamente (ERLICH & BARRETT 1990).

3.2 “Otras Teorías”

GODDARD & BOESI (1991), proponen un nuevo modelo conceptual de la cuenca de Falcón, para conocer el hábitat de hidrocarburo en la cuenca, el mismo está basado en la forma de bote de la cuenca con un eje este-oeste y una sección central angosta localizada entre los pueblos de Churuguara y San Luis; esta forma es la que determina la distribución sedimentaria de la cuenca durante el Oligoceno-Mioceno (Fig. 20). Este modelo incluye la tendencia noroeste de los “horst” y canales mencionados que son

responsables por la extensión norte del desarrollo de la cuenca sedimentaria central.

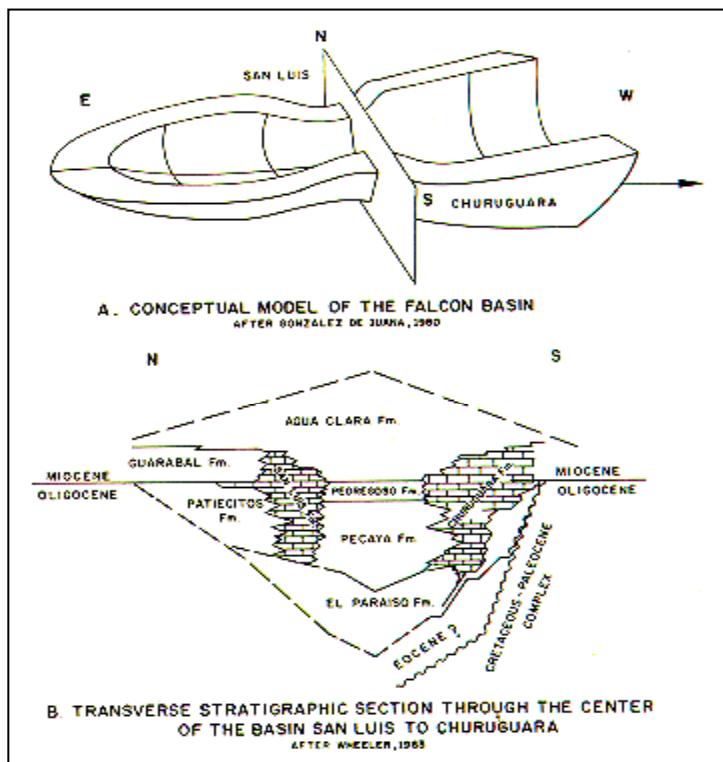


Figura 20. A) modelo original conceptual para la cuenca (después de González de Juana, 1980) y b) una compilación estratigráfica (después de Wheeler, 1963) basado sobre sección transversal a través del centro de la cuenca entre San Luis y Churuguara cuyas posiciones geográficas están mostradas en la figura.

El modelo estratigráfico y de sedimentación durante la sedimentación propuesto por los autores es el siguiente:

* Eoceno Tardío: en el Eoceno la sedimentación continuó sin interrupción en otras regiones de Venezuela, y comenzó la formación de la cuenca de Falcón. También ocurrieron movimientos orogénicos en el sur Caribe, estos movimientos fueron responsables de la generación de las islas de Aruba, Bonaire y Curazao, que aun están presentes como remanentes hoy en día.

* Oligoceno: con el incremento de la subsidencia, la cuenca tomó la forma de un elongado bote con un costado inclinado. Se desarrollaron surcos sinsedimentarios con orientación noroeste en el sector norte con un sector angosto en el área central, estos pueden ser atribuidos a fuerzas desde el sur que empujaron la región entera otra vez y levantaron la región a la parte norte al cual corresponde el alto de Paraguaná. (Fig. 21).

Las intrusiones ígneas y submarinas de flujos basálticos están en la parte más profunda de la cuenca, en surcos subsidiendo, y son comunes en el sector norte.

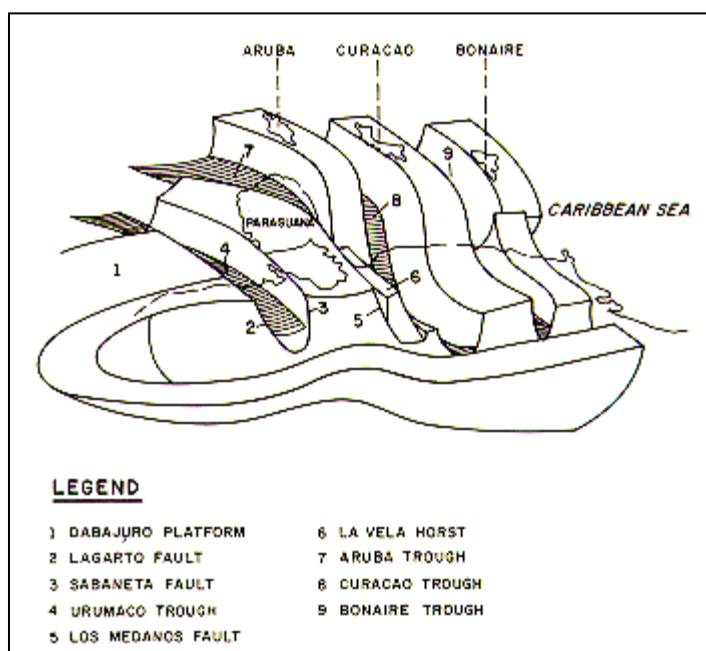


Figura 21. Modelo conceptual propuesto para la cuenca de Falcón. GODDARD & BOESI (1991).

* Mioceno: los esfuerzos complejos comenzaron incrementándose durante el Mioceno, causaron sucesivas modificaciones paleogeográficas que transformaron la compleja distribución de las facies que se encuentran hoy. Durante el Mioceno Temprano la transgresión marina noreste llega a su fin. En el flanco norte y en la región caribe, los surcos sinsedimentarios

continuaron llenándose como continuó la subsidencia, estos factores están relacionados a la extensión tectónica.

En la sedimentación del Mioceno medio la actividad tectónica estuvo parcialmente controlada. La inversión de la cuenca que comenzó en este tiempo fue responsable por el levantamiento y erosión de los sedimentos que fueron depositados en el canal. La posición ocupada por el eje de la cuenca en el Oligoceno y Mioceno temprano ahora se convierte en el eje de la fila conocida como el Anticlinorio de Falcón. Esta fue la iniciación de las subcuenas y la separación del área entre dos áreas sedimentarias distintas, hacia el sur facies marino poco profundo y lagunal y sedimentos fluviales predominantemente, mientras hacia el norte, se desarrollaron facies marina profunda marina a costera de transición.

Al final del Mioceno, movimientos tectónicos relacionados a movimientos laterales a lo largo del límite de placas Caribe-Suramericana fueron evidentes. El área de deposición fue hacia el Mar Caribe y la sedimentación fue derivada principalmente del sur como depósitos de reciclaje.

* Plioceno: una tardía actividad tectónica tomó lugar en el Plioceno, afectando principalmente el área norte de Falcón, y fue responsable por el levantamiento del sistema montañoso. Los procesos sedimentarios responsables de las terrazas aluviales, costas, y dunas a lo largo de la zona de piedemonte, posiblemente han sido afectados por la actividad tectónica. Un período orogénico también ocurrió durante el Pleistoceno, procesos similares fueron repetidos. Esta repetición resultó en un número de terrazas de diferentes edades pero con el mismo desarrollo de deposición. Estos pueden ser observados hoy a lo largo de entero llano costero.

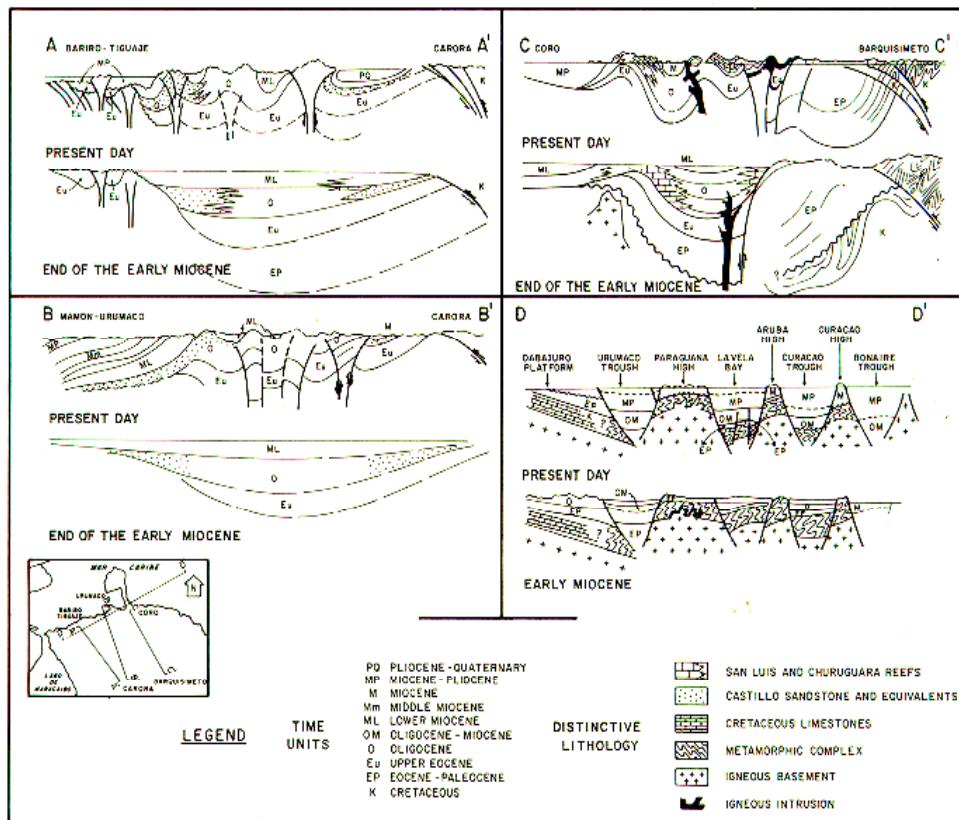


Figura 22. Secciones esquemáticas a través de la cuenca de Falcón. Tres secciones trasversales noroeste-sureste (A-A', B-B', C-C') mostrando extensión y compresión y una sección longitudinal (D-D') mostrando continuidad de la extensión. GODDARD & BOESI (1991).

El autor muestra en la figura 22, tres cortes esquemáticos para la interpretación de la cuenca

AUDEMARD (1995) señala en trabajos anteriores que el desplazamiento hacia el norte de la sedimentación hacia el norte de la cuenca de Falcón evidencia claramente el proceso de inversión de la cuenca, este proceso fue previamente propuesto por (AUDEMARD & DE MENA, 1985) y TESTAMARK *et al.* (1986); y GODDARD & BOESI (1991).

AUDEMARD (1995) resume la evolución tectónica de la cuenca de Falcón en las siguientes fases:

- El “rifting” de edad Oligoceno-Mioceno Inferior: la cuenca de Falcón nace durante una fase de rifting de edad Oligoceno a consecuencia de un campo de esfuerzo regional distensivo cuyo esfuerzo mínimo está orientado N15W. La subsidencia tectónica de la cuenca culmina en el límite Oligoceno-Mioceno con las últimas intrusiones y coladas basálticas, y la colmatación sedimentaria. La subsidencia térmica, está representada por los depósitos lutíticos neríticos de la Formación Agua Clara de edad Mioceno Inferior.
- El cierre de la cuenca de Falcón se inició en el límite entre el Mioceno Inferior y el Mioceno Medio, distinguiendo tres etapas diferentes de edad a *grosso modo*: Mioceno Medio a Superior, Plioceno y Cuaternario.

a) Mioceno Medio-Superior.

Durante este tiempo la cuenca sufrió un proceso de inversión tectónica originado por un campo de esfuerzos regional caracterizado por esfuerzos mínimo y máximo sub-horizontales, este es el régimen que permite estructurar la cuenca de Falcón en un gran anticlinorio, además del plegamiento general de la cuenca. Esta inversión induce al desplazamiento de los procesos sedimentarios hacia el flanco norte del anticlinorio.

b) Mio-Pliocena.

Se produjo una fase tectónica en la plataforma de Coro, lo cual indica que la zona fue sometida a una continua fase de compresión desde el límite Mio-Plioceno.

c) Plio-Pleistocena.

Es la fase responsable de la configuración actual de la cuenca y continúa activa hoy día, ella constituye la última de una trilogía de fases compresivas caracterizadas por esfuerzos máximos que siempre han estado ubicados en el cuadrante NW.

PORRAS (2000) menciona que el origen de la Cuenca de Falcón-Bonaire está asociado a colapsos extensionales internos dentro de una cuenca de retroarco (“back arc”), en un orógeno de flotación que colisionó oblicuamente con el extremo noroccidental de la Placa Suramericana, suturándose diacrónicamente de Oeste a Este desde el Cretácico Tardío hasta comienzos del Mioceno Temprano. Este modelo está basado en el esquema de orógeno en flotación de OLDOW, *et al* (1990), en el cual pueden ocurrir simultáneamente desplazamientos transcurrentes (paralelos a la sutura) y contraccionales (perpendiculares a la sutura). Estos autores indican la existencia de estos sistemas en cuencas de ante-arco (“fore-arc”) y de retro-arco (“back-arc”) que se desarrollan en los márgenes convergentes.

El autor identifica tres períodos principales:

- * *Un período de extensión:* que va desde el Eoceno Tardío hasta la parte media del Mioceno Temprano. En este tiempo se comienza a generar la cuenca Falcón Bonaire, como un colapso tectónico detrás de la colisión entre las placas Caribe y Sur América, a partir de este proceso se comienzan a generar estructuras extensionales tipo “graben”.

- * *La fase compresiva:* que comenzó hacia el final del Mioceno Temprano inicios del Mioceno Medio. No es sino hasta el Mioceno Medio

que esta fase comienza a afectar a la cuenca, por efectos de la orogénesis andina, causando la inversión tectónica de la porción centro-occidental de la cuenca (Anticlinorio de Falcón). Los efectos de la compresión andina generaron el desarrollo de fallas inversas o corrimientos con vergencia norte-noreste, las cuales cortan la sección terciaria, generando pliegues de dirección noroeste-sureste.

* *Desarrollo simultáneo de estructuras compresivas y distensivas:* Plioceno Tardío- Reciente, durante este período el margen entre las placas presenta una componente mayormente transcurrente en dirección este-oeste. Estos movimientos generaron estructuras de grandes dimensiones, donde se observan efectos transpresivos y transtensivos contemporáneos.

En la figura 23 se muestra el modelo de orógeno de flotación el cual es tomado por PORRAS (2000) para la evolución de la cuenca de Falcón.

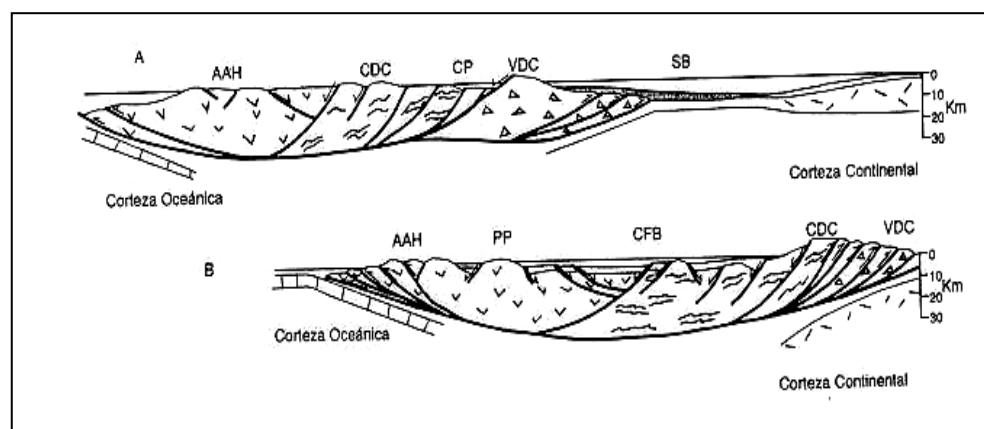


Figura 23. Modelo de orógeno de flotación para la cuenca de Falcón Bonaire. A Configuración tectónica para el Paleoceno-Eoceno Medio. B, configuración tectónica para el Eoceno Tardío. SB Surco de Barquisimeto, CP, Cuenca de retroarco de Paracotos; VDC, Arco de Islas de Villa de Cura, CDC Terrenos de la Cordillera de la Costa; AAH, Alto de las Antillas Holandesas; PP, Alto de Paraguaná. CFB, Sedimentación Marina en el centro de la cuenca y continental a somera en los márgenes. Tomado de PORRAS (2000).

4. GEOLOGÍA LOCAL

4.1 Cerro Redondo:

4.1.1 Ubicación y Extensión: es el cuerpo ubicado más al sur de la cuenca, se ubica al norte de la población de Churuguara. Existen dos cerros en esta zona separados por un ramal de la quebrada Agua Larga dirección N75E y por parte de la carretera, el primero ubicado al oeste el cual fue denominado por MUESSIG (1979) como Garrapata, en este trabajo se denominó Redondo Oeste (Rd-O); y el segundo ubicado al oeste llamado como tal Cerro Redondo, en este trabajo Este (Rd-E), cada uno representa un plug volcánico.

Cerro Redondo Oeste (Garrapata) está ubicado entre las coordenadas 69°41' W y 10°56' N, tiene aproximadamente 450 m de diámetro basal y una altura aproximada de 250 m (Fig. 24).



Figura 24. Cerro Redondo Oeste (Garrapata). (N80E dirección de la vista fotográfica).

Cerro Redondo Este se encuentra entre las coordenadas 69°41'-69°42'W y 10°56'-10°58'N. Tiene una planta elíptica, con un eje mayor NE de 1,20 km, y

uno menor NW de 600 m y una altura aproximada de 700m.

4.1.2 *Características de Campo:*

4.1.2.1 *Cerro Redondo Oeste:*

Las muestras recolectadas en este cerro corresponden a la ladera suroeste del cerro, las mismas pertenecen a cantes rodados (Rd-O-I-1, Rd-O-II-1, Rd-O-II-2, Rd-O-III-1), aproximadamente a 400 m se ubica afloramiento el cual tiene dirección N35W70N, donde se toma la muestra Rd-O-IV. En la figura 25 se muestra el afloramiento. Este cerro se caracteriza por tener más de 30 % de pendiente, y el afloramiento muestra una roca meteorizada de color anaranjado a verdoso, mejor descritas en el grupo litológico 2.

La descripción de las muestras recolectadas en cada uno de los cerros se realizará mediante grupos, los cuales son establecidos por las características similares que existen entre ellas.

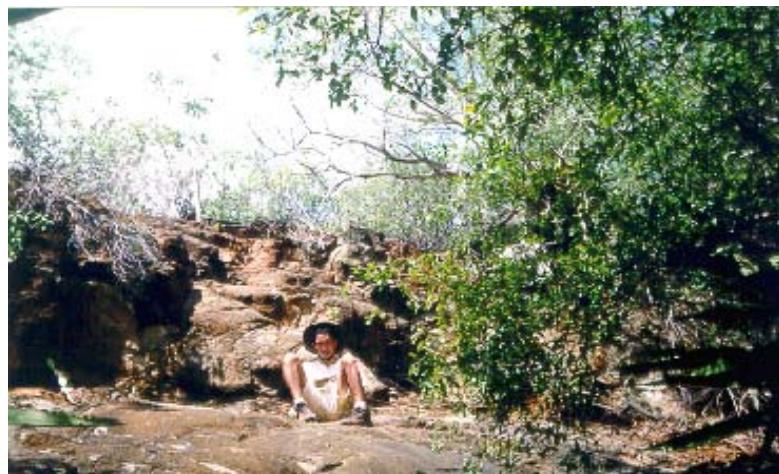


Figura 25. Afloramiento pináculo Cerro Redondo Oeste.

Grupo 1: compuesto por las muestras de rocas ígneas Rd- O-I-1, Rd- O-I-2 y Rd-Qda-3; las características resaltantes son:

Color fresco: gris oscuro

Color meteorizado: marrón a anaranjado debido a óxidos.

La matriz presente en estas muestras es afanítica, la muestra no presenta fenocristales, aunque se observan microcristales de tamaño menor a 0.8 mm, de color verde muy oscuro, posiblemente piroxeno. Cabe destacar que en esta muestra resalta un “moteado” de colores blanco y gris característico de la textura variolítica, las muestras además presentan vetillas de menos de 1 mm de ancho, las mismas están llenas de crisotilo producto de la alteración de los minerales presentes en la muestra.

Grupo 2: representado por las muestras ígneas Rd-O-II-2, Rd-O-III-1, Rd-O-IV-1, Rd-O-IV-2, Rd-O-IV-Af, Rd-O-V-1, con las siguientes características:

Color fresco: verde oscuro.

Color meteorizado: marrón, verde oscuro y blanco.

Pueden apreciarse en este grupo de muestras microcristales de piroxeno con color verde oscuro, de plagioclasa de color blanco e incolora y clorita de color verde claro, esta última producto de la alteración de la roca, estos microcristales son de tamaño menor a 0,5 mm. Este grupo presenta la textura variolítica, en mayor proporción a la del grupo anterior.

Grupo 3: representado sólo por la muestra de roca ígnea Rd-Qda-5, cuyas características resaltantes son (Fig. 26):

Color fresco: verde claro.

Color meteorizado: marrón muy claro.

La matriz es afanítica, se observan microcristales de menos de 0,5 mm de piroxeno de color verde oscuro, de plagioclasa de color blanco y de clorita que son de color verde claro, ésta última producto de la alteración de los minerales presentes en esta roca. La figura 26, muestra que representa las características de este grupo litológico.

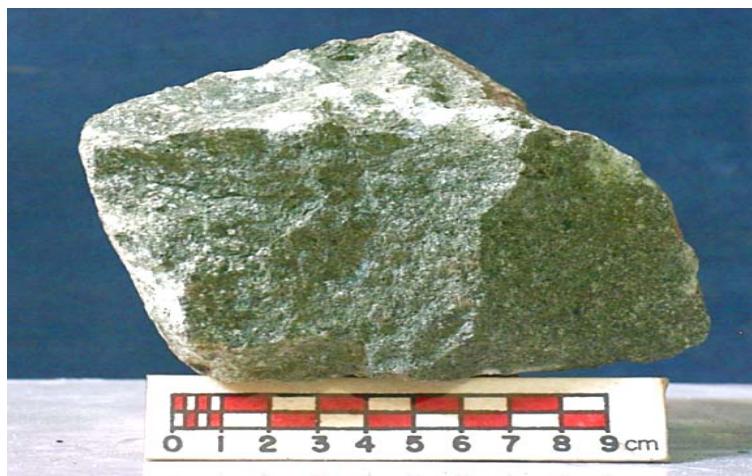


Figura 26. Muestra de mano Rd-Qda 5.

Grupo 4: sólo representado por la muestra de mano de roca volcánica Rd-Qda-2 y cuyas características resaltantes son mencionadas a continuación.

Color fresco: gris oscuro.

Color meteorizado: anaranjado, marrón.

La matriz presente en esta muestra es afanítica, se observan microcristales de piroxeno menores a 0,8 mm; es de destacar en esta muestra la presencia pocas

amígdalas de color blanco y de tamaño menor a 1 mm posiblemente llenas de zeolitas. (Fig. 27).

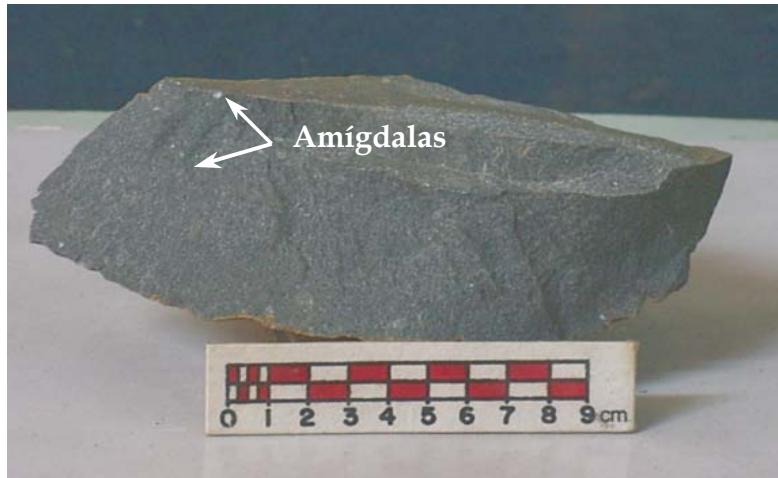


Figura 27. Muestra de mano Rd-Qda.2.

Grupo 5: representada por la muestra ígnea Rd-Qda-1, las características resaltantes son las siguientes:

Color fresco: verde oscuro

Color meteorizado: anaranjado.

La matriz de esta muestra es afanítica, se observan microcristales de piroxeno de color verde oscuro, de tamaño menor a 1 mm y cristales de plagioclasa de hasta 2 mm, además resaltan en esta muestra amígdalas llenas de mineral blanco, este tiene diafanidad translúcida, y vetillas posiblemente de cuarzo o calcita. Es de notar en estas muestras que los fenocristales de piroxeno tienen un tamaño no mayor de 2 cm. (Fig. 28).

Grupo 6: muestra de mano volcánica Rd-Qda-6, con características:

Color fresco: marrón muy oscuro a gris.

Color meteorizado: anaranjado

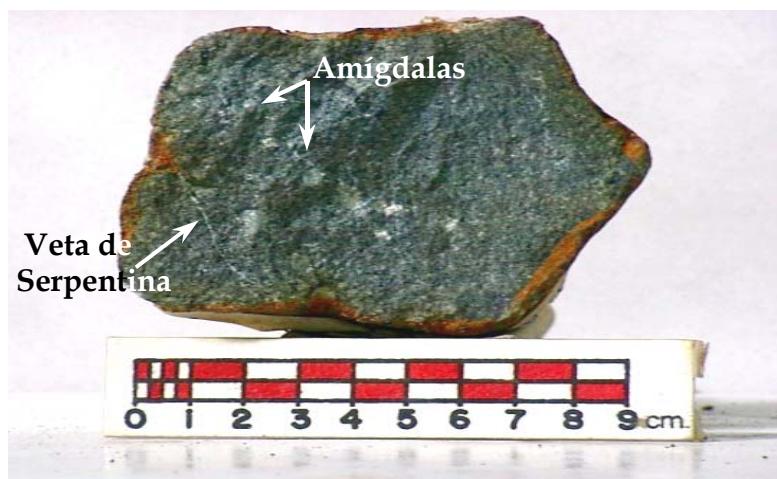


Figura 28. Muestra Rd-Qda-1

Esta muestra es un canto rodado, su forma es redondeada, evidenciando la meteorización esférica del cuerpo, matriz afanítica, no hay presencia de fenocristales ni microcristales.

4.1.2.2 Cerro Redondo Este:

Las muestras tomadas en Cerro Redondo Este pertenecen a cantos rodados, recolectados en la ladera Oeste a alturas de 400 a 520 m aproximadamente, ubicadas en el mapa de muestras, entre las que se encuentran Rd-E-I-1, Rd-E-IV-1, Rd-E-V-1, Rd-E-VII-1, Rd-E-VI-1, Rd-E-VI-2, Rd-E-VI-3, Rd-E-VI-4, Rd-E-VI-5.

Las muestras han sido agrupadas por las características similares entre ellas, se describirán a continuación:

Grupo 1: rocas ígneas, entre las que se encuentran Rd-E-VI-5, Rd-E-VI-3,

Rd-E-VI-2, y se caracterizan por:

Color fresco: gris oscuro.

Color meteorizado: marrón oscuro a negro.

En estas rocas se observan amígdalas de color blanco con tamaños entre 1 y 3 mm, se observan cristales de piroxeno con tamaño menor a 2 mm de color verde muy oscuro, de aspecto masivo, la matriz es afanítica. En la figura 29, se muestra un ejemplo característico del primer grupo litológico de Cerro Redondo Este; además destaca en esta muestra la presencia de un xenolito de mármol de 2 cm, de color rosado. El mismo representa contaminación del magma por material sedimentario rico en carbonato de calcio.



Figura 29. Muestra de mano Rd-E-VI-2.

Grupo 2: Representado por las muestras de rocas ígneas Rd-E-I-1 y Rd-E-II-1, cuyas características resaltantes son:

Color fresco: verde claro

Color meteorizado: anaranjado.

Las muestras se encuentran alteradas, no se observan fenocristales (afíricas). Se observan microcristales de plagioclasa, piroxeno, pirita y clorita, de tamaño menor a 1 mm, el aspecto general de la muestra es masivo.

Grupo 3: grupo de rocas ígneas representado por Rd-E-VI-1, Rd-E-IV-1, cuyas características son:

Color fresco: verde oscuro

Color meteorizado: marrón oscuro.



Fig.30 Muestra de mano Rd-E-VI-1.

Estas muestras presentan matriz afanítica, además de fenocristales de piroxeno de color verde oscuro de tamaño menor a 1 cm, y de plagioclasa de 1 a 4 mm. Los fenocristales se encuentran en mayor proporción con relación al grupo 2. La muestra de mano Rd-E-VI-1, característico del grupo litológico 3, donde se observan claramente los fenocristales de piroxeno (Fig. 30).

4.1.3 *Petrografía:*

Para hacer el estudio petrográfico detallado de éste cerro se analizaron las siguientes muestras Rd-Q-1, Rd-O-I-2, Rd-O-IV-1, Rd-O-IV-2, Rd-E-V-1, Rd-E-VI-4, Rd-E-VI-5, Rd-E-I-1, las cuales arrojaron el siguiente resultado: (Tabla 6).

Respecto a las texturas presentes en las muestras de Cerro Redondo, existe variedad de texturas por muestra, la textura más relevante en la sección es la intersticial, con un 27%, ésta textura se caracteriza por microlitos tabulares de plagioclasa presentes en la matriz con vidrio subordinado, aparece en los intersticios en forma de cuñas triangulares; mientras que la eutaxítica sólo está presente en una sección. En la tabla 5 se muestran los tipos de texturas presentes en cada una de las muestras, mientras que en la figura 31, se muestra el tipo de texturas predominantes en las rocas de este cerro.

Tabla 5. Texturas ígneas presentes en las muestras del Cerro Redondo.

Muestras	Texturas ígneas							
	Ser.	Sof.	Oft.	Int.	Esf.	Etx.	Prf.	Trq
Rd-Q-1				X	X	X		X
Rd-E-I-2					X			X
Rd-E-IV-1								
Rd-E-IV-2					X			
Rd-O-V-1	X				X			
Rd-O-VI-4	X	X					X	
Rd-O-VI-5	X	X	X	X				
Rd-O-I-1	X				X		X	

Leyenda. Ser: seriada, Oft: ofítica, Int: intersticial, Sof: sub ofítica, Esf: esferulítica, Prf: porfirítica, Trq: traquítica, Etx: eutaxítica.

En 50% de las muestras la granularidad es fanerítica (ésta se caracteriza por tener cristales visibles en muestra de mano), mientras que en el resto es afanítica, por otro lado la fábrica dominante en las muestras es inequigranular

porfirítica (muestras con diversos tamaños de granos, pero muy heterogéneos).

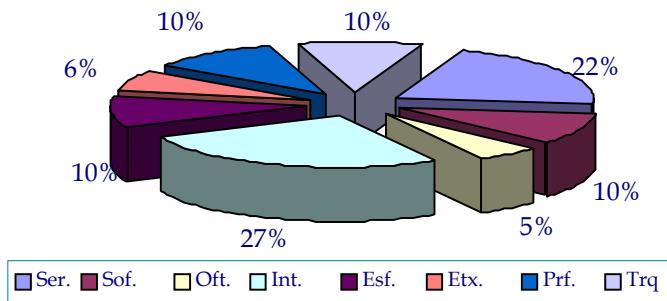


Figura 31. Tipo de texturas predominantes en Cerro Redondo. Leyenda. Ser: seriada, Oft: ofítica, Int: intersticial, Sof: sub ofítica, Esf: esferulítica, Prf: porfirítica, Trq: traquítica, Etx: eutaxítica.

Matriz:

La matriz en un 62% de las muestras es holocrystalina y el resto es vítreo.

La matriz holocrystalina está compuesta en un 50% (44-56) de plagioclasa y 29% de piroxeno (16-43). Los microlitos de plagioclasa presentes en la matriz están alterando a clorita y carbonato, mientras que los microlitos de piroxeno, alteran a estos mismos minerales pero también, en menor proporción alteran a biotita.

La matriz vítreo está presente en tres muestras, las cuales están compuestas por un 33% (24-45) de piroxeno y un 45% (41-50) de plagioclasa, cuyas características son difíciles de establecer al microscopio; ésta matriz presenta minerales de alteración tales como clorita y carbonato.

Fenocristales:

La composición de los fenocristales en la muestra está representada por los siguientes porcentajes: plagioclasa 7,1% (15-2), piroxeno (augita) 7,4% (13-3),

olivino 3,3% (7-1) feldespatoide (nefelina) 1% y anfíbol 1% (tabla 6). La figura 32, muestra el predominio de composición de los fenocristales en Cerro Redondo.

Plagioclasa: los cristales de plagioclasa son euhedrales con tamaño promedio de 1mm (0,12 - 2,4) incoloros, de hábito tabular. Se encuentran totalmente reemplazados por clorita y carbonato por lo que no se pudo clasificar el tipo de plagioclasa.

Piroxeno (augita): son cristales subhendrales a euhedrales de color pardo claro, tamaño promedio de 1,7 mm (0,35 – 4,4). Los cristales están alterados en un 50% a clorita, un 45% a carbonato y un 5% a clorita. En algunos casos hay sustitución total por carbonato

Tabla 6. Composición de los fenocristales y la matriz de las muestras de Cerro Redondo.

Muestra	Matriz									
	Fenocristales					Holocrystalina			Vitreos	
	OI.	Px.	Flde.	Plag Ca	Anf.	Px.	Plag.	Px.	Plag.	
Rd-Q-1	1	3		2		40	54			
Rd-E-I-2		5		6		44	45			
Rd-E-IV-1	1	6		3				45	45	
Red-IV-2	4	7		4				33	52	
Rd-O-V-1	7	8		13		18	54			
Rd-O-VI-4	7	13		15				24	41	
Rd-O-VI-5	4	6	1	7	1	25	56			
Rd-O-I-1	5	13		10		16	56			

Datos en %. Leyenda: Ol: olivino, Px: piroxenos, Flde: feldespatoide, Plag Ca: plagioclasa cárquica, Anf: anfíbol.

Olivino: los cristales de olivino son euhedrales con tamaño promedio de 0,85 mm (0,6 - 1,01). Se encuentran reemplazados por antigorita y clorita, en la

muestra Rd-O-I-1 se observan algunos granos con vestigios del mineral original.

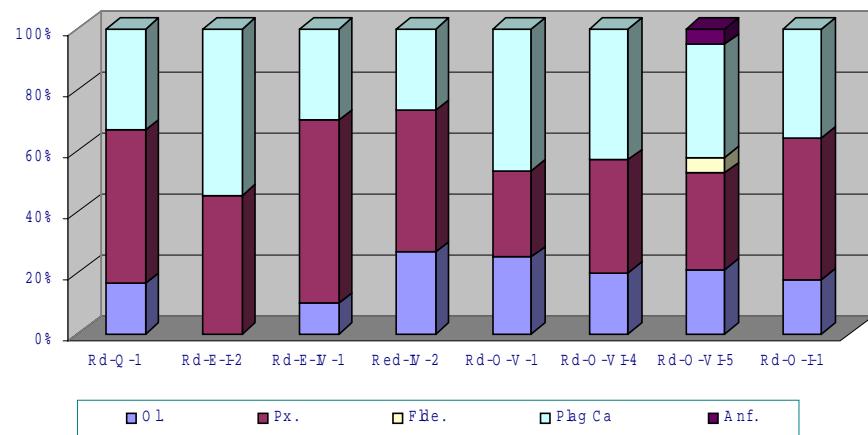


Figura 32. Composición mineralógica predominante de fenocristales presentes en las muestras de Cerro Redondo. Datos en %. Leyenda: Ol: oivino, Px: piroxeno, Flde: feldespatoide, Plag Ca: plagioclasa cárlica, Anf: anfibol.

La figura 33 muestra cristal de olivino reemplazado por antigorita, se diferencia de los otros minerales alterados por su hábito característico.

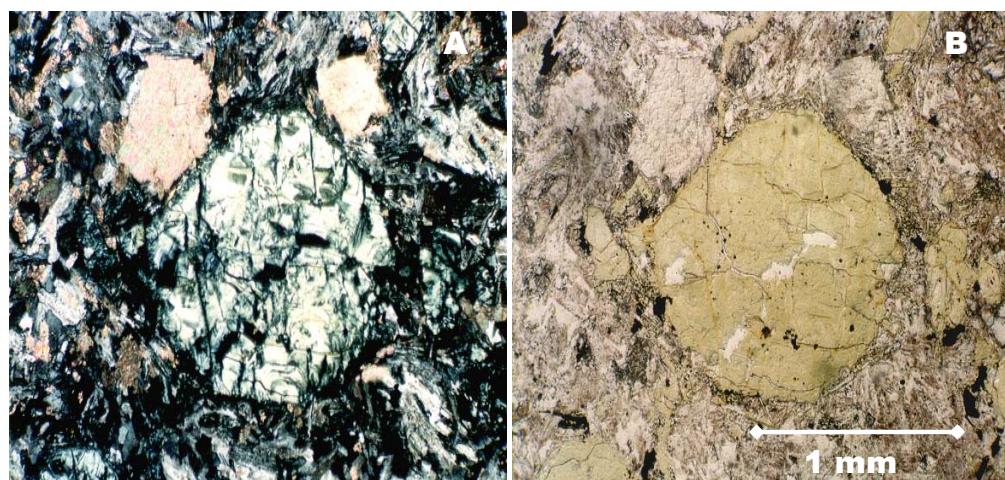


Figura 33. Fotomicrografía. Sección fina de la muestra Rd-E-IV-2. Cristal de olivino totalmente reemplazado por antigorita, A muestra bajo nícoles cruzados, B muestra bajo nícoles paralelos (objetivo 4/0,12X; ocular 12,5X).

Anfíbol: el mineral se presenta de color amarillo a pardo debido a su pleocroísmo, con bordes corroídos, color de birrefringencia amarillo de segundo orden y tamaño 1,10 mm. Presente en la sección Rd-O-I-1.

Minerales de alteración y accesorios:

Las muestras de Cerro Redondo representan un promedio de alteración de 13,25%.

Los minerales de alteración presentes en Cerro Redondo se señalan en la tabla 7, la misma representa el porcentaje de los minerales predominantes en las muestras. Se encuentran presentes antigorita en un 49,3% (33-79), 26,12% clorita (16-33), 17,25% minerales opacos (5-42), 5,37% (7-17) de biotita y 1,8% (7-8) de cuarzo

Pirita: mineral opaco distribuido homogéneamente en las muestras. Sus cristales anhedrales de tamaño promedio 0,20 mm. Se encuentran en los bordes de los cristales que han sido sustituidos por clorita.

Leucoxeno: mineral opaco de color blanco bajo luz reflejada tamaño 0,4 mm (0,6-0,15), y forma anhedral, se encuentra bordeando los cristales de piroxeno que han sido reemplazados por clorita.

Clorita: de color verde claro, sustituyendo parcial o totalmente cristales de piroxeno y plagioclasa por lo que adopta la forma del mineral al que sustituye.

Analcima: cristal anhedral, incoloro de tamaño promedio 0,15mm. Presente sólo en la muestra Rd-E-I-2, producto de la alteración de feldespatoides.

Tabla 7. Minerales de alteración y accesorios presentes en las muestras de Cerro Redondo.

Muestra	Minerales de alteración y accesorios				
	Antg.	Min.Opac.	Qz.	Clor.	Biot.
Rd-Q-1	33	17		33	17
Rd-E-I-2	40	20	7	26	7
Rd-E-IV-1	25	42	8	25	
Red-IV-2	20	40		30	10
Rd-O-V-1	76			24	
Rd-O-VI-4	79	5		16	
Rd-O-VI-5	58			33	9
Rd-O-I-1	64	14		22	

Leyenda. Ant: antigorita, Min. Opac: minerales opacos, Qz: cuarzo, Clor: clorita, Biot: biotita. Datos en porcentajes (%).

Biotita: se presenta con su hábito hojoso característico de color pardo muy pleocróica de pardo claro a pardo muy oscuro. Es el producto de alteración de piroxeno.

Carbonato: incoloro, en algunos casos muestra el maclado polisintético característico con colores de birrefringencia azul y rojo de 2º orden, se encuentran reemplazando plagioclasa y piroxeno que están como fenocristales y formando la matriz.

Cuarzo: se observa sólo un grano de cuarzo subhedral en la muestra Red-E-I-2, sustituyendo lo que fue un cristal de plagioclasa, de tamaño 1,6 mm.

Antigorita: es de color verde pálido, con extinción paralela, se encuentra sustituyendo al olivino y en menor parte a piroxeno, tiene forma acicular característico de la serpentina y colores de birrefringencia bajos y gris azulado de 1º orden.

Limonita: de color pardo claro a anaranjado bajo luz reflejada son cristales subhedrales de tamaño 0,35 mm (0,6-0,007), la mayoría se encuentran en los bordes de cristales de plagioclasa y piroxeno alterados o sustituidos por clorita

En la figura 34 se muestra la variación de los minerales de alteración y accesorios de Cerro Redondo. Donde evidencia que los minerales presentes en las muestras alteran mayormente a antigorita y clorita, indicando una posible fase de alteración hidrotermal.

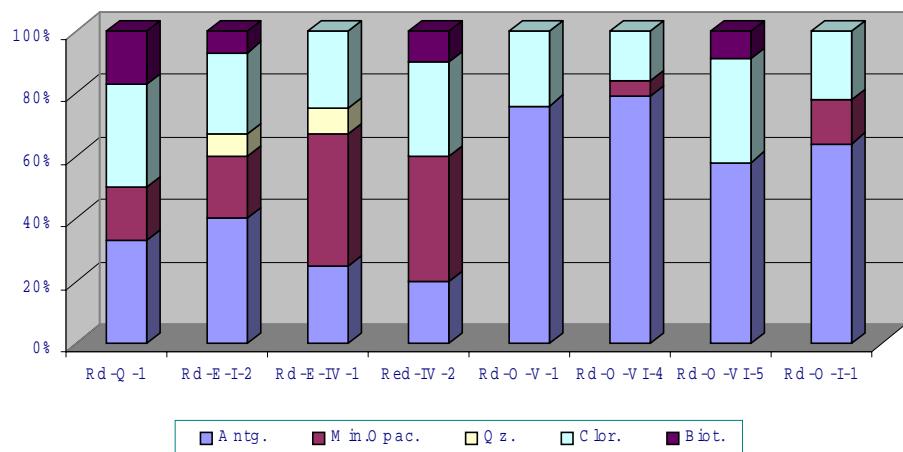


Figura 34. Predominio de los minerales de alteración y accesorios de las muestras del Cerro Redondo. Leyenda. Ant: antigorita, Min. Opac: minerales opacos, Qz: cuarzo, Clor: clorita, Biot: biotita. Datos en porcentajes. Datos en %.

4.2 *Cerro Atravesado:*

4.2.1 Ubicación y Extensión: se encuentra entre las coordenadas 69°43'W, 10°58'-10°59'N, entre los poblados de La Goya y el Kilómetro 30.



Figura 35. Cerro Atravesado Norte (E-W dirección de la vista fotográfica)

Este cerro al igual que el anterior está compuesto por dos cuerpos, el Cerro Atravesado Norte y el Cerro Atravesado Sur separados por un ramal de la Quebrada la Veguita.

El Cerro Atravesado Norte tiene unos 350 m de diámetro basal y una altura aproximada de 500 m (MUESSIG 1979). (Fig. 35).

El Cerro Atravesado Sur posee aproximadamente un diámetro basal de 500 m y una altura aproximada de 460 m (MUESSIG 1979) (Fig. 36).

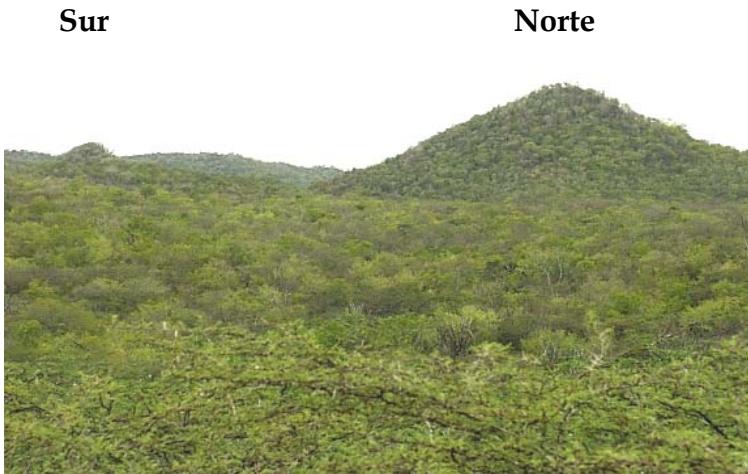


Figura 36. Cerros atravesado Norte y Sur. (S23E dirección de la vista fotográfica)

4.2.2. Características de Campo: Cerro Atravesado está compuesto por dos cuerpos, cerro Atravesado Norte y Cerro Atravesado Sur.

4.2.2.1 Cerro Atravesado Norte: no se encontró afloramiento por lo que se tomaron muestras de rocas volcánicas, sedimentarias y posibles rocas de contacto como cantos rodados, en la ladera sureste y suroeste del cerro, hasta una altura aproximada de 440 m y con una pendiente de 40%.

Las muestras tomadas en éste cerro, se dividen en 6 grupos litológicos, entre las cuales se tienen:

Grupo 1: conjunto de rocas sedimentarias afectadas por leve metamorfismo producto del contacto de las mismas con el cuerpo.

Cuarcitas: muestras At-I-5, At-I-10, At-I-13, con las siguientes características:

Color fresco: gris oscuro

Color meteorizado: marrón a anaranjado claro.

Las muestras tomadas tienen forma tabular, en algunas de las muestras se observan cristales de pirita de tamaño menor a 0,1 mm, el tamaño de grano de éstas muestras es uniforme.

Mármoles: Encontrados como cantos rodados en forma de “bolones”, representados por las muestras At- I-1 At- I-3, At- I-9, At- I-12, cuyas características resaltantes son:

Color fresco: gris claro a blanco

Color meteorizado: marrón a anaranjado.

Las muestras presentan un hábito masivo, con presencia de mineral de color verde distribuido heterogéneamente en la roca, que posiblemente sea diópsido.

Grupo 2: Conjunto de rocas ígneas, integrado por las muestras At-I-4, At-I-2, At-I-1 y sus características resaltantes son:

Color fresco: gris oscuro

Color meteorizado: gris claro a anaranjado

Estas muestras son masivas, con presencia de amígdalas de color blanco, con tamaño entre 1 a 5 mm de diámetro.

Grupo 3: roca ígnea representada por At-I-6, At-I-7, At-I-8, At-I-11, del que

características resaltantes son:

Color fresco: verde muy claro y marrón claro.

Color meteorizado: anaranjado.

Este grupo litológico se caracteriza por presentar xenolitos de diversos tamaños de color verde oscuro, además en estas muestras se hallan xenocristales de color verde claro, presentan también unas vetillas del mismo color de los xenocristales, posiblemente se trate de crisotilo.

Xenolitos gabroides: compuestos por piroxeno, feldespato, clorita y pirita, los mismos tienen tamaños desde 2 a 6 cm de diámetro.

Xenolitos de mármol: son de color blanco a gris y de aspecto masivo tamaño aproximado de 2 cm de diámetro.

Xenolitos de chert o silíceos: son de color gris oscuro de forma irregular tamaño variable entre 2,5 a 3 cm.

La muestra está compuesta por una matriz afanítica, además presenta microcristales de pirita, vetas de cuarzo y calcita, lo cual evidencia la actividad hidrotermal que la ha afectado.

4.2.2.1.1 Cerro Atravesado Sur: Para la recolección de muestras en este cerro se levantó una poligonal desde la quebrada que separa a los cerros. Se encontraron cantos rodados en la ladera norte, muestras At-S, a una altura aproximada de 460 m y una pendiente de 30%.

A 500 m de altura aproximadamente se consigue el pináculo del cerro aflorando, el cual presenta un plano con orientación de N50W69N. Está compuesto de roca ígnea volcánica de color verde claro muy meteorizada; aquí se recolectaron las muestras At-S-Pn.

En este cerro se distinguieron tres grupos litológicos, entre los que destacan:

Grupo 1: Rocas ígneas, representadas por las muestras At-S-3 y At-S-5, las mismas tienen las siguientes características:

Color fresco: gris claro

Color meteorizado: marrón claro, anaranjado.

La matriz de esta muestra es afanítica, presenta amígdalas de color blanco con un diámetro aproximado de 1 a 3 mm, la muestra presenta microcristales de piroxeno de color verde oscuro, además presentan xenolitos de mármol, y gabroides. Algunas muestras presentan vetas de crisotilo.

Xenolitos de mármol son de color rosado, hábito tabular y con tamaño de 2 cm.

Los xenolitos gabroides tienen un tamaño no mayor a 5 cm, son de color verde, representando el piroxeno, además presentan cristales de plagioclasa y en menor proporción cristales de pirita y clorita.

Grupo 2: Rocas ígneas representadas por At-S-6, At-S-8, At-S-9, At-S-11, A-Pn1, At-S-Pn2, At-S-Pn3, At-S-Pn4 y At-S-Pn5, cuyas características resaltantes son descritas a continuación:

Color fresco: gris oscuro, vino tinto,

Color meteorizado: anaranjado a marrón.

Estas muestras resaltan por presentar xenolitos gabroides, xenolitos de mármol, vetas de calcita.



Figura 37. Muestra de mano At-S-6.

Xenolitos gabroides: Son de gran tamaño, están compuestos por piroxeno alterados de color verde oscuro, plagioclasas de color blanco a gris y minerales opacos tales como pirita. El tamaño de los xenolitos gabroides varía de 3 cm a 7 cm.

Xenolitos de mármol: Son de color gris muy claro a blanco y tamaño variable entre 2 y 5 cm.

En la figura 37 se muestra un xenolito gabroide con forma ovalada y una veta de calcita. Estos xenolitos evidencian contaminación del magma por material de la corteza.

4.2.3 *Petrografía*

Las muestras analizadas en este cerro son At-I-2, At-S-PN-1, At-I-4, At-S-5, At-S-8, At-V-4, las mismas arrojaron los siguientes resultados.

La textura predominante es la vesicular la cual se observa en el 25% de las secciones (Fig. 39), mientras que las texturas menos predominantes son la ofítica, la intersticial, y la porfirítica, la sección At-V-4 presenta la mayor variedad de texturas.

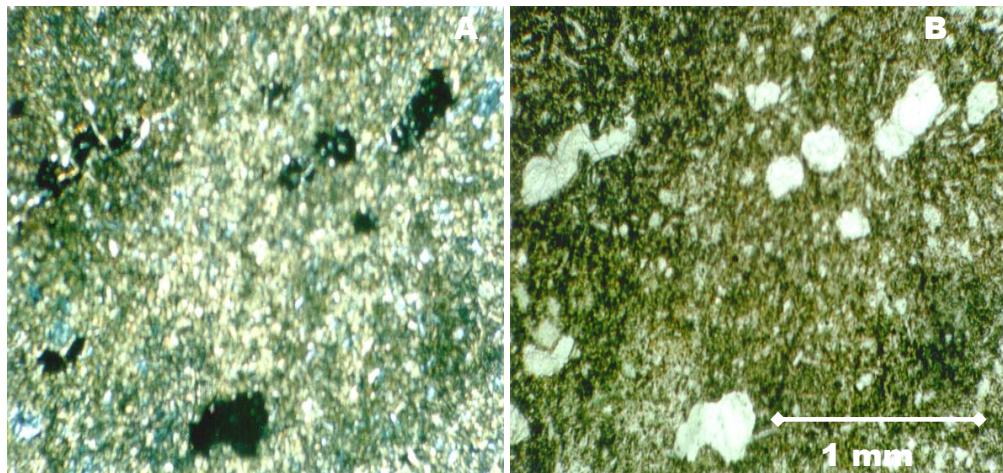


Figura 38 Fotomicrografía. Textura vesicular muestra At-I-4, A nícoles cruzados, B nícoles paralelos. (objetivo 4/0,12X; ocular 12,5X).

En la tabla 8 se muestran las texturas presentes en cada una de las secciones, mientras que en la figura 39 se muestran de forma diagramática el tipo de textura predominante en las secciones con sus porcentajes.

Las muestras son inequigranular porfirítica y un 67% es fanerítica y el resto es afanítica.

Matriz:

Todas las muestras presentan matriz vítreo, donde los porcentajes promedios de sus componentes son: plagioclasa es de 46,6% y de piroxeno 36,3%, mostrándose alterada.

Tabla 8. Texturas ígneas presentes en las muestras de Cerro Atravesado

Muestras	Texturas ígneas						
	Ser.	Oft.	Int.	Etx.	Ves.	Prf.	Trq.
At-S-8				X	X		X
At-S-PN-1							X
At-I-2					X		
At-I-4	X	X					
At-V-4					X		
At-s-5	X		X	X		X	

Leyenda. Ser: seriada, Oft: ofítica, Int: intersticial, Etx: eutaxítica, Ves: vesicular, Prf: porfirítica, Trq: traquítica.

Los microlitos de piroxeno (posiblemente augita) son de forma euhedral con un tamaño promedio de 0,045 mm están alterados a biotita, clorita y carbonato.

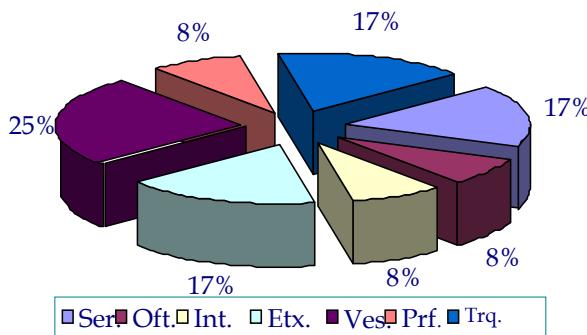


Figura 47. Tipo de texturas predominantes en las muestras de Cerro Atravesado. Leyenda. Ser: seriada, Oft: ofítica, Int: intersticial, Etx: eutaxítica, Ves: vesicular, Prf: porfirítica, Trq: traquítica.

Los microlitos de plagioclasa son tabulares de forma euhedral y de tamaño 0,06 mm, los mismos se encuentran alteradas a carbonato y clorita, por lo que se dificulta conocer el tipo de plagioclasa que representa. En la tabla 9 se exhiben los componentes de la matriz presentes en cada una de las muestras.

Fenocristales:

La composición promedio presente en las muestras es la siguiente: plagioclasa 6% (4-13), piroxeno 5,16% (4-10), olivino 2% (2-4), feldespatoídes 1,66% (1-5). En la tabla 9 se muestran los valores de los componentes presentes en cada una de las muestras y su descripción se dará a continuación.

Tabla 9. Composición de los fenocristales y la matriz de las muestras de Cerro Atravesado.

Muestra	Fenocristales					Matriz	
	Ol.	Px.	Flde.	Plag Ca	Px.	Vitreo	
At-S-8	3	4		4	40	49	
At-S-PN-1		4	2	5	41	48	
At-I-2	2	5	1	4	40	48	
At-I-4		4		5	43	48	
At-V-4	4	10	5	13	30	38	
At-s-5	3	4	2	5	31	55	

Leyenda: Ol: olivino, Px: piroxeno, Flde: feldespatoide, Plag Ca: plagioclasa cárquica. Datos en %.

Plagioclasa: se presenta incolora de aspecto sucio debido a su alteración a clorita y carbonato, además se caracteriza por exhibir cristales tabulares euhedrales, con tamaño de grano promedio 0,90 mm, se observa las reliquias del maclado polisintético característico.

Piroxeno: son fenocristales, incoloro a pardo claro, el tamaño promedio de los granos es de 0,82mm, clivaje en 2 direcciones con extinción entre 36° a 45°, son de hábito prismático pseudomórfico, alterando a clorita y calcita.

La figura 40 muestra la distribución de los fenocristales en cada una de las muestras, cabe destacar que los que predominan son los fenocristales de plagioclasa y piroxeno, mientras que los de olivino y feldespatoide, además de no estar presentes en todas las muestras representan menor proporción.

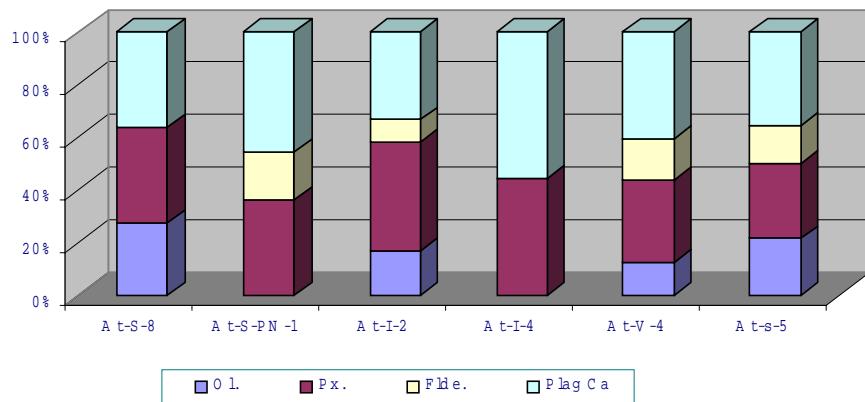


Figura 40. Composición mineralógica predominante de fenocristales presentes en las muestras de Cerro Atravesado. Datos en %. Leyenda: Ol: olivino, Px: piroxeno, Fle: feldespatoide, Plag Ca: plagioclasa cálcica.

Olivino: se presenta como pseudomórfos alterados en su totalidad por antigorita y clorita, el tamaño de los cristales promedio es de 0,75 mm.

Nefelina: es incolora, presenta inclusiones, hábito prismático clivaje paralelo, tamaño de grano promedio 0,46 mm, colores de birrefringencia gris de primer orden.

Minerales de alteración y accesorios:

El porcentaje promedio de alteración de las rocas de este cerro es de 10,66%.

Los minerales de alteración presentes en las rocas de este cerro están dados a continuación como valores promedios, expresándose también datos de valores máximos y mínimos: minerales opacos 33,66% (8-56), carbonatos 23,33% (17-54), clorita 19% (17-42), micas 9,66% (6-33), antigorita 9,66% (25-38), cuarzo 2,33% (6-9), talco 1% como mineral traza. Los valores de los minerales de alteración presentes en las muestras están representados en la tabla 10.

Tabla 10. Minerales de alteración y accesorios presentes en las muestras de Cerro Atravesado

Muestra	Minerales de alteración y accesorios						
	Antg.	Carb.	Min.Opac.	Clor.	Biot.	Qz.	Tlc.
At-S-8			50	17	33		
At-S-PN-1		54	28		9	9	
At-I-2		18	36	36	10		
At-I-4		13	56	19	6	6	
At-V-4	25	17	8	42			8
At-s-5	38	38	24				

Leyenda: Antg: antigorita, Carb: carbonato, Min. Opac: minerales opacos, Biot: biotita, Qz: cuarzo, Tlc: talco

Antigorita: es incolora a verde pálido, extinción paralela, en nícoles cruzados se observa estructura fibrosa, la cual es producto de la alteración de cristales de olivino y piroxeno (pseudomorfos).

Clorita: es de color verde, poco pleocróica de verde claro a oscuro, tiene extinción paralela, se presenta como producto de alteración de feldespato y piroxeno se identifica el tipo de fenocristal al cual está alterando debido al hábito reliquia donde se aloja este mineral.

Noseana: mineral accesorio presente en algunas muestras, de aspecto incoloro con forma euhedral, posee un tamaño de grano promedio de 1,25 mm,

presenta un borde verdoso.

Biotita: se presenta como microcristales producto de la alteración de los piroxeno de la matriz, su color es pardo oscuro y se caracteriza por su pleocroísmo muy marcado.

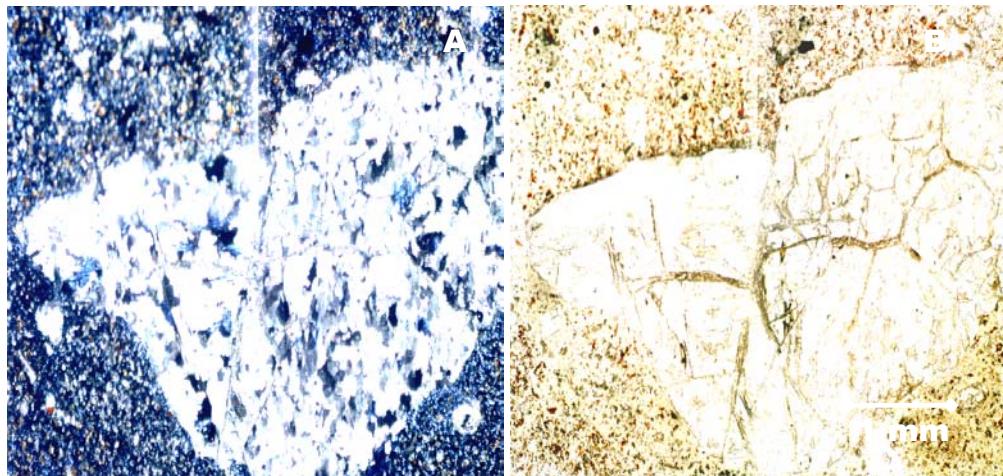


Figura 41. Fotomicrografía de la muestra At-S-8. Xenolito de Mármol. A nícoles cruzados
B nícoles paralelos (objetivo 4/0,12; ocular 12,5).

Leucoxeno: mineral opaco de color blanco bajo luz reflejada, cristales de forma granular masiva, tamaño de grano promedio 0,29 mm, se interpreta como el producto de los minerales primarios que contienen titanio, tales como el piroxeno (augita titanífera).

Pirita: mineral opaco de color amarillo latón y tamaño menor a 0,07mm.

Limonita: se presenta desde microlitos hasta cristal, de color anaranjado bajo luz reflejada y variación de tamaños de 0,07 a 0,45 mm. La figura 42 muestra la variación de los minerales de alteración y accesorios presentes en las secciones, los datos están dados en porcentajes.

Xenolito mármol: en la sección At-V-4 se observa un xenolito de 4,45 mm el cual está alterado. Se encuentra en el borde de la sección del que, composición es la siguiente:

Piroxeno: se observa un 20% no alterados.

Carbonato: se observa un 65% de carbonato sustituyendo posibles minerales de piroxeno.

Calcita: 15% producto de alteración de piroxeno y plagioclasa.

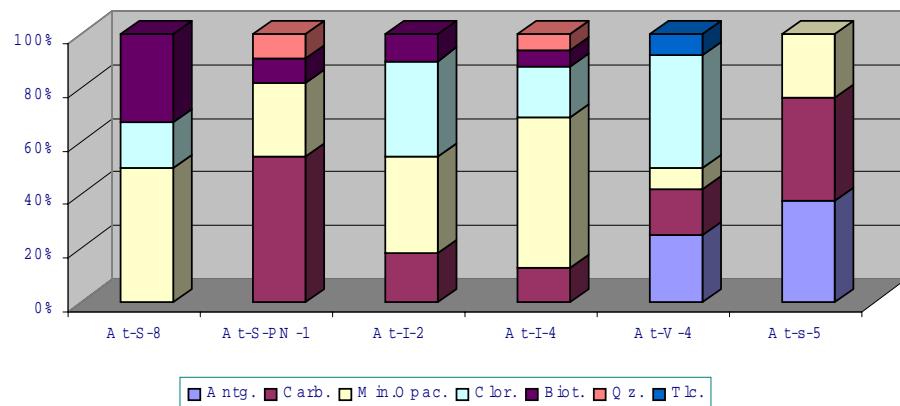


Figura 42. Predominio de los minerales de alteración y accesorios de las muestras del Cerro Atravesado. Leyenda: Antg: antigorita, Carb: carbonato, Min. Opac: minerales opacos, Biot: biotita, Qz: cuarzo, Tlc: talco. Datos en %.

4.3 Cerro Las Guarabitas:

4.3.1 Ubicación y Extensión: Ubicado en el caserío Las Guarabitas al oeste del poblado de Aracua entre las coordenadas 69°39'W, 10°58'N. Se observan 2 cerros de 200 metros de longitud y altura de 550 m. aproximadamente.

4.3.2. Características de Campo: El afloramiento presenta unos cuerpos en forma de sills con dirección N60W61N y un espesor aproximado de 8 m. La figura 43 muestra afloramiento de Cerro Las Guarabitas.



Figura 43. Afloramiento Cerro Las Guarabitas. (S25W dirección de la vista fotográfica).

Litológicamente las muestras han sido divididas en tres grupos:

Grupo I: conformados por las muestras de rocas ígneas Gu -II-1, Gu -III-1.

Color fresco: gris

Color meteorizado: anaranjado.

Las rocas presentan matriz de color gris, con microcristales de piroxeno color negro de tamaño 0,2 mm de promedio y microcristales de plagioclasa color blanco con tamaño variable de 0,35 a 1 mm, presentan micas de colores oscuros y en algunos sectores las rocas se tornan un poco verdosas, estas rocas son de aspecto masivos. La figura 44, muestra característica de primer grupo litológico.

Grupo 2: Rocas ígneas, conformado por las muestras Gu -II-4, Gu -III-11, (este grupo presenta bastante parecido al anterior).

Color fresco: gris,

Color meteorizado: anaranjado a marrón claro

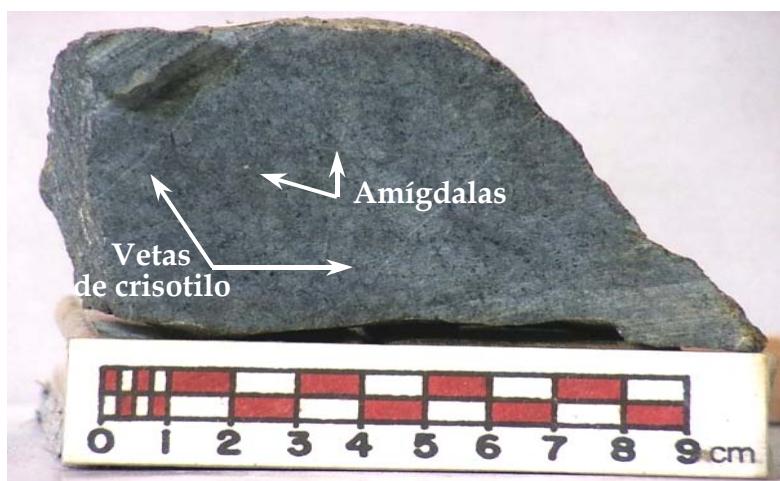


Figura 44. Muestra de mano Gu-III-11 en representación del Grupo 1.

Estas muestras presentan amígdalas de color blanco de tamaño variante entre 2-5 mm, algunas rellenas con calcita. Su hábito es tabular masivo y la matriz es más vítreo que el grupo anterior. La figura 45, representa las características descritas de este grupo litológico.

Grupo 3: conformado por una sola muestra la Gu-II-2.

Color fresco: verde con manchones blancos.

Color meteorizado: anaranjado a marrón claro.

Esta muestra presenta un hábito masivo, con matriz holocrystalina, además posee fenocristales de piroxeno y plagioclasa los primeros son de color negro

de hasta 1 mm de largo, y los segundos de hasta 0,5 mm; la muestra posee vacuolas llenas de calcita, además de microcristales de piroxeno, plagioclasas y pirita.

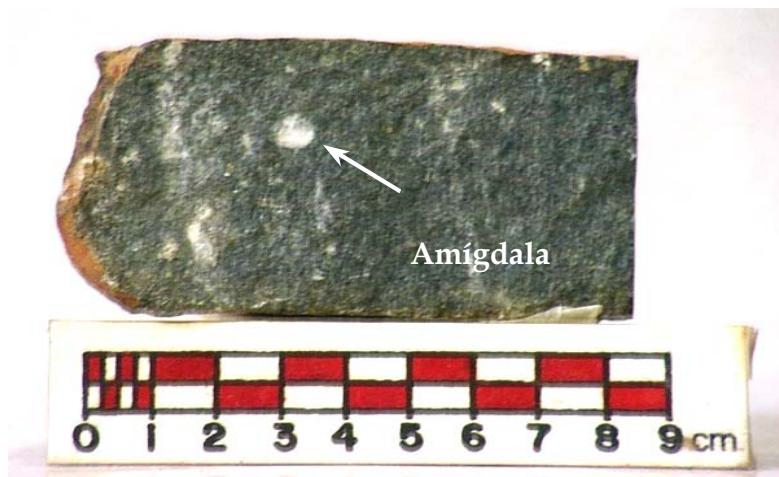


Figura 45. Muestra de mano Gu-II-4.

4.3.3 Petrografía

Las secciones escogidas para el estudio de análisis petrográfico del Cerro Las Guarabitas son las siguientes Gu-I-1, Gu-II-1, Gu-II-11, Gu-II-11; las cuales arrojaron el siguiente resultado:

Tabla 11. Texturas ígneas presentes en las muestras de Cerro Las Guarabitas.

Muestras	Texturas ígneas							
	Sof.	Oft.	Ints.	Esf.	Ex.	Zon.	Trq	Crn.
Gu-I-1		X	X	X			X	X
Gu-II-4	X		X	X	X			X
Gu-II-1	X		X	X	X			X
Gu-III-11			X			X		

Leyenda: Sof: subofítica, Ofit: ofítica, Int: intersticial, Esf: esferulítica, Ex: eutaxítica, Zon: zonada, Trq: traquítica, Crn: corona.

La textura predominante de las cuatro muestras es la intersticial, mientras que la textura zonada es la menos común entre las muestras (Fig.46). En la tabla 11 se muestran las texturas presentes en cada muestra.

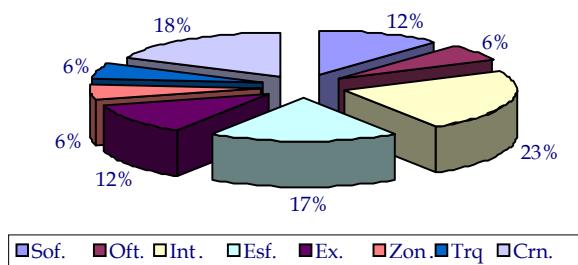


Figura 46. Texturas predominantes en las muestras del Cerro Las Guarabitas. Leyenda. Sof: sub ofítica, Oft: ofítica, Int: intersticial, Esf: esferoidal, Ext: eutaxítica, Zon: zonada, Trq: traquítica, Crn: corona.

Las muestras presentan una granularidad afanítica y fábrica inequigranular porfíritica.

Matriz:

El 100% de las muestras están compuestas de matriz vítreo. La composición de la matriz es del 49,25% de plagioclasa (40-56) y en 33,5% de piroxeno (30-40) (tabla 12). La matriz es vítreo compuesta por microlitos de feldespato y piroxeno casi imperceptibles y un 50% de las muestras está alterada. En la muestra Gu -I-1, claramente se refleja el bandeadío fluidal característico de las lavas.

Fenocristales:

La composición de los fenocristales en la muestra está representada por los

siguientes porcentajes promedios. plagioclasa 6,75% (5-10), piroxeno (augita) 7,75% (6-11), biotita primaria 3,25% (1-5), analcima 0,75% (1-2), olivino 0,5%. (tabla 12) Las cuales serán descritas a continuación:

Tabla 12. Composición de los fenocristales y matriz de las muestras presentes en Cerro Las Guarabitas.

Muestras	Fenocristales				Matriz	
	Ol.	Px.	Fldc.	Plag Ca	Px.	Plag.
Gu-I-1	1	11	2	10	35	41
Gu-II-4		7		6	31	56
Gu-II-1		7		5	31	57
Gu-III-11	1	6	1	6	40	46

Leyenda. Fldc: feldespatoide, Plag Ca: plagioclasa cárquica, Px: piroxeno, Plag: plagioclasa.
Datos %.

Plagioclasa: son granos euhedrales a subhedrales de tamaño promedio 1,6 mm (3,6-0,9). El 75% de los granos están alterados con bordes corroídos o sustituidos por carbonato o clorita, el 25% restantes permitieron reconocer que el 65% de plagioclasa presentes en las muestras analizadas son clasificadas como oligoclasa, mientras que el 35% como andesina.

Piroxeno (augita Ti): este mineral presenta hábito prismático, es de color marrón claro, y presenta maclado, con tamaño promedio de 0,95 mm (0,6-1,2). El 60% de los cristales de piroxeno están alterados o totalmente reemplazados, en un 65% por clorita, en un 30% por carbonato y en un 5% por antigorita y en el caso de Gu-I-1 se encuentran reemplazados en los bordes por biotita.

Olivino: se presenta en cristales subhédrales a euhédrales con tamaño promedio de 0,75 mm, los mismos han sido totalmente remplazados por antigorita, esto es apreciable debido a la forma del cristal (pseudomorfo).

Ti-Biotita primaria: presenta forma anhedral de color rojo muy fuerte, además con alto pleocroísmo y tamaño promedio de 0,8 mm.

Analcima: mineral incoloro en nícoles paralelos e isotrópico, de forma subhedral por irregularidades en sus bordes y tamaño 0,3 mm.

En la figura 47 se muestra que el predominio en la composición de los fenocristales, en las muestras de Las Guarabitas, está representada por el piroxeno, seguido de plagioclasa y en menor proporción por olivino y feldespatoídes.

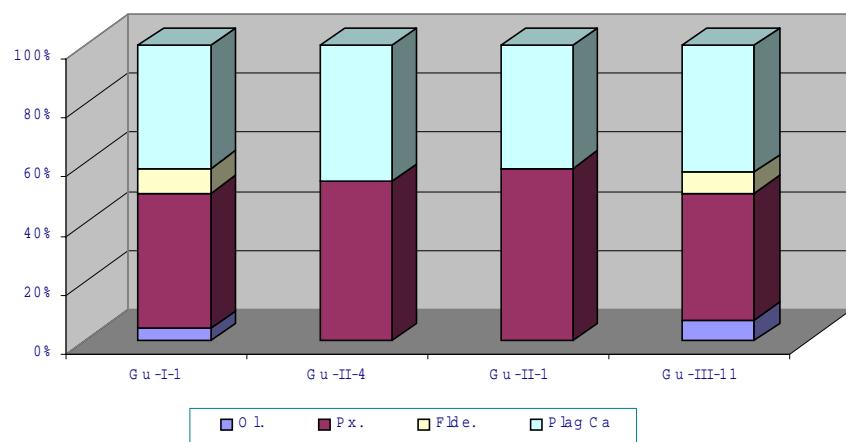


Figura 47. Composición mineralógica predominante de fenocristales presentes en las muestras de Cerro Las Guarabitas Datos %. Leyenda. Fld: feldespatoíde, Plag Ca: plagioclasa cállica, Px: piroxeno, Plag: plagioclasa

Minerales de Alteración y Accesorios:

Estas muestras presentan un grado de alteración promedio de 24%.

La composición promedio de los minerales de alteración es la siguiente: biotita 27% (11-43), clorita 19,5% (7-37), minerales opacos 19% (13-26), antigorita 14,5% (11-36), carbonato 13% (7-21), 3,75% (4-11), illita 3,25%. En la tabla 13 se muestra los minerales de alteración y accesorios presentes en cada una de las muestras.

Antigorita: se presenta con un color verde muy claro, sustituyendo lo que fueron cristales euhedrales de piroxeno y olivino, está asociada a carbonatos.

Carbonato: es incoloro, con altos colores de birrefringencia. Se encuentran sustituyendo a cristales de olivino, piroxeno y plagioclasa.

Tabla 13. Minerales de alteración y accesorios presentes en Cerro Las Guarabitas.

Muestras	Minerales de alteración y accesorios						
	Antg.	Carb.	Min.Opac.	Clor	Biot.	Ilita	Tlc
Gu-I-1	11	21	16	16	25		11
Gu-II-4	36	7	21	7	29		
Gu-II-1		13	13	18	43	13	
Gu-III-11	11	11	26	37	11		4

Leyenda: Antg: antigorita, Carb: carbonato, Min. Opac: minerales opacos, Biot: biotita, Tlc: talco. Datos en %.

Pirita: mineral accesorio de color amarillo latón bajo luz reflejada, se presenta como cristales cúbicos euhedrales a subhedrales con tamaño promedio de 0,38 mm (15-0,7).

Pirrotina: es de color bronce bajo luz reflejada, está distribuida homogéneamente en las secciones.

Clorita: de color verde pálido a verde oscuro, con pleocroísmo, reemplazando cristales de plagioclasa y de piroxeno.

Biotita: se presentan como mineral de alteración de los piroxeno, de forma euhedral a subhedral de color marrón claro pasando a pardo oscuro debido a su pleocroísmo.

Illita: mineral incoloro, con alto color de birrefringencia de 2º orden sustituyendo cristales de plagioclasa y adoptando la forma de los mismos.

Xenolito ultramáfico (lherzolita): es un nódulo ultramáfico del manto superior, presente en la sección Gu-II-4 con tamaño de 6,5 mm y cuya composición es la siguiente:

Antigorita: Se observa un 55% de este mineral el cual es producto de la alteración del olivino, aun se observan vestigios de éste último.

Carbonato: se observa un 40% de carbonato sustituyendo posibles minerales de clinopiroxeno.

Bastita: es un pseudomorfo de enstatita (ortopiroxeno) se encuentra en un

5% de la composición del xenolito.

La composición de la roca original de la cual se deriva este xenolito es:

55% de olivino, 40% de clinopiroxeno y 5% de ortopiroxeno.

La figura 48 muestra que el mineral de alteración predominante es el carbonato, seguido por clorita y antigorita.

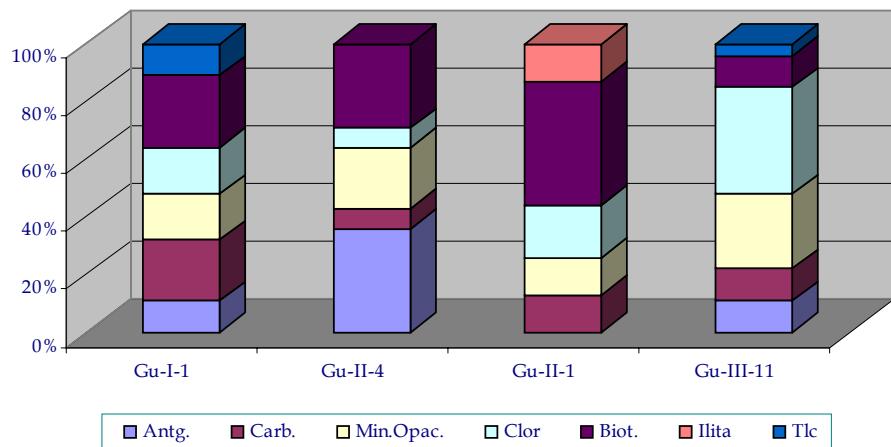


Figura 48. Predominio de los minerales de alteración y accesorios de las muestras del Cerro Las Guarabitas. Leyenda: Antg: antigorita, Carb: carbonato, Min. Opac: minerales opacos, Biot: biotita, Tlc: talco. Datos en %.

4.3 Cerro La Ciénaga:

4.3.1. Ubicación y Extensión: Ubicado entre las coordenadas 69°34'W y 10°59'N en el pueblo de Aracua, este cuerpo tiene una extensión aproximada de 500 m de longitud, representa un sill (MUESSIG 1978). La figura 49, muestra un canto rodado perteneciente a Cerro La Ciénaga.

4.4.2 Características de Campo: el sill de La ciénaga se encuentra ubicado a 643 m de altura sobre el nivel del mar representa el punto más alto de la zona de estudio.

El primer afloramiento observado en éste Cerro se encontró en el escarpe norte. A partir de éste se inició la recolección de muestras hacia el este, las muestras de la estación dos fueron tomadas 2 m hacia el este de las muestras de la estación I, así sucesivamente hasta llegar a la estación VI. Como cantos rodados se encontró en el afloramiento rocas sedimentarias, sin vestigios de haber sido alterados (no representan rocas de contactos), las mismas, presentan diversas estructuras sedimentarias como icnofósiles, rizaduras, concreciones, etc. En la figura 50 se muestra un afloramiento del cerro.



Figura 49. Canto Rodado Cerro La Ciénaga (S75E, dirección de la vista fotográfica).

En la ladera noreste del cerro, existe una carretera que comunica a Aracua con la Cruz de Taratara, ésta tiene dirección N70W, allí se encuentran cantos rodados de gran magnitud (aproximadamente 1 m de diámetro) y en forma de “bolones”, de donde se tomaron las muestras Cn-X.

Actualmente existe una carretera nueva que comunica a Coro con Churuguara, a 34 km al norte de Churuguara, se observa en el corte de carretera un afloramiento donde se tomó las muestras Cn-XII y los cantos rodados Cn-XI, Cn-XIII-10, esta última posiblemente representa lutitas quemadas del borde de enfriamiento del cuerpo (Fig. 51). En un canto rodado (Cn-XII-11) tomado en este mismo punto, resalta por presentar una cara con una costra muy oscura (negra) que posiblemente sea el mismo material que la muestra Cn-XIII-10.



Figura 50. Afloramiento Cerro La ciénaga. (S35E, dirección de la vista fotográfica).

Se pueden identificar cinco grupos litológicos a las cuales pertenecen las muestra de este Cerro, el grupo litológico uno y dos asociados a la Formación Paraíso.

Grupo 1: rocas sedimentarias que han sido alteradas por su contacto con el cuerpo ígneo.



Figura 51. Borde de enfriamiento Cerro La Ciénaga. (N40W, dirección de la vista fotográfica)

Cuarcitas: representadas por dos muestras (Cn-III-3 y Cn-III-4).

Color fresco: blanco.

Color meteorizado: anaranjado a marrón claro.

Es una roca masiva tabular con microcristales de color blanco (cuarzo), de color gris; tamaño arena algunos muestras presentan vetas de minerales marrones.

Lutitas: representada por la muestra Cn-XII-10, (lutitas cocinadas), pertenecientes a la Formación Pecaya.

Color fresco: negro.

Color meteorizado marrón claro anaranjado.

Esta muestra presenta un hábito masivo no se observan cristales.

Grupo 2: rocas ígneas, conformadas por las muestras Cn-II-2, Cn-III-1, Cn-III-3, Cn-V-1, Cn-VI-1.

Color fresco: gris claro a verde.

Color meteorizado marrón claro.

La muestra presenta un hábito masivo, matriz de color gris a verde claro, con fenocristales y microcristales de color negro a verde y blanco, hábito rómbico, los cuales posiblemente sean piroxeno y plagioclasa respectivamente. Algunas muestras presentan minerales hojosos de colores claros con hábito micáceo y también se observan minerales opacos. Los fenocristales varían de tamaño de 0,15 a 1,00 mm, la figura 52 es característica de este grupo litológico.

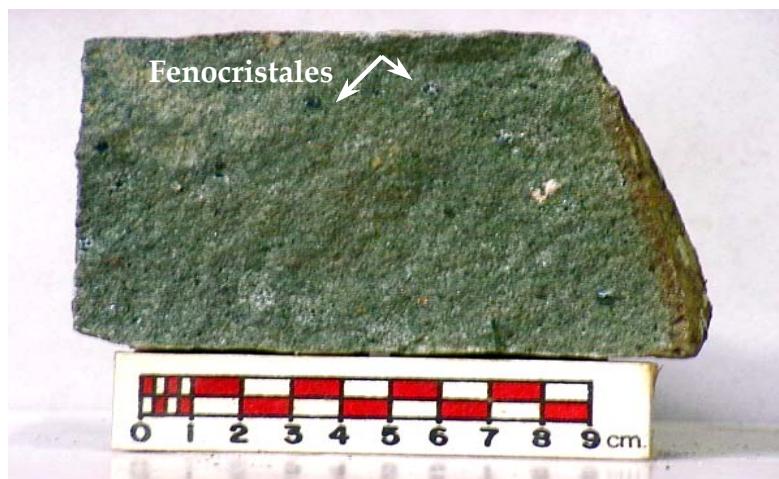


Figura 52. Muestra de mano Cn-III-1.

Grupo 3: rocas ígneas conformadas por las muestras Cn-I-1, Cn-II-1, Cn-III-5 y Cn-VI-2; (semejantes al grupo anterior, pero un poco más claro y presencia de fenocristales de color blanco).

Color fresco: verde,

Color meteorizado marrón anaranjado.

Las rocas presentan matriz de color verde con microcristales de color negro redondeados de tamaño de 0,2 a 0,75 mm, de color verde redondeados a tabulares de tamaño entre de 0,02 a 0,35 mm (piroxeno) y de color blanco redondeado de tamaño entre 0,02 a 1,5 mm, además se encuentran presentes minerales opacos.

Grupo 4: grupo de rocas ígneas conformado por las muestras Cn-VI-1, Cn-X-1, Cn-X-2, Cn-XI-2, Cn-XII-1, Cn-XII-2 y Cn-XI-1;

Color fresco verde claro.

Color meteorizado marrón.

Hábito irregular, matriz afanítica, de distribución homogénea, no se observa fenocristales, sólo microcristales de color verde, blanco y gris, además de amígdalas también de color blanco de tamaño no mayor a 1 cm, las cuales están llenas de zeolitas. Algunas muestras presentan vetas blanquecinas de calcita, en lo general se observan pocos cristales de color negro en este grupo y estas muestras están más alteradas.

4.4.3 Petrografía

Las muestras analizadas en este cerro son Cn-II-2, Cn-II-3, Cn-III-5, Cn-V-1, Cn-VI-2 y Cn-XI-2.

La textura predominante en las secciones observadas es la intersticial la cual está presente en todas las muestras, la seriada le sigue en orden de importancia, mientras que la porfídica está presente solo en la muestra Cien-XI-2.

Tabla 14. Texturas ígneas presentes en las muestras de Cerro La ciénaga.

Muestras	Texturas ígneas				
	Ser	Sof.	Int.	Prf.	Trq
Cn-II-2	x		x		x
Cn-II-3	x	x	x		
Cn-III-5			x		
Cn-V-1			x		
Cn-VI-2	x	x	x		x
Cn-XI-2	x	x	x	x	

Leyenda. Ser: seriada, Int: intersticial, Sof: sub ofítica, Prf: porfíritica, Trq: traquítica.

Matriz:

En las muestras estudiadas el tipo de matriz predominante es la holocristalina. (Fig. 53). Las muestras que presentan la matriz holocristalina tienen un promedio 45,25% de plagioclasa y 18,3% de piroxeno. La matriz vítreo sólo se encuentra en la muestra Cn-V-2, mientras que la muestra Cn-XI-2 no presenta matriz. (Tabla 14).

Fenocristales:

Los fenocristales se presentan en un promedio de plagioclasa 27,83% (2-72), piroxeno 10,6% (4-26), olivino 3,16% (1-8) y 0,1 % de feldespatoídes en las muestras. (Tabla 15).

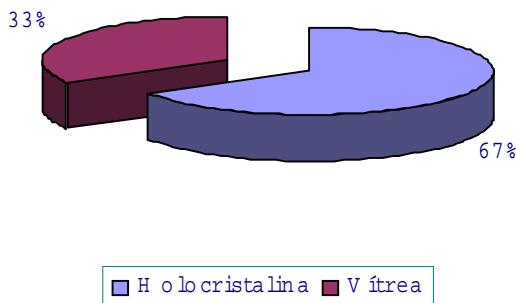


Figura 53. Tipo de matriz predominante en Cerro La Ciénaga.

Plagioclasa: tiene un tamaño promedio de 1,2 mm, son cristales tabulares, incoloros de forma euhedrales a subhedrales, se muestran alterados pero conservan su maclado. Los fenocristales de plagioclasa alterados, se encuentran reemplazados por carbonatos y clorita.

Tabla 15. Composición de los fenocristales y la matriz de las muestras de Cerro La Ciénaga.

Muestras	Fenocristales				Matriz			
	Ol.	Px.	Fldc.	Plag Ca	Holocrystalina	Plag.	Px.	Vitreosa
Cn-II-2	6	6		16		72		
Cn-II-3	8	10		17	20	45		
Cn-III-5		4	1	5	35	55		
Cn-V-1	1	11		72		16		
Cn-VI-2		6		2			45	47
Cn-XI-2	4	26		70				

Leyenda. Fldc: feldespatoide, Plg Ca: plagioclasa cárquica, Px: piroxeno, Plg: plagioclasa.

Piroxeno: augita titanífera, de color pardo claro, se observa el clivaje en 2 direcciones, el tamaño de los fenocristales (promedio) 1,23 mm. Estos están alterados a clorita, carbonatos. En la mayoría de las secciones se observa

disolución de granos.

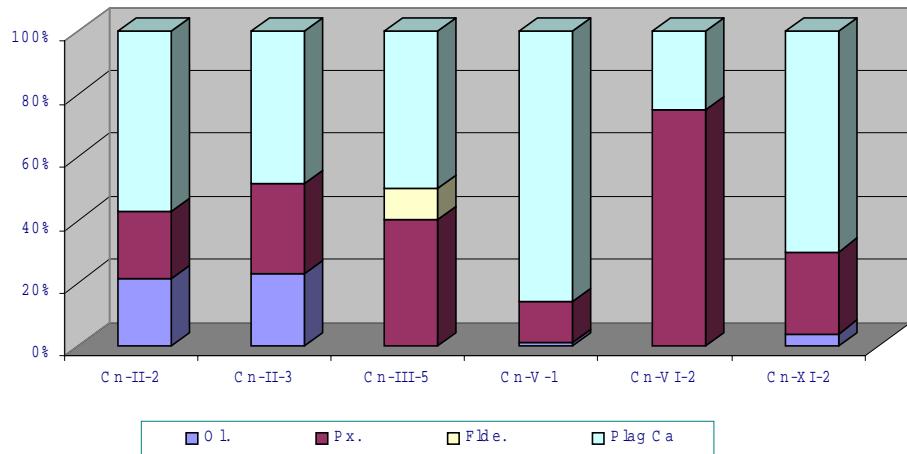


Figura 54. Composición mineralógica predominante de fenocristales presentes en las muestras de Cerro La Ciénaga. Datos en %

Minerales de alteración y accesorios:

Las muestras de Cerro La Ciénaga muestran un porcentaje de alteración promedio de 15,55%.

Los minerales de alteración y accesorios presente en las muestras son en valores promedios, carbonato en un 33,53% (7-67) antigorita en un 26,66% (24-75), clorita 22,33% (18-43), minerales opacos 12% (8-30), biotita 3,16% (9-10) y sericitita 2,33%, cuyas características son descritas a continuación. (Tabla 16).

Antigorita: es de color verde pálido, birrefringencia amarillo de primer orden, nícoles cruzados se observa el hábito fibroso tomando la forma del cristal que contiene (pseudomorfos).

Clorita: mineral secundario de color verde claro, presenta pleocroísmo, se

encuentra como producto de alteración de feldespato, piroxeno y olivino.

Carbonatos: incoloro en cristales prismáticos, son producto de alteración de los cristales plagioclasa y piroxeno, se observa clivaje en 2 direcciones.

Tabla 16. Minerales de alteración y accesorios presentes en las muestras de Cerro La Ciénaga.

Muestras	Minerales de alteración y accesorios					
	Antg.	Carb.	Min.Opac.	Clor.	Biot.	Src.
Cn-II-2	75	25				
Cn-II-3	24	49	9	18		
Cn-III-5		33	25	33	9	
Cn-V-1	25	67	8			
Cn-VI-2		20	30	40	10	
Cn-XI-2	36	7		43		14

Leyenda: Min.Opacos: Minerales opacos, Antg: Antigorita, Carb: carbonato, Clor: clorita, Biot: biotita, Src: sericita.

Leucoxeno: mineral opaco, producto de alteración primaria de color blanco bajo luz reflejada, anhedral, irregular.

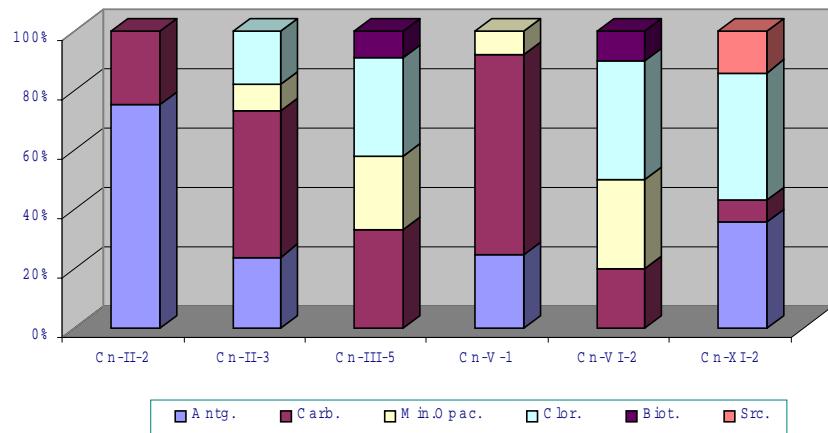


Figura 55. Predominio de los minerales de alteración y accesorios de las muestras del Cerro Ciénaga.

Pirita: mineral opaco de color amarillo latón, habitó cúbico, la mayoría presenta bordes corroídos.

Limonita: mineral traza opaco, bajo luz reflejada color pardo. Todos los cristales varían de tamaño entre 0,45 a 0,75mm.

4.5 Cerro El Sol

4.5.1. Ubicación y Extensión: se encuentra al este del poblado Murucusa entre las coordenadas 69°30'W, 11°04'N. El cuerpo se extiende aproximadamente unos 600 m en un eje elongado con dirección NE y alcanza una altura aproximada de 280 m, representando un plug u chimenea volcánica erosionada. (Fig. 56 y 57).

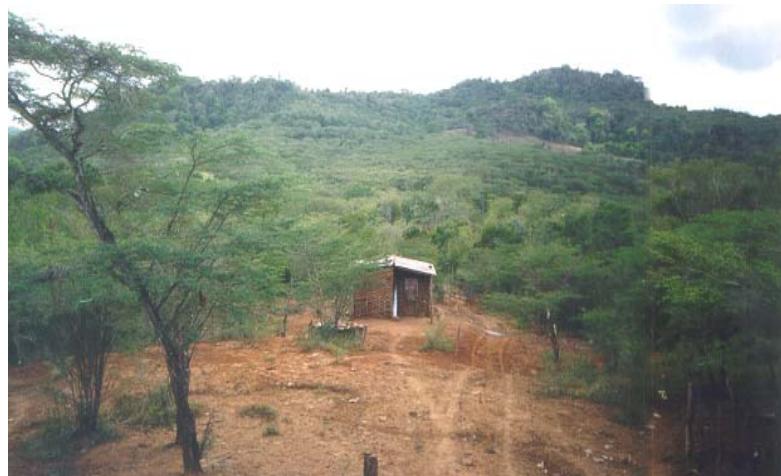


Figura 56. Cerro el Sol. (Dirección del plano de la fotografía N75W).

4.5.2. Características de campo.

En este cerro no se encontró afloramiento, las muestras tomadas son parte de

los cantos rodados presentes en la ladera sur y noreste del cuerpo (mapa de muestras), y generaron tres tipos litológicos resaltantes, los cuales se describen a continuación:



Figura 57. Cerro el Sol. (Dirección del plano de la fotografía N75W).

Grupo 1: conformados por las muestras Sl-I-7, Sl-I-2, Sl-I-3,

Color fresco: gris a gris claro.

Color meteorizado marrón.

Son rocas afaníticas, de matriz vítreo bastante homogénea y con microcristales de color negro y blanco poco perceptibles, la figura 58 muestra la roca Sl-I-2, donde se evidencia la presencia de vetas de crisotilo, amígdalas llenas de zeolitas presentan fractura concoidea, característica matriz afanítica o vítreo.

Grupo 2: conformados por las muestras Sl-II-1, Sl-III-1, Sl-III-2, Sl-III-3, Sl-III-6 y Sl-III-10.

Color fresco: verde claro a gris claro.

Color: meteorizado marrón.

Matriz granuda de color verde con microcristales de color blanco a negro de 0,05 mm tamaño, los microcristales son verdes de tamaño 0,1 mm, de hábito prismático, son presumiblemente piroxeno, estas rocas también presentan micas y pirita. Las rocas son masas irregulares.

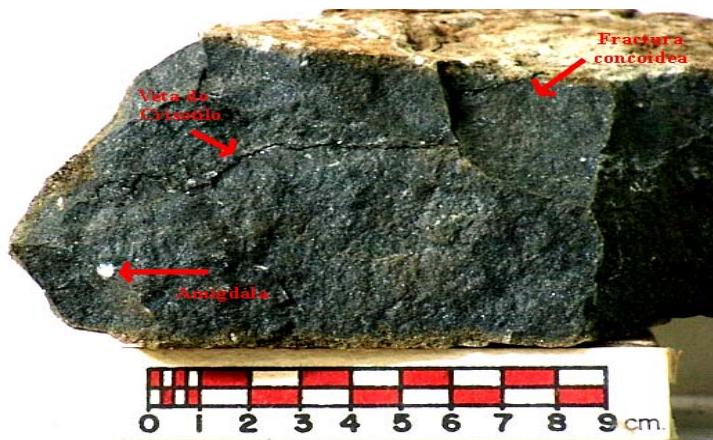


Figura 58. Muestra de mano representando el grupo litológico 1. SL-I-2.

En la figura anterior se destacan la presencia de amígdalas rellenas de zeolita, las mismas son de tamaño menor a 1mm, las mismas son generadas en el momento del enfriamiento del magma y rellenas mediante procesos posteriores al enfriamiento

Grupo 3: conformado por dos muestras SL-I-4 y SL-I-6, las cuales presentan:

Color fresco: gris.

Color meteorizado: marrón, roca de matriz color gris

Estas muestras se caracterizan por presentar textura variolítica, entrelazado de cristales de color verde y amígdalas llenas de color blanco de 1 mm tamaño promedio. (Fig. 59).



Figura 59. Muestra de mano Sol-I-6

4.5.3 Petrografía:

Las muestras seleccionadas para realizar el análisis petrográfico del cerro El Sol fueron las siguientes SI-I-2, SI-I-4, SI-II-1, S-III-2, SI-III-3 y SI-III-6, las arrojaron los siguientes datos:

La textura predominante en las muestras del Cerro El Sol es la intersticial presente en un 83,3% de las secciones, le sigue en orden de predominio la textura seriada y menos predominantes son las texturas ofítica, esferulítica y corona, cabe destacar que en cada sección existe más de una textura. En la figura 60 se muestra la textura seriada en cristales de clorita, antigorita y plagioclasa.

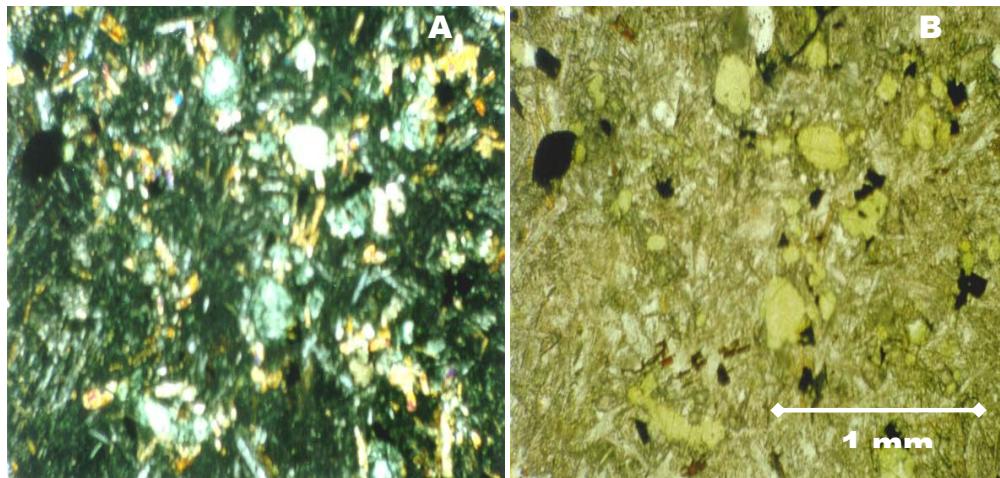


Figura 60. Fotomicrografía de sección fina, muestra SI-III-3 Textura seriada y porfidítica. A nícoles cruzados, B nícoles paralelos (objetivo: 4/0,12 X y ocular: 12,5X).

En la tabla 17 se muestran los tipos de texturas presentes en cada una de las muestras, mientras que en la figura 61 se presenta el tipo de matriz predominante en las secciones analizadas para este cerro.

Tabla 17. Texturas ígneas presentes en las muestras de Cerro El Sol:

Muestras	Texturas ígneas						
	Ser.	Oft.	Int.	Esf.	Prf.	Trq.	Crn.
SI-I-2				X			X
SI-I-4			X				
SI-II-1			X			X	
SI-III-2	X		X		X		
SI-III-6	X		X		X	X	
SI-III-3	X	X	X				

Leyenda. Ser: seriada, Int: intersticial, Esf: esferulítica, Trq: traquítica, Oft: ofítica, Crn: corona, Prf: porfirítica.

El 66% de las muestras tienen granularidad afanítica, respecto a la fábrica todas las muestras son inequigranular porfirítica.

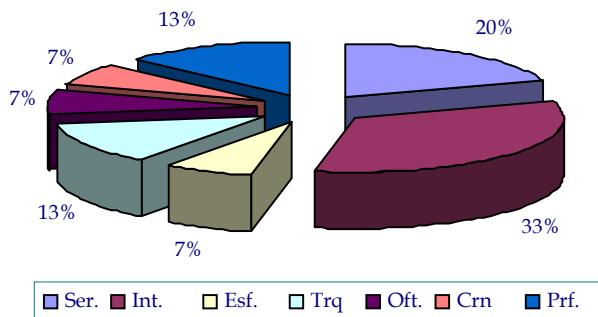


Figura 61. Texturas predominantes en las muestras de Cerro El Sol. Leyenda. Ser: seriada Int: intersticial, Esf: esferulítica, Trq: traquítica, Oft: ofítica, Crn: corona, Prf: porfirítica.

Matriz:

El 67% de las muestras presentan matriz vítreo, el 33% es de matriz holocristalina. En la muestra Sl-III-6 se presenta los dos tipos de matriz sin existir un cambio brusco entre estas. En la figura 62 se muestra un diagrama comparativo del tipo de matriz predominante.

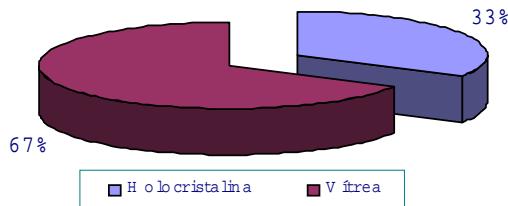


Figura 62. Tipo de matriz predominante en las muestras de Cerro El Sol.

La matriz holocristalina está compuesta en un 25% por plagioclasa y un 8% de piroxeno. Los microcristales de piroxeno son de forma granular y tamaño de 0,03 mm de color pardo claro, un 5% se encuentra reemplazado por biotita. Los microlitos de plagioclasa conservan su hábito tabular y forma subhedral,

son incoloros y tamaño menor a 0,09 mm aproximadamente un 5% de éstos presenta alteración a clorita.

La matriz vítreo está compuesta por microlitos de feldespato y plagioclasa, el porcentaje promedio de plagioclasa presente es de 40% y de piroxeno es de 27% del valor total de los componentes de la roca. Además está presente un 2% de biotita primaria; se hace muy difícil establecer las características de los microlitos por su tamaño. En la Tabla 18 se muestran los valores de los componentes de la matriz.

Tabla 18. Composición de los fenocristales y la matriz de las muestras del Cerro El Sol.

Muestras	Fenocristales						Holocristalina		Vítreo		
	Ol	Px.	Flde.	Plag Ca	Biot.	Anf	Px.	Plag.	Px.	Plag.	Biot.
S I-I-2	1	4	2	8	2				40	43	
S I-I-4		3		3					42	50	2
S I-II-1		1		1					40	58	
S I-III-2	2	16		10		7			32	33	
S I-III-6		13		10				14	28	35	
S I-III-3	5	30		42		2	6	15			

Leyenda: Ol: olivino, Px: piroxenos, Flde: feldespatoide, Plag. Ca: plagioclasa cárquica, Biot: biotita, Anf: anfíbolo.

El caso especial de la muestra Sol-III-6. La matriz holocrystalina presente en esta muestra se caracteriza por presentar microcristales de piroxeno de color marrón claro, de forma anhedral, con un tamaño menor a 0,01 mm y en algunos casos presentan bordes corroídos. Los microcristales de plagioclasa son incoloros, de hábito tabular, forma subhedral y tamaño menor a 0,07 mm, un 2% de este mineral está alterando a clorita.

La matriz es vítreo y se compone por microlitos de piroxeno y plagioclasa a las cuales se hace difícil distinguir sus características al microscopio. Hay que destacar que en esta matriz se observan microcristales de biotita de 0,07 mm de largo por 0,007 mm de ancho, pleocróico de color marrón claro a marrón oscuro.

Existe un cambio transicional entre los dos tipos de matriz presentes en esta sección, no hay alguna característica que permita referenciar un cambio brusco, sólo el cambio de tamaño de granos.

Fenocristales:

La composición de los fenocristales presentes en las secciones analizadas de este cerro se presentan a continuación: plagioclasa 11,83% (1-42%), piroxeno (augita) 10,83% (1-30), olivino 1,33% (1-5), anfíbol (lamprobolita) 1,5% (2-7), analcima 2%, biotita 0,25% (1-5). Los valores por sección se pueden observar en la tabla. 18 y la descripción se hará a continuación:

Plagioclasa: la plagioclasa es incolora a marrón muy claro debido a la alteración, su hábito es tabular y su forma es euhedral a subhedral, el 95% de éstos cristales se encuentran alterados, por lo que se dificulta establecer el tipo de plagioclasa. Su tamaño promedio es de 0,8 mm. El 50% de estos cristales están alterando a clorita, un 49% a carbonato y un 1% a cuarzo.

Piroxeno: se presenta de incoloro a marrón muy claro y con bajo pleocroísmo, se observa su clivaje en 2 direcciones característico (93°), tiene hábito tabular y es de forma euhedral a subhedral, el tamaño promedio es de 1,38 mm (0,45-3,6). El 40% de los piroxeno están alterados, dicha alteración está distribuida de la siguiente manera: el 50% antigorita, un 30% a carbonato, un 15% a clorita y un 5% a biotita.

Olivino: El 33,3% de estos fenocristales están inalterados. Son cristales subhedrales a euhedrales de tamaño promedio de 0,68 mm, son incoloros y presentan birrefringencia de colores azul y rojo de 2º orden. El resto de los cristales se encuentran totalmente reemplazados por antigorita.

Anfíbol: de color marrón a pardo, pleocróico, algunos cristales presentan zonación clivaje marcado en dos direcciones a 124º y 56º, los cristales prismáticos son euhedrales, con tamaño de grano promedio de 0,90 mm. La figura 63 muestra este mineral el cual presumiblemente sea lamprobolita, y en este caso la matriz holocristalina está compuesta por microcristales de piroxeno y plagioclasa.

Ti-Biotita primaria: es de color rojo con pleocroísmo de rojo pálido a rojo fuerte formando fenocristales subhedrales, con tamaño de 0,5 mm, son ricas en titanio por su color y la presencia de otros minerales titaníferos en las muestra (augita y leucoxeno).

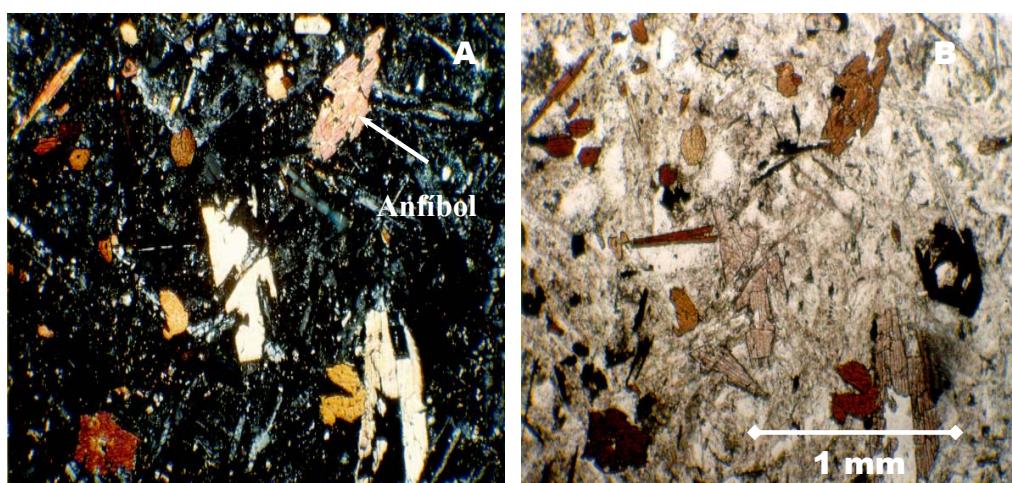


Figura 63. Fotomicrografía de sección fina, muestra SI-III-2. A nícoles paralelos B nícoles cruzados en el cual se muestra la presencia de los anfíboles de forma prismática (esquina superior derecha). Objetivo 4/0,12 X y ocular 12,5 X.

Analcima: fenocristales incoloros bajo nícoles paralelos e isotrópico bajo nícoles cruzados, con forma subhedral debido a sus bordes irregulares y tamaño promedio de 0,7 mm. En la figura 64 se muestra en forma comparativa la composición de los fenocristales de cerro El Sol, cabe destacar que los datos han sido recalculados sin tomar en cuenta los valores de la matriz.



Figura 64. Composición mineralógica predominante de fenocristales presentes en las muestras de Cerro El Sol. Datos en %

Minerales de alteración y accesorios:

Las muestras de Cerro El Sol muestran un grado de alteración de 15,16%.

Los minerales de alteración presentes en las secciones del Cerro El Sol son los siguientes: clorita 25,33% (12-44), carbonato 23,66 (1-10), biotita 17,83% (13-31), antigorita 13% (7-31), minerales opacos 11% (6-23), cuarzo 3,33%, illita 3,3%, crisotilo 2,5% (veta). En la Tabla 19 se muestran los valores de cada sección.

Tabla 19. Minerales de alteración y accesorios presentes en las muestras de Cerro El Sol.

Muestras	Minerales de alteración y accesorios							
	Antg.	Carb.	Min.Opac.	Clor.	Biot.	Ilita	Qz.	Crst.
SI-I-2	7	20	13	27	13		20	
SI-I-4		39	23		23			15
SI-II-1		59	12	29				
SI-III-2	20			40	20	20		
SI-III-6	31	20	6	12	31			
SI-III-3	20	4	12	44	20			

Leyenda: Antg: antigorita, Carb: carbonato, Biot: biotita, Qz: cuarzo, Crst: crisotilo. Datos en %

Biotita: de color marrón claro pleocróica pasando a marrón oscuro, hábito hojoso y de forma euhedral, tiene un tamaño de grano promedio de 0,05mm.

Clorita: es verde claro bajo nícoles paralelos, presenta color de birrefringencia gris de primer orden, asociada a la antigorita y es de forma anhedral.

Antigorita: es de color verde claro, anhedral, de hábito fibroso y se encuentra sustituyendo a cristales de piroxeno.

Magnetita: se encuentra de forma subhedral, bajo luz reflejada es de color negro hierro a pardo, el tamaños de este varía entre 0,4 a 0,1 mm.

Limonita: de color pardo claro a anaranjado bajo luz reflejada, se encuentra de forma anhedral y está relacionada con la clorita que reemplaza los cristales de piroxeno. En la figura 66 se muestra comparativamente el comportamiento de los minerales de alteración presentes en las muestras de Cerro El Sol.

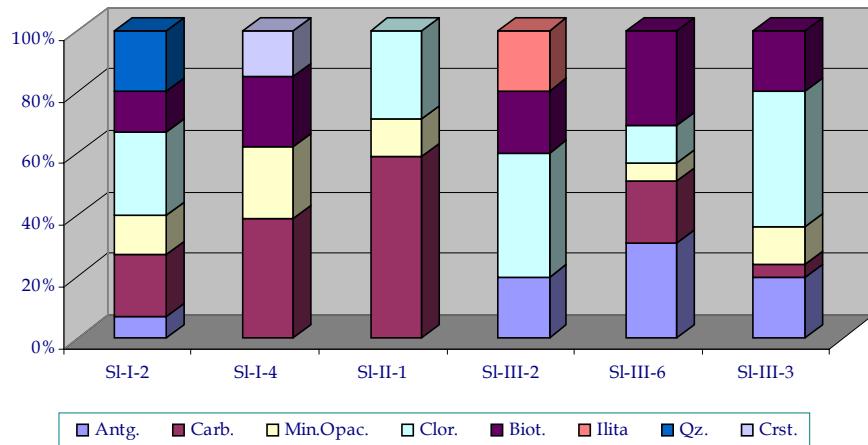


Figura 65. Predominio de los minerales de alteración y accesorios de las muestras del Cerro El Sol. Datos en %.

4.6. *Cerro Paraguachoa:*

4.6.1 Ubicación y Extensión: Se ubica entre las coordenadas 69°28'W, 11°05'N al suroeste del caserío Las Tres Marías y su extensión es aproximadamente de 500 m de diámetro basal y una altura de 300 m, representando un plug volcánico.

4.6.2 Características de Campo: Se recolectaron cantos rodados desde la ladera noreste hasta la ladera noroeste, donde se ubicaron cinco estaciones de recolección de muestras (mapa de muestras). En la ladera sureste se observa un afloramiento con orientación N85E30, donde se recolectaron las muestras de la estación VI, aproximadamente a 140 m de altura y con una pendiente aproximada de 35%. (Figura 66).

Las muestras del Cerro Paraguachoa se dividieron en 4 grupos litológicos para su descripción.



Figura 66. Cerro Paraguachoa. (dirección de la vista fotográfica N60E).

Grupo 1: son lutitas “cocinadas” las cuales presentan las siguientes características:

Color fresco: negro o gris muy oscuro.

Color meteorizado: anaranjado y marrón oscuro.

Estas muestras son masivas y amorfas, no presentan otra característica resaltante, excepto la muestra Pg-I-4 que es un canto rodado la cual se presenta como un “bolón” la cual muestra inclusiones de algunos minerales pero ésta muy meteorizada.

Grupo 2: rocas ígneas muy alteradas representadas por las muestras Pg-I-1, Pg-III-1, Pg-VI-1 Pg-VI-2, con las siguientes características:

Color fresco: verde muy claro.

Color meteorizado: marrón.

Estas están alteradas, algunas presentan xenolitos gabroides que se presentan meteorizados, además se observan cristales de piroxeno en las mismas condiciones, las muestras son masivas.

Grupo 3: muestra de roca volcánica representada por la muestra Pg-I-2.

Color fresco: marrón claro.

Color meteorizado: marrón oscuro.

La muestra contiene un gran número de vacuolas llenas de mineral verde oscuro de diámetro no mayor a 0,5 cm, además presenta unas diaclasas paralelas entre sí y llenas de crisotilo de menos de 1 mm de espesor. Cabe destacar en esta muestra la presencia de un xenolito gabroide de forma cilíndrica y base elipsoidal, con un largo de 3 cm y ancho de 3 cm aproximadamente.

Grupo 4: Rocas ígneas, posiblemente basaltos, este grupo está representado por las muestras Pg-II-2, Pg-II-3, Pg-IV-1 y Pg-V-1, se caracterizan por:

Color fresco: gris muy oscuro a negro.

Color meteorizado: marrón a gris oscuro.

Estas muestras se caracterizan por ser afaníticas, no presentan fenocristales (son afíricas), además presentan vacuolas llenas de material con color verde claro, éste material alterado se observa de color blanco, además existen en algunas muestras xenolitos gabroides de tamaño menor a 1 cm, y cristales de pirita casi imperceptibles. La muestra Pg-V-1, representada en la figura 68, se presenta una veta de crisotilo con un espesor menor a 1 mm en ella se observan

algunos cristales de pirita con tamaño menor a 1 mm.

Esta muestra resalta por la presencia de amígdala rellenas, en la figura 67 se marca la amígdala, la cual muestra la particularidad de que en el borde de la misma se encuentra calcita y en el centro está rellena de clorita, la misma tiene un tamaño de 1 cm de diámetro; además es resaltante en esta muestra la fractura concoidea característica de la matriz vítrea.



Figura 67. Muestra de mano Pg-V-1.

4.6.3 Petrografía:

Se analizaron siete muestras para este cerro las cuales fueron, Pg-I-2, Pg-I-3, Pg-II-2, Pg-II-1, Pg-II-3, Pg-III-1 y Pg-IV-1, en las mismas se observan las siguientes características:

La granularidad de todas las muestras es afanítica y no hay presencia de matriz vitrea en este grupo de muestras.

La textura seriada es la predominante en estas secciones, mientras que la textura intersticial, y la textura ofítica, siguen en orden de predominio

respectivamente. La textura vesicular la cual consiste en vesículas llenas es la única presente en la muestra Pg-I-2. (Fig. 67).

Tabla 20. Tipo de textura presentes en las muestras del Cerro Paraguachoa.

Muestras	Texturas ígneas						
	Ser.	Int.	Oft.	Zon.	Prf.	Trq.	Sof.
Pr-I-2						x	
Pr-II-2	x	x	x	x			x
Pr-I-3	x	x				x	
Pr-IV-1	x		x		x		
Pr-II-3	x	x	x		x	x	
Pr-III-1	x	x	x		x		
Pr-II-1	x	x			x		

Leyenda. Ser: seriada, Sof: sub ofítica, Int: intersticial, Oft: ofítica, Prf: porfidica, Zon: zonada, Trq: traquítica.

Matriz:

En las secciones estudiadas la matriz holocrystalina presenta mayor contenido de plagioclasa 66% y piroxeno 34% y a demás es el único tipo de matriz que se presenta.

Fenocristales:

La mineralogía promedio de las secciones con sus máximos y mínimos es la siguiente; plagioclasa 8,33% (6-11), piroxeno 5,5% (3-9), olivino 5,1 (4-8), nefelina 2% (6-0). (Tabla 21).

Plagioclasa: en fenocristales muestra una abundancia del 7,3%, el tamaño promedio de los granos es de 0,44 mm. El color es incoloro sucio, hábito tabular elongado, se observa levemente maclado; se encuentra alterada a carbonatos, clorita y serpentina.

Tabla 21. de Composición de los fenocristales y la matriz de las muestras de Cerro Paraguachoa.

Muestras	Fenocristales				Matriz	
					Holocrystalina	
	Ol.	Px.	Flde.	Plag Ca	Px.	Plag.
P-I-3	4	7	1	11	19	58
Pg-II-1	8	5		7	26	54
Pg-II-2	4	3	1	6	27	59
P-II-3	6	6	6	7	27	48
P-III-1	5	3	3	9	22	58
Pg-IV-1	4	9	1	10	20	56

Leyenda. Plag Ca: plagioclasa cárquica, Px: piroxeno, Qz: cuarzo, Flde: feldespatoide.

Piroxeno: se presenta como fenocristales en un 4,85%, son incoloros a marrón claro, el tamaño promedio de los granos es de 0,52 mm, clivaje en 2 direcciones con extinción entre 36° a 45° y su hábito es prismático pseudomórfico.

Olivino: se presenta como pseudomórfos alterados en su totalidad a antigorita y clorita, el tamaño de los cristales promedio es de 1,15 mm.

Nefelina: es incolora, presenta inclusiones, de hábito prismático su clivaje es paralelo, el tamaño de grano promedio es de 0,56 mm, color de interferencia gris de primer orden.

Espinela: de color verde intenso, isotrópica, con bordes de oxidación de limolita, se observa en la siguiente figura.

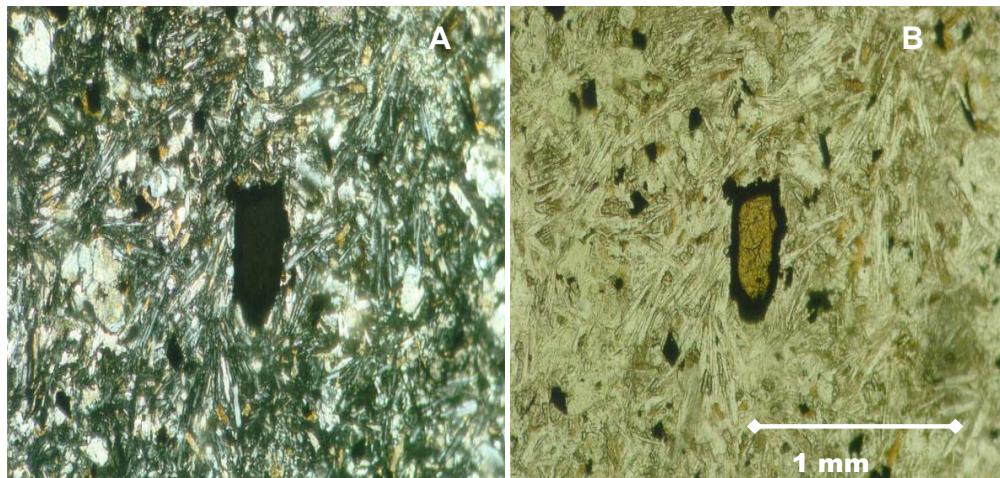


Figura 68. Micrografía de sección fina, muestra Pg-II-1. Cristal de espinela con borde de oxidación A nícoles cruzados, se observa la isotropía del mineral, B nícoles paralelos. (objetivo 4/0,12 X y ocular 12,5 X).

En la figura 69 se muestra la distribución de los fenocristales en las muestras del cerro, donde se nota la plagioclasa con mayor abundancia, se destaca la presencia de feldespatoide en la mayoría de las muestra pero en poco porcentaje.

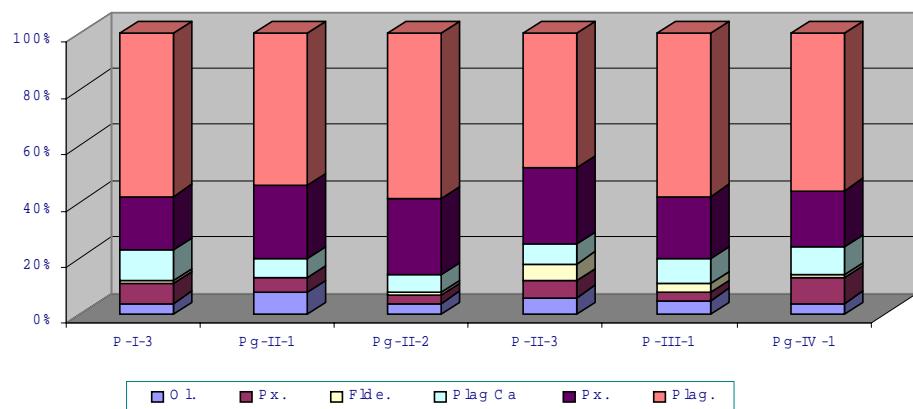


Figura 69. Composición mineralógica predominante de fenocristales para las secciones de las muestras recogidas del Cerro Paraguachoa. Datos en %.

Minerales de alteración y accesorios:

El porcentaje de minerales de alteración y accesorio que se presentan en las secciones estudiadas para este cerro es el siguiente: antigorita 28,33% (15-53), minerales opacos 23% (21-50), carbonato 21% (15-35), clorita 13,83% (7-36), biotita 12,16% (13-25), ilita 1,33%, actinolita, analcima, noseana, minerales trazas. (Tabla 22).

Tabla 22. de Minerales de alteración y accesorios presentes en las muestras de Cerro Paraguachoa.

Muestras	Minerales de alteración y accesorios					
	Antg.	Carb.	Min.Opac.	Clor.	Biot.	Ilita
Pg-I-3	22	28	50			
Pg-II-1	53	27		7	13	
Pg-II-2	29	21	29		21	
Pg-II-3	30	15		30	25	
Pg-III-1	15	35	40	10		
Pg-IV-1	21		21	36	14	8

Leyenda: Antg: antigorita, Carb: carbonato, Min. Opac: minerales opacos, Biot: biotita.

Antigorita: es incolora a verde pálido, posee extinción paralela, en nícoles cruzados se observa estructura fibrosa.

Actinolita: es incolora a verde pálido, posee clivaje en dos direcciones, tiene tamaño de grano promedio de 0,90 mm con extinción en ángulo bajo y es de 10°.

Clorita: es de color verde, poco pleocróica de verde claro a oscuro, tiene extinción paralela se presenta como producto de alteración de feldespatos, piroxeno se diferencia por la forma del mineral al que altera.

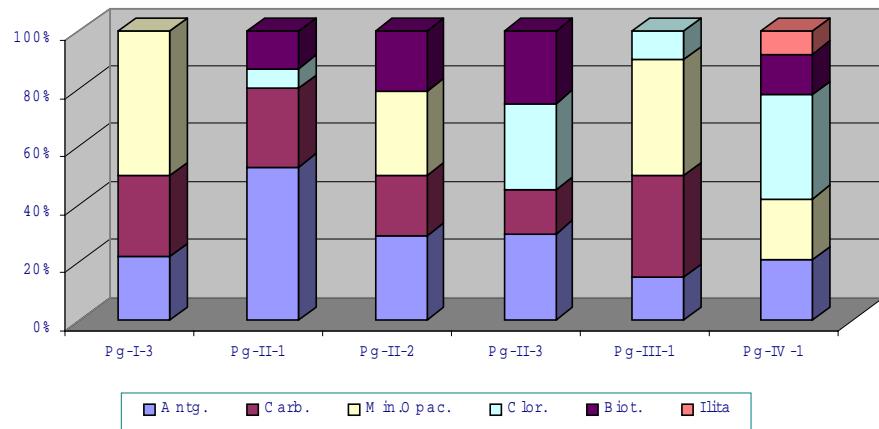


Figura 70. Predominio de los minerales de alteración y accesorios de las muestras del Cerro Paraguachoa. Datos en %. Leyenda: Antg: antigorita, Carb: carbonato, Min. Opac: minerales opacos, Biot: biotita.

La figura anterior muestra la distribución de los minerales de alteración y accesorios presentes en Paraguachoa, se observa el predominio de la antigorita sobre los otros minerales.

4.7. Cerro Pascual:

4.7.1 Ubicación y Extensión: Se encuentra el este del Caserío Las Tres Marías entre las coordenadas 69°25'W, 11°07'N, con una extensión aproximada de 700 m de diámetro aproximadamente y una altura de 340 m, el cual representa un plug o chimenea volcánica sub-aérea. (Fig. 71).

4.7.2 Características de campo:

Las muestras tomadas en esto cerro están representadas por 4 grupos litológicos diferentes, descritos a continuación:



Figura 71. Cerro Pascual. (Dirección del plano de la fotografía N60E).

Grupo 1: rocas sedimentarias.

a) Areniscas pertenecientes a la Formación Paraíso.

Representadas por los cantes rodados Pc-I-5.

Color fresco: anaranjado muy claro, blanco y gris claro,

Color meteorizado: marrón y anaranjado oscuro.

Los cantes tomados son masivos y presentan un tamaño de grano uniforme, las muestra no presentan vestigios de alteración que permita inferir su afectación por el cuerpo ígneo.

b) Cuarcitas pertenecientes a la Formación Paraíso.

Representadas por las muestras Pc-I-3, Pc-I-8, Pc-I-12, Pc-III-2, Pc-III-3 y
Pc-III-4.

Color fresco: color gris claro, anaranjado muy claro a blanco.

Color meteorizado: marrón oscuro a anaranjado.

Son rocas masivas, muy compactas, presentan microcristales de cuarzo, además presentan precipitado de siderita de color marrón oscuro. Estas cuarcitas representan el contacto existente entre la Formación Paraíso y el cuerpo ígneo.

c) Lutitas (posiblemente quemadas). Muestra Pc-I-22

Color fresco: gris oscuro.

Color meteorizado: marrón oscuro.

Se presentan como “lajas” de 1 cm de espesor, no presenta ninguna característica resaltante.

Grupo 2: rocas ígneas, representadas por las muestras Pc-I-1, Pc-I-3, Pc-I-4, Pc-I-9, Pc-I-11, Pc-I-14, Pc-I-17, Pc-I-18, Pc-I-19, Pc-I-21 y Pc-III-1, cuyas características resaltantes son:

Color fresco: verde claro a verde oscuro,

Color meteorizado: marrón oscuro, anaranjado.

La matriz es de color verde, se observan microcristales de color verde, negro y blanco posiblemente piroxeno y plagioclasas respectivamente de tamaño menor a 1 mm. Se observan vacuolas llenas de mineral blanco a incoloro. Ver figura 72.

Grupo 3: rocas ígneas, representadas por Pc-I-2, Pc-I-6, Pc-I-7, Pc-I-10, Pc-I-16, Pc-I-20, Pc-II-1, Pc-II-2, Pc-II-3.

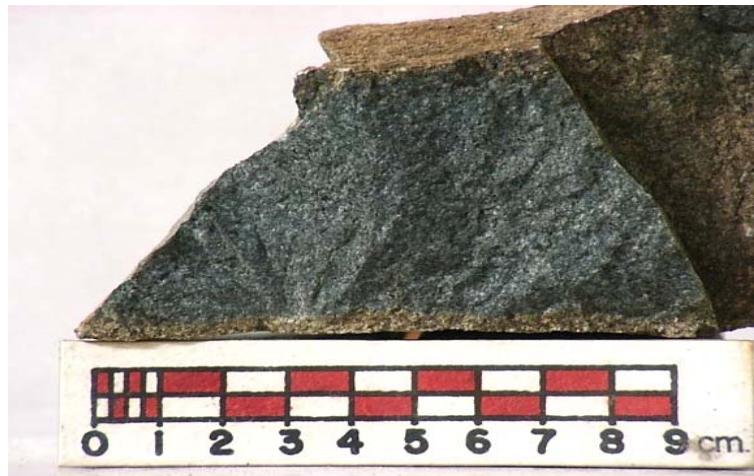


Figura 72. Muestra de mano Pc-I-18.

Color fresco: gris oscuro.

Color meteorizado: marrón oscuro.

Se observan en estas muestras microcristales de plagioclasa de color blanco de forma tabular alargada, además vacuolas llenas de calcita y microcristales de piroxeno de color verde oscuro, los cuales son tabulares. (Figura 73).



Figura 73. Muestra de mano Pc-II-2

Grupo 4: roca ígnea volcánica Pc-I-15.

Color fresco: marrón oscuro.

Color meteorizado: marrón claro a anaranjado.

La matriz es afanítica de color gris, presenta amígdalas llenas de zeolitas y de calcita.

4.7.3. Petrografía:

Se analizaron cinco muestras de este Cerro, entre las que se encuentran Pc-I-4, Pc-I-6, Pc-I-9, Pc-I-14 y Pc-II-1, las cuales arrojaron el siguiente resultado:

La granularidad de estas rocas está representada por 40% (afanítica) y el 60% (fanerítica), mientras que la fábrica es inequigranular porfirítica.

Matriz:

De las cinco muestras analizadas sólo dos tienen un tipo de matriz definida, holocrystalina y vítreo respectivamente (Pc-I-14 y Pc-I-6), mientras que Pc-I-9 y Pc-II-1 presentan los dos tipos de matriz y por último la muestra Pc-I-4 no presenta matriz. En la figura 74 se muestra el predominio de la matriz vítreo en las muestras del cerro Pascual.

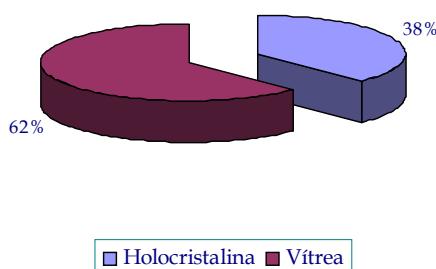


Figura 74. Tipo de matriz predominante en las muestras del Cerro Pascual

En general la matriz holocristalina presenta un promedio de plagioclásas 29% (5-59) de hábito tabular y de forma euhedral con tamaños promedio de a 0,12 mm (0,09-0,15), en la mayoría de los casos se encuentran alterados, 12,6% de piroxeno (5-22) de color marrón y en algunos casos presentan leve pleocroísmo, y presentan biotita en los bordes.

La matriz vítreas está formada también por plagioclasa y piroxeno que son difíciles de distinguir, además abunda los microcristales de biotita, y microcristales reemplazados por carbonato, lo cual dificulta establecer la composición. Ver tabla 23.

La muestra Pc-I-9 está compuesta por un 80% de matriz de lo cual 90% es vítreas y el 10% es holocristalina. La matriz vítreas está alterada a clorita, carbonato y biotita, en la holocristalina es más fácil de observar los microlitos que están menos alterados en comparación con la matriz vítreas.

Fenocristales:

La composición de los fenocristales es la siguiente, plagioclasa 23,4% (44-2), piroxeno 17,2% (5-43), olivino 3,4% (1-6), nefelina 1,6% (7-1), biotita 1%, analcima 1%. Ver tabla 23.

Plagioclasa: es el mineral más abundante en las muestras analizadas, se presenta de color marrón muy claro debido a la alteración, tiene forma euhedral y tamaño promedio de 1,40 mm (0,45-3,3).

El 50% está reemplazado por clorita, mientras que el 44,5% de los cristales de plagioclasa está reemplazado por carbonato y el resto se encuentra

mínimamente alterado, el maclado no es muy nítido para definir el tipo de plagioclasa.

Tabla 23. de Composición de los fenocristales y la matriz de las muestras de Cerro Pascual

Muestras	Fenocristales				Matriz			
					Holocristalina		Vítreo	
	Ol.	Px.	Flde.	Plag. Ca	Px.	Plag.	Px.	Plag.
Pc-I-4	3	10		17	11	59		
Pc-I-6	1	7	1	6			38	47
Pc-I-9	2	7		4	5	8	42	32
Pc-I-14	6	43	7	44				
Pc-II-1	5	20		49	11	15		

Leyenda: Ol: olivino, Px: piroxeno, Flde: feldespatoide, Plag. Ca: plagioclasa cárquica. Datos en %

Piroxeno (augita): se presenta en cristales euhedrales a subhédrales, un 30% está alterado a carbonato, un 25% presenta alteración a clorita, un 10% a antigorita y un 15% a biotita, con tamaño promedio de 0,6 mm (0,3-0,9); mientras que el 20% restante representa cristales de forma euhedral que no están alterados, con tamaño de 0,35 mm (0,3-0,45) son incoloros con bordes alterados a biotita y colores de birrefringencia azul y rojo de 2º orden.

Olivino: se presentan en cristales euhedrales totalmente reemplazados por antigorita y tamaño promedio de 0,3 mm.

Ti-Biotita primaria: de hábito hojoso y forma euhedral a subhedral de color marrón oscuro, con muy fuerte pleocroísmo a rojo, de tamaño promedio 0,3 mm.

Analcima: mineral isotrópico, se presenta de forma anhedral, incolora bajo nícoles paralelos, con un tamaño promedio de 0,4 mm.

Nefelina: incolora, tamaño de grano 0,90 mm hábito rómbico tabular. En la figura 75 se muestra la relación de los fenocristales en las secciones del Cerro Pascual.

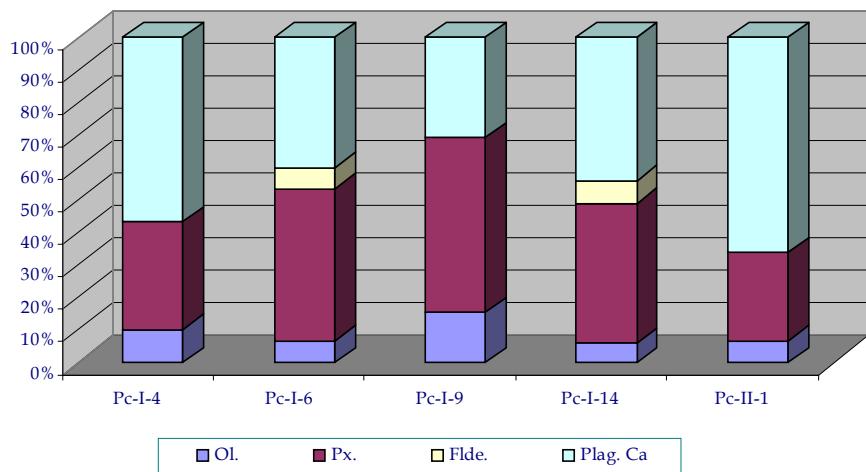


Figura 75. Composición mineralógica predominante de fenocristales presentes en las muestras de Cerro Pascual. Datos en %.

Minerales de alteración y accesorios:

Las muestras de Cerro pascual tienen un grado de alteración promedio de 23,8%.

Los minerales de alteración presentes en estas muestras son los siguientes: carbonato 33% (13-81), clorita 19,2% (13-30), antigorita 19% (4-39), biotita 17,4% (14-58), minerales opacos 8,2 (3-24)%, zeolitas 1,4%, cancrinita 1,4%, cuarzo secundario 0,4%, talco como mineral traza (Tabla 24).

Carbonato: Es incoloro a marrón muy claro, con colores de birrefringencia

azul a rojo de 2º orden, se encuentra reemplazando fenocristales de plagioclasa, piroxeno y algunos de olivino, además se encuentra como producto de alteración de los microlitos de piroxeno y plagioclasa de la matriz.

Antigorita: de color verde claro, tiene birrefringencia de color gris de 1º orden, en nícoles cruzados se observa su estructura fibrosa, se encuentra reemplazando cristales de olivino y piroxeno.

Tabla 24. Minerales de alteración y accesorios presentes en Cerro Pascual.
Datos en %.

Muestras	Minerales de alteración y accesorios							
	Antg.	Carb.	Min.Opac.	Clor.	Biot.	Qz	Canc.	Zeo.
Pc-I-4	4	81		13		2		
Pc-I-6	21	21	14	30	14			
Pc-I-9	31	15	24	15	15			
Pc-I-14	29	35		22			7	7
Pc-II-1	10	13	3	16	58			

Leyenda: Antg: antigorita, Carb: carbonato, Min. Opac: minerales opacos, Clor: clorita, Biot: biotita, Qz: cuarzo, Canc: cancrinita, Zeo: zeolitas.

Biotita: cristales de color marrón claro muy pleocróica a marrón oscuro, de forma subhedral y con tamaño de 1,10 mm. Se encuentra reemplazando total o parcialmente a fenocristales y microcristales de piroxeno.

Cuarzo: es incoloro, de hábito granular y tamaño promedio de 0,20 mm se presenta como producto precipitado secundario en la matriz.

Leucoxeno: de color blanco bajo luz reflejada, con tamaño promedio de 0,3 mm (0,3-0,4).

Clorita: de color verde claro con débil pleocroísmo, se presenta sustituyendo cristales de piroxeno y plagioclasa.

Zeolitas: se presentan rellenando vacuolas, tiene hábito fibroso, incoloro a pardo muy claro, de forma anhedrales, la extinción es ondulatoria y con birrefringencia gris de primer orden. Sólo presente en la muestra Pc-I-14.

Cancrinita. es de color amarillo, hábito tabular elongado, extinción paralela y tamaño de grano 0,4 mm posiblemente llenando fracturas. Solo presente en la muestra Pc-I-14.

Talco: es incoloro y se presenta con hábito de agregado fibroso.

Limonita: los cristales de limonita son subhendrales de color pardo a anaranjado bajo luz reflejada y de tamaño 0,15 mm o menor. La mayoría de estos cristales se encuentran bordeando los fenocristales de piroxeno y plagioclasa que han sido totalmente reemplazados por clorita.

En la siguiente figura se muestra el predominio de los minerales de alteración, donde resalta la abundancia de carbonatos en la muestra Pc-I-4.

Pirita: de color amarillo latón bajo luz reflejada, cristales subhendrales de tamaño 0,16 mm (0,3-0,03) y se encuentran distribuidos al igual que la limonita en los bordes de los fenocristales máficos que se encuentran alterados a clorita

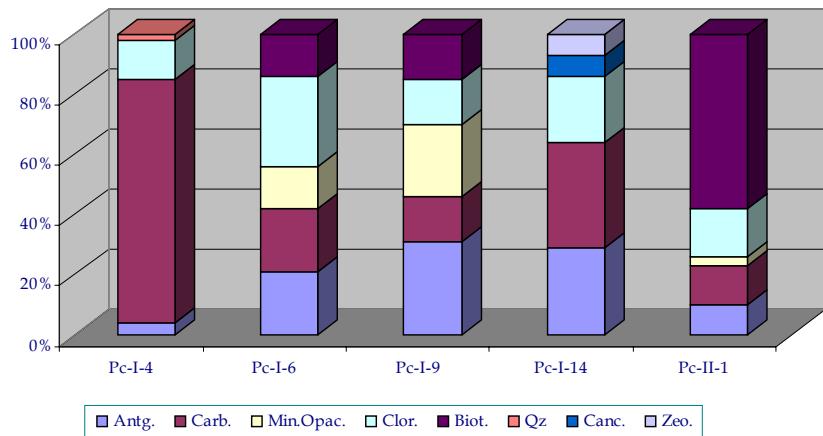


Figura 76. Minerales de alteración y accesorios presentes en las muestras del Cerro Pascual.
Datos en %

4.8. Cerro Alonzo:

4.8.1. Ubicación y Extensión: Ubicado hacia el noreste de la cuenca entre las coordenadas 69°19'W, 11°09'N, consiste en una colina asimétrica con eje elongado hacia el NE, con 250 m de diámetro basal, 290 m de altura y un área de 0,3 km² aproximadamente. Representa un plug o chimenea volcánica erosionada. (Fig. 77).



Figura 77. Cerro Alonzo. (Dirección de la vista fotográfica S88E).

4.8.2. Características de campo: se levantó una poligonal desde el punto marcado en el mapa de muestras, tomando como referencia al Cerro Manaure, aproximadamente a 100 m se encuentra la Quebrada Mataire con dirección S30W, se continuo la poligonal atravesando la quebrada y con dirección N35E y a 30 m aproximadamente se encuentra el cuerpo. No se halló afloramiento, por lo que se tomó muestras de cantes rodados, hasta una altura aproximada de 200 y con una pendiente de 35% aproximadamente.

En este Cerro se lograron definir tres grupos litológicos distintivos, los cuales presentan variación en la mineralogía y distribución de los granos.

Grupo 1: compuesto por rocas ígneas, las cuales se encuentran representadas por las muestras Al-I-1, Al-I-2 y Al-I-3, las siguientes son sus características:

Color fresco: verde a gris claro

Color meteorizado: marrón



Figura 78. Muestra de mano Al-I-2

Presenta una matriz afanítica de color verde grisáceo, microcristales de piroxeno de color verde muy oscuro a negro de hábito prismático y tamaño promedio de 0,2 mm; estos se encuentran distribuidos de forma homogénea en la muestra.

Se observan en esta muestra microcristales de color blanco e incoloros de tamaño 0,5 mm posiblemente plagioclasa. La muestra Al-I-2 expone presencia de microcristales de pirita y otros minerales opacos (Fig. 78), en la muestra de mano Al-I-2, no son observables las características expuestas anteriormente, debido a que los microcristales tienen muy poco tamaño.

Grupo 2: son muestras ígneas entre que se encuentran Al-I-1, Al-I-4, Al-I-5, Al-I-6, Al-I-7, Al-II-2, Al-II-3, y se caracterizan por:

Color fresco: gris.

Color meteorizado: anaranjado y marrón.



Figura 79. Muestra de mano Al-I-6.

Muestran una matriz afanítica, que contiene amígdalas llenas de material de color blanco, posiblemente zeolitas con diámetro aproximado de entre 1 a 5 mm, microcristales tabulares de color negro, de tamaño promedio entre 0,1mm a 0,3 mm, con presencia de microcristales de pirita. En la figura 79, se evidencia la fractura concoidea de la muestra, característica de las rocas volcánicas.

4.8.3 Petrografía:

Las muestras seleccionadas para el análisis petrográfico de Cerro Alonzo son Al-I-1, Al-I-2, Al-I-6, Al-II-1, Las cuales arrojaron las siguientes características petrográficas:

Las texturas predominantes son la seriada y la intersticial y la de menor preponderancia, más no menos importante es la traquítica. En la tabla 25 se muestran los tipos de texturas presentes en cada sección petrográfica.

Tabla 25. Texturas ígneas presentes en las secciones realizadas a las muestras del Cerro Alonzo.

Muestras	Texturas Igneas				
	Ser.	Sof.	Oft.	Int.	Trq.
Al-I-1	X	X			X
Al-I-2	X			X	
Al-I-6	X		X	X	X
Al-II-1	X		X	X	

Leyenda: Ser: seriada, Sof: subofítica, Oft: ofítica, Int: intersticial, Trq: traquítica.

Todas las muestras pertenecientes a este cerro son inequigranular porfirítica y afaníticas. En la siguiente (Fig. 80) se presenta una distribución de las texturas en las muestras, haciendo notar que las mismas se encuentran en proporciones similares en este cerro.

Matriz:

De las cuatro secciones revisadas, una presenta matriz vítreo (Al-I-2), mientras que las secciones Al-I-6 y Al-I-1 presentan matriz holocrystalina y en la sección Al-II-1 no se observa matriz. En la figura 81 se muestra el tipo de matriz predominante.

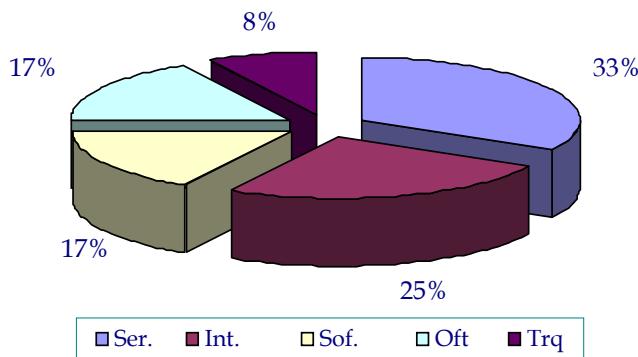


Figura 80. Texturas predominantes en las muestras del Cerro Alonzo.

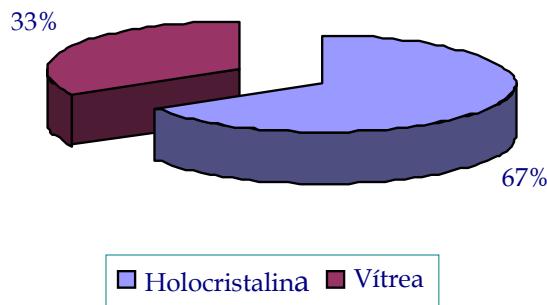


Figura 81. Tipo de matriz predominante en Cerro Alonzo.

La muestra con matriz vítreo representa un 33% de la misma y se encuentra compuesta por plagioclasa y piroxeno, cuyos valores se encuentran expresados en la tabla 26.

Las muestras con matriz holocristalina representa un 67% de las mismas y se caracterizan por presentar los microlitos de plagioclasa tabulares, de forma euhedral a subhedral incoloros y de tamaño menor a 0,45 mm, un 75% de este mineral se encuentra alterado a carbonato. Los microcristales de piroxeno tienen forma anhedral, son de color marrón alterando a biotita y tamaño menor a 0,15 mm. En la tabla. 26 se muestran los porcentajes en la composición de los tipos de matriz presentes en Cerro Alonzo.

Tabla 26. composición de las muestras pertenecientes al Cerro Alonzo.

Muestras	Fenocristales				Matriz			
	Ol.	Px.	Flde.	Plag. Ca	Px.	Plag.	Px.	Plag.
AI-I-1	2	5	4		40	49		
AI-I-2	1	25	2	15			27	30
AI-I-6	10	13		26	12	39		
AI-II-1	6	38		56				

Leyenda. Ol: olivino, Flde: feldespatoide, Plag Ca: plagioclasa cálcica, Px: piroxeno, Plag: plagioclasa.

Fenocristales:

La composición de las fenocristales de las muestras se caracterizan en los siguientes porcentajes promedios: plagioclasa 19,25% (15-56), piroxeno (augita) 20,25% (5-38), olivino 4,75% (1-10) y feldespatoide 1,5% (2-4). Los valores en los porcentajes de la composición de los fenocristales se encuentran en la tabla 26.

Plagioclasa: es incolora de forma euhedral y tamaño de grano promedio de 1,9 mm (0,6-1,8), se encuentra alterada a carbonato y en algunos casos la alteración es leve, ya que en sus cristales se observa vestigios del maclado.

Piroxeno: incoloro de forma subhedral de color pardo claro, se observa el

clivaje en dos direcciones en sección basal y en una dirección en sección longitudinal, los colores de birrefringencia son de 2º orden y el tamaño de grano es de 1,33 mm (0,45-2,4).

Olivino: se observa como pseudomorfos alterados a antigorita, tamaño de grano promedio 1,25 mm. En la figura 82 se muestran cristales de piroxeno y olivino sustituidos por antigorita.

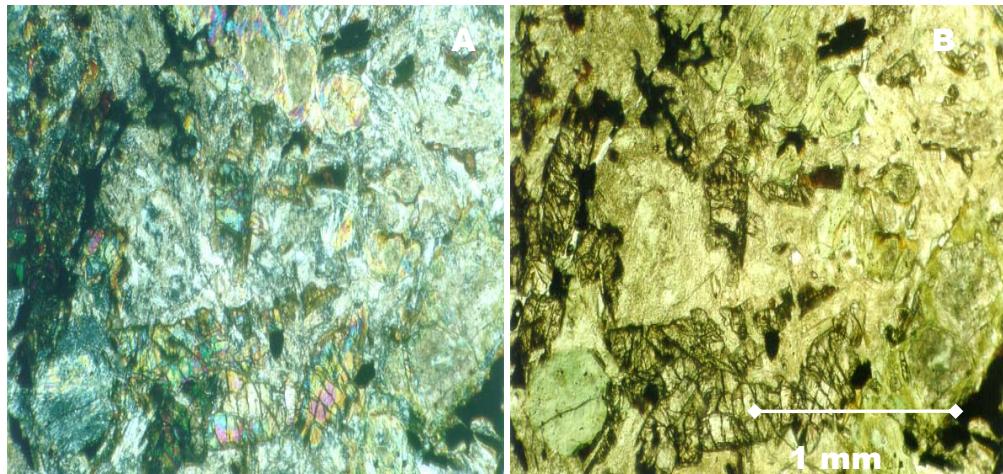


Figura 82. Micrografía de la muestra Al-II-1. A nícoles cruzados, B nícoles paralelos.
(objetivo 4/0,12 X y ocular 12,5 X).

Nefelina: incolora presenta pequeñas inclusiones, de hábito hexagonal, y tamaño de grano 1,05 mm. En la figura 83 se muestra la variación en la composición de los fenocristales presentes.

Minerales de alteración y accesorios:

Las muestras de Cerro Alonzo presentan un grado de alteración promedio de 19,5%.

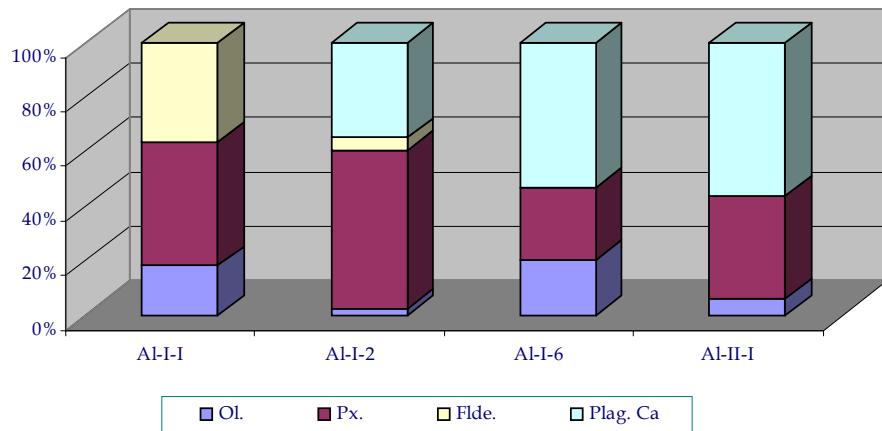


Figura 83. Variación en la composición de los fenocristales presentes en las de muestra de Cerro Alonzo.

Los minerales de alteración y accesorios presentes en estas muestra son: carbonato 30,25% (4-6), antigorita 27,75% (14-47), clorita 24,75% (4-6), minerales opacos 7,75% (5-17), biotita 6,5% (7-14), cuarzo 3%. La distribución de los valores en cada muestra son presentados en la Tabla 27, mientras que en la figura 84 se muestra la variación de cada uno de los componentes en las muestras.

Tabla 27. Minerales de alteración y accesorios presentes en Cerro Alonzo.
Datos en %.

Muestras	Minerales de alteración y accesorios					
	Antg.	Carb.	Min.Opac.	Clor.	Biot.	Qz
AI-I-1	14	29	14	29	7	7
AI-I-2	24	37		29	5	5
AI-I-6	47	29	5	19		
AI-II-1	26	26	12	22	14	

Leyenda: Antg: antigorita, Carb: carbonato, Min. Opac: minerales opacos, Biot: biotita, Qz: cuarzo.

Antigorita: es de color verde pálido, se observa su estructura fibrosa en nícoles cruzados, birrefringencia gris de primer orden (pseudomorfo de olivino).

Clorita: verde pálido en sección, levemente pleocroíco, es producto de alteración, se presenta llenando vacuolas, también en cristales pseudomórficos.

Carbonato: es incoloro con forma anhedral, se presenta reemplazando fenocristales de piroxeno y olivino o llenando vacuolas.

Biotita: de color marrón claro a oscuro debido a su pleocroísmo, presenta hábito granular.

Talco: incoloro en sección, se observa su estructura de agregado fibroso bajo nícoles cruzados.

Cuarzo: incoloro de forma granular, se presenta como mineral secundario.

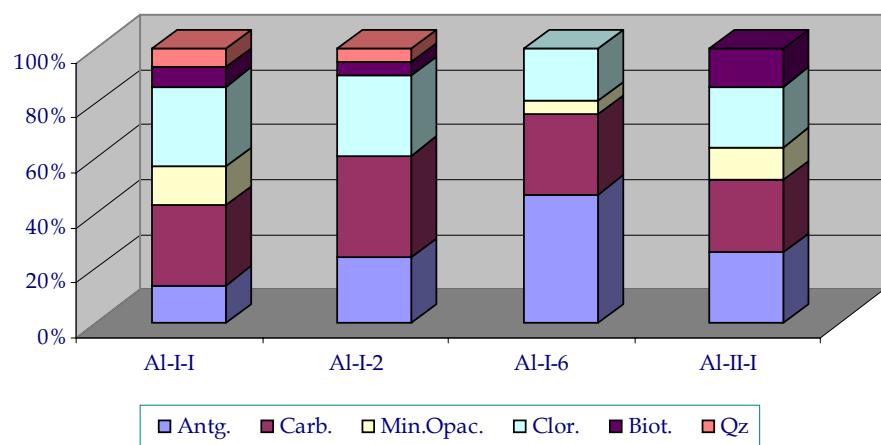


Figura 84. Minerales de alteración predominantes en Cerro Alonzo.

Pirrotina y Pirita: se observan de color marrón y amarillo latón respectivamente la bajo luz reflejada, se presentan en los bordes de los fenocristales que están alterados o sustituidos por clorita.

4.9. *Cerro Mataire:*

4.9.1. Ubicación y Extensión: Es el cuerpo ubicado más al noreste en la zona de estudio entre las coordenadas 69°19'W y 11°09'N, a 2 km al noreste de Cerro Alonzo, representa una colina asimétrica de 350 m de altura y 300 m de diámetro, geológicamente representa un plug volcánico (Fig. 85).



Figura 85. Cerro Mataire. (Dirección de la vista fotográfica S25W).

4.9.2 Características de Campo: En este cerro no se encontró afloramiento sólo se tomaron cantos rodados como muestra, comenzando con la estación la cual fue tomada en la ladera sureste, a 30 m al oeste y a una altura aproximada de 135m se tomaron las muestras de la estación II.

La estación III se ubica a 110m de altura se ubica en la ladera sur del

cerro, la estación IV se ubica a 80 m de altura y con una dirección de N30W respecto a Cerro Manaure. La estación V se ubica a unos 35 m de la estación IV en una dirección respecto a Cerro Manaure de N50W, y la estación VI se ubica a 100 m de altura y en dirección N57W respecto a Cerro Manaure en la ladera sureste, 30 m al oeste del punto anterior aproximadamente a 135 m. de altura.

En este cerro se pueden reconocer tres grupos litológicos característicos, los cuales presentan variación en la mineralogía y en la distribución de los granos.

Grupo 1: conformado por rocas ígneas, las cuales se encuentran representadas por las muestras Mt-III-1, Mt-III-3 y las siguientes características:

Color fresco: verde oscuro

Color meteorizado: marrón

Presenta una matriz granular afanítica de color verde bastante homogénea, con fenocristales de color negro orientados, tabulares y pseudomórficos, con tamaño promedio de 1,5 mm, también fenocristales de color verde oscuro (presumible piroxeno) de 1mm de tamaño promedio de forma rómbica a tabular; y amígdalas de color blanco de 3 mm de tamaño, llenas de calcita.

Grupo 2: conformado por rocas ígneas, las cuales se encuentran representadas por las muestras Mt-I-1, Mt-II-1, Mt-II-2, Mt-VI-1 y las cuales presentan las siguientes características:

Color fresco: verde oscuro a verde claro.

Color meteorizado: marrón.

Son afíricas, sin presencia de fenocristales. Con matriz granuda de color verde y blanco la cual se distingue por su textura vesicular, algunas muestras presentan pirita.

Grupo 3: sólo representado por la muestra ígnea Mt-IV-2 y cuyas características son las siguientes:

Color fresco: gris oscuro.

Color meteorizado: marrón.

Presenta una matriz de color gris oscuro con microcristales de color negro (piroxeno) y vesículas redondeadas llenas de calcita de 2 mm de tamaño son escasos y fenocristales pseudomórficos de color negro y verde, pargasita y piroxeno respectivamente de 2 a 3 mm de tamaño, pequeñas vetas de color compactas no se distinguen cristales ver figura 86.



Figura 86. Muestra de mano del grupo litológico 3. donde se muestra un xenocristal de pargasita; absorbido por el magma en su ascenso por la corteza.

4.9.3 *Petrografía.*

Se seleccionaron tres muestras para la realización del análisis petrográfico de este cerro (Mt-II-1, Mt-III-3 y Mt-IV-1) las cuales arrojaron los siguientes datos:

La textura predominante en estas muestras es la traquítica, mientras que las texturas seriada y esferulítica intersticial tienen menor preponderancia; la textura zonada y la amigdaloide están presentes en un menor número de muestras. La tabla 28 representa la distribución de texturas en cada muestra, mientras que la figura 87 muestra el tipo de textura predominante.

Tabla 28. Texturas ígneas presentes en las muestras del Cerro Mataire.
Datos en %.

Muestras	Texturas ígneas							
	Ser.	Int.	Esf.	Zon.	Etx.	Sof	Amg.	Trq.
Mt-II-1	x	x	x				x	x
Mt-III-3								x
Mt-IV-1	x	x	x	x	x	x		x

Leyenda. Ser: seriada, Int: intersticial, Esf.: esferoidal, Zon: zonada, Etx: eutaxítica, Sof: subofítica, Amg: amigdaloide, Trq: Traquitica.

En la siguiente figura se muestra el predominio de la textura seriada en las diferentes muestras estudiadas de este Cerro, observándose que los otros grupos texturales se encuentran en igual cantidad.

Respecto a la granularidad y fábrica todas las muestras son faneríticas e inequigranular porfirítica.

Matriz:

El tipo de matriz predominante en este cerro es la holocristalina, presente en todas las muestras.

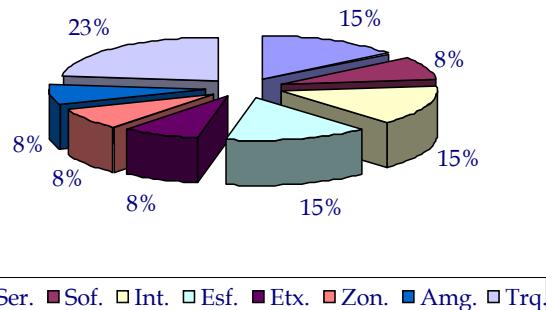


Figura 87. Texturas en las muestras de Cerro Mataire. Leyenda. Ser: seriada, Int: intersticial, Esf: esferoidal, Zon: zonada, Etx: eutaxítica, Sof: sub ofítica, Amg: amigdaloide, Trq: Traquítica.

La matriz está compuesta por un 55% de plagioclasa (50-65) y un 35% de piroxeno (25-42). Ver tabla 29. Los microlitos de plagioclasa en algunos casos están orientados (textura traquítica), son euhedrales y de tamaño promedio 0,24 mm (0,18-0,30) y presentan alteración incipiente a clorita y carbonato; mientras que los microcristales de piroxeno son euhedrales y son menores de 0,36 mm, en algunos casos presentan alteración a biotita, clorita y carbonato.

Fenocristales:

La composición de los fenocristales presentes en las muestras son las siguientes; 5,3% de piroxeno (5-6), 3% de plagioclasa, 0,66% de olivino, y 1% de feldespatoide (tabla 29), cuya descripción se hará a continuación.

Plagioclasa: se encuentra parcialmente reemplazada por clorita y carbonato, lo cual impide conocer la composición de la misma. Se presentan en cristales tabulares euhedrales de tamaño promedio de 1,09 mm (0,45-2,2).

Tabla 29. Composición de los fenocristales presentes en las muestras del Cerro Mataire.

Muestras	Fenocristales				Matriz	
	Ol.	Px.	Flde.	Plag. Ca	Px.	Plag.
Mt-II-1	2	5	3	3	37	50
Mt-III-3		5		3	42	50
Mt-IV-1		6		3	26	65

Leyenda. Flde: feldespatoide, Plag Ca: plagioclasa cárquica, Px: piroxeno, Plag: plagioclasa.
Datos en %.

Piroxeno: se presenta como cristales euhedrales a subhedrales, con tamaño promedio de 1,26 mm (0,45-3). El 31% de los fenocristales presenta alteración a clorita, el 20% a carbonato y el resto está inalterado. Los cristales inalterados son de color marrón claro y presentan leve pleocroísmo.

Olivino: los cristales de olivino han sido reemplazados por antigorita y carbonato, existen vestigios del mineral original, con colores de birrefringencia rojo de 2º orden, son de forma euhedral y de tamaño 0,52 mm (0,36-0,72). En la Fig. 88 se muestra un pseudomorfo de olivino.

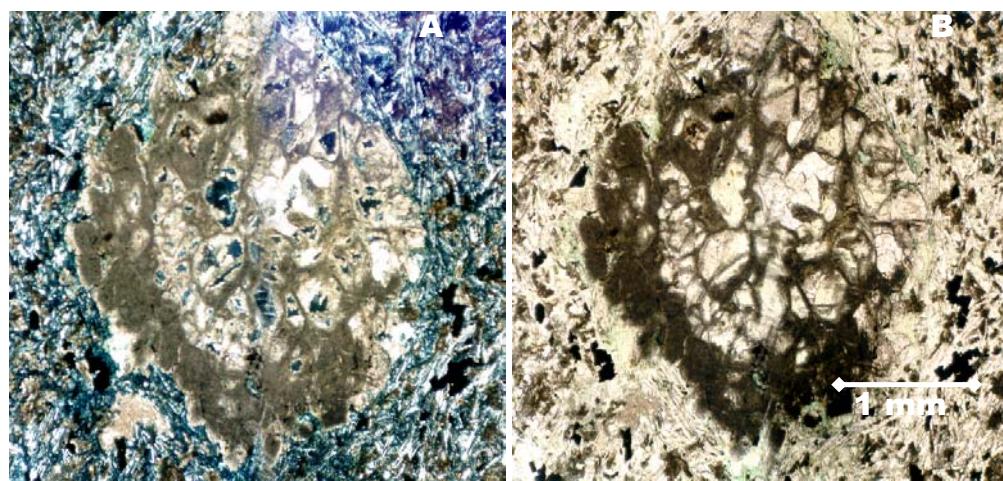


Figura 88. Esqueleto de olivino, presente en la muestra Mt-IV-1.

Ti-Biotita primaria: se encuentra en muy poca cantidad en la muestra, se presenta de forma anhedral y color marrón oscuro con fuerte pleocroísmo pasando a rojo muy fuerte.

Analcima: mineral isotrópico, el cual se presenta sólo en la muestra Mt-II-1 de forma subhedral, fracturado e incoloro con tamaño promedio 0,52 mm (0,9-0,15).

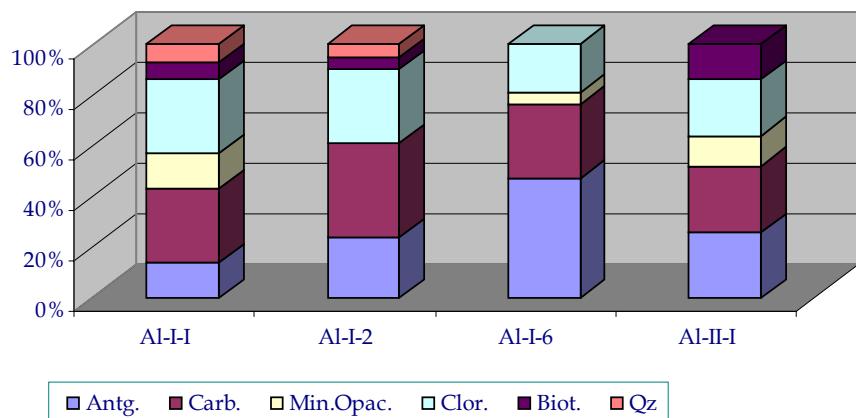


Figura 89. Distribución de los fenocristales predominantes en las muestras de Cerro Mataire.
Datos en %.

En la fig. 89 se observa el predominio del carbonato como mineral de alteración en todas las muestras, mientras que la antigorita y clorita le siguen en orden de abundancia.

Minerales de alteración y accesorios:

Las muestras de Cerro Mataire presentan un grado de alteración de 9,33%.

Los minerales de alteración presentes en la muestra son carbonato 32% (30-33), minerales opacos 29,3% (25-30), clorita 21% (17-30), biotita 9% (10-17), antigorita 5,6 % y cuarzo 2,66%, zeolitas como elemento traza. (Tabla 30).

Tabla 30. Minerales de alteración de las muestras del Cerro Mataire.

Muestras	Minerales de alteración y accesorios					
	Antg.	Carb.	Min.Opac.	Clor.	Biot.	Qz
Mt-II-1	17	33	33	17		
Mt-III-3		30	30	30	10	
Mt-IV-1		33	25	17	17	8

Leyenda: Ant: antigorita, Carb: carbonato, Min. Opac: minerales opacos, Biot: biotita, Qz: cuarzo. Datos en %.

Carbonato: se encuentra reemplazando los fenocristales y microcristales de piroxeno y plagioclasa, un 65% reemplazando microcristales de la matriz y un 5% reemplazando fenocristales.

Clorita: de color verde claro con color de birrefringencia gris de 2º orden reemplazando fenocristales y microcristales de piroxeno y plagioclasa.

Biotita: de color marrón claro a marrón oscuro debido a su pleocroísmo, se encuentra la mayoría de las veces en los bordes de los fenocristales de piroxeno o sustituyendo los microcristales de la matriz.

Limonita: se presentan como granos subhédrales a euhédrales, la mayoría de las veces se ubican en los bordes o como inclusiones de los fenocristales que están alterados. Tamaño promedio de 0,3 mm.

Leucoxeno: minerales opacos de color blanco bajo luz reflejada. Se presentan como cristales anhédrales de tamaño 0,3 mm.

Pirita: mineral opaco de color amarillo latón bajo luz reflejada, se presentan como cristales anhédrales de tamaño aproximado de 0,15 mm.

Escolecita: se encuentra reemplazando fenocristales de plagioclasa, y llenando amígdalas, es incolora y de hábito fibroso. Presente sólo en Mt-II-1.

En la figura 90 se muestra la escolecita llenando amígdalas, éstas se encuentran bordeadas por carbonato.

Antigorita: se presenta de color verde claro, hábito fibroso y colores de birrefringencia de amarillo a gris de primer orden, se encuentran en la periferia o sustituyendo cristales de olivino y piroxeno.

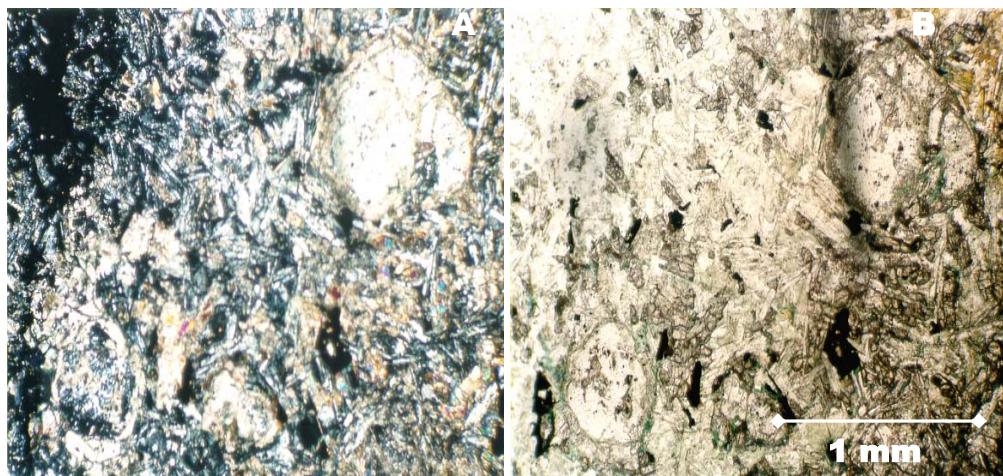


Figura 90. Fotomicrografía de Mt-II-1. Amígdalas llenadas de escolecita, una ubicada en el lado superior derecho de 0,8 mm de diámetro y la ubicada en la parte inferior izquierda con 0,5 mm de diámetro, A en nícoles cruzados, B nícoles paralelos. (objetivo 4/0,12X y ocular 12,5X).

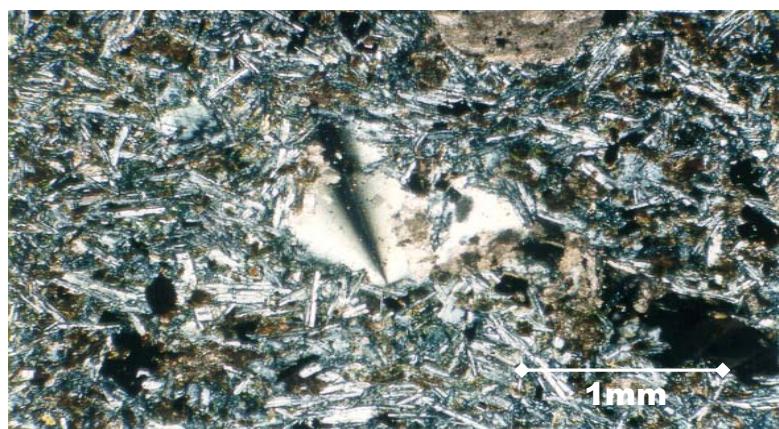


Figura 91. Fotomicrografía de sección fina Mt-IV-1, en nícoles cruzados muestra cuarzo secundario en amígdalas (objetivo 4/0,12X y ocular 12,5X).

Cuarzo secundario: es incoloro, de forma anhedral relacionado con el vidrio, presente como cristal rodeado de los minerales que componen a la matriz y tamaño de 0,9 mm, además se observa claramente la figura uniaxial del cristal. Presente sólo en la muestra de Mt-IV-1. (Fig. 91).

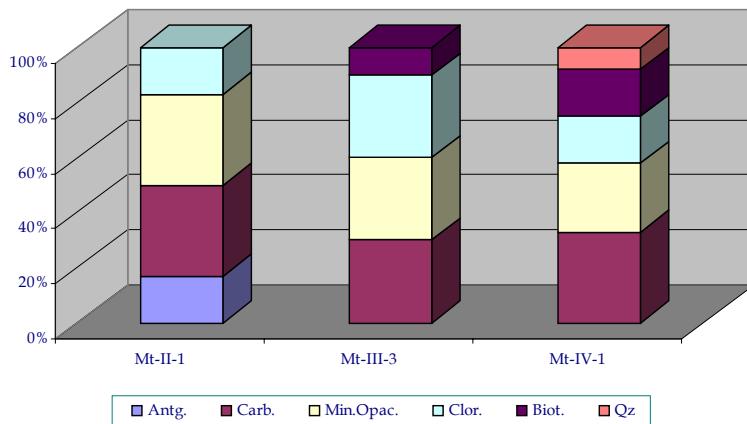


Figura 92. Distribución de los minerales de alteración y accesorios presentes en las muestras del Cerro Mataire. Datos en %.

4.10. Cerro Agachiche

4.10.1 Ubicación y Extensión: se encuentra en el Caserío del Dividive, entre las coordenadas 69°25'W y 11°10'N. Tiene un diámetro basal de 1,5 km y una altura de 500 m representa un complejo de chimeneas volcánicas erosionadas y forma parte de una fila alargada con dirección NE, en la cual resaltan tres pináculos (Fig. 93 y 94).

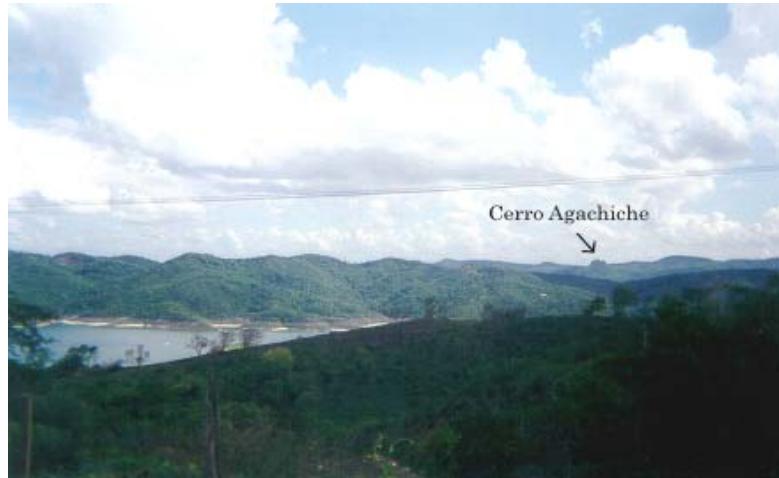


Figura 93. Cerro Agachiche desde la carretera Coro-Churuguara. (Dirección de la vista fotográfica N5E).

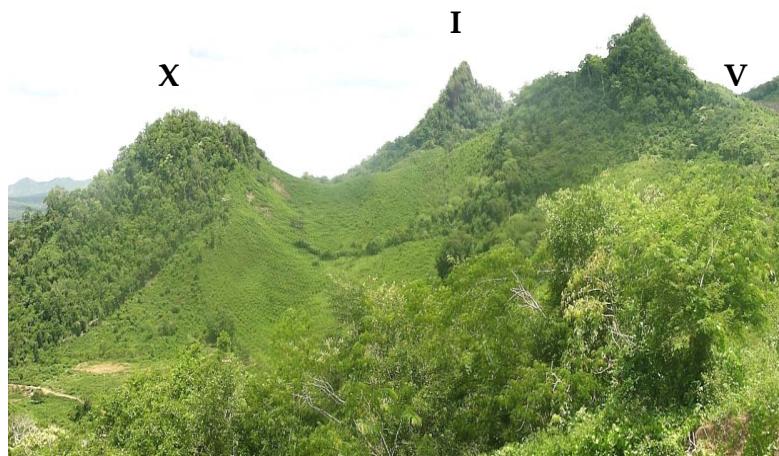


Figura 94. Cerro Agachiche desde el poblado El Dividive, se observan los tres pináculos. Dirección de la fotografía S30E

4.10.2. Características de Campo:

4.10.2.1 Pináculo Central (I): representado en el mapa de muestras como I; en busca del afloramiento de este pináculo se encontró cantos rodados en

forma de columnas hexagonales de color verde claro (Figuras 95 y 96). En las figuras resalta la forma hexagonal de las columnas pertenecientes a los cantos rodados observados en el pináculo central.



Figura 95. Canto rodado en forma de panal de abejas, diaclasas columnares hexagonales.



Figura 96. Canto rodado, pináculo I. (Dirección de la vista fotográfica N7E).

Se halló el afloramiento I a 430 m de altura aproximadamente en dirección N80 E con Cerro Manaure (ver mapa), donde se toma la primera muestra (estación I), a 5 m; al oeste del primer punto se tomó el segundo grupo de

muestras (estación II) ubicadas en dirección N78E con cerro Manaure (ver mapa de muestras). En la estación III se observan columnas hexagonales; a 80 metros al oeste de la estación II. (Fig. 97).

La presencia de diaclasas columnares observadas en Cerro Agachiche indican que el magma estas se desarrollaron perpendicular a las isotermas de enfriamiento de la intrusión (LACHENBRUCH,1962).

4.10.2.2. *Pináculo Norte (V)*: se ubica aproximadamente en dirección S50E respecto al pináculo sureste, las muestras tomadas pertenecen a cantos rodados y afloramientos ubicados en la ladera sur del pináculo (Ag-V-2 y Ag-V-3 respectivamente).



Figura 97. Afloramiento, Pináculo Central (I) Estación (III), se presentan las columnas hexagonales. (Dirección de la vista fotográfica S70E).

4.10.2.3. Pináculo Sur (X): se ubica a N42W del pináculo V, y a N62E del pináculo I. Se ubica un afloramiento en la ladera norte a 600 m. de altura, donde se recolectaron las muestras.

De las muestras obtenidas en Cerro Agachiche se pudo distinguir tres grupos ígneos distintivos, los cuales son descritos a continuación.

Grupo 1: conformado por las muestras Ag-XII-2, Ag-X-I, Ag-XIII-1 y Ag-II-3.

Color fresco: verde claro.

Color meteorizado marrón.



Figura. 98. Muestra de mano Ag-III-1

Caracterizado por presentar matriz afanítica de color verde claro, con microcristales irregulares color blanco (plagioclasas) en la muestra y fenocristales (piroxeno) de color verde oscuro anhedrales, presenta pirita y

minerales accesorios. La figura 98 es una muestra representativa del primer grupo litológico de Cerro Agachiche.

Grupo 2: formado por las muestras Ag-V-2, Ag-V-3, Ag-V-n; con (Fig. 100).

Color fresco gris claro.

Color meteorizado marrón.

Formado por una masa irregular tabular, de matriz vítreo gris con abundantes microcristales de color verde, negro y blanco. Los cristales verdes tabulares son anhedrales de 0,02 mm, presumiblemente piroxeno, con bordes corroídos y quebrados. Los microcristales negros son prismáticos presumiblemente olivino, con 0,15 mm de tamaño promedio, los blancos son plagioclasa y posibles vesículas, además vetas de calcita solo en la muestra Ag-V-3.

Grupo 3: formado principalmente por la muestra Ag-III-2.

Color fresco blanco claro a verde claro.

Color meteorizado marrón.

Presenta numerosas amígdalas de 3 mm de tamaño promedio con color blanco (calcita). También contiene vesículas de color negro de 1 a 2 mm de tamaño, y unas más pequeñas anaranjadas de 0,5 mm de tamaño de posible pirita; se observan xenolitos pequeños bastantes irregulares de color negro.

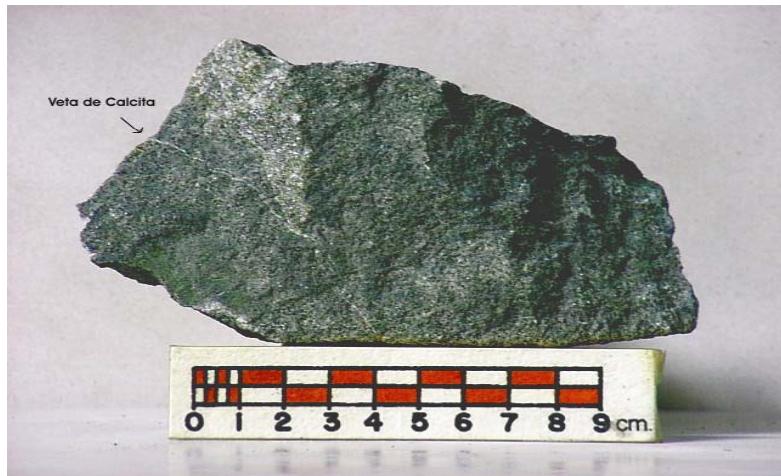


Figura 99. Muestra de mano Ag-V-2

4.10.3 Petrografía:

Se analizaron las siguientes siete muestras de este Cerro, (Ag-II-1, Ag-III-2, Ag-V-2, Ag-V-3, Ag-X-1, Ag-F-1 y Ag-XIII-2); las cuales arrojaron los siguientes resultados. (Tabla 31).

Tabla 31. Tipo de texturas presente en las muestras de Cerro Agachiche.

Muestras	Texturas ígneas							
	Ser.	Oft.	Int.	Etx	Ves.	Crn	Prf.	Trq.
Ag-II-1	X	X	X					X
Ag-III-2					X			X
Ag-V-2			X			X		
Ag-V-3	X		X				X	
Ag-X-1				X				X
Ag-XIII-2	X		X					
Ag -F-1	X	X	X					X

Leyenda. Ser: seriada, Oft: Ofítica, Int: intersticial, Etx: Eutaxítica, Ves: Vesicular, Crn: corona, Prf: porfirítica, Trq: traquítica

La granularidad predominante en estas muestras es la fanerítica presente en un 57% de las muestras, mientras que el resto es afanítica.

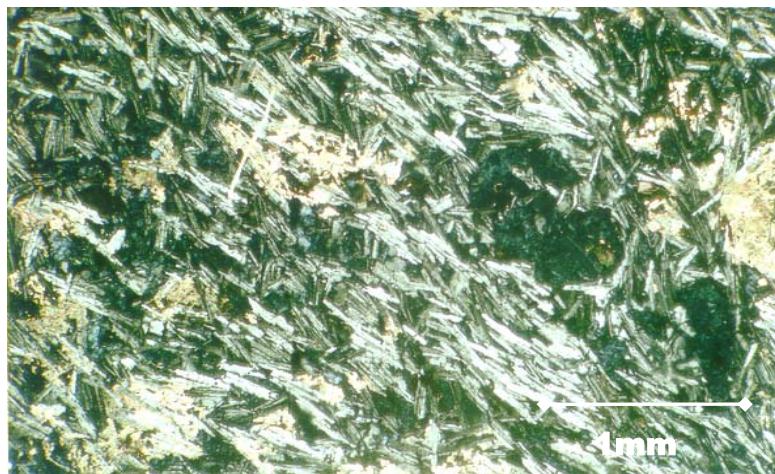


Figura 100. Fotomicrografía de muestra Ag-II-1. Textura traquítica. (objetivo 4/0,12X; ocular 12,5X).

La textura predominante en estas muestras es la intersticial, no dejando de ser importante la presencia de las texturas seriada y traquítica (Fig. 100). En la figura se muestran las texturas presentes en cada una de las muestras de Cerro Agachiche. Mientras que en la figura 101 muestra diagramáticamente el predominio de las texturas presentes en las muestras del Cerro Agachiche.

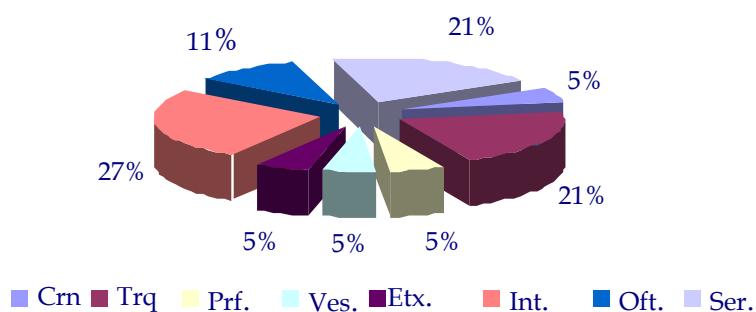


Figura 101. Texturas predominantes en el Cerro Agachiche. Leyenda. Ser: seriada, Ofi: Ofítica, Int: intersticial, Etx: eutaxítica, Ves: vesicular, Crn: corona, Prf: porfirítica, Trq: traquítica

Matriz:

En las secciones estudiadas el tipo de matriz predominante es la holocristalina y la misma se encuentra presente en el 72% de las muestras mientras que un 14% representa la matriz vítreo y otro porcentaje igual la matriz es escasa presenta matriz.

La matriz holocristalina está compuesta por un 65% de plagioclasa y un 35% de piroxeno, mientras que la matriz vítreo está compuesta por un 55 % de plagioclasa y un 45% de piroxeno; en la muestra Ag-XIII-2 no se observa matriz. La figura 102, donde se muestra la composición y tipos de matriz presentes en las muestras de Cerro Agachiche.

Fenocristales:

La composición de los promedio de los fenocristales presentes es la siguiente: plagioclasa 22,57 % (1-63), piroxeno 10,14 % (2-26), olivino 4 % (10-0). En la tabla 32 donde se muestra el porcentaje de cada componente en cada muestra. Las características de cada componente se describen a continuación

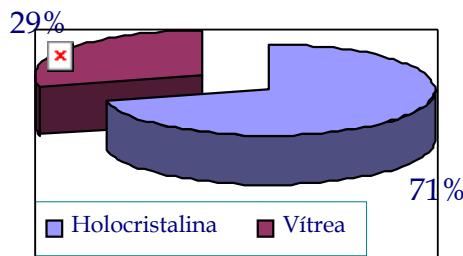


Figura 102. Tipo de matriz predominante en las muestras Cerro Agachiche.

Plagioclasa (Labradorita): se presenta en fenocristales incoloros sucios, de forma tabulares y laminares, presenta maclado característico, tamaño de grano promedio 0,66 mm.

Piroxeno: de color verde a pardo, clivaje marcado en 2 direcciones en sección basal y algunos cristales presentan el clivaje en una dirección en sección longitudinal, los cristales presentan hábito prismático con bordes corroídos, tamaño de grano promedio 0,95 m.

Tabla 32. Composición de los fenocristales y matriz en las muestras de Cerro Agachiche.

Muestras	Fenocristales				Matriz			
	Ol	Px	Fide	Plag Ca	Holocristalina	Vítrea	Px.	Plag.
Ag-II-1	8	7	1	6	7	71		
Ag-III-2		2		3			45	50
Ag-V-2	2	8		10	32	48		
Ag-V-3	8	9		15	26	42		
Ag-X-1		5		1	34	60		
Ag-XII-2	10	26	1	63				
Ag -F-1		18		61	11	10		

Leyenda. Feld: feldespatoide, Plag Ca: plagioclasa cálcica, Px: piroxeno, Plag: plagioclasa.

Olivino: se presenta como cristales pseudomórficos euhedrales de tamaño promedio 1,35 mm, alterados a antigorita y clorita.

Feldespatoide: se presente sólo en la muestra Ag-II-1 es nefelina, la cual tiene hábito tabular, forma euhedral, hexagonal y con tamaño de grano menor a

0,30mm. La figura 103 muestra la variación que existe entre la composición de los fenocristales en cada una de las muestra del Cerro Agachiche.

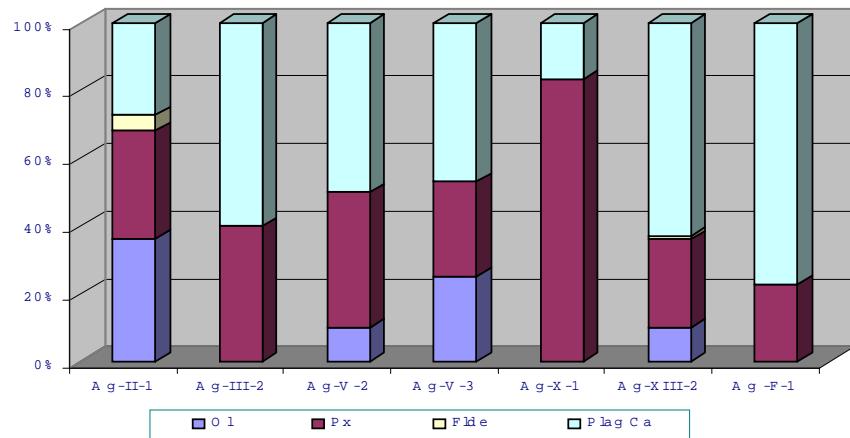


Figura 103. Composición fenocristales de las muestras del Cerro Agachiche

Minerales de alteración y accesorios:

Las muestras del Cerro Agachiche presentan un grado de alteración de 13,85%.

La composición de los minerales de alteración y accesorios es: antigorita en 25,14% (50-0), carbonatos 22,57% (45-0), minerales opacos 22,42% (63-6), clorita 17,85% (50-0), biotita 6,28%(25-0), cuarzo secundario 3,42% (24-0), actinolita 0,74% (5-0), cuarzo secundario 3,42% (24-0) cuarzo secundario 3,42% (24-0), ilita 0,85% (6-0), y talco como mineral traza. (Tabla 33).

Antigorita: es de color verde pálido, de hábito acicular, se encuentra como producto de alteración de olivino (pseudomorfo de olivinos), plagioclasa y en la muestra Ag-V-2 de piroxeno. Se reconoce el tipo de cristal al cual está sustituyendo por el hábito reliquia.

Tabla 33. Minerales de alteración y accesorios presentes en las muestras de Cerro Agachiche.

Muestras	Minerales de alteración y accesorios								
	Antg.	Carb.	Mín. Opac.	Cbr.	Biot.	Act.	Iilita	Qz	Tlc
Ag-II-1	36	45	14						5
Ag-III-2			63		13			24	
Ag-V-2	6	21	17	50	6				
Ag-V-3	50	38	6				6		
Ag-X-1		33	33	34					
Ag-X III-2	47	21	11	16		5			
Ag-F-1	37		13	25	25				

Leyenda, Min.Opacos: minerales opacos, Antg: antigorita, Carb: carbonato, Clor: clorita, Biot: biotita, Act: actinolita, Iilita: ilita, Qz: cuarzo, Tlc: talco.

Clorita: es de color verde pálido a oscuro, pleocróica con extinción paralela, tiene tamaño de grano promedio de 0,45 mm, color de birrefringencia gris de primer orden, se presenta como producto de alteración de olivino y plagioclasa.

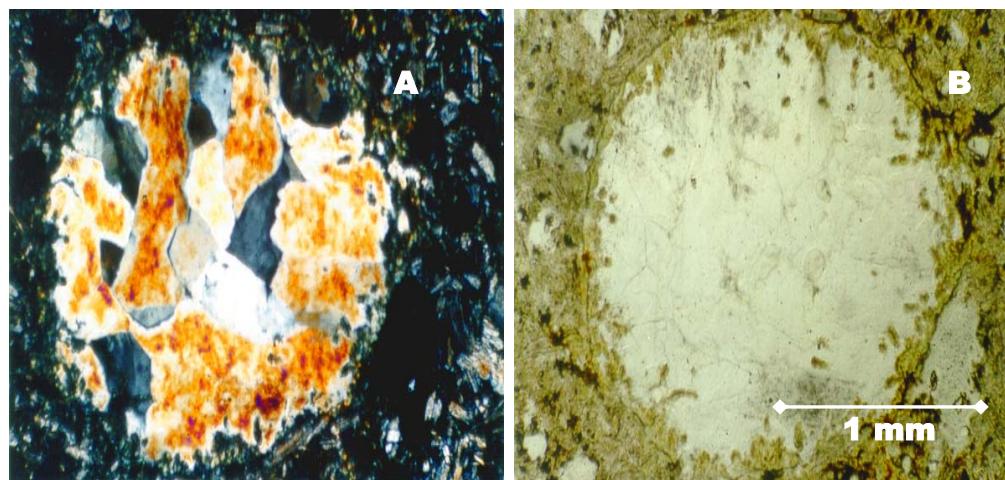


Figura 104. Fotomicrografía de la sección fina Ag-III-2. Amígdala rellena de cuarzo secundario. A la izquierda, la muestra en nícoles cruzados, mientras que a la derecha, la muestra en nícoles paralelos.

Carbonatos: se presenta incoloro de aspecto sucio, algunas secciones tienen exfoliación romboédrica, presentan extinción simétrica, maclado polisintético con hábito de agregado grueso a fino, rellenando vacuolas, y como alteración de plagioclasa y piroxeno.

Talco: se presenta como mineral traza incoloro, con forma de agregado fibroso y tiene extinción paralela .

Leucoxeno: es el mineral más abundante (1,5%) son agregados gruesos de color blanco bajo luz reflejada.

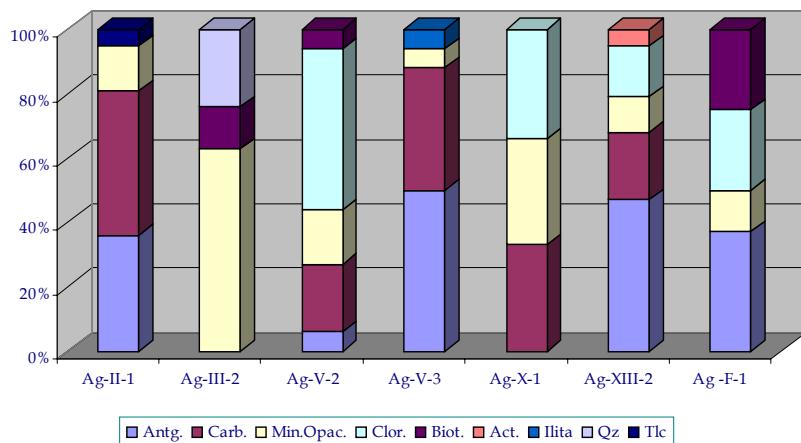


Fig. 105. Composición de minerales de alteración y accesorios presentes en las muestras del cerro Agachiche.

Limonita: es abundante en la sección Ag-III-2 (5%), estos microcristales opacos bajo luz reflejada son anaranjados tamaño de grano promedio 0,01 mm.

Pirita: se muestra en un 0,5%, es de color amarillo latón con luz reflejada y hábito cúbico.

Biotita: mineral traza de color marrón hojoso, con tamaño de grano 0,15 mm.

La figura 104 muestra amígdalas llenas de cuarzo secundario, sólo en la sección fina Ag-III-2, en ésta existen 4 amígdalas entre los tamaños (3,2-2,2 mm), y las mismas características, atribuibles a presencia de gas en la roca que permite la formación de vacuolas y luego por procesos de alteración (ya sea hidrotermal o deutérica) producción de cuarzo. La figura 105 muestra en forma comparativa la composición de los fenocristales presentes en las muestras de Cerro Agachiche.

4.11. Cerro Manaure:

4.11.2. Ubicación y Extensión: Es el cerro de mayor extensión y el que se ubica más al norte, se encuentra entre las coordenadas 69°21'W y 11°11'N al noreste del caserío El Arco; con un diámetro basal de 1,5 km y una altura aproximada de 580 m con forma de colina amesetada, representando un sill concordante (Fig.106).



Figura 106. Cerro Manaure. (Dirección de la vista fotográfica S25W).

4.11.2 Características de Campo: El primer acceso a Cerro Manaure se realizó a través del caserío El Arco ubicado al este de Cerro Manaure, donde se levantó una poligonal hasta encontrar un afloramiento (cresta secundaria), la cual está representada por una arenisca de color fresco gris claro (muestras Mn-1, 2, 3), con orientación N30E88S y un espesor de 4 m. Esta roca representa la roca caja perteneciente a la Formación Paraíso, la cual estuvo en contacto con el cuerpo ígneo (por la presencia de cuarcitas y otros minerales que se alteraron por la intrusión del cuerpo).

El segundo acceso a este cuerpo fue a través del caserío La Guadalupe Ubicando en la ladera noroeste del cerro, se encuentra un afloramiento de cuarcitas, pertenecientes al contacto (Mn-II), el cerro es denominado por las personas del lugar como Cerro La Peña (Fig. 107).

Se levantó una poligonal en busca del afloramiento del cerro, se encontró cantos rodados. Las muestras tomadas en este cerro son separadas en tres grupos, cada grupo con categorías similares, cuya descripción se da a continuación:



Figura 107. Afloramiento cuarcitas de contacto, entrada a la cueva del indio Manaure dirección de la fotografía N55W

Grupo 1: rocas sedimentarias

- a) Cuarcitas: Muestra Mn-1, Mn-2, Mn-3, Mn-I-1, Mn-II-1, Mn-II-2, Mn-II-3 y Mn-VI-14.

Color fresco: gris claro.

Color meteorizado: marrón y gris oscuro.

Estas muestras se caracterizan por presentar drusas de cuarzo, con cristales perfectamente formados en las cavidades de las muestras. La muestra Mn-3, presenta una pátina de hematita, posiblemente un efecto posterior no relacionado con la actividad ígnea.

La muestra Mn-VI-4, (canto rodado), es una arenisca de color fresco blanco y color meteorizado marrón, se caracteriza por ser de granulometría muy fina y no está muy compacta, en ella existen algunas vetas llenas de óxido (las mismas son de color anaranjado).

Grupo 2: roca ígnea representada por la muestra Mn-VI-10, la cual se caracteriza por:

Color fresco: gris muy oscuro a verdoso.

Color meteorizado: marrón, anaranjado y negro.

Esta tiene presencia de microcristales de piroxeno de color verde muy oscuro, casi imperceptibles, de tamaño menor a 1mm, la matriz de esta muestra es afirca. En la figura 108, se la muestra la roca Mn. VI-10.

Grupo 3: Roca ígnea representada por las siguientes muestras Mn-VI-1, Mn-VI-2, Mn-VI-3, Mn-VI-5, Mn-VI-7, Mn-VI-8, Mn-VI-9, Mn-VI-11 y Mn-VI-12, con las siguientes descripciones:



Figura 108. Muestra de mano Mn-VI-10, representativa del grupo 2

Color fresco: verde claro,

Color meteorizado: marrón

Las muestras presentan fenocristales de piroxeno de tamaños no mayores de 0,5 cm de color verde oscuro y pardo oscuro de forma tabular (posiblemente augita), además se observa la presencia de clorita y de microcristales de plagioclasa, estos últimos tabulares y con tamaño no menor a 0,5 cm.

Además se observan en estas muestras la presencia de vetas de serpentina y calcita, en los bordes de la veta de calcita, se observan algunos granos de pirita.

Este conjunto de muestras tiene la particularidad de que algunos de los cantos rodados encontrados, se encuentran en forma de “bolones” (Mn-VI-5).

4.11.3Petrografía:

Las muestras seleccionadas en este cerro para análisis petrográfico son Mn-V-1, n-VI-10, Mn-VI-13, Mn-VI-14 y los resultados arrojados son descritos a continuación.

En las muestras de este cerro solo se observaron tres texturas ígneas, la textura predominante es la vesicular, mientras que la intersticial, y la subofítica se presenta en una muestra cada una. En la tabla 34 se muestran las texturas presentes en cada una de las muestras.

Tabla 34.Textura presente en las muestras del Cerro Manaure.

Muestras	Texturas ígneas		
	Sof.	Int.	Ves.
Mn-V-1			x
Mn-VI-10	x		x
Mn-VI-13			x
Mn-VI-14		x	x

Leyenda. Sof: subofítica, Int: intersticial, Ves: vesicular.

En la figura 109 se presenta en forma comparativa el predominio de la textura vesicular en un 66% sobre las texturas intersticial y subofítica en las muestras.

El 50% de las muestras presenta fábrica inequigranular porfirítica, mientras que el resto muestra fábrica equigranular hipidiomórfica. Todas las muestras son faneríticas.

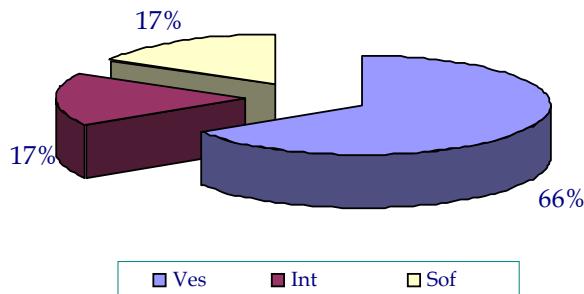


Figura 109. Tipo de texturas predominantes en las muestras del Cerro Manaure.

Matriz:

En las secciones estudiadas existe dominio de matriz holocristalina sobre la vítreo, en la figura 110 representa mediante un diagrama comparativo.

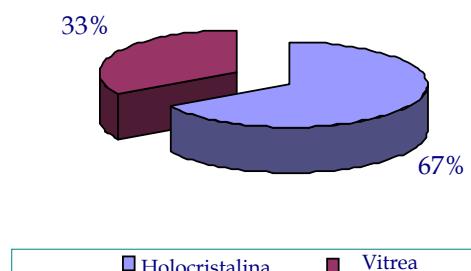


Figura 110. Tipo de matriz predominante Cerro Manaure

La matriz holocristalina presenta mayor contenido de plagioclasa y piroxeno, en la matriz vítreo el porcentaje de plagioclasa continua siendo mayor al de piroxeno. En la muestra Mn-VI-13 no se observa matriz. (Tabla 35).

Tanto en la matriz holocristalina como en la vítreo existe alteración de los

micro y cristales de piroxeno y plagioclasa a clorita, carbonato y biotita.

Tabla 35. Composición de los fenocristales y matriz presentes en las muestras.

Muestras	Fenocristales			Matriz			
				Holocrystalina		Vitreos	
	Px.	Fide.	Plag. Ca	Px.	Plag.	Pix.	Plag.
Mn-V-1	6		3	40	51		
Mn-VI-10	12		6	38	44		
Mn-VI-13	9	1	90				
Mn-VI-14	10		8			30	52

Leyenda. Feld: feldespatoide, Plag Ca: plagioclasa cálcea, Px: piroxenos, Plag: plagioclasa.

Fenocristales:

La composición promedio de los fenocristales presentes en las secciones con sus máximos y mínimos: plagioclasa 39,5 (3-90), piroxeno 9,25 (6-12).

Plagioclasa: se presenta incolora como cristales tabulares euhedrales, el tamaño promedio de los granos 1,23 mm, se observa el maclado polisintético reliquia, se encuentran alteradas a clorita y carbonato por lo que se dificulta obtener el tipo de plagioclasa. El porcentaje promedio de los fenocristales de plagioclasa es de 39,5%.

Piroxeno: se muestran incoloros a pardo claro, presentes en cristales prismáticos euhedrales a anhedrales, con tamaño de grano promedio 1,97 mm.

En la figura 111 se muestra la variación en la composición de los fenocristales presentes en las muestras de Cerro Manaure.

Minerales de alteración y accesorios:

Las muestras del Cerro Manaure presentan un grado de alteración de 10,25%.

La composición de los minerales de alteración y accesorios está representada por: carbonatos clorita 38,75% (56-20), 20,75% (33-20), minerales opacos 27,25% (43-11), biotita 13,25% (28-0) y epidota como mineral traza. Los datos están especificados en la Tabla. 36.

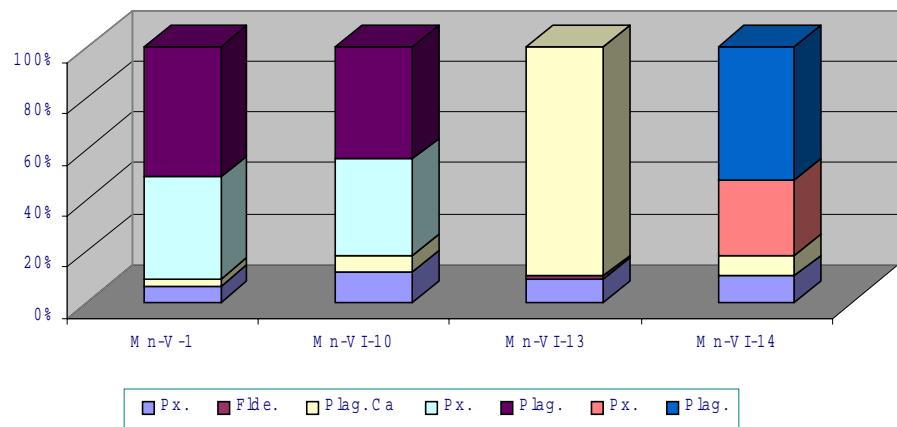


Figura 111. Composición de fenocristales predominantes Cerro Manaure

Clorita: se presenta de color verde pálido, pleocroísmo débil, presente como producto de alteración de piroxeno y feldespatos.

Carbonatos: se muestra incolora de apariencia sucia, presentan maclado polisintético, exfoliación romboédrica con extinción simétrica, son el producto de alteración de plagioclasa y piroxeno tanto en la matriz holocristalina como en fenocristales.

Epidoto: En la muestra Mn-VI-13 se observan cinco cristales de este mineral, se presenta de color verde a pardo muy claro, son granos anhedrales con colores de birrefringencia del 2^{do} orden y tamaños entre 0,6-1,8 mm.

Tabla 36. Minerales de alteración y accesorios predominantes en las muestras del Cerro Manaure.

Muestras	Minerales de alteración y accesorios			
	Carb.	Min.Opac.	Clor.	Biot.
Mn-V-1		43	29	28
Mn-VI-10	30	15	50	5
Mn-VI-13	20	40	20	20
Mn-VI-14	33	11	56	

Leyenda: Carb: carbonato, Clor: clorita, Biot: biotita, Qz: cuarzo, Min. Opac: Minerales opacos.

Leucoxeno: se presenta con un aspecto de agregados granulares isotrópicos, de color blanco con luz reflejada.

Pirita: presenta brillo metálico, es amarillo latón bajo luz reflejada y está presente en 1% en las muestra.

Limonita: se presentan como cristales de color pardo a amarillo bajo luz reflejada, con tamaño menor a 1,20 mm.

Magnetita: es un mineral opaco se presenta de forma subhedral a anhedral de color negro parduzco bajo luz reflejada y el tamaño varía entre 0,15 a 0,3 mm, presente sólo en la muestra Mn-VI-13.

Hematita: en la muestra Mn-V-1 se presenta un grano de hematita euhedral de tamaño 0,15 mm con color negro rojizo acerado con brillo metálico. La

figura 112 representa en forma comparativa la composición de los minerales de alteración y accesorios presentes en las muestras de Cerro Manaure, caracterizadas por el predominio de clorita, que además de presenta en todas las muestras, mientras que la de menor proporción es la biotita.

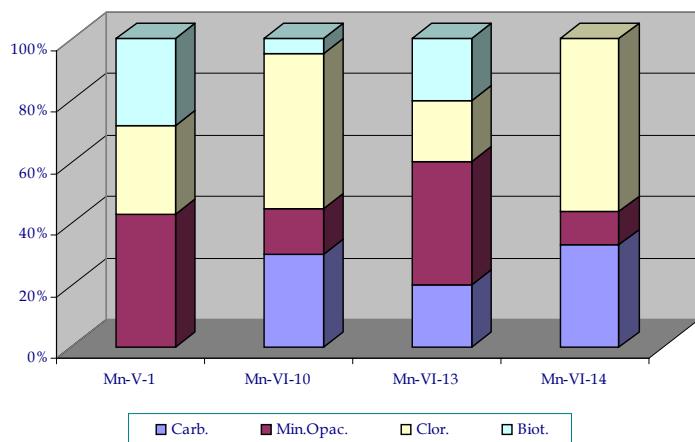


Figura 112. Minerales de alteración predominantes Cerro Manaure.

Los resultados de los análisis petrográficos, además de las observaciones principales de cada una de las muestra se encuentran expuestos en una tabla petrográfica general. Ap 1.

5.0 PETROGÉNESIS

5.1. PETROGRAFÍA

En las rocas estudiadas se obtuvo un 70% de basaltos porfídicos, un 7% de basaltos porfídicos con olivino, un 5% de andesitas porfídicas con olivino, 5% de pórfidos de andesita, 3% de andesita porfídica y un 3% de basalto porfídico vítreo y tefrita porfídica, sus características generales son expuestas a continuación.

La granularidad predominante en las muestras analizadas es la afanítica, con un 54% figura 113, mientras que la fábrica predominante es la inequigranular porfirítica presente en la mayoría de las muestras. Estos dos factores son característicos de las rocas ígneas volcánicas.

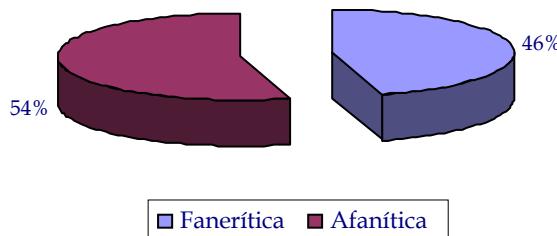


Figura 113 Diagrama donde se muestra el predominio de la granularidad en las muestras.

Debido a su abundancia la textura predominante es la intersticial, no dejando de ser importantes las texturas porfiríticas, traquítica, ofítica, seriada, subofítica, vesicular y amigdaloides; las cuales muestran una relación entre los minerales que aparecen de forma conjunta en el proceso de formación y alteración.

Las texturas intersticial, porfirítica, traquítica, seriada, vesicular, ofítica y subofítica son producto del enfriamiento del magma, el cual fue algo lento, en condiciones subvolcánicas o hipoabisales el que permitió que la matriz cristalizara generando texturas porfídicas, traquíticas, ofíticas.

Mientras que las vesículas se deben a la liberación de gases disueltos a presión en el magma, cuando este es emplazado a niveles someros de la corteza; y las amígdalas son vesículas llenas producto de alteración secundaria por actividad hidrotermal post-cristalización, lo que evidencia alteración de la roca por fluidos mineralizantes GRANDE (1999).

El tipo de matriz predominante es la holocristalina, lo cual refleja presencia de microcristales que indica que no hay transición súbita ni cambio discontinuo de las condiciones durante el enfriamiento del magma (HUANG 1968).

Los fenocristales presentes son plagioclásas (aunque es difícil saber el tipo debido a la alteración), piroxeno (augita titanífera), olivino, feldespatoídes, biotita (rica Ti). Se presentan como cristales euhedrales a subhedrales, con tamaños que varían de 0,1– 1,9 mm.

La diferencia que existe entre el tamaño de grano entre los fenocristales y la matriz es el resultado de dos etapas de cristalización durante las cuales las condiciones de enfriamiento del magma fueron cambiadas por un proceso de intrusión. Los fenocristales se generaron a profundidad y pertenecen a la primera etapa de cristalización, donde ellos tenían el dominio de la cristalización y en la que el magma era caliente. Los minerales contenidos en la matriz se formaron durante la transición súbita desde una cierta profundidad a un nivel menos profundo dentro de la corteza o por haber sido expulsados a la superficie. (HUANG 1968).

Los primeros minerales que se separan del magma son el olivino, piroxeno y plagioclasa cálcica. El olivino siempre cristaliza muy temprano y la presencia de cristales perfectamente idiomorfos de augita y olivino indica que estos dos minerales cristalizan normalmente juntos sin formar un par de reacción. TURNER (1963).

Esta mineralogía está reemplazada por una mineralogía secundaria, producto del proceso de alteración que afecta a estas rocas, lo que permite que los minerales primarios estén parcialmente sustituidos por los minerales secundarios.

En concreto, se observan los siguientes reemplazamientos pseudomórficos:

- plagioclasa -> calcita + ilita +/- clorita
- piroxeno -> clorita + carbonato
- olivino -> antigorita + calcita +/- clorita +

Los minerales de alteración más resaltantes en las muestras son la antigorita, la cual se presenta como pseudomorfos de olivino y en algunos casos reemplazando piroxeno, la clorita y biotita se presentan como producto de hidratación de la roca, reemplazando plagioclasa y piroxeno respectivamente.

La presencia de zeolitas tales como la analcima se presenta en cavidades, grietas o llenando vacuolas. El carbonato se presenta mayormente como pseudomorfo de plagioclasa. Los minerales opacos predominantes son el leucoxeno, lo que evidencia el contenido de titanio presente en las muestras. El cuarzo se presenta en menor proporción llenando amígdalas.

La mayoría de estos minerales señalan que estas rocas han sufrido alteración hidrotermal.

Existen diversos tipos de xenolitos y xenocristales; son redondeados y angulares respectivamente (1-3 mm); entre los primeros se destacan gabroides, peridotitas, y en los segundos: pargasita y espinela. Algunos xenolitos provienen del manto por derivación cortical (xenolitos gabroides,

xenolitos de mármol) y otros son mantelares (xenolitos ultramáficos de peridotitas, pargasita). La forma de los xenolitos y los xenocristales indica que no hay solución real de los mismos, por lo que no hay un intercambio de material del xenolito hacia el magma y viceversa.

El tamaño y redondeamiento de los xenolitos mantelares hace pensar que el ascenso de los mismos a la superficie fue rápido, puesto que los magmas fueron capaces de arrastrar fragmentos de la zona de generación en el manto superior.

5.2 GEOQUÍMICA

5.2.1 *Diagramas de Discriminación de Basaltos.*

Los diagramas de discriminación de basalto, pueden ser definidos como diagramas geoquímicos que permiten conocer el origen al que puede ser asignados a los posibles ambientes tectónicos en el cual erupcionan los basaltos. Estos diagrama en su mayoría fueron realizados con el programa *MINPET 20®* y la para la clasificación de los mismo además se utilizó el programa *SINCLAS®*, los cuales se basan en la Norma CIPW (partir del análisis químico se ha intentado reconstruir la composición mineralógica, lo que se debe hacer siguiendo las normas de la naturaleza, obteniéndose así, lo que se entiende por minerales normativos (véase Ap2 y Ap3). El resultado obtenido se expresa en porcentaje en peso, mientras que en la modal se expresa en porcentaje en volumen. No se calculan minerales hidratados, o lo que es igual, no se tiene en cuenta el H₂O, cuando se hace la norma. Con la norma se calculan minerales puros, en los que existe solución sólida completa, como por ejemplo la plagioclasa, que se calcula el porcentaje en peso de albita pura y porcentaje de anortita pura que contiene. La norma ayuda en el caso de vidrios, ya que permite conocer la composición mineralógica si hubiera cristalizado. La clasificación se hace usando la norma CIPW (Cross, Iddings, Pirsson, Washington). Según DENAEYER *et al.*, 1951.

La caracterización geoquímica de las rocas ígneas de la parte central de la Cuenca de Falcón tropieza con un grave problema, que es el de la importante alteración que las afecta, ya que esto produce también importantes cambios en su composición química. El problema afecta especialmente a los elementos mayoritarios y a los elementos-trazas más fácilmente lixiviados, y sólo permite que la caracterización se realice utilizando los elementos que más difícilmente son afectados por la alteración: los denominados elementos inmóviles, entre los que se pueden destacar: P, Ti, Nb, Zr, Y, y los elementos del grupo de las Tierras Raras (REE). No obstante, hay que tener en cuenta que cuando el proceso de alteración es muy importante, llega a afectar a todos los elementos, incluidos los más inmóviles, por lo que es necesario procesar los datos con grandes precauciones, y evitar en lo posible las muestras más alteradas.

5.2.2. Patrones Geoquímicos

Estos diagramas constituyen una representación de los análisis completos de los elementos trazas de rocas individuales. Para comparar basaltos de diferentes ambientes tectónicos, un factor apropiado para la normalización es el tipo MORB y secuencias apropiadas a elementos de bajo potencial iónico (Sr, Rb, K, Ba) a la izquierda y los más incompatibles al centro y a la derecha (Th, Nb, REE, Ti, Y) PEARCE, 1982.

El diagrama de patrones geoquímicos o diagrama de araña, normalizado en MORB, esta basados en dos parámetros: el primero, potencial iónico (carga iónica para los elementos en estado normal de oxidación, divididos por el radio iónico) se usa como una medida de la movilidad elementos en los fluidos acuosos. Los elementos con bajo (< 3) y alto (> 12) potenciales iónicos son móviles y con valores del intermedio generalmente son los inmóviles; segundo, el coeficiente de la distribución en medios granate, lherzolite y la fusión se usa como una medida de la incompatibilidad de un

elemento en pequeño grado de fusión parcial (PEARCE 1982).

La normalización en MORB se basa en tomar a los elementos de una roca tipo (MORB) como un patrón estándar y dividirlo entre la composición de las rocas analizadas (en este caso 48 muestras), para luego ser graficada; en el diagrama se colocan los elementos de izquierda a derecha, de los móviles a los inmóviles respectivamente, con el siguiente orden: Cs, Ba, Rb, Th, U, Pb, K, Li, Nb, Ce, Sr, Zr, Ti, Tb, Y, Cr, Ni, Zn, Ta.

Las principales características para analizar estos patrones se pueden resumir:

1. MORB toleíticos: muestran patrones planos de la curva, con abundancias relativas cercanas a la unidad debido a ser utilizados como factor normalizador.
2. WPB (basaltos intraplaca toleíticos): muestran un patrón de la curva jorobado caracterizado por un enriquecimiento selectivo de todos los elementos, excepto Y, Yb, Sr, y Cr. El grado de enriquecimiento aumenta desde Ti hasta Th y de Sr hasta Ba.
3. MORB alcalinos: también muestran patrones de la curva jorobado, sin embargo en este caso Ti, Y, Yb, Sc y Cr no se muestran enriquecidos, mientras que Zr, Hf y Sm si lo están.
4. WPB alcalinos; también muestran un patrón jorobado de enriquecimiento que equivale a la combinación de MORB-alcalino y WPB toleítico, exhibiendo un fuerte enriquecimiento de Ba, Th, Ta y Nb, en el primer caso y de Hf, Zr, Sm y Ti en el segundo.

5. VAB (basaltos de arco volcánico toleíticos): se caracterizan por un enriquecimiento selectivo de Sr, Ba y, en menor grado, Th y por una baja abundancia de Ta, Nb, Ce, P, Zr, Hf, Sm, Ti, Y e Yb.
6. VAB calco-alcalinos: se caracterizan por un fuerte enriquecimiento selectivo de Sr, K, Ba y Th acoplado a un enriquecimiento selectivo de Ce, P y Sm.

A continuación se presenta; el grafico patrones geoquímicos o diagramas de araña de las muestras analizadas, normalizada en MORB (Fig. 114).

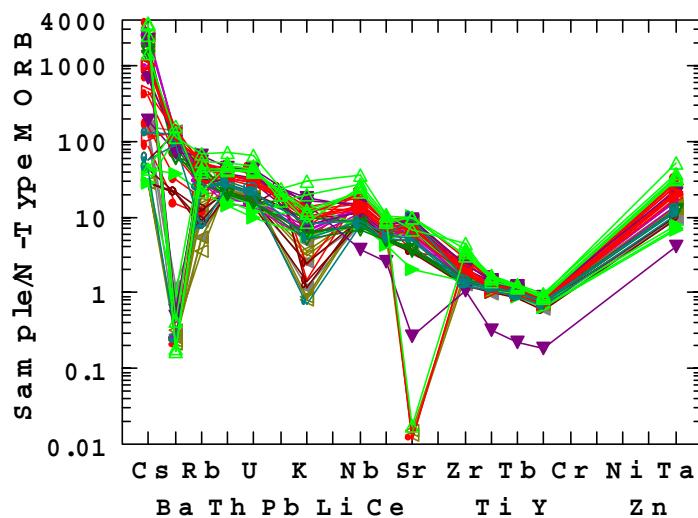


Figura 114. Diagrama de patrones geoquímicos (o diagrama de araña) de las muestras, normalizada en MORB.

En el diagramas de araña figura 115 normalizado en MORB, se observa que la concentración de los LIL (elementos lithophilos, lago radio iónico) elementos (Cs, Rb, K, Ba, Sr) es mínima (empobrecida) en la mayoría, en cambio HFS (elementos trazas con alto campo de energía) (Y, Hf, Zr, Ti, Nb, Ta) es positiva lo que indica que no dominan las fases fluidas, mientras que la concentración de los elementos HFS son los que controlan la química de la fuente y los procesos de cristalización parcial que han tomado parte durante la evolución de la roca. También indica que los basaltos tienen una

tendencia a ser diferenciados como intraplaca (WPB), por el enriquecimiento selectivo en Ti a Th y de Sr a Ba con respecto a los basaltos tipo MORB. ROLLINSON (1993).

El siguiente de diagrama de patrones geoquímicos (Fig. 115), está normalizado en corteza continental, donde se toman los elementos que componen esta corteza como patrón estándar y se divide entre los elementos que componen las muestras analizadas (en este caso 48 muestras), similar al tipo MORB, los valores de normalización de los elementos en corteza continental son: Cs: 1; Ba:250; Rb:32; Th:3.5; U:0,91, Pb:8; K:3000; Li:13; Nb:11; Ce:33; Sr:260; Zr:100; Ti:5400; Tb:0,6; Y:20; Cr:185; Ni:105; Zn:80; Ta:1; en ppm según TAYLOR & MCLENNEN (1983).

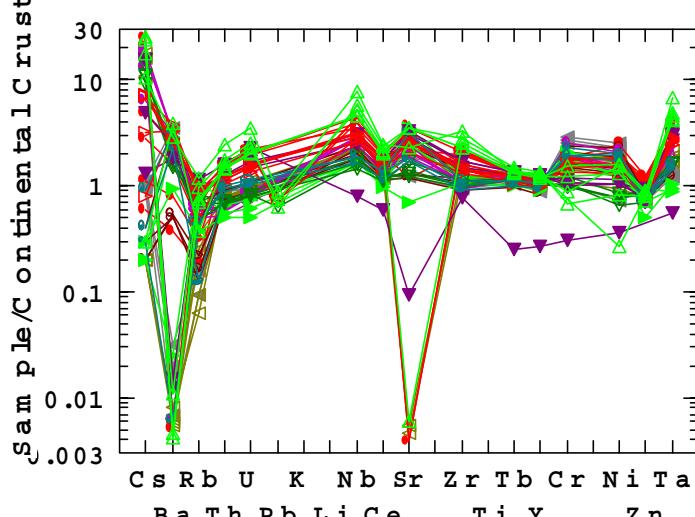


Figura 115. Diagrama de patrones geoquímicos (o diagrama de araña) de las muestras, normalizado en Corteza Continental.

En el diagrama de araña (Fig. 116), se normaliza en corteza continental, se observa que la concentración de los LIL elementos (Cs, Rb, K, Ba, Sr, Eu) es negativa en la mayoría, todos los demás elementos muestran una linealidad en 1, lo que indica que estos basaltos en su ascenso pasaron por la corteza continental, y que también fueron contaminados por la misma, lo que explica que tengan una composición similar, (ya que es esta normalización la que mejor ajusta).

5.2.3 Diagramas que discriminan series alcalinas y toleíticas

Los patrones geoquímicos anteriores muestran que la transición de la tendencia toleítica a la alcalina está marcada por un fuerte enriquecimiento en Ba, Th, Ta y Nb, un enriquecimiento moderado en Sr, Rb, Ce y P, un leve enriquecimiento en Zr, Hf y Sm y ningún enriquecimiento en Ti, Y, Yb, Sc o Cr. Por ende, el grado de afinidad alcalina debe ser dado por la relación entre un elemento fuertemente enriquecido y otro menos o nada enriquecido. Las relaciones más usadas y más importantes son SiO₂-Alk (FeOt/MgO) (IRVINE & BARAGAR, 1971), Nb/Y (PEARCE & CANN, 1973, FLOYD & WINCHESTER, 1978) , Zr/ P₂O₅ (FLOYD & WINCHESTER, 1975).

El diagrama SiO₂-Alk (FeOt/MgO) muestra una relación binaria entre los elementos SiO₂ - K₂O + Na₂O los cuales son móviles, pero se encuentran en gran abundancia en las muestras analizadas. (Fig. 116).

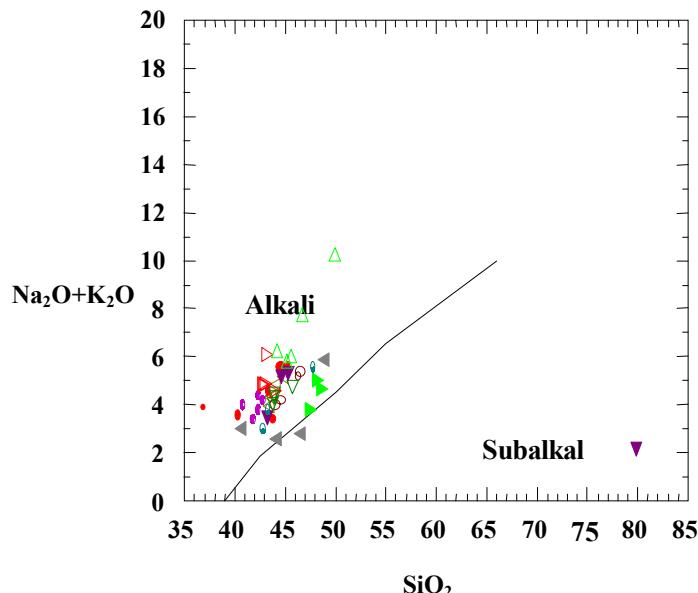


Figura 116. Diagrama SiO₂-Alk (FeOt/MgO) (IRVINE & BARAGAR, 1971).

La anterior figura reafirma el hecho de que estas rocas poseen una mineralogía que se ajusta con el campo de los basaltos alcalinos.

En el siguiente diagrama (Fig. 117) muestra una relación binaria entre Nb/Y - Zr($P_2O_5 \times 10^4$) la cual se basa en lo siguiente: los basaltos alcalinos tienen Nb/Y más alto que los basalto toleíticos para un Zr dado, la línea recta separa los dos campos.

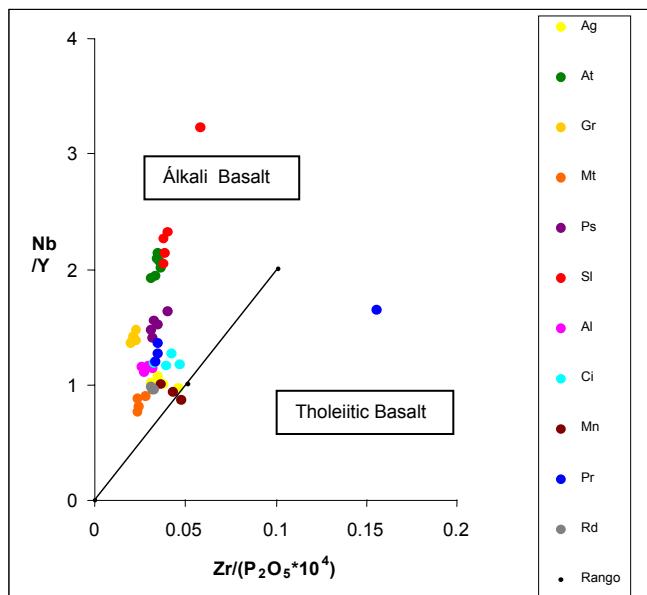


Figura 117. Diagrama y Nb/Y - Zr($P_2O_5 \times 10^4$) FLOYD & WINCHESTER, (1975). Leyenda: Ag: Agachiche, At: Atravesado, Gr: Guarabitas, Mt: Mataire, Ps: Pascual, Sl: El Sol, Al: Alonso, Ci: La Ciénaga, Mn: Manaure, Pg: Paraguachoa, Rd: Redondo.

De la relación propuesta por FLOYD & WINCHESTER, (1975) sigue arrojando como resultado un 83% de basaltos alcalinos y un 17% de basaltos toleíticos. (Fig. 118) esto se puede explicar por una variación del contenido P₂O₅ debido a la movilidad del P.

Otro diagrama indicador de afinidad alcalina es el TiO₂-Zr/(P₂O₅ × 10⁴) de la figura 119, este diagrama relaciona el TiO₂ contra la proporción Zr(ppm)/[P₂O₅ × 10⁴]. Hay separación casi completa entre el campo de basaltos toleíticos y basalto alcalinos que traza los campos de bajo Zr/P₂O₅ y alto TiO₂. (ROLLINSON, 1993).

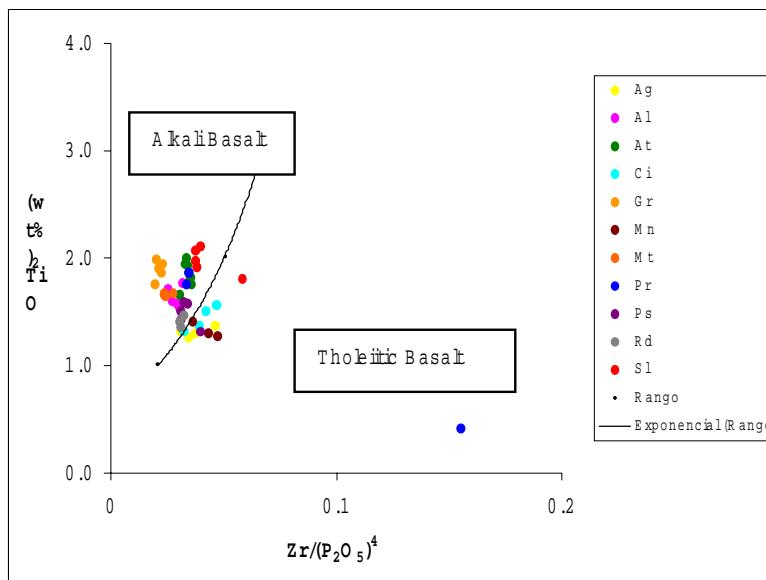


Figura 118. Diagrama TiO_2 - $Zr/(P_2O_5 \times 10^4)$ FLOYD & WINCHESTER, (1975). Leyenda: Ag: Agachiche, At: Atravesado, Gr: Guarabitas, Mt: Mataire, Ps: Pascual, Sl: El Sol, Al: Alonzo, Ci: La Ciénaga, Mn: Manaure, Pr: Paraguachoa, Rd: Redondo.

El diagrama anterior muestra una tendencia alcalina en un 73% de las muestras mientras que un 27% de las muestras presentan tendencia toleítica, estos valores más desviados del campo de los basaltos alcalinos puede ser debido a que la proporción de Zr/P_2O_5 puede cambiar con la progresiva alteración, debido a la movilidad del P. ROLLINSON (1993).

En la figura 119 se muestra el diagrama de discriminación Nb/Y - Ti/Y (PEARCE 1982). Este diagrama separa los grupo de basaltos intraplacas, de MORB y basaltos de arco volcánico que se solapan extensivamente en estos campos. Los basaltos intraplacas son altos en Ti/Y y altos Nb/Y , más alto que los otros tipos de basaltos, estas diferencias se piensa que son reflejadas por un enriquecimiento de la fuente del manto pariente a diferencia de las fuentes de MORB y el arco volcánico. Las diferencias en la proporción de Nb/Y permiten que los basalto intraplaca se agrupen para ser subdivididos en toleíticos, trasicionales y tipos del alcalinos.

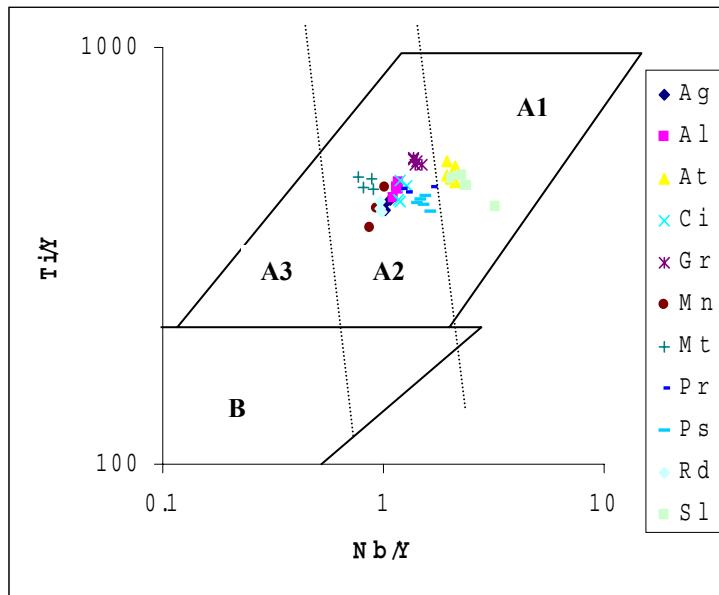


Figura 119. Ti/Y-Nb/Y diagrama de discriminación de basaltos (PEARCE, 1982). Leyenda:
A1: el campo basaltos intraplaca alcalino, A2: basaltos intraplaca transicionales, A3: basaltos intraplaca toleíticos, B: basaltos tipo MORB; Ag: Agachiche, At: Atravesado, Gr: Guarabitas, Mt: Mataire, Ps: Pascual, Sl: El Sol, Al: Alonzo, Ci: La Ciénaga, Mn Manaure, Pr: Paraguachoa, Rd: Redondo.

Este diagrama muestra un 52% de basaltos transicionales (Ag, Al, Cn, Mn, Mt, Rd, y el 50% de las muestras de Pr) y un 48% de basaltos alcalinos (At, Gr, Ps, Sl y el 50% restante de las muestras de Pr).

5.2.4 Diagramas que indican afinidad intraplaca (WPB)

Las características de los basaltos intraplaca (WPB) pueden ser resumidas por: Enriquecimiento en Sr, Rb, K, Ba, Th, Ta, Nb, Ce, P, Sm, Zr, Hf y Ti (valores promedios de MORB tipo-N). Valores similares de Y, Yb, Sc, Cr (Valores promedios de MORB tipo-N) PEARCE & CANN, (1973).

Según estos autores magmas WPB pueden ser mejor identificados por las relaciones entre elementos, tales como:

$$\frac{M_1}{M_2} \quad \text{donde } M_1 = \text{Ti, Zr o Hf}$$

$$\text{y} \quad M_2 = \text{Y, Yb o Sc.}$$

El siguiente diagrama (Fig. 120) es uno de los más eficientes discriminadores entre basaltos intraplacas, de isla oceánica o basaltos de piso oceánico y otros tipos de basaltos. Basado en la relación de enriquecimiento y empobrecimiento de elementos, donde el Ti es el vértice superior, Zr el inferior izquierdo e Y el inferior derecho. Los valores de Ti en ppm son muy elevados, por lo tanto se dividen entre 100, mientras que los de Y son muy bajos y se multiplican por 3; de este modo se obtienen campos más amplios y representativos. Los valores más altos de Ti/Y y Zr/Y se hallan hacia el lado izquierdo central del diagrama y discriminan efectivamente a los basaltos intraplacas de los basaltos MORB y de arcos volcánicos. (PEARCE & CANN, 1973).

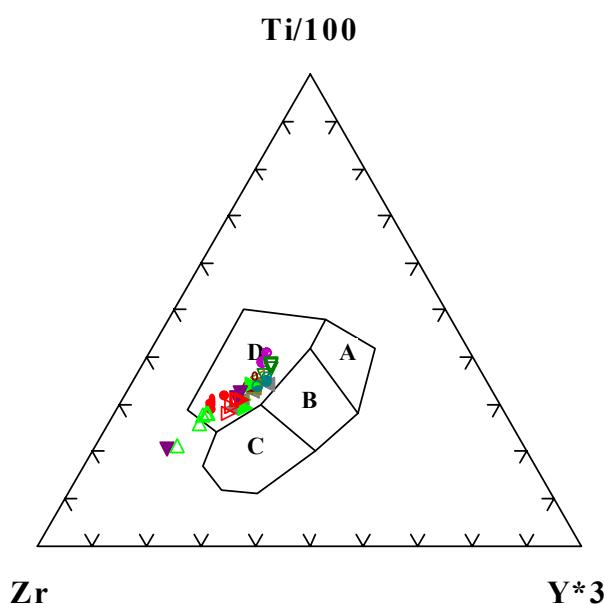


Figura 120. Ti/100-Zr-Y*3, diagrama triangular para la discriminación de basaltos intraplacas (PEARCE & CANN, 1973). Leyenda. A: campo de arco de isla toléticos, B: campo de basalto tipo MORB, C: campo de basalto calco-alcalino, D: campo de basalto intraplaca.

En la figura anterior se muestra un 96% de las muestras en el campo de basaltos intraplaca (WPB) y el resto sale del rango, esto sigue reafirmando que los basaltos son alcalinos intraplaca y además puede indicar que estos

se generaron en una fuente común para todos.

Otro diagrama auxiliar a los anteriormente mencionados es el diagrama de afinidad intraplaca, es el diagrama Zr/Y-Zr, el cual discrimina bastante bien entre WPB y MORB. Encuentre que la proporción Zr/Y graficada contra el índice del fraccionamiento Zr provee una discriminación eficaz entre los basalto de arcos de isla de océano, MORB y basalto intraplaca. ROLLINSON (1993)

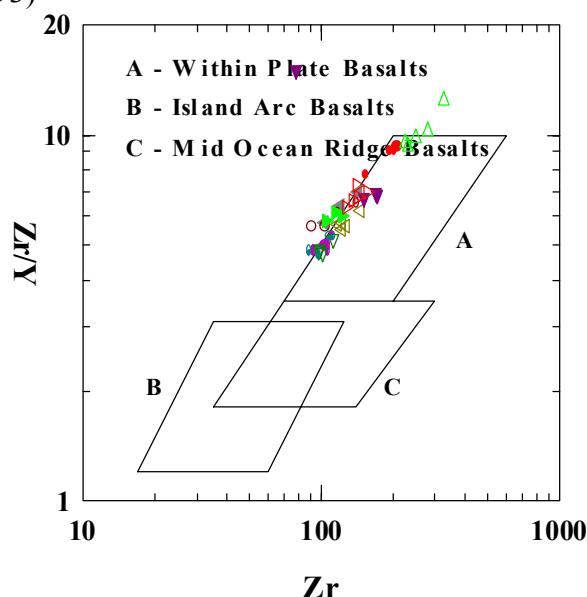


Figura 121. Diagrama de discriminación Zr/Y-Zr (PEARCE & NORRY, 1979). Este diagrama tiene escala logarítmica. Leyenda. A: basaltos intraplaca, B: basaltos MORB, C: basaltos de arco volcánico.

En la figura 121 se muestra que la mayoría de las muestras representan afinidad intraplaca, ya que 98% de las muestras están en este campo y que la relación de elementos presente en este diagrama es muy confiable debido a que los mismos (Zr/Y) son abundantes en estos basaltos y poco móviles.

Otro diagrama que utiliza la relación Zr/Y, combinada con Nb fue propuesto por MESCHEDE (1986) y se muestra como diagrama triangular en la figura 122. Según PEARCE AND CANN, 1973, se tiene claro que hay más de un tipo de MORB o basalto de piso oceánico. MESCHEDE (1986) sugiere

que el elemento traza inmóvil Nb puede usarse para separar diferentes tipos de basalto de piso oceánico y reconoció dos tipos de MORB; éstos son el MORB tipo-N, basalto de un ambiente de rift mid-oceánico, sin presencia de elementos trazas incompatibles, y el MORB tipo-E (también conocido como el MORB tipo-P) que generalmente es enriquecido en elementos traza incompatible.

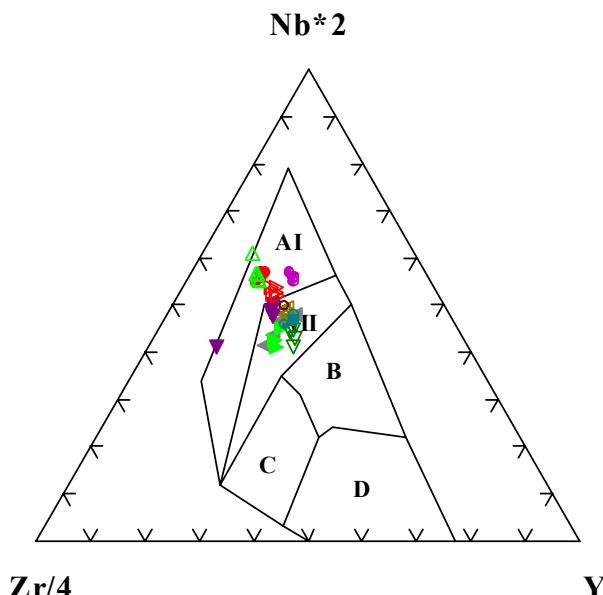


Figura 122. Zr-Nb-Y, diagrama de discriminación de basalto según MESCHEDE (1986). Leyenda. AI: basalto alcalino intraplaca, AII: basalto alcalino intraplaca y basalto toleítico intraplaca, B: basalto tipo MORB, C: basalto toleítico y basalto de arco de isla volcánica, D: basalto MORB tipo-N y basalto de arco de isla toleítico.

El diagrama anterior muestra una fuerte tendencia a basaltos alcalinos y basaltos toleíticos o transicionales intraplaca. La diferencia entre los basaltos intraplacas (alto Zr/Y) puede explicarse por variación del aporte de la fuente. (ROLLINSON 1993).

El diagrama de discriminación Ti-V (Fig. 123), el Ti y el V son miembros adyacentes de la serie primera transición en la tabla periódica y todavía en los sistemas de silicatos ellos se comportan de manera diferente, esta es la base para discriminación de este diagrama, para distinguir entre basaltos de arco volcánico toleíticos, MORB y basaltos alcalinos. Los diferentes campos se subdividen de acuerdo a la proporción de Ti/V.

MORB es marcado en campo de la proporción de Ti/V 20 y 50, aunque hay considerable solape con los campos de basalto oceánicos, continental y basalto de cuenca back-arc. Basaltos de isla oceánica y basaltos alcalinos quedan enmarcados en el campo de la proporción Ti/V 50 y 100, arco de isla toleíticos quedan diferenciados en Ti/V 10 y 20.

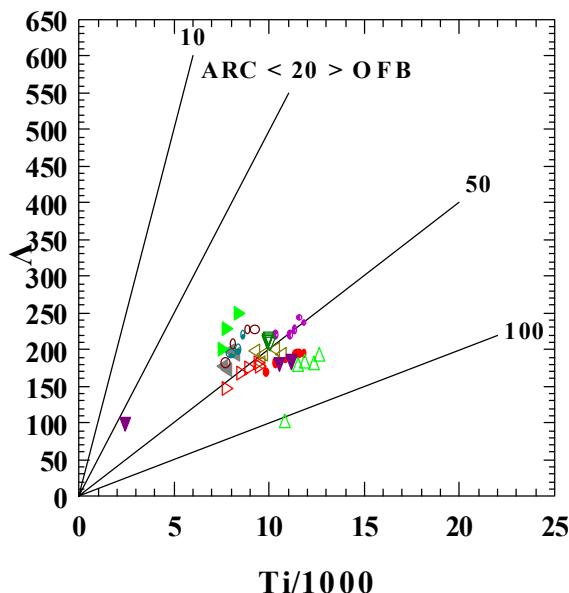


Figura 123. Ti-V, diagrama de discriminación de basalto según SHERVAIS (1982). Leyenda según la proporción Ti/V; entre 20 y 50: basalto de piso oceánico y back-arc, entre 50 y 100: basaltos alcalinos y de isla oceánica, entre 10 y 20: MORB.

El diagrama anterior (Fig. 123), se muestra un predominio de basaltos alcalinos aunque algunas muestras se muestren en cuenca de back-arc, Ti y Va son relativamente inmóviles en condiciones de alteración hidrotermales y a intermedio y altos grados de metamorfismo, el vanadio por sus diferentes números de oxidación nos da una medida de la actividad de oxigenación del magma y de los procesos de cristalización fraccionada que han tenido lugar. (ROLLINSON 1993).

5.2.5. Diagramas que indican afinidad de Arcos Volcánicos (VAB)

Las características de VAB pueden ser resumidas como: selectivo

enriquecimiento de Sr, Rb, K, Ba, Th, y veces, de Ce, P y Sm relativo a otros elementos. empobrecimiento de Ti, Y, Yb y a veces de Zr, Hf, Nb, Ta, Ce, P y Sm, relativo a MORB tipo-N. (PEARCE 1982).

El mismo autor menciona características pueden ser utilizadas para identificar afinidad de arco volcánico. El más efectivo discriminante sería por lo tanto la relación:

$$\begin{aligned} M_1/M_2 \quad \text{donde } M_1 = \text{Sr, Rb, K, Ba o Th} \\ \text{y} \quad M_2 = \text{Ta, Nb} \end{aligned}$$

El diagrama discriminante más usado utiliza la relación Th/Ta, que combinada con Hf da origen al diagrama triangular Hf/3-Th-Ta (Fig.124), el cual está basado en los elementos metales de transición y HFS (alto campo de fuerza), estos elementos se encuentran en poca concentración en los basaltos pero son determinantes ya que son muy inmóviles.

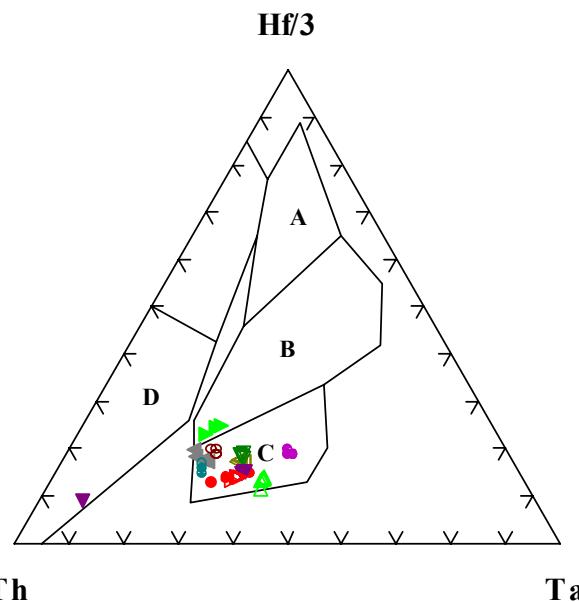


Figura 124. Diagrama discriminación de basaltos, Hf/3-Th-Ta, según WOOD (1980).
Leyenda A: MORB tipo-N, B: MORB tipo-E y basaltos intraplacás toleíticos o diferenciados, C: basaltos alcalinos intraplacás, D: basaltos calco-alcalinos.

En diagrama anterior (Fig. 124) se representa el predominio de basaltos alcalinos intraplaca, a excepción de tres muestra que indican basaltos intraplaca diferenciados.

Otro diagrama con las mismas características que el anterior, Th-Nb/16-Hf/3 (Fig. 125), el cual utiliza metales de transición, e introduce al Nb como elemento en la relación

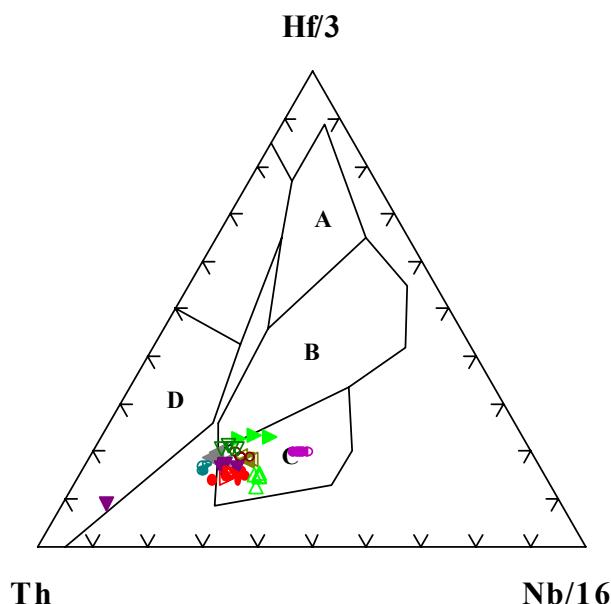


Figura 125. Diagrama discriminación de basaltos, Th-Nb/16 -Hf/3, según WOOD (1980).

Leyenda A: MORB tipo-N, B: MORB tipo-E y basaltos intraplacas toléticos o diferenciados, C: basaltos alcalinos intraplacas, D: basaltos calco-alcalinos

El diagrama anterior sigue proyectando resultados de basaltos alcalinos intraplacas, en éste gráfico la mayoría de las muestras están en este campo (Fig. 125), aunque se nota algunas muestras fuera de rango, ya que el Nb si se encuentra en poca abundancia (< 10 ppm), como es el caso de las muestras que caen fuera del rango pueden arrojar valores inconsistentes (ROLLINSON 1993).

El siguiente diagrama de discriminación, Y/15-La/10-Nb/8, según CABAINS & LECOLLE (1989) (Fig. 126), está basado en las relaciones de

concentración entre estos elementos permite discriminar entre basaltos de arcos volcánicos, basaltos continentales y basaltos oceánicos, además este diagrama permite diferenciar entre los diferentes tipos de MORB.

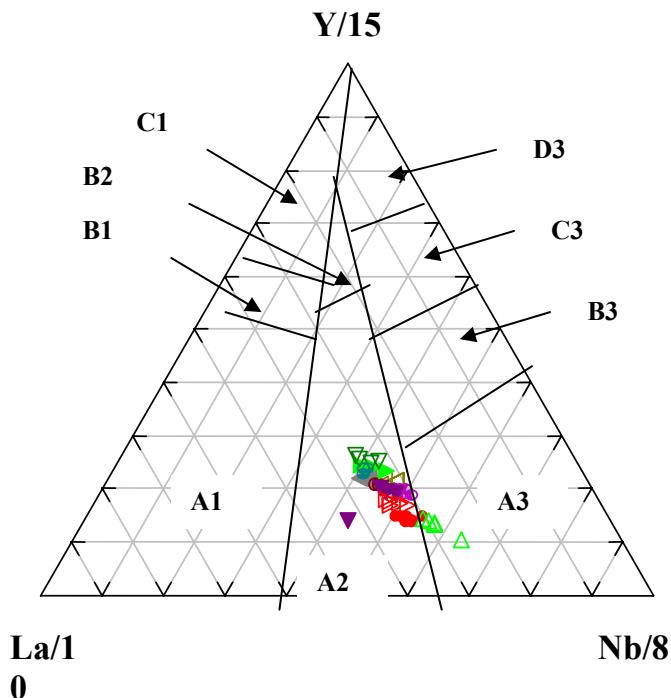


Figura 126. Diagrama discriminación de basaltos triangular, Y/15-La/10-Nb/8, CABAINS & LECOLLE (1989). Leyenda. A1,B1,C1: basalto calco-alcalino, A2: basaltos continentales, B2: cuenca back-arc, A3: basalto alcalino de rift intercontinental, B3,C3: MORB tipo-E, D3: MORB tipo-N.

El diagrama anterior muestra un predominio de basaltos continentales y basaltos alcalinos de rift intercontinental, ya que la mayoría de las muestras están en estos campos pero hay algunas en basaltos oceánicos, lo cual se puede explicar por que el La es alterable en condiciones hidrotermales.

5.2.6. Clasificación de las rocas

Las muestras seleccionadas presentan un contenido de SiO_2 dentro del rango de basaltos (45-53%). LE BAS *et. al* (1986) generó un diagrama que permite conocer el nombre de la roca o para indicar las series de rocas sobre

las bases de su contenido de sílice, este diagrama recibe el nombre de *TAS*, (Fig. 127) $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2\%$, MIDDLEMO & LE MAITRE (1989) propusieron un ajuste estándar de la relación $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$. A través de este ajuste e ignorando los valores de H_2O^+ , H_2O^- y Cl se recalculan los valores de los óxidos a un 100% y se grafican.

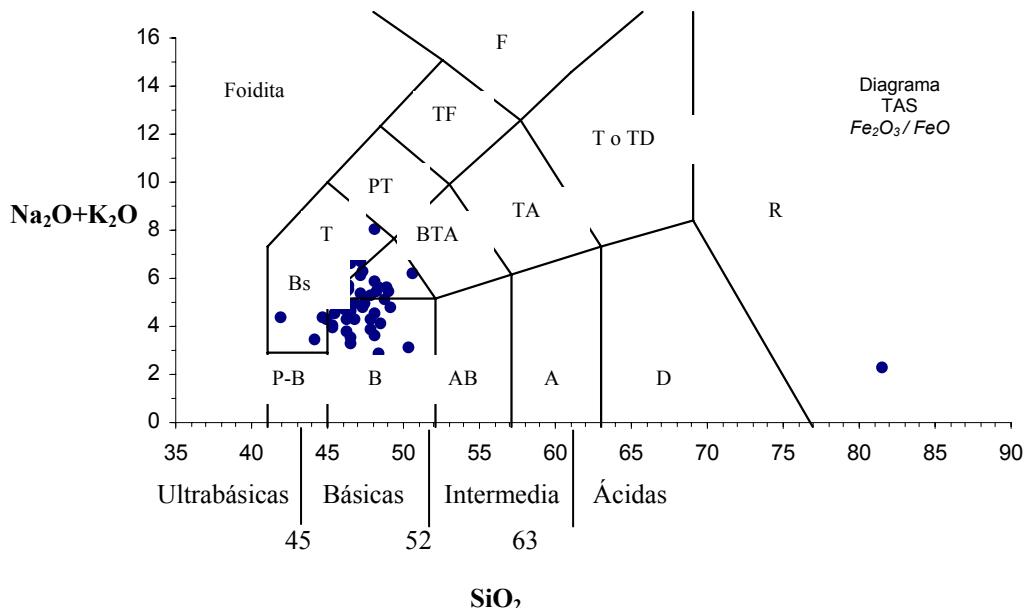


Figura 127. Diagrama de clasificación de basaltos según MIDDLEMO & LE MAITRE (1989). Leyenda. P-B: picro basalto, B: basalto, AB: basalto andesítico, A: andesita, D: diorita, R: riolita, Bs: basanita, BA: traquibasalto, BTA: basalto traqui-andesítico, TA: tefrita andesítica, T: traquita ($\text{Qz} < 20\%$), TD: traqui-andesita ($\text{Qz} > 20\%$), T: tefrita, PT: fonotefrita, TF: tefro-fonolita, F: fonolita.

El diagrama de clasificación anterior muestra que un 50% de las muestras está en el rango de los basaltos alcalinos, mientras que un 31% se puede clasificar como traquibasalto (hawaiitas), un 13% de basanitas, 2% fonotefrita, 2% tefrofonolita, 2% Riolita (muestra contaminada descartada para los resultados presenta 89% de sílice).

A continuación se presenta el diagrama de clasificación $\log \text{Zr/TiO}_2$ -

SiO_2 según Winchester & Floyd (1977) este diagrama clasifica la roca por su contenido de sílice y de metales de transición abundantes en las mismas. Considerando que el SiO_2 es un elemento móvil y que estas rocas son enriquecidas en Zr/TiO_2 .

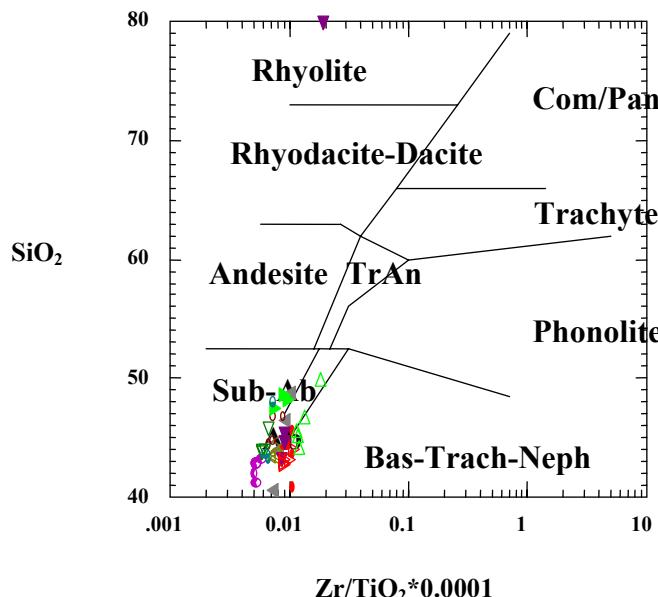


Figura 128. Diagrama de clasificación de basaltos según Winchester & Floyd (1977). Leyenda de campos BA: basaltos alcalinos, Sub-Ab: basaltos sub-alcalinos, Bas: basanitas, Trach: traquita, Neph: nephelinitas, TrAn: traqui-andesitas.

Se puede observar en la figura 128 que la mayoría de las muestras se clasifican como basaltos alcalinos, y algunos sub-alcalinos y basanitas, lo que ratifica lo visto en los diagrama de discriminación.

Por último se muestra el diagrama de clasificación (Fig. 129) Log Nb/Y - log Zr/TiO₂ (WINCHESTER & FLOYD, 1977), este diagrama basado en Nb/Y los cuales son elementos constante durante alteraciones y metamorfismo. (WINCHESTER & FLOYD, 1977).

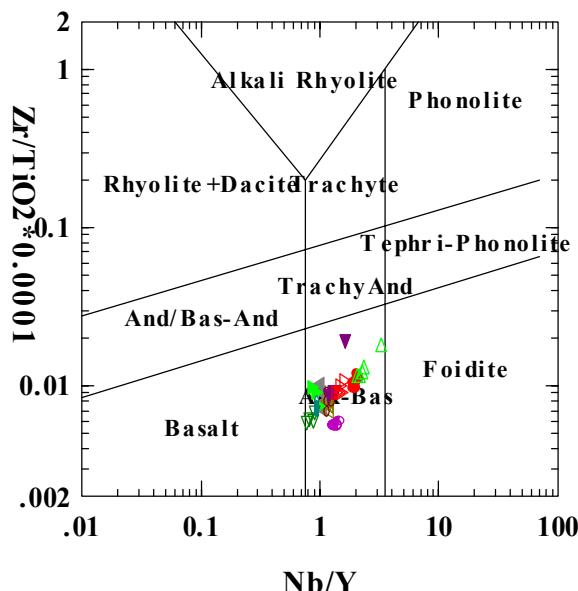


Figura 129. Log Nb/Y-log Zr/TiO_2 , diagrama de clasificación de Basaltos según WINCHESTER & FLOYD (1977).

El diagrama de clasificación figura 129, clasifica todas las rocas como basalto alcalinos, el mismo es una sólida evidencia que estos basaltos son alcalinos ya que se basa en la relación Nb/Y.

5.2.7. Diagramas condríticos de variación de REE

Los elementos de tierras raras (REE) forman un grupo coherente de elementos desde el lantano (La, Z=57), hasta lutecio (Lu, Z=71). Los cationes formados por estos metales son trivalentes y tienen un radio iónico grande. Durante la cristalización magmática estos elementos trazas deben hallar sitios cristalográficos en donde ubicarse, generalmente sustituyendo al Ca^{+2} en silicatos formadores de rocas. Ellos se concentran preferentemente en minerales como apatito, granate y esfena, pero cantidades significativas pueden ocurrir en plagioclasas, piroxeno y anfíboles. Debido al efecto conocido como contracción lantánida el radio iónico de las REE disminuye al aumentar su número atómico, de este modo el radio iónico de

La^{+3} es de 1,26 Å, mientras que el del Lu^{+3} es de 1,05 Å. Los elementos desde La hasta Eu se denominan tierras raras livianas (LREE), aquellos que desde Gd hasta Lu, tierras raras pesadas (HREE). Los LREE tienen mayor radio iónico y tienden a ser concentrados en minerales como feldespatos y apatito, mientras que los HREE con menor radio iónico se concentran en minerales como granate y piroxeno.

El Europio puede ocurrir en dos grados de oxidación, Eu^{+2} , Eu^{+3} . En condiciones oxidantes es trivalente y se comporta como las LREE, pero bajo condiciones reductoras ocurre como Eu^{+2} con un radio iónico mayor que el Eu^{+3} . El europio bivalente es incorporado a las plagioclasas cálcicas sustituyendo al Ca^{+2} . Cuando se forman cristales en un magma basáltico los REE son excluidos y se concentran en el líquido residual, excepto el Europio, que se concentra en plagioclasas, generándose la llamada “anomalía de Europio”.

Durante la cristalización fraccionada los REE son excluidos de la mayoría de los minerales, pero sus concentraciones aumentan en el líquido residual. Debido a esto los cumulados deberían tener baja concentración de estos elementos y los líquidos residuales cada vez más altas concentraciones cuando más diferenciados estén. Si la plagioclasa está involucrada en el fraccionamiento gravitacional el cumulado plagioclásico debería tener una anomalía de europio positiva, mientras que los líquidos diferenciados una anomalía de europio negativa. Si el granate está involucrado en el fraccionamiento o en la fusión parcial de la roca, es decir, si es una fase residual en la región fuente, su presencia será revelada por un empobrecimiento selectivo en HREE en el líquido residual. PEARCE & CANN, (1973).

Para mostrar el enriquecimiento en REE en distintos tipos de rocas se

utilizan los diagramas de variación condríticos propuestos por CORYELL *et al.* (1963). En estos diagramas se grafican las abundancias de REE, desde La hasta Lu, normalizadas con respecto a la concentración promedio de REE en los meteoritos condríticos, considerados como las rocas menos evolucionadas del sistema solar.

A continuación se presenta el diagrama condrítico (Fig. 130), el cual señala el patrón de enriquecimiento de las muestras.

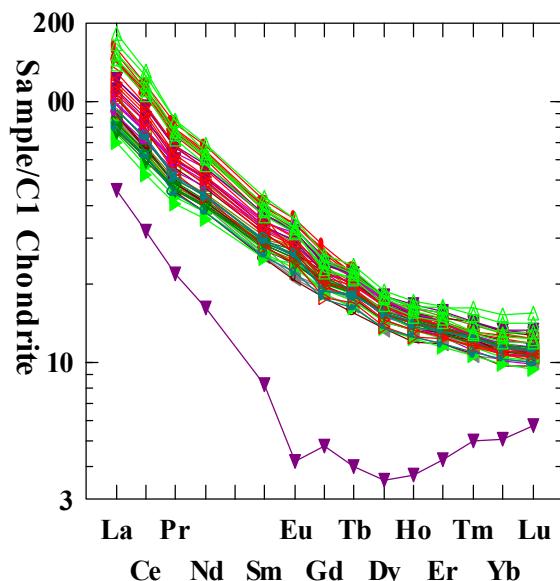


Figura 130. Diagrama condrítico de variación de REE (elementos traza), perteneciente a las muestras.

Los diferentes tipos de rocas ígneas que afloran en la zona de estudio muestran un perfil de tierras raras muy similar, estos se caracterizaron por enriquecimiento en REE ligeros alrededor de 100 veces los condritos, un patrón casi horizontal con pendiente suave para los REE medios y un empobrecimiento o agotamiento en los REE pesados con patrones alrededor de las 5 veces los condritos y sin anomalías de Eu y Ce, esto es consistente con su derivación junto con su imperceptible grado de partición, de fusión

parcial de una fuente en que el granate remanente está como una fase residual, o la intervención en algún momento de la evolución magmática, de una fase de vapor con una alta relación $\text{CO}_2/(\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O})$, implica que estas lavas se originaron a niveles más profundos que las lavas tipo MORB, patrones de empobrecimiento de HREE son bastante característicos de basaltos intraplaca.

Las tablas (tablas 37 y 38) que se presentan a continuación muestran datos de los análisis geoquímicos realizados para las muestras, los cuales se utilizaron para la realización de los patrones geoquímicos (diagramas de araña, diagramas de discriminación y diagramas de clasificación de las rocas.

	SiO_2 (%)	Al_2O_3 (%)	Fe_2O_3 (%)	MnO (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na_2O (%)	K_2O (%)	TiO_2 (%)	P_2O_5 (%)	LOI (%)	TOTAL (%)
RD-E-VI-4	47,95	15,94	8,76	0,144	9,48	5,17	4,28	1,17	1,464	0,34	4,88	99,57
RD-E-VI-5	42,88	14,85	7,49	0,125	9,43	9,82	2,22	0,74	1,408	0,32	10,55	99,85
RD-Q-1	43,61	14,35	7,94	0,138	9,42	6,05	3,60	0,10	1,351	0,29	12,79	99,63
AT-S-1	44,77	14,81	9,46	0,145	8,60	7,03	3,56	1,92	1,947	0,60	6,10	98,95
AT-S-5	40,59	14,33	9,24	0,110	8,40	7,60	3,18	0,34	1,749	0,54	13,11	99,20
AT-S-6	45,43	15,17	9,11	0,111	7,72	5,20	3,90	1,58	1,999	0,63	8,51	99,35
AT-S-7	44,02	13,71	7,71	0,073	10,71	6,91	2,52	0,76	1,652	0,51	11,19	99,74
AT-S-10	43,51	15,07	8,68	0,102	7,66	7,42	3,46	1,10	1,929	0,61	9,75	99,30
AT-S-PN-1	36,93	14,99	9,44	0,112	9,74	6,91	3,59	0,21	1,824	0,59	15,11	99,45
GU-I-1	42,04	13,74	9,65	0,146	10,78	9,59	2,46	0,76	1,760	0,47	8,47	99,85
GU-II-1	42,60	14,69	9,83	0,146	8,95	7,58	2,86	0,87	1,989	0,55	10,04	100,10
GU-II-4	41,14	14,10	9,71	0,140	9,66	7,24	3,05	0,92	1,898	0,50	11,12	99,48
GU-III-10	42,93	14,69	9,38	0,130	8,09	10,21	2,96	1,10	1,859	0,50	8,17	100,02
GU-III-11	42,66	14,74	9,51	0,125	8,59	8,01	3,22	0,99	1,942	0,47	9,48	99,75
CN-II-2	46,53	15,72	8,50	0,132	8,16	5,54	4,97	0,17	1,502	0,28	8,35	99,83
CN-III-2	46,72	16,20	8,49	0,121	7,67	7,32	3,87	1,35	1,565	0,30	5,63	99,23
CN-III-3	44,79	14,97	8,29	0,130	8,95	6,99	3,83	0,35	1,375	0,27	10,06	100,00
CN-III-5	44,34	14,23	8,28	0,155	9,59	7,30	3,71	0,20	1,313	0,28	10,65	100,05
SL-I-2	45,64	15,85	8,79	0,123	6,25	7,81	4,24	1,78	1,978	0,61	7,23	100,30
SL-I-3	45,23	15,57	8,72	0,127	6,41	8,01	4,13	1,66	1,920	0,59	7,45	99,81
SL-I-7	44,19	15,85	8,79	0,136	5,69	6,60	4,95	1,26	2,066	0,66	9,43	99,62
SL-III-2	46,77	16,71	8,37	0,142	5,12	6,15	4,93	2,80	2,108	0,70	6,05	99,84
SL-III-6	49,87	18,18	6,44	0,113	1,90	5,84	5,98	4,29	1,804	0,56	5,19	100,16
PG-I-3	79,80	9,50	2,41	0,010	2,24	0,20	0,04	2,13	0,407	0,05	3,40	100,19
PG-II-1	43,15	15,40	9,17	0,083	7,60	8,75	2,35	1,13	1,755	0,45	10,22	100,05
PG-II-3	45,26	16,10	9,56	0,155	7,23	7,91	2,77	2,56	1,868	0,49	5,98	99,89
PG-IV-1	44,61	15,94	9,28	0,160	6,88	8,32	2,82	2,36	1,868	0,49	7,07	99,80
PC-I-10	42,92	15,06	9,01	0,125	9,20	7,89	2,91	1,87	1,426	0,41	8,88	99,71
PC-I-16	43,17	14,94	8,47	0,149	7,52	7,14	4,26	1,83	1,579	0,46	10,76	100,28
PC-I-18	42,81	14,65	8,63	0,142	8,79	7,48	3,50	1,35	1,504	0,44	9,87	99,16
PC-II-1	44,00	14,64	8,18	0,127	9,53	6,88	3,11	1,48	1,309	0,36	10,67	100,28
PC-II-3	43,11	14,85	8,28	0,148	8,18	6,69	3,48	1,37	1,590	0,45	11,35	99,50
AZ-I-2	44,69	15,10	8,20	0,136	7,49	6,26	5,03	0,13	1,773	0,45	9,52	98,78
AZ-I-3	43,89	14,72	8,14	0,120	8,19	6,55	4,66	0,12	1,604	0,45	10,53	98,97
AZ-I-4	43,34	14,64	8,73	0,124	9,75	6,72	3,13	0,81	1,531	0,37	9,86	99,00
AZ-I-6	43,67	14,73	8,84	0,134	8,99	6,25	3,91	0,44	1,580	0,40	10,12	99,07
AZ-II-3	43,46	14,59	8,98	0,133	9,16	7,04	3,83	0,51	1,713	0,46	10,01	99,87
MT-IV-1	43,89	15,40	9,63	0,151	7,27	7,81	3,54	0,76	1,656	0,41	9,41	99,93
MT-IV-2	43,93	15,72	9,45	0,134	8,37	7,44	3,50	0,92	1,650	0,42	8,07	99,59
MT-V-2	43,75	15,72	9,95	0,132	7,27	7,93	3,11	0,89	1,673	0,42	9,00	99,85
MT-VI-1	45,75	15,68	8,73	0,134	6,90	9,20	3,27	1,44	1,669	0,40	6,96	100,14
AG-V-2	46,42	14,16	7,18	0,104	9,72	7,33	2,14	0,68	1,297	0,31	10,17	99,50
AG-V-3	44,00	14,17	7,57	0,121	10,71	7,30	2,23	0,37	1,259	0,29	11,34	99,37
AG-V-11	40,55	13,75	7,57	0,083	9,74	7,90	2,16	0,87	1,316	0,30	15,49	99,72
AG-X-1	48,80	15,39	8,18	0,121	7,38	5,76	5,75	0,17	1,364	0,30	6,42	99,64
MN-VI-2	47,53	15,61	8,36	0,146	8,52	10,36	2,98	0,81	1,410	0,29	4,13	100,13
MN-VI-3	48,64	15,67	7,92	0,117	8,43	8,95	3,14	1,53	1,299	0,27	4,22	100,18
MN-VI-10	48,25	15,66	8,46	0,113	9,65	6,92	3,01	2,01	1,270	0,26	3,84	99,44

En las tablas anteriores se aprecian altos valores del parámetro LOI (pérdida por calcinación), que indica altos contenidos en volátiles, introducidos precisamente durante el proceso de alteración. También es posible apreciar como estos valores son especialmente altos en las variedades básicas (especialmente en los basaltos), y como es el contenido en CO₂ el que presenta una mayor variabilidad.

Además se puede indicar que los basaltos pertenecientes a la cuenca de Falcón se caracterizan por tener una afinidad alcalina, los mismos clasificados como basaltos alcalinos. Discriminados como basaltos intraplaca (WPB) alcalinos y transicionales. Estas rocas intrusionan la corteza continental, debido a la alta contaminación de la misma, evidenciado por el alineamiento en los patrones geoquímicos.

Empobrecimiento de los HREE, el enriquecimiento en LREE y la ausencia de anomalía de europio indican que éstos basaltos fueron generados a niveles más profundos que el de los tipo MORB, y que estos no pertenecen a facies líquidas sino a fusión parcial del manto superior

Las rocas volcánicas asociadas con rifts están enriquecidas en álcalis y elementos LIL (elementos litófilos de largo radio iónico tales como K, Ba, Rb y Tierras raras ligeras) y volátiles, especialmente CO₂ y los halógenos WILSON, (1989), lo que se puede observar en las muestras analizadas (Tabla 38), muestra el Ba con valor medio de 361 ppm, K con valor medio de 4754 ppm, Rb con valor medio de 38 ppm, los cuales son valores altos para los LILE (asociados a corteza superior TAYLOR & MCLENNAN, 1985)); y además las REE muestran patrones de enriquecimiento en álcalis los que conjeturar que por estos datos geoquímicos estos basaltos se pueden asociar a un rifts.

Se ha sugerido que estas características se deben a procesos metasomáticos donde el contenido de volátiles de una región del manto es concentrado en algún lugar del mismo, los volátiles escapan hacia la superficie llevando consigo los elementos LIL, pudiendo causar metasomatismo en niveles más altos donde son estables la biotita, los anfíboles y los carbonatos. Los volátiles modifican el comportamiento del magma y de los alrededores, bajando la temperatura de fusión produciendo un fundido rico en elementos LIL y volátiles (MORLEY C.K,1989), como se observa la tabla 37 el parámetro LOI (pérdida por calcinación), indica altos contenidos en volátiles, la presencia de biotita, anfíboles y carbonatos y el enriquecimiento de LIL de los basaltos porfídicos analizados.

Es probable que los magmas alcalinos se originen a profundidades de 60 a 100 km, también se pueden presentar magmas de carácter toleítico que están en equilibrio a niveles más altos. El autor concluye que las variaciones sistemáticas en la composición del magma son causadas por la profundidad de generación y el grado de fusión parcial alcanzado (MORLEY C.K, 1989). De estos basaltos porfídicos se puede decir con el análisis de patrones geoquímicos y los xenolitos estudiados que estos basaltos se contaminaron en la corteza superior y que provienen de regiones del manto superior más profundos que los de tipo MORB.

CONCLUSIONES

Los datos petrológicos y geoquímicos anteriormente expuestos permiten establecer una serie de conclusiones acerca de la génesis de estos magmas:

- * Los Cerros precisados se definen de acuerdo a su forma y características ígneas como: Cerro Agachiche representa un complejo de chimeneas volcánicas erosionadas, Cerros Alonzo, Atravesado, El Sol, Mataire, Redondo, Paraguachoa y Pascual representan plugs (intrusiones sub-volcánicas erosionadas); mientras que los Cerros la Ciénaga, Manaure y las Guarabitas representan sills concordantes.
- * En el área estudiada han sido reconocidos 2 grupos litológicos macroscópicamente característicos: en el primero, las muestras son de color gris oscuro a claro, con textura de grano grueso a fino y presentan vesículas y xenocristales; y el segundo de color verde oscuro a claro, con textura de grano grueso a fino y variolítica predominante, con amígdalas, xenolitos y xenocristales.
- * Existe en el área de estudio un grupo petrográfico característico, basaltos porfídicos; y adicionalmente se identifican otros grupos minoritarios: basaltos porfídicos con olivino, andesitas porfídicas con olivino, pórfidos de andesita, basalto porfídico vítreo.
- * La granularidad predominante es afanítica y la fábrica inequigranular porfirítica, siendo la textura intersticial la más abundante

no dejando de ser importantes las texturas porfiríticas, traquítica, ofítica, seriada, subofítica, vesicular y amigdaloide, con fenocristales de tamaño milimétrico (0,1-1,9), de formas euhedrales a subhedrales, en matriz holocrystalina, son frecuentes las vacuolas y amígdalas, así como los xenolitos de rocas ultramáficos.

- Las rocas comprenden una serie sódico-alcalina incluyendo basaltos porfídicos y basaltos porfídicos con olivino, hawaiitas y tefritas.
- De acuerdo a la forma, características macroscópicas, petrográfica y a la revisión bibliográfica se puede decir que las rocas ígneas máficas estudiadas son intrusiones hipoabisales, los cuales están penetrando sedimentos de la cuenca; Formaciones Paraíso y Pecaya (23 Ma.). (MUESSIG, 1977).
- Mediante el estudio de los patrones geoquímicos (o diagramas de araña), se pudo conocer que los magmas son de afinidad alcalina, por mostrar enriquecimiento en HFS y empobrecimiento en LIL; también indica que los basaltos tienen una tendencia a ser diferenciados como intraplaca (WPB), por el enriquecimiento selectivo en Ti a Th y de Sr a Ba con respecto a los basaltos tipo MORB. Además que los basaltos se contaminaron con la Corteza Continental ya que los patrones geoquímicos de la Corteza Continental son los que mejor ajustan.
- Por medio de los diagramas de discriminación se corroboró que los basaltos son alcalinos transicionales y que los mismos son intraplaca.

- ★ El estudio de los elementos traza, diagrama condriticó, indicó que los basaltos son alcalinos intraplaca, por el patrón de las curvas enriquecimiento en LREE y empobrecimiento de HREE, además por no presentar anomalía de Europio se infiere que la fuente es granatífera.

- ★ Mediante los diagramas de clasificación de las rocas se obtiene: según diagrama de TAS 50% representan basaltos alcalinos y subalcalinos, mientras que un 31% representa traquibasaltos (hawaiitas), 13% basanitas, 2% riolita, 2% fonotefrita, 2% tefrofonolita, otros arrojan que las rocas son basalto alcalinos y sub-alcalinos 50% representan basaltos alcalinos y subalcalinos, mientras que un 31% representa traquibasaltos (hawaiitas), 13% basanitas, 2% riolita, 2% fonotefrita, 2% tefrofonolita.

- ★ Los diferentes cuerpos volcánicos tienen composición química similar en componentes mayoritarios, trazas y tierras raras indica que se tratan de basaltos alcalinos diferenciados de origen intraplaca (WPB) generados en el manto superior.

- ★ Las rocas estudiadas corresponden mayoritariamente a magmas primarios, es decir, magmas que proceden directamente de la fusión parcial de rocas del manto superior y la contaminación con el material de la corteza.

- ★ El ascenso de los magmas a superficie fue rápido, puesto que los magmas fueron capaces de arrastrar fragmentos de la zona de generación los xenolitos ultramáficos (lherzolita, gabroïdes).

incluyendo xenocristales (pargasita, espinela de varios centímetros de diámetro), que han sufrido un considerable redondeamiento durante su ascenso.

- * El olivino, clinopiroxeno, plagioclasa y feldespatoïdes, están siendo reemplazados antigorita, anfíboles, carbonatos y analcima respectivamente, mediante procesos deutéricos e hidrotermales.
- * La introducción de agua en las rocas estudiadas (evidenciado por el LOI) producen clorita y carbonatos.
- * El ambiente tectónico en que se habrían originado estos magmas sería presumiblemente una zona de *rifting*, asociado posiblemente a una pluma mantelar relacionada con la adición local de volátiles al manto superior, y asociada con lineamientos o trenes de fallas que pueden reflejar zonas profundas de debilidad dentro de la litosfera.

BIBLIOGRAFÍA

ABOUIN, J. (1980). “*Tratado de Geología*”. Ediciones Omega S.A.
Barcelona Tomo I Petrología 602p.

AUDEMARD F. (1995) “*La cuenca Terciaria de Falcón, Venezuela Noroccidental: Síntesis Estratigráfica, Génesis e Inversión Tectónica*”. IX Congreso Latinoamericano de Geología, Caracas.

_____. (2000). “*Quaternary tectonics and present stress tensor of the inverted northern Falcón Basin, northwestern Venezuela*”. Journal of Structural Geology. 23 (2): 431-453.

AUDEMARD F. & AUDEMARD F. A. (2001). “*Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction*”. TECTONOPHYSICS 6509.

AUDEMARD, F. (2001). “*Quaternary tectonics and present stress tensor of the inverted northern Falcón Basin, northwestern Venezuela*”. Journal of Structural Geology. (23): (431-453).

BALLESTAS, O. & VELASQUEZ, M. (1983). “*Geología y estratigrafía de la región de Urumaco, Dtto. Miranda, Falcón Nor-Central*”. TESIS EGMG. 158p.

BECK CHRISTIAN (1985). “*Caribbean Colliding, Andean Drifting and The Mesozoic-cenozoic Geodynamic Evolution of the Caribbean*”. VI Congreso VI Congreso Geológico Venezolano; Caracas; (10): 6575 – 6614.

BLATT, H & TRACY R. (1996). “*Petrology igneous, sedimentary and metamorphic.*” 2da edición. W.H. Freeman and company New York.

BOESI, T & GODDARD, D. (1991). “*A new geologic model related to the distribution of hydrocarbon source rocks in the Falcón Basin, Northwestern Venezuela*”. AAPG Memoir 52, Tulsa, Oklahoma, USA. Edit by Kevin T. Biddle (EXXON Company, Intern, Houston, Texas). 303-319.

BRUEREN J. W. R. (1949) “*Geological Report CPMS-310 Paraíso-Manaure Area Central Falcón*”. Congreso Geológico Venezolano; Caracas (10): 6575-6614

CABRERA DE MOLINA E. (1.985) “*Evolución Estructural de Falcón Central*” Tesis M. Sc., Esc. Geol, Min, y Geof. UCV. 59 p.
Inédito.

CORONEL G. (1.970) “*Igneous Rocks of Central Falcón*”. Bol. Inf., Asociación Venezolana de Geología, Minas y Petróleo; 13 (5): 155 – 159.

DAL P. GIORGIO V. (2000) “*History of tectonic interpretations of the Alps*”. Journal of Geodynamics (32): 99-114.

DE TONI BRUNO (1993). “*Seismic evidence for blind thrusting of the northwestern flank of the Venezuelan Andes*”. TECTONICS 12 (6): 1393-1409.

ERLICH R. N. & BARRET S. F. (1990) “*Cenozoic plate tectonic history of the northern Venezuela-Trinidad area*”. TECTONICS, 9 (1):161-184.

GONZALES E. (1.979) *Rocas volcánicas en Falcón Suroriental, Venezuela.*

GUERRA, A. & MEDEROS, S. (1968). “*Estudio sedimentológico y bioestratigráfico de una zona ubicada entre las poblaciones de Urumaco y Sabaneta, Edo. Falcón*”. TESIS. EGMG. 186p.

GUTSCHER MARC-ANDRÉ (2000). “*Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean Margin*”. TECTONICS 19 (5): 814-833.

HEINRICH, E. (1959) “*Microscopic Petrography*”. New York. Mc Graw-Hill 296p.

<http://www.pdv.com/lexico>

HUANG, W (1968). “*Petrología*”. México, Editorial Hispano Americana 546 p.

KELLOGG J. N. & BONINI W. E. (1982) “*Subduction of the Caribbean plate and basement umplifts in the overriding South American Plate*”. American Geophysical Union.

LEON, K. (1985). “*Estratigrafía y sedimentología de un área situada al sureste de Coro Edo. Falcón*”. TESIS EGMG. 195p.

MACELLARI C. E. (1995). “*Cenozoic Sedimentation and Tectonics of the Southwestern Caribbean pull-Apart Basin, Venezuela and Colombia*”.

MALFAIT, B & DINKELMAN M. (1.972) *Circum – Caribbean Tectonic and Igneous Activity and the Evolution of the Caribbean Plate*. Geol. Soc. Am. Bull. 83 (2): 251 – 272

MARCANO, S. (1990). “*Yacimientos de carbón entre Pedregal y Sabaneta, Edo. Falcón, Geología, Marco tectónico Estructural y Petrografía orgánica*”. TESIS. EGMG UCV. 186p.

MAS VALL, J. (1965). “*Petrología de las rocas ígneas*”. UCV, Escuela de Geología, Minas y Metalurgia. Facultad de Ingeniería. 210p.

MESCHEDE, M. (1986). “*A meted of discriminating between different types of Mid-Ocean Ridge Basalt and Continental Tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram*”. Amsterdam. Chemical Geology (56): 207-218.

_____ (1998). “*The impossible Galapagos connection: geometric Constraints for a near-American origin of the Caribbean plate*”. GEOLRUND SCH (87): 200-205.

MUESSIG W. KARL (1984). “*Paleomagnetic data on the basic igneous intrusions of the central Falcón Basin, Venezuela*”. G. S.A. Memoria 162, p.231-237.

_____ (1984). “*Structure and Cenozoic tectonics of the Falcón Basin, Venezuela, and adjacent areas*”. G. S.A. Memoria 162, p.231-237.

ORDUÑA, L. J. & VERMA, S. (1997). “*SIPVADE un nuevo software para detección de valores desviados en MIRG*”. Actas INAGEQ (3): 265-276.

PEARCE, J. A & CANN, J. R (1973). “*Tectonic Setting Basic Volcanic Rocks Determined Using Trace Element Analyses*”. Earth and Planetary Science Letters (19): 290-300. North-Holland Publishing Company.

PINDELL J, CANDE S.C., PITMAN III W., ROWLEY D., DEWEY J., LABRECQUE J., & HAXBY W. (1988). “*A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution*” Tectonophysics. (155): 121-138.

PORRAS, LUIS (2000). “*Evolución Tectónica y Estilos Estructurales de la Región*.

RICKWOOD, P. (1989). “*Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements*”. Lithos. (22): 247-263.

ROB VAN DER HILST & PAUL MANN (1994). “*Tectonic implications of tomographic images of subducted lithosphere beneath northwestern South América*”. GEOLOGY 22 451-454.

- ROLLINSON, H. (1993). “*Using Geochemical data. Evaluation, presentation, interpretation*”. Singapur. Longman Scientific & Technical. 352p.
- RUSSELL, J.K & STANLEY C.R. (1990). “*A theoretical basis for the development and use of chemical variation diagrams*”. Geochimica et Cosmochimica. (54): 2419-2431. USA.
- SHEN-SU SUN. (1981). “*Chemical composition and origin of the earth's primitive mantle*”. Geochimica et Cosmochimica. (46): 179-192. USA.
- SHERVAIS, J (1982). “*Ti-V Plots and the petrogénesis of modern and ophiolitic lavas*”. Earth and planetary Science Letters, (59): 101- 118. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.
- SHETH, H; TORRES-ALVARADO, I & VERMA S (2000). “*Beyond Subduction and Plumes: a unified Tectonic-Petrogenetic Model for the Mexican Volcanic Belt*”. International Geology Review. (42): 1116-1132.
- SMITH, R & SMITH SIDNEY (1976). “*Comments on the use of Ti, Zr, Y, Sr, K, P and Nb in classification of basaltic magmas*”. Earth and planetary Science Letters, (32): 114-120. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.
- TABOADA A. (2000). “*Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia)*”. Tectonics, 9 (5): 787-813.

TAMAYO y T. Mario (1.988) “*El Proceso de la investigación certifica*”.

Fundamentos de Investigación 2° Edición. Noriega y Editores.

Colombia. 161p

TURNER, F (1963). “*Petrología Ígneo Metamórfica*”. Barcelona.

Ediciones Omega. 726p.

TYRRELL, G. (1963). “Principios de Petrología”. México 369p.

VASCONCELOS, M; VERMA, S & RODRIGUEZ F. (1998).

“*Discriminación Tectónica: nuevo diagrama Nb-Ba Para arcos continentales, insulares, “rifts” e islas oceánicas en rocas maficas*”. Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía, (21): 129-146.

VASCONCELOS, M; VERMA, S & VARGAS C. (2001). “*Diagrama Ti-V: una nueva propuesta de discriminación para magmas básicos en cinco ambientes tectónicos*”. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 18 (2):, 167-174.

VELASCO-TAPIA, F. & VERMA, S (2001). “*First Partial Melting Inversion Model for Rift-Related Origin of the Sierra de Chichinautzin Volcanic Field, Central Mexican Volcanic Belt*”. International Geology Review. (43): 788- 817.

VERMA, S. (2000). “*Geochemistry of the subducting Cocos plate and the origin of subduction-unrelated mafic volcanism at the volcanic front of the central Mexican volcanic belt*”. Germany Geological Society of America. p (195-222).

WILSON M (1985). “*Igneous Petrogenesis*”. London, 466p.

WINCHESTER & FLOYD. (1977) “*Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements*”. Chemical Geology, (20): 325-343. Amsterdam.

APÉNDICE

Ap1. Tabla general de petrografía de las rocas ígneas presentes en la parte central de la cuenca de Falcón

Leyenda

Texturas Igneas			Granularidad			Fábrica			Matriz			Fenocristales			Minerales de alteración		
Ser.	Seriada	Zon.	Zonada	Fnr.	Fanerítica	Eqr.	Equigranular	Holocst.	Holocristalina	Ol.	Olivino	Antg.	Antigorita	Src.	Serico		
Sof.	Subofítica	Prf.	Porfirítica	Afn.	Alfanítica	Hipd.	Hipidomórfica	Px.	Pyroxeno	Fide	Feldespatoide	Carb.	Carbonato	Tic.	Talcito		
Oft.	Ofítica	Amg.	Amigdaloidal					Plag.	Plagioclasa	Plag.	Ca Plagioclasa cónica	Min Opac	Minerales opacos	Crs.	Criso		
Int.	Intersticial	Ves.	Vesicular			Ingr.	Inequigranular	Blot.	Biotita	Crs.	Anfibol	Clor.	Clorita	Canc.	Cancilleria		
Esf.	Esferrulítica	Trq.	Tráculica			Ser.	Seriada			Biot.		Biot.	Biotita	Zeol.	Ceolita		
Ex.	Euxáctica	Crn	Corona			Prft.	Porfirítica					Qz.	Cuarzo	Act.	Actinolita		

Ap2.Tabla de resultado de SINCLAS (MIDDLEMO) de las rocas ígneas que afloran en la parte central de Falcón

Roc_Gral	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	FE_PROC	SiO ₂ Adj	TiO ₂ Adj	Al ₂ O ₃ Adj	Fe ₂ O ₃ Adj	FeO Adj	MnOAdj	MgOAdj	CaOAdj	Na ₂ O Adj	K ₂ O Adj	P ₂ O ₅ Adj	Sum_Adj	ROC_TAS	Q_Norm	OR_Norm	AB_Norm	AN_Norm	NE_Norm	DI_Norm	HY_Norm	OL_Norm	MT_Norm	
RD-E-V4	BASIC	47.95	1.46	15.94	8.76	3.94	0.14	9.48	5.17	4.28	1.17	0.34	4.86	MIDDLEMO	48.91	1.49	16.3	2.8	9.50	0.15	9.67	5.27	4.37	1.19	0.35	100	TB, haw	0	7.05	34.26	21.24	1.45	2.15	0.00	26.07	4.13
RD-E-V5	BASIC	42.88	1.41	14.85	7.49	3.37	0.13	9.43	9.82	2.22	0.74	0.32	10.55	MIDDLEMO	46.57	1.53	16.1	1.9	9.30	0.14	10.24	2.41	0.80	0.35	100	B, alk	0	4.75	18.40	30.81	1.08	16.07	0.00	22.48	2.70	
RD-Q-1	BASIC	43.61	1.35	14.35	7.94	3.57	0.14	9.42	6.05	3.6	0.1	0.29	12.79	MIDDLEMO	48.56	1.50	16.0	2.0	10.11	0.15	10.49	6.74	4.01	0.11	0.32	100	B, subal	0	0.66	33.92	25.28	0.00	4.90	2.84	25.86	2.93
AT-S-1	BASIC	44.77	1.95	14.81	9.46	4.25	0.15	8.6	7.03	3.56	1.92	0.6	6.1	MIDDLEMO	46.42	2.02	15.4	3.1	10.42	0.15	8.92	7.29	3.69	1.99	0.62	100	TB, pot	0	11.77	20.56	19.45	5.78	10.30	0.00	22.34	4.53
AT-S-5	BASIC	40.59	1.75	14.33	9.24	4.16	0.11	8.4	7.6	3.18	0.34	0.54	13.11	MIDDLEMO	45.34	1.95	16.0	2.4	11.81	0.12	9.38	8.49	3.55	0.38	0.60	100	B, alk	0	2.25	23.91	26.61	3.33	9.47	0.00	25.91	3.42
AT-S-6	BASIC	45.43	2.00	15.17	9.11	4.10	0.11	7.72	5.2	3.9	0.63	0.51	16.1	MIDDLEMO	48.16	2.12	16.1	3.1	10.26	0.12	8.18	5.51	4.14	1.68	0.67	100	TB, haw	0	9.90	32.78	20.38	1.20	2.13	0.00	23.58	4.46
AT-S-7	BASIC	44.02	1.85	13.71	7.71	3.47	0.07	10.71	6.91	2.52	0.76	0.51	11.19	MIDDLEMO	48.14	1.81	15.0	1.9	9.64	0.08	11.71	7.56	2.76	0.83	0.56	99.999	B, subal	0	4.91	23.32	26.08	0.00	6.27	12.25	19.65	2.80
AT-S-10	BASIC	43.51	1.93	15.07	8.68	3.99	0.13	7.66	7.42	3.46	1.1	0.61	9.75	MIDDLEMO	46.90	2.08	16.2	2.1	10.70	0.11	8.26	8.00	3.73	1.19	0.66	100,001	B, alk	0	7.01	25.26	24.08	3.41	9.25	0.00	22.42	3.10
AT-S-11	ULTRAB	36.93	1.82	14.99	9.44	4.28	0.11	9.74	6.91	3.59	0.21	0.59	15.11	MIDDLEMO	42.04	2.08	17.1	2.5	12.29	0.13	11.09	7.87	4.09	0.24	0.67	99.999	BSN, bsn	0	1.41	14.83	27.51	10.70	5.80	0.00	30.68	3.56
GU-I-1	ULTRAB	42.04	1.76	13.74	9.65	4.34	0.15	10.78	9.59	2.46	0.76	0.47	8.47	MIDDLEMO	44.26	1.85	14.5	2.3	11.62	0.15	11.35	10.10	2.59	0.80	0.50	100,001	BSN, bsn	0	4.73	13.08	25.48	4.79	17.39	0.00	26.50	3.37
GU-I-11	ULTRAB	41.14	1.90	14.1	9.71	4.37	0.14	9.66	7.24	3.05	0.92	0.5	11.12	MIDDLEMO	44.73	2.06	15.3	2.4	12.00	0.16	9.55	8.09	3.05	0.93	0.59	99.998	B, alk	0	5.48	22.77	26.33	1.65	8.15	0.00	26.75	3.48
GU-II-10	ULTRAB	42.93	1.86	14.69	9.38	4.28	0.13	8.09	10.21	2.96	1.1	0.5	8.17	MIDDLEMO	45.03	1.95	15.4	2.3	11.25	0.14	8.49	10.71	3.10	1.15	0.52	99.999	B, alk	0	6.82	12.86	24.70	7.26	20.49	0.00	19.69	3.26
GU-II-11	ULTRAB	42.66	1.94	14.74	9.51	4.28	0.13	8.59	8.01	3.22	0.99	0.47	9.48	MIDDLEMO	45.48	2.07	15.7	2.3	11.60	0.13	9.16	8.54	3.43	1.06	0.50	99.999	B, alk	0	6.24	19.59	24.35	5.13	12.06	0.00	24.18	3.36
CN-II-2	BASIC	46.53	1.50	15.72	8.5	3.88	0.13	8.16	5.54	4.97	0.17	0.28	8.38	MIDDLEMO	49.11	1.59	16.6	2.9	9.53	0.14	8.61	5.85	5.25	0.18	0.30	100	TB, haw	0	1.06	38.98	21.20	2.93	4.78	0.00	23.21	4.15
CN-II-2	BASIC	46.72	1.57	16.2	8.49	3.82	0.12	7.67	7.32	3.87	1.35	0.3	5.63	MIDDLEMO	48.24	1.62	16.7	2.8	9.32	0.13	7.92	7.56	4.00	1.39	0.31	100	TB, haw	0	8.24	27.06	23.59	3.66	9.68	0.00	19.93	4.05
CN-III-3	BASIC	44.79	1.38	14.97	8.29	3.73	0.13	8.95	6.99	3.83	0.35	0.27	10.08	MIDDLEMO	48.14	1.48	16.1	2.0	10.19	0.14	9.62	7.51	4.12	0.38	0.29	99.999	B, alk	0	2.22	30.73	24.31	2.22	9.01	0.00	25.06	2.96
CN-III-5	BASIC	44.34	1.31	14.23	8.28	3.72	0.16	9.59	7.3	3.71	0.2	0.28	10.85	MIDDLEMO	47.94	1.42	15.4	2.0	10.24	0.17	10.37	7.89	4.01	0.22	0.30	100,001	B, alk	0	1.28	29.70	23.34	2.30	11.26	0.00	25.76	2.97
SL-I-2	BASIC	45.64	1.98	15.85	8.79	3.95	0.12	6.25	7.81	2.44	1.78	0.61	7.23	MIDDLEMO	47.33	2.05	16.4	2.9	9.69	0.13	6.48	8.10	4.40	1.85	0.63	100	BSN, bsn	0	10.91	22.52	19.66	7.95	13.43	0.00	15.94	4.21
SL-I-3	BASIC	45.23	1.92	15.57	8.72	3.99	0.13	6.41	8.01	4.13	1.66	0.59	7.45	MIDDLEMO	47.27	2.01	16.3	2.9	9.68	0.13	6.70	8.37	4.32	1.74	0.62	99.999	TB, haw	0	10.25	22.18	19.90	7.77	14.42	0.00	16.03	4.21
SL-I-7	BASIC	44.19	2.07	15.85	8.79	3.98	0.14	5.69	6.6	4.95	1.26	0.68	9.43	MIDDLEMO	47.24	2.21	16.9	3.0	9.99	0.15	6.08	7.06	5.29	1.35	0.71	100,001	BSN, bsn	0	7.96	27.50	18.59	9.36	9.77	0.00	16.73	4.34
SL-II-2	BASIC	46.77	2.11	16.71	8.37	3.76	0.14	5.12	6.15	4.93	2.8	0.7	6.05	MIDDLEMO	48.20	2.17	17.2	3.1	8.85	0.15	5.28	6.34	5.08	2.89	0.72	99.999	PHT	0	17.06	23.26	15.66	10.69	9.09	0.00	13.96	4.49
SL-II-6	BASIC	49.87	1.80	18.18	6.44	2.98	0.11	1.9	5.84	5.98	4.29	0.56	5.19	MIDDLEMO	51.16	1.85	6.8	2.6	6.58	0.12	1.95	5.99	6.13	4.40	0.57	99.999	TPH	0	26.01	21.46	10.35	16.49	13.09	0.00	3.95	3.80
PG-I-3	ACID	79.8	0.41	9.5	2.41	1.06	0.01	2.24	0.2	0.04	2.13	0.05	3.4	MIDDLEMO	81.64	0.42	9.7	1.1	2.30	0.01	2.29	0.21	0.04	2.18	0.05	100	R	68,171	12.88	0.35	0.68	0.00	0.00	8.31	0.00	1.66
PG-I-11	BASIC	43.15	1.76	15.4	9.17	4.12	0.08	7.6	8.75	2.35	1.3	0.45	10.22	MIDDLEMO	46.27	1.88	16.5	2.2	11.25	0.09	8.18	9.38	2.52	1.21	0.48	100	B, alk	0	7.16	27.21	30.17	0.03	10.86	0.00	22.56	3.26
PG-I-3	BASIC	45.26	1.87	16.1	9.56	4.30	0.16	7.23	7.91	2.77	2.56	0.49	5.98	MIDDLEMO	46.40	1.92	16.5	3.1	10.41	0.16	7.41	8.11	2.84	2.62	0.50	100,001	TB, pot	0	15.51	16.56	24.53	4.05	10.17	0.00	19.85	4.53
PG-IV-1	BASIC	44.61	1.87	15.94	9.28	4.17	0.16	6.88	8.32	2.82	2.36	0.49	7.07	MIDDLEMO	46.34	1.94	16.6	3.1	10.24	0.17	7.17	8.54	2.93	2.45	0.51	99.998	TB, pot	0	14.48	16.19	24.79	4.66	12.09	0.00	18.46	4.46
PC-I-10	BASIC	42.92	1.43	15.0	9.01	4.05	0.13	9.2	7.89	2.91	1.87	0.41	8.84	MIDDLEMO	45.53	1.51	16.0	3.0	10.18	0.13	9.76	8.37	3.09	1.98	0.44	99.999	TB, pot	0	11.73	13.98	23.88	6.58	12.04	0.00	23.50	4.42
PC-I-16	BASIC	43.17	1.58	14.94	8.47	3.81	0.15	7.52	7.14	2.46	1.83	0.46	10.76	MIDDLEMO	46.55	1.70	16.1	2.9	9.70	0.16	8.11	7.70	4.59	1.97	0.50	99.999	BSN, bsn	0	11.66	17.23	17.51	11.72	14.22	0.00	19.06	4.22
PC-I-18	BASIC	42.81	1.50	14.65	8.63	3.88	0.14	8.79	7.48	3.5	1.35	0.44	8.87	MIDDLEMO	46.24	1.62	15.8	3.0	9.91	0.15	9.49	8.08	3.78	1.46	0.48	100	TB, haw	0	8.62	19.36	21.90	6.84	12.25	0.00	22.54	4.31
PC-I-14	BASIC	44.31	1.31	14.64	8.18	3.68	0.13	9.53	6.88	3.11	1.48	0.36	10.10	MIDDLEMO	47.48	1.41	15.8	2.0	10.10	0.14	10.29	7.43	3.36	1.60	0.39	99.999	B, alk	0	9.44	22.26	23.33	3.33	8.92	0.00	26.22	2.93
PC-I-5	BASIC	43.																																		

Ap3.Tabla de resultados SINCLAS (LE MAITRE) de las rocas ígneas que afloran en la parte central de Falcón

Nombre	Roc_Gral	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	FE PROC	SiO ₂ Adj	TiO ₂ Adj	Al ₂ O ₃ Adj	Fe ₂ O ₃ Adj	FeO Adj	MnOAdj	MgOAdj	CaOAdj	Na ₂ O Adj	K ₂ O Adj	P ₂ O ₅ Adj	Sum_Adj	ROC_TAS	Q_Norm	OR_Norm	AB_Norm	AN_Norm	NE_Norm	CI_Norm	HY_Norm	OL_Norm	MT_Norm
RD-E-V4	BASIC	47.95	1.46	15.94	8.76	3.94	0.14	9.48	5.17	4.28	1.17	0.34	4.88	LEMAITRE	48.81	1.49	16.23	4.90	7.62	0.15	9.65	5.26	4.36	1.19	0.35	99.999	TB, haw	0	7.04	36.73	21.20	0.07	2.12	0.00	22.11	7.11
RD-E-V5	BASIC	42.88	1.41	14.85	7.49	3.37	0.13	9.43	8.82	2.22	0.74	0.32	10.95	LEMAITRE	46.49	1.53	16.10	3.57	7.75	0.14	10.22	10.65	2.41	0.80	0.35	100	B, subal	0	4.74	20.37	30.76	0.00	15.88	0.18	19.20	5.17
RD-Q-1	BASIC	43.61	1.35	14.35	7.94	3.57	0.14	9.42	6.05	3.6	0.1	0.29	12.79	LEMAITRE	48.46	1.50	15.95	4.12	8.20	0.15	10.47	6.72	4.00	0.11	0.32	99.999	B, subal	0	0.66	33.85	25.22	0.00	4.83	7.02	18.85	5.98
AT-S-1	BASIC	44.77	1.95	14.81	9.46	4.25	0.15	8.6	7.03	3.56	1.92	0.6	6.1	LEMAITRE	46.32	2.01	15.32	5.20	8.53	0.15	8.90	7.27	3.68	1.99	0.62	100	TB, pot	0	11.74	23.08	19.41	4.38	10.14	0.00	18.45	7.54
AT-S-5	BASIC	40.59	1.75	14.33	9.24	4.16	0.11	8.4	7.6	3.18	0.34	0.54	13.11	LEMAITRE	45.24	1.95	15.97	4.56	9.79	0.12	9.36	8.47	3.54	0.38	0.60	99.999	B, alk	0	2.24	26.58	26.55	1.85	9.33	0.00	21.74	6.62
AT-S-6	BASIC	45.43	2.00	15.17	9.11	4.10	0.11	7.72	5.2	3.9	1.58	0.63	8.51	LEMAITRE	48.06	2.12	16.05	5.16	8.37	0.12	8.17	5.50	4.13	1.67	0.67	99.998	TB, haw	0	9.88	34.91	20.33	0.00	2.10	0.60	19.14	7.48
AT-S-7	BASIC	44.02	1.65	13.71	7.71	3.47	0.07	10.71	6.91	2.52	0.76	0.51	11.19	LEMAITRE	48.05	1.80	14.96	3.84	7.90	0.08	11.69	7.54	2.75	0.83	0.56	100	B, subal	0	4.90	23.27	26.04	0.00	6.18	15.80	13.53	5.57
AT-S-10	BASIC	43.51	1.93	15.07	8.68	3.90	0.10	7.66	7.42	3.46	1.1	0.61	9.75	LEMAITRE	46.78	2.07	16.20	4.61	8.45	0.11	8.24	7.98	3.72	1.18	0.66	100	B, alk	0	6.99	28.25	24.02	1.75	9.08	0.00	17.77	6.68
AT-S-PN-1	ULTRAB	36.93	1.82	14.99	9.44	4.25	0.11	9.74	6.91	3.59	0.21	0.59	15.11	LEMAITRE	41.95	2.07	17.03	4.61	10.32	0.13	11.09	7.85	4.08	0.24	0.67	100	BSN, bsn	0	1.41	17.46	27.45	9.24	5.73	0.00	26.55	6.68
GU-I-1	ULTRAB	42.04	1.76	13.74	9.65	4.34	0.15	10.78	9.59	2.46	0.76	0.47	8.47	LEMAITRE	44.16	1.85	14.44	4.49	9.65	0.15	11.32	10.07	2.58	0.80	0.49	100	BSN, bsn	0	4.72	15.73	25.43	3.33	17.16	0.00	22.49	6.50
GU-II-1	BASIC	42.6	1.99	14.69	9.83	4.42	0.15	8.95	7.58	2.8	0.87	0.55	10.04	LEMAITRE	45.34	2.12	15.64	4.83	9.77	0.16	9.53	8.07	3.04	0.93	0.59	100	B, alk	0	5.47	25.71	26.26	0.02	8.03	0.00	22.12	7.01
GU-II-4	ULTRAB	41.14	1.90	14.1	9.71	4.37	0.14	9.66	7.24	3.05	0.92	0.5	11.12	LEMAITRE	44.62	2.06	15.29	4.85	9.85	0.15	10.48	7.85	3.31	1.00	0.54	99.998	BSN, bsn	0	5.90	21.88	23.93	3.31	9.25	0.00	23.53	7.03
GU-III-10	ULTRAB	42.93	1.86	14.69	9.38	4.22	0.13	8.09	10.21	2.9	1.1	0.5	8.17	LEMAITRE	44.92	1.95	15.37	4.66	9.06	0.14	8.47	10.68	3.10	1.15	0.52	100	BSN, bsn	0	6.80	15.80	24.64	5.64	20.16	0.00	15.31	6.75
GU-III-11	BASIC	42.66	1.94	14.74	9.51	4.28	0.13	8.59	8.01	3.22	0.99	0.47	9.48	LEMAITRE	45.37	2.07	15.68	4.83	9.30	0.13	9.14	8.52	3.42	1.05	0.50	100	B, alk	0	6.22	22.63	24.29	3.43	11.86	0.00	19.48	7.00
CN-II-2	BASIC	46.53	1.50	15.72	8.5	3.82	0.13	8.16	5.54	4.97	0.17	0.28	8.35	LEMAITRE	49.02	1.58	16.56	4.75	7.81	0.14	8.60	5.84	5.24	0.18	0.30	99.999	TB, haw	0	1.06	41.24	21.15	1.66	4.72	0.00	19.59	6.89
CN-III-2	BASIC	46.72	1.57	16.2	8.49	3.82	0.12	7.67	7.32	3.87	1.35	0.3	5.63	LEMAITRE	48.15	1.61	16.70	4.68	7.60	0.13	7.91	7.54	3.99	1.39	0.31	99.999	TB, haw	0	8.22	29.34	23.55	2.39	9.54	0.00	16.40	6.78
CN-III-3	BASIC	44.79	1.38	14.73	8.29	3.73	0.13	8.95	6.99	3.83	0.35	0.27	10.06	LEMAITRE	48.03	1.47	16.05	4.35	8.08	0.14	9.60	7.50	4.11	0.38	0.29	99.999	B, alk	0	2.22	33.52	24.26	0.67	8.87	0.00	20.68	6.31
CN-III-5	BASIC	44.34	1.31	14.23	8.28	3.72	0.16	9.59	7.3	3.71	0.2	0.28	10.65	LEMAITRE	47.84	1.42	15.35	4.27	8.21	0.17	10.35	7.88	4.00	0.22	0.30	99.998	B, alk	0	1.28	32.38	23.28	0.81	11.10	0.00	21.57	6.19
SL-I-2	ULTRAB	45.64	1.98	15.85	8.79	3.95	0.12	6.25	7.81	4.24	1.78	0.61	7.23	LEMAITRE	47.23	2.05	16.40	5.04	7.74	0.13	6.47	8.08	4.39	1.84	0.63	99.998	BSN, bsn	0	10.89	25.11	19.62	6.51	13.19	0.00	12.03	7.30
SL-I-3	BASIC	45.23	1.92	15.57	8.72	3.92	0.13	6.41	8.01	4.13	1.66	0.59	7.45	LEMAITRE	47.17	2.00	16.24	4.95	7.82	0.13	6.69	8.35	4.31	1.73	0.62	99.998	TB, haw	0	10.23	24.66	19.86	6.39	14.17	0.00	12.31	7.17
SL-I-7	BASIC	44.19	2.07	15.85	8.79	3.95	0.14	5.69	6.6	4.95	1.26	0.66	9.43	LEMAITRE	47.14	2.20	16.91	5.17	8.01	0.15	6.07	7.04	5.28	1.34	0.70	100	BSN, bsn	0	7.94	30.13	18.46	7.88	9.59	0.00	12.69	7.49
SL-III-2	BASIC	46.77	2.11	16.71	8.37	3.76	0.14	5.12	6.15	4.93	2.8	0.7	6.05	LEMAITRE	48.10	2.17	17.18	5.30	6.85	0.15	5.27	6.32	5.07	2.84	0.72	99.999	PHT	0	17.01	25.93	15.63	9.19	8.87	0.00	9.89	7.69
SL-III-6	BASIC	49.87	1.80	18.18	6.44	2.90	0.11	1.9	5.58	5.98	4.29	0.56	5.19	LEMAITRE	51.05	1.85	18.61	4.74	6.46	0.12	1.95	5.98	6.12	4.39	0.57	100	TPH	0	25.95	24.03	10.33	15.04	12.51	0.00	0.43	6.87
PG-I-3	ACID	79.8	0.41	9.5	2.41	1.08	0.01	2.24	0.2	0.04	2.13	0.05	3.4	LEMAITRE	81.61	0.42	9.72	1.58	1.91	0.01	2.29	0.20	0.04	2.18	0.05	99.998	R	68.63	12.87	0.35	0.68	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
PG-I-11	ULTRAB	43.15	1.76	15.4	9.17	4.12	0.08	7.6	6.75	2.35	1.3	0.45	10.22	LEMAITRE	46.17	1.88	16.48	4.49	9.20	0.09	8.13	9.36	2.51	1.21	0.48	100,001	B, subal	0	7.15	21.27	30.10	0.00	10.69	4.51	15.09	6.51
PG-I-3	ULTRAB	45.26	1.87	16.1	9.56	4.30	0.16	7.23	7.91	2.77	2.56	0.59	6.98	LEMAITRE	46.30	1.91	16.47	5.18	8.54	0.16	7.40	8.09	2.83	2.62	0.50	99.999	TB, pot	0	15.48	19.06	24.48	2.66	10.01	0.00	16.01	7.50
PG-IV-1	ULTRAB	44.61	1.87	15.94	9.28	4.17	0.16	6.88	6.32	2.82	2.36	0.49	7.07	LEMAITRE	46.25	1.94	16.53	5.01	8.48	0.17	7.13	8.63	2.92	2.45	0.51	100,002	TB, pot	0	14.46	18.53	24.74	3.36	11.92	0.00	14.87	7.26
PG-I-10	BASIC	42.92	1.43	15.06	9.01	4.05	0.13	9.2	7.89	2.91	1.87	0.41	8.84	LEMAITRE	45.46	1.51	15.95	4.75	8.61	0.13	9.74	8.36	3.08	1.98	0.43	99.998	TB, pot	0	11.70	16.06	23.84	5.43	11.89	0.00	20.32	6.88
PG-I-16	BASIC	43.17	1.58	14.94	8.47	3.81	0.15	7.52	7.14	4.24	1.83	0.44	10.76	LEMAITRE	46.45	1.70	16.08	4.93	7.86	0.16	9.80	7.53	4.58	1.97	0.50	99.998	BSN, bsn	0	11.64	19.68	17.47	10.35	14.00	0.00	15.34	7.15
PG-I-18	BASIC	42.81	1.50	14.65	8.63	3.88	0.14	8.79	7.48	3.5	1.35	0.44	9.87	LEMAITRE	46.16	1.62	15.80	4.64	8.38	0.15	9.48	8.07	3.77</td													

Ap 5. Tabla datos geoquímicos de elemetos mayoritarios (evaluados en porcentajes y partes por millón) de las rocas ígneas presentes en la parte central de Falcón

	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	MnO (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	TiO ₂ (%)	P ₂ O ₅ (%)	LOI (%)	TOTAL (%)	Ba (ppm)	Sr (ppm)	Y (ppm)	Sc (ppm)	Zr (ppm)	Be (ppm)	V (ppm)
RD-E-VI-4	47,95	15,94	8,76	0,144	9,48	5,17	4,28	1,17	1,464	0,34	4,88	99,57	1533	827	19	31	126	-1	215
RD-E-VI-5	42,88	14,85	7,49	0,125	9,43	9,82	2,22	0,74	1,408	0,32	10,55	99,85	758	459	20	28	129	-1	196
RD-Q-1	43,61	14,35	7,94	0,138	9,42	6,05	3,60	0,10	1,351	0,29	12,79	99,63	532	428	18	29	113	-1	188
AT-S-1	44,77	14,81	9,46	0,145	8,60	7,03	3,56	1,92	1,947	0,60	6,10	98,95	1432	984	20	20	201	2	190
AT-S-5	40,59	14,33	9,24	0,110	8,40	7,60	3,18	0,34	1,749	0,54	13,11	99,20	186	542	20	18	201	2	179
AT-S-6	45,43	15,17	9,11	0,111	7,72	5,20	3,90	1,58	1,999	0,63	8,51	99,35	1152	983	22	19	217	2	189
AT-S-7	44,02	13,71	7,71	0,073	10,71	6,91	2,52	0,76	1,652	0,51	11,19	99,74	384	818	20	18	179	2	172
AT-S-10	43,51	15,07	8,68	0,102	7,66	7,42	3,46	1,10	1,929	0,61	9,75	99,30	604	844	20	19	206	2	192
AT-S-PN-1	36,93	14,99	9,44	0,112	9,74	6,91	3,59	0,21	1,824	0,59	15,11	99,45	86	305	21	19	205	2	182
GU-I-1	42,04	13,74	9,65	0,146	10,78	9,59	2,46	0,76	1,760	0,47	8,47	99,85	824	621	19	30	113	-1	211
GU-II-1	42,60	14,69	9,83	0,146	8,95	7,58	2,86	0,87	1,989	0,55	10,04	100,10	781	544	21	29	132	1	229
GU-II-4	41,14	14,10	9,71	0,140	9,66	7,24	3,05	0,92	1,898	0,50	11,12	99,48	800	483	20	28	130	1	223
GU-III-10	42,93	14,69	9,38	0,130	8,09	10,21	2,96	1,10	1,859	0,50	8,17	100,02	1598	811	21	29	134	-1	214
GU-III-11	42,66	14,74	9,51	0,125	8,59	8,01	3,22	0,99	1,942	0,47	9,48	99,75	806	528	22	30	133	1	229
CN-II-2	46,53	15,72	8,50	0,132	8,16	5,54	4,97	0,17	1,502	0,28	8,35	99,83	132	329	19	33	125	-1	218
CN-III-2	46,72	16,20	8,49	0,121	7,67	7,32	3,87	1,35	1,565	0,30	5,63	99,23	848	595	21	30	140	1	217
CN-III-3	44,79	14,97	8,29	0,130	8,95	6,99	3,83	0,35	1,375	0,27	10,06	100,00	138	347	18	27	103	1	189
CN-III-5	44,34	14,23	8,28	0,155	9,59	7,30	3,71	0,20	1,313	0,28	10,65	100,05	140	327	17	28	104	-1	180
SL-I-2	45,64	15,85	8,79	0,123	6,25	7,81	4,24	1,78	1,978	0,61	7,23	100,30	1127	885	23	19	227	2	187
SL-I-3	45,23	15,57	8,72	0,127	6,41	8,01	4,13	1,66	1,920	0,59	7,45	99,81	1031	899	22	20	223	2	181
SL-I-7	44,19	15,85	8,79	0,136	5,69	6,60	4,95	1,26	2,066	0,66	9,43	99,62	952	1574	23	17	248	2	189
SL-III-2	46,77	16,71	8,37	0,142	5,12	6,15	4,93	2,80	2,108	0,70	6,05	99,84	2643	882	26	16	263	2	196
SL-III-6	49,87	18,18	6,44	0,113	1,90	5,84	5,98	4,29	1,804	0,56	5,19	100,16	677	583	25	5	327	3	108
PG-I-3	79,80	9,50	2,41	0,010	2,24	0,20	0,04	2,13	0,407	0,05	3,40	100,19	427	25	6	8	69	-1	100
PG-II-1	43,15	15,40	9,17	0,083	7,60	8,75	2,35	1,13	1,755	0,45	10,22	100,05	601	752	21	21	174	1	178
PG-II-3	45,26	16,10	9,56	0,155	7,23	7,91	2,77	2,56	1,868	0,49	5,98	99,89	3108	791	23	21	187	2	178
PG-IV-1	44,61	15,94	9,28	0,160	6,88	8,32	2,82	2,36	1,868	0,49	7,07	99,80	3660	820	23	22	179	2	179
PC-I-10	42,92	15,06	9,01	0,125	9,20	7,89	2,91	1,87	1,426	0,41	8,88	99,71	608	510	20	24	152	1	166
PC-I-16	43,17	14,94	8,47	0,149	7,52	7,14	4,26	1,83	1,579	0,46	10,76	100,28	687	621	21	23	174	2	173
PC-I-18	42,81	14,65	8,63	0,142	8,79	7,48	3,50	1,35	1,504	0,44	9,87	99,16	925	645	20	23	158	1	175
PC-II-1	44,00	14,64	8,18	0,127	9,53	6,88	3,11	1,48	1,309	0,36	10,67	100,28	782	650	18	20	166	1	144
PC-II-3	43,11	14,85	8,28	0,148	8,18	6,69	3,48	1,37	1,590	0,45	11,35	99,50	803	710	20	24	167	1	176
AZ-I-2	44,69	15,10	8,20	0,136	7,49	6,26	5,03	0,13	1,773	0,45	9,52	98,78	1891	1323	21	24	142	1	192
AZ-I-3	43,89	14,72	8,14	0,120	8,19	6,55	4,66	0,12	1,604	0,45	10,53	98,97	1374	1146	21	25	128	1	191
AZ-I-4	43,34	14,64	8,73	0,124	9,75	6,72	3,13	0,81	1,531	0,37	9,86	99,00	1537	560	19	25	124	1	190
AZ-I-6	43,67	14,73	8,84	0,134	8,99	6,25	3,91	0,44	1,580	0,40	10,12	99,07	1269	773	20	25	123	-1	187
AZ-I-3	43,46	14,59	8,98	0,133	9,16	7,04	3,83	0,51	1,713	0,46	10,01	99,87	1493	789	19	27	130	1	201
MT-IV-1	43,89	15,40	9,63	0,151	7,27	7,81	3,54	0,76	1,656	0,41	9,41	99,93	374	323	20	27	126	1	210
MT-IV-2	43,93	15,72	9,45	0,134	8,37	7,44	3,50	0,92	1,650	0,42	8,07	99,59	512	338	21	27	123	1	208
MT-V-2	43,75	15,72	9,95	0,132	7,27	7,93	3,11	0,89	1,673	0,42	9,00	99,85	427	371	20	27	125	-1	209
MT-VI-1	45,75	15,68	8,73	0,134	6,90	9,20	3,27	1,44	1,669	0,40	6,96	100,14	371	435	20	28	129	-1	207
AG-V-2	46,42	14,16	7,18	0,104	9,72	7,33	2,14	0,68	1,297	0,31	10,17	99,50	7108	769	19	26	121	1	178
AG-V-3	44,00	14,17	7,57	0,121	10,71	7,30	2,23	0,37	1,259	0,29	11,34	99,37	4442	746	18	27	113	-1	179
AG-V-11	40,55	13,75	7,57	0,083	9,74	7,90	2,16	0,87	1,316	0,30	15,49	99,72	830	323	18	26	121	-1	189
AG-X-1	48,80	15,39	8,18	0,121	7,38	5,76	5,75	0,17	1,364	0,30	6,42	99,64	1651	451	19	25	132	1	186
MN-VI-2	47,53	15,61	8,36	0,146	8,52	10,36	2,98	0,81	1,410	0,29	4,13	100,13	244	180	17	32	108	-1	239
MN-VI-3	48,64	15,67	7,92	0,117	8,43	8,95	3,14	1,53	1,299	0,27	4,22	100,18	737	610	18	31	114	-1	213
MN-VI-10	48,25	15,66	8,46	0,113	9,65	6,92	3,01	2,01	1,270	0,26	3,84	99,44	6316	957	20	29	128	1	205

Ap. 5.1 Tabla de datos geoquímicos elementos mayoritarios (evaluados en porcentajes y partes por millón) Calibración de los datos

	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	MnO (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	TiO ₂ (%)	P ₂ O ₅ (%)	LOI (%)	Ba (ppm)	Sr (ppm)	Y (ppm)	Sc (ppm)	Zr (ppm)	Be (ppm)	V (ppm)	
SY3 CERT	59.62	11.75	6.49	0.32	2.67	8.26	4.12	4.23	0.15	0.54	1,16	450	302	718	6.8	320	20	50	syenite
SY-3/C	60.86	11.68	6.41	0.323	2.62	8.21	4.04	4.28	0.148	0.54		458	312	718	8	347	21	48	western phosphate rock
NIST 694 CERT	11.20	1.80	0.79	0.01	0.33	43.60	0.86	0.51	0.11	30.20								1736	
NIST 694/C	11.10	1.88	0.72	0.011	0.33	42.63	0.69	0.44	0.120	28.63		120	960	150	3	104	3	1533	
W-2 CERT	52.44	15.35	10.74	0.163	6.37	10.87	2.14	0.627	1.06	0.131	0.60	182	194	24	35	94	1.3	262	diabase
W-2/C	53.42	15.43	10.82	0.165	6.37	10.88	2.14	0.60	1.094	0.16		179	197	21	36	91	1	262	dolerite
DNC-1 CERT	47.04	18.30	9.93	0.149	10.05	11.27	1.87	0.229	0.48	0.085	0.60	114	145	18	31	41	1	148	
DNC-1/C	47.41	18.51	9.83	0.146	10.12	11.21	1.82	0.18	0.494	0.07		104	143	17	32	39	-1	145	
BIR-1 CERT	47.77	15.35	11.26	0.171	9.68	13.24	1.75	0.027	0.96	0.05		7.7	108	16	44	22	0.58	313	basalt
BIR-1/C	48.54	15.73	11.35	0.171	9.69	13.28	1.74	0.01	0.995	0.03		8	110	14	43	17	-1	314	
GBW 07113 CERT	72.78	12.96	3.21	0.140	0.16	0.59	2.57	5.43	0.30	0.05		506	43	42.5	5.2	403	4.09	3.8	rhyolite
GBW 07113/C	71.93	12.69	3.11	0.141	0.16	0.60	2.44	5.56	0.281	0.05		499	40	46	6	393	4	8	fly ash
NBS 1633b CERT	49.24	28.43	11.13	0.020	0.799	2.11	0.271	2.26	1.32	0.53		709	1041		41			296	
NBS 1633b/C	49.12	28.42	11.01	0.016	0.79	2.13	0.22	2.37	1.307	0.54		710	1030	87	41	238	12	288	
STM-1 CERT	59.64	18.39	5.22	0.22	0.101	1.09	8.94	4.28	0.135	0.158		560	700	46	0.61	1210	9.6	(8.7)	syenite
STM-1/C	59.06	17.88	5.04	0.214	0.10	1.13	8.98	4.29	0.132	0.16		595	685	42	1	1210	8	-5	
FK-N CERT	65.02	18.61	0.09	0.005	0.01	0.11	2.58	12.81	0.02	0.02		200	39	0.3	0.05	13	1	3	K-feldspar
FK-N/A	65.12	18.25	0.08	0.004	0.01	0.11	2.45	12.82	0.004	0.02		206	37	-1	-1	7	-1	-5	

Note: Certificate data underlined are recommended values; other values are proposed except those preceded by a "—" which are information values.

Note: The Fe₂O₃ for the standards is Total Fe₂O₃ and has not been adjusted for the FeO.

Ap.4.1 Tabla de datos geoquímicos (elementos minoritarios y trazas) de las rocas presentes en la parte central de Falcón. Calibración de los valores

	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mg	Ag	In	Sn	Sb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th		
Control Material W2	252	82	40	74	105	68	17	14	-5	19	184	201	97	7.7	-2	-0.5	-0.1	2	0.9	0.8	172	10.4	22.4	2.69	12.0	3.12	1.09	3.46	0.62	3.69	0.78	2.17	0.327	1.94	0.286	2.3	0.44	-0.5	0.11	8	-0.1	2.06		
Certified W2	262*	93*	44*	70*	103*	77*	20*	(1.0)	1.2	20*	194*	24*	94*	7.9	(0.6)	(0.046)			0.79	0.99*	182*	11.4*	24*	(5.9)	14.0	3.25*	1.1*	3.6*	0.63	3.8*	0.76*	2.5	0.4	2.05*	0.33*	2.56*	0.5	(0.3)	(0.2)	9	(0.03)	2.2*		
Control Material WMG-1	167	796	173	2500	6.120	110	10	1.3	7	4	40	13.8	60	4.9	-2	1.1	-0.1	2	2.0	0.4	1.18	8.04	16.6	2.04	9.22	2.36	0.771	2.50	4.3	2.46	0.52	1.46	0.218	1.31	0.198	1.5	0.32	-0.5	0.07	15	0.5	1.11		
Certified WMG-1	(149)	(770)	(200)	(2700)	(5900)	(110)	(10.3)		(7)	(4)	(41)	(12)	(43)	(6)	(1.4)		(2.7)		(2.2)	(1.8)	(0.48)	(114)	(8.2)	(16)	(9)	(2.3)	(0.8)	(0.4)	(2.8)	(0.5)	(0.2)	(1.3)	(0.21)	(1.3)	(0.5)	(1.3)	(19)	(1.1)	(0.0)					
Blank	-5	-20	-1	-20	-10	-30	-1	-0.5	-5	-1	-2	-0.5	-1	-0.2	-2	-0.5	-0.1	-1	-0.2	-0.1	-3	-0.05	-0.05	-0.01	-0.05	-0.01	-0.01	-0.05	-0.01	-0.01	-0.005	-0.01	-0.002	-0.1	-0.01	-0.05	-0.05	-5	-0.1	-0.05	0			
Calibration Standard MAG1	143	101	22	51	29	92	22	1.2	10	149	143	27.1	131	14.3	-2	-0.5	-0.1	3	0.8	8.1	517	43.1	88.4	9.7	37.2	7.44	1.51	6.30	0.97	5.32	1.05	2.81	0.433	2.62	0.380	3.5	1.16	1.4	0.18	10	-0.1	11.7	2	
Certified MAG1	140*	97*	20.4*	53*	30*	130*	20.4*			9.2	149*	146*	28*	126*	1.2	1.6	0.08	(0.18)	3.6	0.96*	8.6*	479*	43*	88*	9.3	38*	7.5*	1.55*	5.8*	0.96*	5.2*	1.02*	3	4.3*	2.6*	0.40*	3.7*	1.1	1.4	(0.59)	24*	0.34	11.9*	2
Calibration Standard BIR1	315	386	51	171	126	63	15	1.4	-5	-1	19	15.4	16	0.6	-2	-0.5	-0.1	-1	0.5	-0.1	7	0.76	2.02	0.38	2.40	1.11	0.554	1.82	0.40	2.64	0.61	1.70	0.277	1.66	0.243	0.6	0.03	-0.5	-0.05	-5	-0.1	-0.05	0	
Certified BIR1	313*	382*	51.4*	166*	126*	71*	16	1.5	(0.4)	0.25*	108*	16*	15.5	0.6	(0.5)	(0.036)		0.65	0.58	0.005	7	0.62*	1.95*	0.38*	2.5*	1.1*	0.54*	1.85*	0.36*	2.5*	0.57*	1.7*	0.26*	1.65	0.26*	0.6*	0.04	0.07	(0.01)	3	(0.02)	0.03		
Calibration Standard DNC1	151	156	24	67	48	42	13	0.9	2	49	83	14.0	40	5.5	-1	-0.4	-0.1	1	0.4	2.0	132	14.59	30.12	4.84	13.17	2.85	0.688	2.70	0.45	2.65	0.55	1.87	0.235	1.48	0.207	1.3	0.46	0.4	0.03	1	0.0	2.90	0	
Certified DNC1	148*	285*	54.7*	247*	96*	66*	15	(1.3)	(0.2)	(4.5)	145*	18*	41*	3	(0.7)	(0.027)		0.96*	(0.34)	114*	3.8*	10.6	1.3	4.9*	1.38*	0.59*	2	0.41*	2.7	0.62*	(2*)	(0.33)	2.01*	0.32*	1.01*	0.098*	(0.2)	(0.026)	6.3	(0.02)	(0.2)			
Calibration Standard GXR-2	52	36	8	22	77	440	37	0.9	23	89	156	17.9	271	10.3	-2	11.6	-0.1	2	31.3	5.2	2.238	26.0	53.2	53.5	19.8	3.74	0.813	3.27	0.53	2.99	0.64	1.76	0.287	1.84	0.274	6.7	0.62	1.5	0.91	221	-0.1	8.20	2	
Certified GXR-2	52	36	8.6	21	76		37		25	78	160	17	269	11	(2.1)	17	(0.252)	1.7	49	5.2	2.240	25.6	51.4	(19)	3.5	0.81	(3.3)	0.48	3.3		(0.3)	2.04	(0.27)	8.3	0.9	1.9	1.03	690	(0.69)	8.8	2			
Calibration Standard LKSD-3	76	75	30	48	31	141	15	1.1	28	74	249	29.3	124	5.4	-2	-2.2	-0.1	2	0.9	2.2	660	46.5	88.0	10.7	41.3	7.65	1.44	6.28	0.89	4.88	1.02	2.84	0.454	2.87	0.424	3.0	0.56	0.9	0.70	28	-0.1	1.01	4	
Certified LKSD-3	82	87	30	47	35	152			27	78	240	30	178	8	(5)	2.7		3	1.3	2.3	680	52	90	9	44	8.0	1.50	1.0	4.9		2.7	0.4	4.8	(7)	(4)	29		11.4						
Calibration Standard MICA Fe	131	90	26	46	-10	967	95	3.2	6	2.290	4	48.6	800	291	-2	-0.5	0.6	71	-0.2	169	157	200	478	48.9	181	35.1	0.650	22.2	2.70	10.9	1.54	3.77	0.566	3.47	0.478	25.9	34.7	7.6	14.1	10	0.5	167	8	
Certified MICA Fe	135*	90*	23*	35*	5*	1300*	95*	3.2	3	2200*	5*	48*	800*	270*	1.2	0.60	0.70*		180*	150*	200*	420*	49*	180*	33*	0.7*	21*	2.7*	11*	1.6*	3.8*	4.8*	3.5*	0.5*	26*	35*	15	16	13*	2	150*	8		
Calibration Standard GXR1	85	40	8	41	1.50	782	13	3	361	3	301	31	25	1.6	18	31	0.8	51	130	3.3	708	8.2	15.1	1.92	8.5	2.96	0.67	4.11	0.9	4.97	1.04	2.74	0.42	2.33	0.311	0.7	0.07	175	0.52	730	1.380	2.85	0	
Certified GXR1	80	12	8.2	41	1.110	760	13.8		427	(14)	275	32	(38)	(0.8)	18	31	0.77	54	122	3	750	7.5	17	(18)	2.7	6.69	4.2	0.83	4.3		(0.43)	1.9	0.28	0.96	0.175	164	(0.39)	730	1.380	2.44	3			
Calibration Standard SY3	47	40	8	40	-20	230	37	3	25	209	307	718	311	175	-4	-1	-0.2	6	0.7	2.7	465	1.330	2.330	209	692	121	18.3	113	21.1	31	29.6	8.28	13.0	67.6	8.15	10.0	22.4	2.0	1.75	92	0.3	0.080	7	
Certified SY3	50	(11)	8.8	11	17	244*	27*	1.4	18.8	206*	302*	718*	320	148	(1.0)	(1.5)		(6.5)	3.1	2.5	450	1340*	223*	22*	670	109	17*	105*	18	118*	29.5*	68	11.8*	(62)	7.90	7.90	30*	1.1*	1.50	133*	(0.8)	100*	6	
Calibration Standard STM1	-5	-20	-1	-20	-10	232	36	1.5	-5	118	715	45.3	1.390	262	5	-0.5	-0.1	8	1.9	1.5	610	150	264	24.6	78.9	12.6	3.64	9.4	1.52	8.29	1.62	4.42	0.694	4.43	0.631	28.1	19.3	3.1	0.31	18	0.3	30.1	8	
Certified STM1	(8.7)	(4.3)	0.9	(3)	(4.6)	235*	36*	(1.4)	4.6	118*	700*	46*	1210*	268*	5.2	0.079*	(0.12)	6.8	1.66*	1.54*	560*	150*	259*	19*	79*	12.6*	3.6*	9.5*	1.55*	8.1*	1.9	4.2*	6.69	4.4*	6.0	28*	18.6*	3.6*	0.26	17.77*	0.13	31*	9.8	
Calibration Standard IFG1	-5	-20	27	36	11	-30	-1	20.9	-5	-1	4	9.0	2	0.3	-2	-0.5	-0.1	-1	0.7	-0.1	-3	2.83	3.91	0.43	1.79	0.42	0.394	0.67	0.12	0.82	0.22	0.63	0.101	0.60	0.093	-0.1	19	216	-0.05	-0.1	0.05	0		
Certified IFG1	2	4	29*	23	13*	20*	0.7	24	1.5	0.4	3	9*	1	0.4	0.7		0.2	0.3	0.63	0.006	1.5	2.8*	4*	0.4	0.3*	0.74*	0.11*	0.8*	0.2*	0.63*	0.09*	0.6*	0.09	0.04	0.2	220	0.02	4	0.1	0.1	0	0		

NOTE: '*' = RECOMMENDED VALUES

'()' = INFORMATION VALUES

ALL OTHER VALUES ARE PROPOSED

NOTE: WE RECOMMEND USING OPTION 4B1 FOR ACCURATE LEVELS OF BASE METALS Cu,Pb,Zn,As AND OPTION 4B-INA4 FOR As,Sb, HIGH Wt-100PPM AND Cr-1000PPM AND Sn-50PPM BY CODE 5D. VALUES FOR THESE ELEMENTS PROVIDED BY ICP/MS ARE ORDER OF MAGNITUDE ONLY AND ARE FOR GENERAL INFORMATION. MINERALIZED SAMPLES SHOULD HAVE THE QUANT OPTION SELECTED OR REQUEST ASSAYS FOR VALUES WHICH EXCEED THE RANGE OF OPTION 4B1.

Certified By:

D. D'Anna, Dipl. T.
ICPMS Technical Manager, Activation Laboratories

Date Received: 08-Jul-02

This report shall not be reproduced except in full without the written approval of the laboratory.
Unless otherwise instructed, samples will be disposed of by [redacted] Date Reported: 22-Jul-02

Ap 4. Tabla de datos geoquímicos para las muestras (elementos minoritarios y traza evaluados en partes por millón) de las rocas presentes en la parte central de Falcón

V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Ag	In	Sn	Sb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U		
RD-E-VI-4	216	416	41	208	72	60	17	1.3	-5	14	836	21,3	111	20,6	-2	-0.5	-0.1	-1	-0.2	0,3	1.560	21,9	44,3	4,88	20,3	4,47	1,47	3,85	0,67	3,92	0,81	2,19	0,318	1,92	0,281	2,8	1,55	-0,5	0,12	-5	-0,1	3,32	0,98	
RD-E-VI-5	198	363	41	201	70	65	17	1.3	-5	14	471	21,0	99	20,7	2	-0.5	-0.1	-1	-0.2	0,9	785	21,9	44,0	4,83	20,0	4,55	1,49	3,90	0,68	3,85	0,78	2,17	0,317	1,95	0,287	2,6	1,64	-0,5	0,10	-5	-0,1	3,50	1,04	
RD-Q-1	189	355	35	176	63	55	17	1,4	-5	4	436	18,9	91	18,2	-2	-0.5	-0.1	1	-0.2	0,4	561	18,9	38,1	4,21	17,7	3,89	1,29	3,58	0,61	3,42	0,71	1,97	0,281	1,75	0,256	2,5	1,45	-0,5	-0,05	-5	-0,1	3,08	0,93	
AT-S-1	188	347	38	220	48	83	18	1,2	-5	29	1.020	21,9	198	42,6	5	-0.5	-0.1	-1	-0.2	20,4	1.500	34,1	65,2	7,22	29,1	6,02	1,97	5,58	0,79	4,24	0,84	2,30	0,303	1,95	0,272	4,4	3,77	-0,5	0,13	-5	-0,1	5,15	1,79	
AT-S-5	179	310	38	203	47	93	18	1,4	8	10	575	21,7	195	43,7	3	-0.5	-0.1	-1	-0.2	1,1	198	33,8	65,4	7,20	28,9	5,83	1,88	5,24	0,78	4,14	0,84	2,26	0,309	1,92	0,286	4,2	3,39	-0,5	0,10	6	-0,1	5,75	1,83	
AT-S-6	188	317	36	188	48	87	19	1,4	-5	27	1.030	23,0	212	48,4	5	-0.5	-0.1	-1	-0.2	24,4	1.220	37,6	71,5	7,84	31,7	6,37	2,07	5,72	0,84	4,47	0,89	2,39	0,319	2,02	0,283	4,6	4,02	0,5	0,15	6	-0,1	5,61	1,88	
AT-S-7	167	309	26	203	45	80	17	1,1	-5	14	846	20,2	157	38,9	4	-0.5	-0.1	-1	-0.2	2,8	403	33,3	63,8	7,03	28,0	5,62	1,47	4,87	0,73	3,88	0,78	2,13	0,301	1,84	0,257	3,8	3,05	0,5	0,08	-5	-0,1	5,77	2,00	
AT-S-10	192	336	38	199	49	79	19	1,2	-5	21	910	22,9	210	49,1	5	-0.5	-0.1	-1	-0.2	4,9	658	36,1	68,2	7,52	30,3	6,15	1,97	5,51	0,82	4,41	0,66	2,27	0,315	1,95	0,275	4,4	3,79	0,5	0,10	-5	-0,1	5,35	1,80	
AT-S-PN-1	182	339	34	254	46	97	21	1,1	-5	6	311	23,0	208	48,9	5	-0.5	-0.1	-1	-0.2	0,6	93	34,1	66,6	7,39	29,6	6,05	1,96	5,36	0,80	4,39	0,87	2,34	0,318	1,94	0,277	4,1	3,46	0,6	0,06	6	-0,1	5,72	1,83	
GU-I-1	216	471	47	216	44	55	16	1,3	-5	16	640	19,4	94	26,5	-2	-0.5	-0.1	1	-0.2	6,4	793	21,1	42,7	5,14	22,0	4,93	1,65	4,56	0,69	3,84	0,78	2,08	0,282	1,72	0,251	2,6	1,89	-0,5	0,12	-5	-0,1	1,82	0,64	
GU-II-1	234	355	42	153	57	64	17	1,4	-5	20	556	22,1	110	30,3	2	-0.5	-0.1	1	-0.2	19,5	751	25,0	50,9	7,68	25,5	5,61	1,90	5,16	0,81	4,43	0,68	2,39	0,327	2,05	0,290	2,9	2,27	-0,5	0,08	-5	-0,1	2,16	0,77	
GU-II-4	227	342	41	153	49	62	17	1,3	-5	19	495	21,3	106	30,3	-2	-0.5	-0.1	1	-0.2	15,8	772	23,4	47,7	5,69	24,0	5,35	1,77	5,05	0,79	4,25	0,87	2,28	0,324	1,92	0,283	2,8	2,18	-0,5	0,06	-5	-0,1	2,07	0,75	
GU-III-10	215	357	40	161	76	71	17	1,4	-5	16	798	21,4	112	31,7	3	-0.5	-0.1	1	-0.2	13,6	1.520	23,0	46,5	5,49	23,1	5,04	1,72	4,70	0,74	4,19	0,81	2,25	0,310	1,83	0,269	2,9	2,23	-0,5	0,11	-5	-0,1	2,14	0,79	
GU-III-11	241	341	41	137	53	62	17	1,3	-5	20	541	22,2	108	30,9	-2	-0.5	-0.1	1	-0.2	16,6	789	22,9	46,4	5,52	23,6	5,26	1,83	5,01	0,80	4,36	0,88	2,34	0,324	1,98	0,282	2,9	2,20	-0,5	0,09	-5	-0,1	2,01	0,72	
CN-II-2	224	279	38	135	57	77	18	1,1	-5	5	327	19,4	118	24,7	-2	-0.5	-0.1	1	-0.2	0,3	127	21,0	40,4	4,65	19,1	4,32	1,45	4,15	0,68	3,85	0,77	2,15	0,314	1,87	0,275	2,8	1,39	-0,5	0,05	7	-0,1	2,60	0,71	
CN-III-2	227	304	37	151	68	70	20	1,4	-5	22	622	22,0	141	26,1	-2	-0.5	-0.1	1	-0.2	0,4	824	24,4	46,5	5,31	21,6	4,81	1,51	4,55	0,75	4,28	0,88	2,47	0,364	2,22	0,325	3,4	1,63	-0,5	0,14	-5	-0,1	3,22	0,96	
CN-III-3	203	388	38	194	65	56	17	1,3	-5	7	342	19,1	107	22,2	-2	-0.5	-0.1	1	-0.2	0,3	133	21,2	40,6	4,65	19,0	4,13	1,40	4,07	0,66	3,63	0,75	2,10	0,312	1,88	0,277	2,1	1,38	-0,5	0,05	-5	-0,1	2,64	0,79	
CN-III-5	180	440	39	237	115	65	16	1,0	-5	4	312	16,5	92	19,7	-2	-0.5	-0.1	1	-0.2	0,2	131	19,4	37,4	4,28	17,5	3,82	1,19	3,65	0,58	3,42	0,68	1,95	0,276	1,66	0,246	2,4	1,25	-0,5	0,05	-5	-0,1	2,33	0,68	
SL-I-2	184	226	32	139	44	58	18	1,3	-5	24	902	24,4	230	50,2	4	-0.5	-0.1	2	-0.2	25,1	1.150	34,6	68,0	7,11	28,5	5,92	1,91	5,01	0,82	4,48	0,89	2,44	0,337	2,13	0,312	4,5	4,28	-0,5	0,08	-5	-0,1	5,20	1,91	
SL-I-3	180	288	34	165	43	72	18	1,3	-5	22	900	23,5	226	50,3	3	-0.5	-0.1	2	0,2	23,9	1,060	33,2	65,1	6,82	26,9	5,61	1,81	4,73	0,78	4,24	0,85	2,38	0,332	2,04	0,305	4,5	4,08	-0,5	0,08	-5	-0,3	5,00	1,85	
SL-I-7	183	263	27	162	48	67	19	1,2	-5	12	1.560	25,1	230	50,7	5	-0.5	-0.1	2	-0,2	0,3	972	36,1	70,8	7,41	28,8	6,19	1,92	5,08	0,84	4,60	0,92	2,56	0,360	2,21	0,332	4,8	4,60	-0,5	0,09	6	-0,1	5,65	2,07	
SL-II-2	194	123	26	87	63	63	19	1,4	-5	31	903	27,0	279	63,0	5	-0.5	-0.1	2	-0,2	17,9	2.720	39,5	77,1	8,11	32,0	6,55	2,04	5,29	0,88	4,82	0,98	2,73	0,391	2,41	0,357	5,2	4,94	-0,5	0,13	5	-0,1	6,22	2,26	
SL-III-6	102	20	-12	28	35	64	19	1,3	-5	38	603	26,0	327	84,1	7	-0.5	-0.1	2	-0,2	10,3	720	43,0	80,8	8,01	29,6	5,82	1,86	4,59	0,80	4,56	0,93	2,69	0,414	2,58	0,391	5,8	6,74	-0,5	0,11	7	-0,1	8,40	3,14	
PG-I-3	99	57	8	38	-10	-30	13	2,3	-5	36	24	5,3	78	8,7	-2	-0.5	-0.1	2	-0,2	1,3	457	10,8	19,5	2,05	7,52	1,27	0,24	0,99	0,15	0,90	0,21	0,70	0,128	0,86	0,146	1,8	1,55	-0,5	0,23	-5	-0,1	5,54	2,06	
PG-II-1	180	215	33	119	46	56	17	1,5	-5	15	757	22,9	151	27,7	4	-0.5	-0.1	1	-0,2	4,8	618	26,3	52,9	5,70	23,6	5,08	1,69	4,51	0,76	4,27	0,87	2,37	0,332	2,06	0,301	3,4	3,69	-0,5	0,05	-5	-0,1	3,96	1,35	
PG-II-3	183	196	34	109	41	62	17	1,4	-5	30	804	25,0	170	31,9	4	-0.5	-0.1	1	-0,2	15,3	3.100	28,7	58,7	6,45	26,6	5,69	1,85	4,83	0,82	4,60	0,94	2,62	0,365	2,28	0,340	4,0	3,03	-0,5	0,16	-5	-0,1	4,44	1,54	
PG-IV-1	185	183	34	109	45	74	17	1,3	-5	27	857	25,2	231	17,1	34,3	3	-0.5	-0.1	1	0,3	15,6	3.780	28,6	57,9	6,28	25,9	5,65	1,83	4,93	0,82	4,60	0,92	2,58	0,320	2,38	0,295	3,8	2,95	-0,5	0,15	-5	-0,1	4,24	1,46
PC-I-10	169	340	42	192	43	61	16	1,3	-5	33	540	20,3	129	28,5	3	-0.5	-0.1	1	-0,2	7,0	619	25,9	50,9	5,51	22,2	4,71	1,54	4,02	0,67	3,73	0,76	2,09	0,291	1,83	0,266	3,0	2,41	-0,5	0,12	-5	-0,1	3,68	1,22	
PC-I-16	181	246	33	136	50	62																																						

ANEXOS **(MAPAS)**

	6349-IV-SO	6349-IV-SE
	6349-III-NO	6349-III-NE
6249-II-SE	6349-III-SO	
6248-I-NO	6248-I-NE	