

UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE INGENIERÍA
CARACAS. VENEZUELA

**GEOLOGÍA DEL MACIZO DE EL BAÚL, ESTADO COJEDES, CON
ÉNFASIS EN LA PETROLOGÍA DE LAS ROCAS GRANÍTICAS**

Proyecto de investigación para optar al título de Doctor en Ciencias de la Ingeniería, a través del programa doctoral individualizado en Ciencias de la Ingeniería de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela.

Presentado por el Ing. Geólogo
Patxo Joseba VISCARRET VALERO

TOMO I

Dr. URBANI Franco
Tutor y Coordinador Comité Doctoral

Dr. Tommaso TOSIANI
(Miembro Comité Doctoral)

Dr. Ramón S. SIFONTES
(Miembro Comité Doctoral)

Caracas, Venezuela
2009

www.bdigital.ula.ve

Depósito legal número
LFT4872009551643

UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE INGENIERÍA
CARACAS. VENEZUELA

**GEOLOGÍA DEL MACIZO DE EL BAÚL, ESTADO COJEDES, CON
ÉNFASIS EN LA PETROLOGÍA DE LAS ROCAS GRANÍTICAS**

Proyecto de investigación para optar al título de Doctor en Ciencias de la Ingeniería, a través del programa doctoral individualizado en Ciencias de la Ingeniería de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela.

Presentado por el Ing. Geólogo
Patxo Joseba VISCARRET VALERO

TOMO II

APÉNDICES

Caracas, Venezuela
2009

ÍNDICE TOMO I

Resumen	iv
Agradecimientos	vi
Índice de tablas	viii
Índice de figuras	x
1. TÓPICOS INTRODUCTORIOS.....	1
1.1. GENERALIDADES.....	1
1.2. OBJETIVOS.....	2
1.3. ALCANCE DE LA INVESTIGACIÓN	3
1.4. UBICACIÓN GEOGRÁFICA.....	3
1.5. TRABAJOS PREVIOS.....	5
1.6. METODOLOGÍA.....	6
1.6.1. Geoquímica.....	6
1.6.2. Geocronología.....	8
1.6.2.1. Sistemática de U-Pb.....	10
1.6.2.2. Diagrama Concordia.....	11
1.7. CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA.....	12
2. GEOLOGÍA REGIONAL.....	13
2.1. ROCAS GRANÍTICAS. ASOCIACIÓN GRANÍTICA EL BAÚL.....	14
2.1.1. Granito de Mogote.....	15
2.1.2. Granito de Mata Oscura.....	16
2.1.3. Granito de Piñero.....	17
2.1.4. Sienita.....	18
2.1.5. Diques tardíos.....	19
2.2. ROCAS VOLCÁNICAS. SÚPER ASOCIACIÓN GUACAMAYAS.....	20
2.2.1. Asociación Rioltica Teresén.....	22
2.2.1.1. Rioltita de El Corcovado.....	22
2.2.1.2. Rioltita de Tirado	23
2.2.1.3. Rioltita de La Bandola.....	23
2.2.2. Asociación Latítica El Peñón.....	24
2.2.2.1. Latita cuarcífera de El Oso.....	24
2.2.2.2. Rioltita de La Segoviera.....	24
2.3. ROCAS METASEDIMENTARIAS.....	25
2.3.1 Asociación metasedimentaria El Barbasco.....	26
2.3.1.1 Metapelita de Cerrajón.....	26
Metalimolita de Jobito.....	27
2.3.1.2 Cuarcita de Cañaote.....	28
Metaconglomerado de Cayetano.....	29
2.3.2 Filita de Mireles.....	30
2.4. SEDIMENTOS ALUVIALES.....	32
2.5. INTERPRETACIONES REGIONALES PREVIAS.....	32
2.5.1. Asociación Granítica El Baúl.....	32
2.5.2. Super Asociación Guacamayas.....	34
2.5.3. Asociación Metasedimentaria El Barbasco.....	34

2.5.4. Filita de Mireles.....	36
3. GEOLOGÍA LOCAL.....	37
3.1 GENERALIDADES.....	37
3.2. ROCAS GRANITOIDES Y ASOCIADAS.....	40
3.2.1. Granito de Mogote.....	41
3.2.2. Granito de Mata Oscura.....	46
3.2.3. Granito de Piñero.....	52
3.2.4. Cuerpos intrusivos tardíos.....	61
3.2.4.1. Sienita.....	61
3.2.4.2. Aplita y vetas de cuarzo.....	65
3.2.4.3. Diorita hornbléndica.....	69
3.2.4.4. Diabasa.....	73
3.2.5. Interpretaciones petrográficas de los cuerpos granitoides y diques.....	76
3.2.5.1. Granito de Mogote.....	76
3.2.5.2. Granito de Mata Oscura.....	80
3.2.5.3. Granito de Piñero.....	83
3.2.5.4. Intrusivos tardíos.....	85
3.2.6. Clasificación petrográfica.....	90
3.3. ROCAS VOLCÁNICAS.....	91
3.3.1. Asociación Riolfítica Teresén.....	92
3.3.1.1. Riolita de Corcovado.....	92
3.3.1.2. Riolita de La Bandola.....	94
3.3.2. Asociación Latítica El Peñón.....	97
3.3.2.1. Latita Cuarcífera de El Oso.....	97
3.3.2.2. Riolita de La Segoviera.....	99
3.3.3. Interpretaciones petrográficas de las rocas volcánicas.....	101
3.3.3.1. Riolita de El Corcovado.....	101
3.3.3.2. Riolita de La Segoviera.....	102
3.4. ROCAS METASEDIMENTARIAS.....	102
3.4.1. Filita de Mireles.....	102
3.4.2. Asociación Metasedimentaria El Barbasco.....	104
3.4.2.1. Metapelita de Cerrajón.....	105
3.4.2.2. Metalimolita de Jobito.....	107
3.4.2.3. Cuarcita de Cañaote.....	110
3.4.2.4. Metaconglomerado de Cayetano.....	112
3.4.3. Interpretaciones petrográficas de las rocas metasedimentarias.....	114
3.5. SEDIMENTOS ALUVIALES.....	114
4. GEOQUÍMICA.....	115
4.1. GENERALIDADES.....	115
4.2. GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS GRANITOIDES.....	118
4.2.1. Componentes mayoritarios.....	118
4.2.2. Resumen del comportamiento de los elementos mayoritarios para los cuerpos granitoides, diabasa y diorita.....	126
4.2.3. Elementos trazas para GM.....	127
4.2.4. Elementos trazas para GO1 y GO2.....	128
4.2.5. Elementos trazas para GP.....	129
4.2.6. Elementos trazas para S.....	130

4.2.7. Elementos trazas para Dr y Db	131
4.2.8. Resumen del comportamiento de los elementos trazas para los cuerpos granitoides, diabas y diorita.....	132
4.2.9. Comparación geoquímica de granitoides.....	135
4.2.9.1. Granito de Mogote.....	135
4.2.9.2. Granito de Mata oscura (GO1 y GO2) y Granito de Piñero.....	137
4.3. GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS VOLCÁNICAS.....	139
4.3.1. Diagramas con elementos trazas para RS y RC.....	140
4.4. DISCRIMINACIÓN DE AMBIENTES TECTÓNICOS.....	141
4.4.1. Unidades de granitoides.....	141
4.4.2. Diques de diabasa y diorita.....	147
4.4.3. Diferenciación magmática.....	148
4.4.4. Roca volcánicas.....	149
4.4.5. Resumen.....	150
5. GEOCRONOLOGÍA.....	151
5.1. RESULTADOS GEOCRONOLÓGICOS.....	152
5.1.1. Riolita de Corcovado.....	152
5.1.2. Riolita de La Segoviera.....	153
5.1.3. Granito de Mogote.....	155
5.1.4. Granito de Mata Oscura.....	157
5.1.5. Granito de Piñero.....	158
5.1.6. Resumen Geocronología.....	160
6. INTERPRETACIONES GENERALES.....	161
6.1. MODELO EVOLUTIVO.....	161
6.2. MAGMATISMO.....	164
6.2.1. Cámbrico.....	164
6.2.2. Pérmico.....	165
6.3. ESTRUCTURA REGIONAL.....	165
6.4. RESUMEN MODELO EVOLUTIVO.....	166
7. SUMARIO, CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	173
8. BIBLIOGRAFÍA.....	190

TOMO II

9. PÉNDICES

Apéndice 9.A. Retrospectiva de los estudios realizados en el macizo de El Baúl.....	201
Apéndice 9.B. Observaciones de campo y descripción de las muestras.....	242
Apéndice 9.C. Atlas petrográfico de las unidades estudiadas.....	310
Apéndice 9.D. Procedimientos en laboratorio y técnicas analíticas.....	339
Apéndice 9.E. Geoquímica: Tablas de composición química, métodos analíticos, norma CIPW.....	363
Apéndice 9.F. Mapas geológicos (incluye CD).....	CD
9.F.1. 6542-I-NE. Piñero a escala 1:25.000	
9.F.2. 6542-I-NO. Teresén a escala 1:25.000	
9.F.3. 6542-IV-NE. El Baúl a escala 1:25.000	
9.F.4. 6543-III-NO. Bariaguán a escala 1:25.000	
9.F.5. 6543-III-SE. Ave María a escala 1:25.000	
9.F.6. 6543-III-SO. Mireles a escala 1:25.000	

- 9.F.7. 6543-II-SE. Mata Oscura a escala 1:25.000
- 9.F.8. 6543-II-SO. Barbasco a escala 1:25.000
- 9.F.9. 6543-I-SO. Mogote a escala 1:25.000
- 9.F.10. 6543-III-SO. Bartolo a escala 1:25.000
- 9.F.11. Mapa general del macizo El Baúl. 1:50.000

www.bdigital.ula.ve

GEOLOGÍA DEL MACIZO DE EL BAÚL, ESTADO COJEDES, CON ÉNFASIS EN LA PETROLOGÍA DE LAS ROCAS GRANÍTICAS

Tutores Académicos: Profesores Franco URBANI, Ramón S. SIFONTES & Tomasso TOSIANI. Tesis doctoral. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Año 2009 p. 370 p.

Resumen. El macizo de El Baúl está ubicado en las adyacencias de la población de El Baúl al sur del estado Cojedes, a unos 120 km al SE de la población de Tinaco y unos 60 km al sur de la población del Pao. Corresponde a una aislada zona montañosa de abrupto relieve, muy disectada, y rodeada de llanos. Las elevaciones siguen una dirección noroeste - sureste y abarca una superficie aproximada de 720 km². Este grupo de rocas emerge como un alto geomorfológico y estructural entre las cuencas Oriental de Venezuela, en el este y la de Barinas-Apure en el suroeste. Allí afloran rocas graníticas, metasedimentarias, subvolcánicas y volcánicas.

Luego de la compilación de mapas previos, interpretación de fotografías aéreas e imágenes satelitales, realizar el trabajo de campo, adaptar las descripciones de las unidades a la nueva nomenclatura, análisis petrográfico, geoquímico y geocronológico de muestras de roca, se obtiene una base geológica reunida en diez mapas a escala 1:25.000 y uno 1:50.000, para dar un aporte a la geología de esta zona por ser la menos estudiada del centro occidente del país y con mayor variedad geológica.

Los tres grandes grupos de rocas que comprenden las unidades de La Asociación Granítica El Baúl, son: Granito de Mogote (monzogranito), Granito de Mata Oscura 1 (leucomonzo-granito biotítico), Granito de Mata Oscura 2 (monzogranito biotítico hornbléndico), Granito de Piñero (leucosienogranito) y Granito de Piñero alterado (leucomonzogranito), además de los intrusivos tardíos que son: cuarzosenita, diabasa hornbléndica, diorita hornbléndica biotítica, monzogranito aplítico y vetas de cuarzo.

Las rocas volcánicas están integradas en la Super-Asociación Guacamayas, y comprende la Asociación Latítica El Peñón, con las unidades: Riolita de La Segoviera y Latita cuarcífera de El Oso; y la Asociación Riolitica Teresén con las unidades: Riolita de La bandola, Riolita de Tirado y Riolita de El Corcovado.

Las rocas metasedimentarias comprenden la Filita de Mireles y la Asociación Metasedimentaria El Barbaco que incluye a la: Cuarcita de Cañaote y Metapelita de Cerrajón con la subunidad Metalimolita de Jobito, esta última en contacto tectónico con el Granito de Piñero alterado.

El Granito de Mogote es peraluminico, alcalino-cálcico y tiene tendencias de granito tipo S (granito de dos micas con corindón normativo con > 1% en peso, con ASI > 1,1) poco diferenciado y poco evolucionado y tiene características geoquímicas similares a aquellos granitos sintectónicos de zonas de subducción, que provendrían mayormente de la fusión parcial de rocas metasedimentarias de la corteza media superior, favorecida por cantidades de agua variable.

El Granito de Mata Oscura se subdivide en Mata Oscura 1, que es la unidad mayoritaria y el cual es peraluminico a medianamente metaluminico, sub-alcalino a alcalino y una subunidad minoritaria que hemos denominado Mata Oscura 2 que es levemente metaluminica, subalcalina a alcalina; El Granito de Piñero es semejante al anterior, peraluminico a medianamente metaluminico, calco-alcalino a sub-alcalino, tiene corindón normativo < 1% y esfena, ASI < 1,1, con características de granito más diferenciado y evolucionado que el Granito de Mogote, del tipo I. Hay cuerpos menores de sienita la cual es peraluminica, alcalina, muy poco evolucionada respecto a los granitos de Mata Oscura y Piñero. Los diques de diorita y diabasa parcialmente anfibolitizada, muestran enriquecimiento en hierro (tendencia toleítica) y dos muestras con una tendencia menos toleítica.

Como uno de los objetivos principales de este trabajo se obtuvieron nuevas edades U-Pb en circón con el método SHRIMP-RG, para las siguientes unidades: Riolita de El Corcovado: $286,4 \pm 2,8$ Ma y Riolita de La Segoviera: $283,3 \pm 2,5$ Ma, es decir Pérmico Temprano, ambas de la Super-Asociación Guacamayas. Para la Asociación Granítica El Baúl se obtuvieron edades para el Granito de Piñero ($289,0 \pm 2,9$ Ma) y el Granito de Mata Oscura ($294,1 \pm 3,1$ Ma), resultando ambas del Pérmico Temprano, mientras que sorpresivamente, el Granito de Mogote ($493,8 \pm 5,2$ Ma), resultó del Cámbrico Tardío.

El Granito de Mogote, es sintectónico respecto a la orogénesis Tacónica (Caledoniana) y pudo haberse emplazado en sedimentos de las formaciones Hato Viejo y Carrizal, del Cámbrico Temprano. Los granitoides del Pérmico temprano están controlados por el evento Apalachiano (Herciniano o equivalente) y son postorogénicos respecto a este evento. El magmatismo responsable de la formación del Granito de Piñero, Granito de Mata

Oscura, Sienita, Riolita de La Segoviera y Riolita de El Corcovado, se genera a finales de este evento tectónico. Las nuevas edades permiten interpretar que el macizo de El Baúl forma parte de un cinturón Paleozoico de rocas ígneas y metamórficas, con características más afines a la geología conocida de la Cordillera de Los Andes de Mérida y la Costa, que al escudo de Guayana. De esta manera, este macizo se puede correlacionar con los granitoides de Los Andes de Mérida, el plutón de granodiorita de Paraguaná y las rocas ígneas infrayacentes a las cuencas Barinas-Apure y Oriental de Venezuela.

El Granito de Mogote fue emplazado en niveles someros de la corteza (Epizona), y representa un evento magmático-granítico temprano del cinturón Paleozoico. Los granitos de Mata Oscura y Piñero, del Pérmico Temprano fueron emplazadas en niveles corticales medio y superior, respectivamente, en un período de relativa calma, al final de la orogénesis Apalachiana, junto con las volcánicas de Guacamayas, por lo que ambos pueden ser parte del mismo evento ígneo, emplazados a diferentes niveles corticales. Los diques riolíticos de este último evento cortan las unidades metasedimentarias y graníticas.

www.bdigital.ula.ve

Agradecimientos

A la Universidad de Los Andes, al Consejo de Desarrollo Científico, Humanístico y Tecnológico de la Universidad de Los Andes (CDCHT-ULA, proyecto I-959-06-02-B) en Mérida, Venezuela, por haber apoyado y aportado el financiamiento para la realización de este proyecto.

A mi tutor Dr. Franco Urbani, por aceptar el proyecto de tesis, además por su incondicional disposición, considerando de esta manera que fue el principal pilar que sustentó mi trabajo a lo largo de este tiempo.

A mis hijas Gabriela, Valentina y Leire quienes con su presencia y el diario compartir, aportaron el ánimo y la energía que necesite para lograr finalizar con éxito este proyecto.

A mi mama Isabel y hermanos Iruña y Javier quienes siempre me apoyaron y estuvieron pendientes del progreso del trabajo.

A mi compañera Carmine, quien me apoyo emocionalmente y en muchas ocasiones me ayudo a aclarar mis pensamientos.

A mi inseparable compañero Germán Velazquez, con quien curse varias materias del post grado y con quien discutí y aclare muchas dudas y conceptos involucrados en este proyecto.

A mi amigo Ángel Andara y consejeros del Consejo de la Facultad de Ingeniería (Consejo de la Facultad 01/04/2009) quienes me apoyaron y ayudaron políticamente para poder concluir este trabajo con efectividad y éxito.

A los profesores Ramón Serafín Sifontes y Tommaso Tosiani por la transmisión de nuevos conocimientos, además de asesorarme y guiarme durante el trabajo.

A todos mis compañeros y profesores tanto de la Escuela de Geología como del Instituto de Ciencias de la Tierra (ICT) de la Universidad Central de Venezuela, que de una u otra forma colaboraron con este trabajo.

A todo el grupo de secretarias tanto del Post Grado Individualizado-UCV como del ICT-UCV, quienes de una y otra forma colaboraron y me apoyaron en el proyecto.

Al señor Arturo (ICT) por haber colaborado en la elaboración de las secciones finas y en la pulverización de muestras para los análisis químicos.

Al profesor Enzo Caraballo, de la UCV, quien sin su experiencia en ArcGIS no hubiese sido posible terminar, y a tiempo, los mapas de la zona de estudio.

Al profesor Jim Wright, de la Universidad de Georgia, USA, por haberme apoyado en la participación en el curso de isótopos en esa universidad, además de haberme guiado en el proceso de separación de los circones y sus dataciones en la Universidad de Stanford..

Al programa Ecos Nord ULA y UCV, el cual me ayudo tanto en la parte de interpretación de imágenes satelitales (Dr. Ives Hervouet, Pau, Francia) como en las huella de fisión en apatitos (Ing. Mauricio Bermúdez y Dr. Peter van der Beek en Grenoble, Francia).

Este trabajo es una contribución parcial del proyecto GEODINOS (UCV-FUNVISIS-FONACIT G-200200478).

..y al cerro El Ávila, donde muchas veces fui a caminar, a disipar dudas y a aclarar ideas.

www.bdigital.ula.ve

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 3-1. Resumen de las unidades geológicas aflorantes en el área de estudio.....	38
Tabla 3-2. Abreviaturas de los minerales petrográficos. Tomado de URBANI & GRANDE (2005).....	40
Tabla 3-3. Composición mineralógica del Granito de Mogote (GM).....	42
Tabla 3-4. Composición mineralógica del Granito de Mata Oscura 1(GO1) y Granito de Mata Oscura 2 (GO2).....	48
Tabla 3-5. Características de campo y petrográficas entre GO1 y GO2.....	52
Tabla 3-6. Composición mineralógica del Granito de Piñero (GP).....	54
Tabla 3-7. Composición mineralógica del Granito de Piñero alterado (GPa).....	59
Tabla 3-8. Características de campo y petrográficas distintivas entre granito y granito alterado.....	61
Tabla 3-9. Composición mineralógica de la sienita (S).....	63
Tabla 3-10. Composición mineralógica de los diques de aplita (A).....	67
Tabla 3-11. Composición mineralógica de la diorita (Dr).....	71
Tabla 3-12. Composición mineralógica de la diabasa (Db).....	74
Tabla 3-13. Características petrográficas distintivas entre las diferentes unidades granitoides y diques máficos.....	89
Tabla 3-14. Composición mineralógica de la riolita (Rc).....	93
Tabla 3-15. Composición mineralógica de la Filita de Mireles.....	103
Tabla 3-16. Composición mineralógica de la Metalimolita de Jobito.....	109
Tabla 3-17. Composición mineralógica de la Cuarzita de Cañaote.....	111
Tabla 4.1. Resumen de la composición química de cada unidad.....	116
Tabla 4-2. Característica geoquímica de las unidades de granitoides.....	127
Tabla 4-3. Relaciones de elementos de tierras raras de las unidades de granitoides.....	135
Tabla 4-4. Comparación de las concentraciones de óxidos.....	136
Tabla 4-5. Comparación de elementos mayoritarios, entre GO, GP y los granitos de “Panxi district”.....	138
Tabla 5-1. Ubicación de las muestras datadas, por unidad geológica.....	151
Tabla 5-2. Información isotópica de la muestra P-297 correspondiente a la Riolita de El	

Corcovado.....	153
Tabla 5-3. Información isotópica de la muestra P-301 correspondiente a la Riolita de La Segoviera.....	154
Tabla 5-4. Información isotópica de la muestra P-74 correspondiente al Granito de Mogote.....	156
Tabla 5-5. Información isotópica de la muestra P-110 correspondiente al Granito de Mata Oscura.....	157
Tabla 5-6. Información isotópica de la muestra P-233 correspondiente al Granito de Piñero.....	159
Tabla 5-7. Resultados geocronológicos de unidades del macizo de El Baúl.....	160
Tabla 7-1. Resumen de unidades geológicas aflorantes en el área de estudio.....	173

www.bdigital.ula.ve

ÍNDICE DE FIGURAS

Fig. 1-1. Ubicación y geología del macizo de El Baúl, estado Cojedes.....	3
Fig. 1-2. Colinas con laderas de moderada pendiente y amplios valles caracterizan el área de el macizo El Baúl. Sector de Mata Oscura.....	4
Fig. 1-3. Mapa índice donde se incluyen las cartas a escala 1:25.000, 1:50.000 y los insertos 1 y 2.....	12
Fig. 2-1. Esquema de las unidades geológicas que forman el macizo de El Baúl. Nomenclatura de MARTÍN (1961), modificada por VISCARRET & URBANI (2005) y URBANI (2007).....	13
Fig. 3-1. Granito pegmatítico con meteorización esferoidal. Detalle de cristal de ortosa color salmón. P-74.....	42
Fig. 3-2. Plagioclasa zonada transformada a sericita. Nótese los bordes albíticos. P-72.....	43
Fig. 3-3. (a) Biotita con halos pleocroicos en inclusiones de circón. Nx.; (b) Biotita con textura simplectita con plagioclasa P-72.....	44
Fig. 3-4. Sillimanita variedad fibrolita en plagioclasa. P-72.....	44
Fig. 3-5. (a) Seudomorfo con clorita y moscovita, como producto de transformación. P-68; (b). Seudomorfo de posible granate, totalmente transformado a clorita. P-72. En el recuadro inferior derecho, se observa una referencia, a la misma escala, de hábito de granate, la cual se puede comparar con el pseudomorfo. Esta corresponde a la muestra P-45, de GO2.....	45
Fig. 3-6. Granito de Mata Oscura. Detalle de textura granular gruesa. P-44.....	47
Fig. 3-7. (a) Cuarzo anhedral con bordes irregulares en bahía contra feldespatos potásico. P-97; (b) Ortosa peritítica con microfracturas rellenas con cuarzo. P-1.....	48
Fig. 3-8. (a) Ortosa con textura peritítica del tipo flama con lamelas interconectadas. Nx. P-29; (b) Ortosa peritítica con transformación de la Albita a sericita. Le da un tono marrón rojizo claro lo que podría tratarse de la presencia de finas partículas de óxido de hierro. Nx. P-29.....	49
Fig. 3-9. Plagioclasa presentando deformación y cristales de epidoto incluidos. P-97.....	50

Fig. 3-10a. Plagioclase presentando microfracturas. P-1; (b) Biotita oxidada con crecimiento simplectítico con ortosa. P-29.....	50
Fig. 3-11. Contacto de falla del Granito de Piñero con la Metalimolita de Jobito. (Punto de observación P-135, apéndice 9.B).....	53
Fig. 3-12. Granito de Piñero. Detalle de textura granular media a fina. P-209.....	54
Fig. 3-13. (a) Textura micrográfica con intercrecimiento de cuarzo en diferentes formas, rodeado de feldespato potásico. (b) Textura mirmequítica combinada con micrográfica. P-167.....	55
Fig. 3-14. (a) Detalles de textura pertítica tipo flama interconectada y macla Carlsbad en ortosa. (b) Detalles de textura antipertítica tipo parches, con continuidad óptica de Albita. P-155.....	56
Fig. 3-15. Biotita cloritizada con bandas de hematita y leve deformación. P-155.....	57
Fig. 3-16. Granito de Piñero alterado. Detalle de textura granular fina. P-133.....	58
Fig. 3-17. (a) El <i>cuarzo</i> se presenta anhedral con bordes irregulares en bahía. P-135; (b) Plagioclase pertítica, alterada a sericita. P-177.....	60
Fig. 3-18. Sienita de grano medio. Detalle de muestra color rosado salmón moteado. P-148.....	62
Fig. 3-19. (a) Textura antipertítica y transformación de la plagioclase a sericita. P-151. (b) Ortosa con maclas de la ley Carlsbad. P-148.....	64
Fig. 3-20. (a) Cristal subhedral de augita. ; (b) Augita alterando a hornblenda, a su vez, con borde de anfíbol verde-azul. P-171.....	65
Fig. 3-21. El monzogranito aplítico varía de color (a) rojo salmón (P-52), a (b) monzogranito aplítico de color gris a verdoso (P-116).....	66
Fig. 3-22. Cuarzo euhedral a subhedral. P-217.....	67
Fig. 3-23. Textura equigranular con cuarzo euhedral a subhedral. P-87.....	69
Fig. 3-24. (a) Detalle en muestra de diorita de granularidad media. P-90. (b) Afloramiento de dique de diorita, con color de meteorización pardo oscuro verdoso...	70
Fig. 3-25. (a) Plagioclase en contacto con feldespato potásico con borde de crecimiento epitaxial. (b) Textura mirmequítica en el contacto plagioclase-ortosa. P-60.....	71
Fig. 3-26. Ilmenita bordeada con titanita. P-60.....	72
Fig. 3-27. Detalle en muestra de mano de diábase de la granularidad media. P-99.....	73

Fig. 3-28. (a) Plagioclase con procesos de saussuritización a epidoto. P-99; (b) Textura sub-óptica formada por clinopiroxenos moldeados por láminas de plagioclase. P-99.....	74
Fig. 3-29a. Textura sub-óptica y transformación de la augita a anfíbol. P-57. Fig. 3-29b. Augita transformándose a hornblenda. P-57.....	75
Fig. 3-30. (a) Seudomorfo de posible olivino, relleno de serpentina y calcita.; (b) Detalle de bordes corroídos del pseudomorfo. P-99.....	76
Fig. 3-31. Cristales de plagioclase subhedrales con maclas muy finas de la ley Albita. P-72.....	77
Fig. 3-32. Sillimanita tipo fibrolita en plagioclase. P-74.....	78
Fig. 3-33. (a) Biotita con inclusiones de circón que generan halos pleocroicos. P-72; (b) Detalle de halos pleocroicos en biotita. Las flechas indican los halos de ^{210}Po (1) y de ^{214}Po (2) con diferentes tonalidades. P-45.....	79
Fig. 3-34. (a) pseudomorfo subedral, transformado a mica blanca en cristales que se distribuyen hacia los bordes. P-68; (b) detalle de pseudomorfo, cruzado irregularmente por bandas de cloritoides. P-72.....	79
Fig. 3-35. Textura mirmequítica entre plagioclase y ortosa. Granito de Mata Oscura 2. P-58.....	80
Fig. 3-36. (a) Textura simplectítica entre plagioclase y biotita. Granito de Mogote. P-72; (b) Textura simplectítica entre plagioclase y biotita. Granito de Mata Oscura 1. P-29.....	81
Fig. 3-37. Textura pertítica tipo flama interconectada. Granito de Mata Oscura. P-10.....	83
Fig. 3-38. Textura gráfica y textura mirmequítica en Granito de Piñero. P-167.....	84
Fig. 3-39. Bandas de plagioclase con sericitización, en textura pertítica. Granito de Piñero alterado. P-177.....	85
Fig. 3-40. (a) Anfíbol verde-azul, barroisítico, como producto de transformación de la augita. (a); (b) P-271.....	86
Fig. 3-41. (a) Hornblenda como producto de transformación del clinopiroxeno. P-205.....	86
Fig. 3-42. Calcita junto a serpentina como producto final de posible olivino. P-99.....	87
Fig. 3-43. Diagrama Q-A-P de clasificación de rocas plutónicas (LE BAS &	

STRECKEISEN 1991). Se pueden observar los diferentes grupos de rocas del macizo.	
Campos: 1-Granito feldespático-alcálico; 2-Sienogranito; 3-Monzogranito; 4-	
Granodiorita; 5-Cuarzo-sienita; 6- Cuarzo-monzodiorita; 7-Sienita; 8-Diorita.....	90
Fig. 3-44. Riolita de Corcovado moteada densa y másiva. P-297.....	92
Fig. 3-45. Fenocristales de cuarzo con bordes de reacción. P-297.....	93
Fig. 3-46. Riolita moteada densa con textura de flujo. P-252.....	95
Fig. 3-47. Fragmentos de brecha. P-307A.....	95
Fig. 3-48. (a) Cuarzo policristalino embebido por matriz félsica con hematita fluidal anastomosada; (b) Microfenocristales de cuarzo subhedral con bordes levemente corroídos embebidos en matriz félsica y transformada a sericita. P-252.....	96
Fig. 3-49. (a) Fenocristales euhedrales de plagioclasa (andesina) embebidas en una matriz traquítica fluidal; (b) Fragmento de roca volcánica de borde redondeado embebido en matriz cataclástica; (c) Fenocristal de plagioclasa (andesina) embebido en matriz félsica, con (d) acumulación de magnetita en los bordes.. P-307A.	97
Fig. 3-50. Latita moteada densa y másiva. P-318.....	98
Fig. 3-51. (a) Microfenocristal de plagioclasa subhedral embebido en matriz félsica de grano fino y criptocristalina. (b) Matriz de grano fino cubierta por una fina película de óxido de hierro, junto a la matriz criptocristalina félsica de color claro. P-318.....	98
Fig. 3-52. Riolita de Segoviera. De color en tonos beige a rojizo por efectos de la meteorización. P-301.....	99
Fig. 3-53. (a) Cristal de plagioclasa anhedral con borde de reacción transformado a sericita; (b) Vacuola de forma alargada y bordes irregulares. P-301.....	100
Fig. 3-54. Diagrama Q-A-P de clasificación de rocas volcánicas (LE BAS & STRECKEISEN 1991), mostrando la ubicación de las muestras de riolita y latita.....	101
Fig. 3-55. (a) Filita mostrando restos de trilobites.; (b) Detalle de estructuras sedimentarias o efectos diagenéticos en filita. P-308.....	103
Fig. 3-56. (a) Textura granoblástica con cierta orientación de los granos; (b) Detalle de estructura sedimentaria o efecto diagenético. P-308b.....	104
Fig. 3-57. Metapelita cuarzo-feldespática moteada. P-283b.....	105
Fig. 3-58. Metapelita cuarzo-feldespática con textura granoblástica anastomosada. P-	

283b.....	106
Fig. 3-59. Metalimolita de Jobito. P-114.....	108
Fig. 3-60. Metalimolita con textura granolepidoblástica anastomosada. P- 299.....	109
Fig. 3-61. Cuarcita de Cañaote. P-251.....	110
Fig. 3-62. Cuarcita de Cañaote. Se observa los filosilicatos distribuidos en paquetes irregulares. P-302.....	111
Fig. 3-63. Metaconglomerado de Cayetano. Se observa la matriz rojiza, distribuida irregularmente. P-319.....	113
Fig. 3-64. (a) Cuarzo monocristalino con extinción ondulatoria. (b) Fragmentos alargados de cuarzo, producidos por compactación. P-319.....	113
Fig. 4-1. Es este gráfico se observa que GM es más peraluminico que GO1 y GP. GO2 cae en el campo metaluminico junto a otros de GO1 y a los diques máficos (SHAND 1947).....	119
Fig. 4-2. En el diagrama AFM, se indica el enriquecimiento en álcalis para GP y GO1 y menor enriquecimiento para GO2, GM y S (Tomado de WILSON 1989).....	119
Fig. 4-3. Diagrama de variación de elementos mayoritarios, para GM, GO1, GO2, GP y S (HARKER 1909).....	121
Fig. 4-4. Diagrama TAS, indicando que GM, GP y GO1 caen en el campo subalcalino, mientras que GO2 y S están en los límites (HARKER 1909).....	122
Fig. 4-5. Diagrama TAS, mostrando que GM cae en el campo sub-alcalino, junto con algunas muestras de GP. El resto del grupo esta en el campo alcalino (COX <i>et al.</i> 1979).....	122
Fig. 4-6. En este diagrama se puede observar que todo el grupo de granitoides, caen en el campo “ferro”, con excepción de GM (MIYASHIRO 1970).....	123
Fig. 4-7. Índice modificado álcali-cálcico mostrando al grupo de rocas granitoides. GM cae en el campo alcalino-cálcico, mientras que GP y GO1 abarcan los campos alcalino-cálcico y calco-alcalino. GO2 y S se ubican en el capo alcalino (FROST <i>et al.</i> 2001).....	123
Fig. 4-8. Diagrama AFM indicando como varia el enriquecimiento en FeO para el grupo de diques máficos (Tomado de WILSON 1989).....	124
Fig. 4-9. Diagramas de variación de elementos, para los diques de diabasa-diorita. Todos	

los diagramas muestran dos grupos, con una tendencia evolutiva de probable cristalización fraccionada (HARKER 1909).....	125
Fig. 4-10. Diagramas de REE-PM “spider”, para GM.....	127
Fig. 4-11. Patrones de REE-CN de GM.....	128
Fig. 4-12. Diagrama de REE-PM “spider”, para GO1 y GO2.....	128
Fig. 4-13. Patrones de REE-CN, para GO1 y GO2.....	129
Fig. 4-14. Diagramas de REE-PM “spider” para GP.....	129
Fig. 4-15. Patrones de elementos de REE-CN de GP.....	130
Fig. 4-16. Diagramas de REE-PM “spider”, para S.....	130
Fig. 4-17. Patrones de elementos REE-CN de S.....	131
Fig. 4-18. Diagramas de REE-PM “spider” de los diques DR y Db.....	131
Fig. 4-19. Patrones de elementos de REE-CN para los diques de Dr y Db.....	132
Fig. 4-20. Resumen de patrones de elementos de (a) REE-PM y (b) REE-CN, de GO1, Se resalta el empobrecimiento relativo de Nb y Eu.....	133
Fig. 4-21. Diagrama AFM indicando la posición de las muestras de riolita: RS-P301 y RC-P297.....	136
Fig. 4-22. Diagramas de REE-PM “Spider” para RS y RC.....	137
Fig. 4-23. Patrones de elementos de tierras raras REE de muestras de RC y RS, normalizado con valores del condrito.....	138
Fig. 4-24. Diagramas de REE-PM “Spider”: (a) para muestras de granitoides de la región Los Cerrillos-El Horno y (b) para muestras del Granito de Mogote.....	139
Fig. 4-25. Patrones de elementos de REE-CN, para: (a) muestras de los granitoides de la región Los Cerrillos-El Horno y (b) muestras del Granito de Mogote.....	140
Fig. 4-26. Diagramas de REE-PM “Spider” mostrando tendencias de GO, GP y muestra de la región de “Panxi”.....	140
Fig. 4-27. Diagramas “Spyder” de REE-CN mostrando tendencias de GO, GP y un granito de la región de “Panxi”.....	141
Fig.4-28. Diagrama de discriminación de ambientes tectónicos (TAYLOR <i>et al.</i> 1980), para la serie de granitoides peralcalinos (área rayada) y peralumínicos-metalumínicos (área punteada).....	142
Fig. 4-29. Diagramas de discriminación de ambientes tectónicos. Se puede observar (a)	

que GM cae en el campo de granitos de arco volcánico, mientras que GP y GO1 caen en el campo de granitos intra-placa; (b) GM cae en el campo de granitos de arco volcánico y sintectónicos, mientras que GP y GO1 caen en el campo de granitos intra-placa (PEARCE <i>et al.</i> 1984).....	143
Fig.4-30. Diagrama de discriminación de ambientes, R2 contra R1. Las áreas son: 4. Orógeno tardío; 5. Anorogénico; 6. Sintectónico; 7. Postorogénico (BATCHELOR & BOWDEN 1985).....	144
Fig. 4-31. En el diagrama, la sienita, diorita y diabasa caen principalmente en el campo de granitos intra-placa (HARRIS <i>et al.</i> 1986).....	144
Fig. 4-32. Diagrama de discriminación de ambientes tectónicos, con la ubicación de los granitoides (PEARCE <i>et al.</i> 1984).....	145
Fig. 4-33. En el diagrama de discriminación de ambientes tectónicos, se puede observar que GM, cae en el área de Margen de Arco Continental (CONDIE 1989).....	145
Fig. 4-34. Diagrama de discriminación de WHALEN <i>et al.</i> (1987). Se puede observar que GM cae en el campo de granitoides tipo S, mientras que GP y GO, caen en el campo de granitos anorogénicos.....	146
Fig. 4-35. Diagrama de discriminación de ambientes tectónicos, indicando la ubicación de dioritas y diabasas (PEARCE & NORRY 1979).....	148
Fig. 4-36. Diagramas ternario mostrando la diferenciación del grupo de rocas del macizo El Baúl (Tomado de BOUSEILY & EL SOKKARY 1975).....	148
Fig. 4-37. Diagrama de discriminación de ambientes tectónicos. Se puede observar que tanto RS como RC caen en el campo margen continental activo (ACM). CA: Serie calco-alcalina; OIA: Arco de islas oceánicas (PEARCE <i>et al.</i> 1975).....	149
Fig. 5-1. Mapa geológico del macizo de El Baúl. Las flechas indicas el punto de colección de las muestras datadas.....	151
Fig. 5-2. Diagrama de flujo de las etapas de procesamiento de las muestras para la obtención de circones.....	152
Fig. 5-3. Imagen de circones de la muestra P-297. Se indican puntos de microanálisis y los resultados.....	153
Fig. 5-4. Diagrama Concordia para la muestra P-297 de la Riolita de El Corcovado. Se	

puede observar que en promedio, las dataciones caen sobre la curva.....	155
Fig. 5-5. Imagen de circones de la muestra P-301, donde se observan subhedrales y anhedrales. Algunos presentan zonación.....	155
Fig. 5-6. Diagrama Concordia de la Riolita de La Segoviera, para la muestra P-301.....	155
Fig. 5-7. Imagen de circones de la muestra P-74, en donde se observa la clara zonación...	156
Fig. 5-8. Diagrama Concordia para la muestra P-74 del Granito de Mogote.....	157
Fig. 5-9. Imagen de la muestra P-110.....	158
Fig. 5-10. Diagrama Concordia para la muestra P-110, del Granito de Mata Oscura.....	159
Fig. 5-11. Imagen de circones provenientes del Granito de Piñero (muestra P-233).....	159
Fig. 5-12. Diagrama Concordia, correspondiente al Granito de Piñero (P-233).....	160
Fig. 6-1. En tiempos pre-Pangea, hace más de 300 Ma, la parte norte del bloque continental de Sudamérica, estaba rodeada por cinturones orogénicos paleozoicos que orlaban al cratón de Guayana, no existiendo todavía ni la placa del Caribe, ni el arco de Grenada (Tomado de GRANDE 2007).....	161
Fig. 6-2. Gondwana colisionó con Laurasia para formar Pangea, entre 550-270 Ma. Esta fue la orogénesis Caledoniana en el norte de Europa y Norteamérica, seguida por la Acadiana en el este de Norteamérica y la Apalachiana-Ouachita en el SE de Norteamérica y el norte y NO de Sudamérica, llamada Hercínica o Variscana en Europa y norte de África (Tomado de GRANDE 2007).....	162
Fig. 6-3. Esquema donde se pueden ubicar las unidades de granito y riolita del macizo de El Baúl en las diferentes orogénesis.....	162
Fig. 6-4. Esquema donde se puede ubicar al Granito de Mogote, del macizo de El Baúl, en la orogénesis Tacónica. Las flechas indican la posición de los granitoides.....	163
Fig. 6-5. Diagrama esquemático ilustrando (a) la formación de cuerpos garnitoides, tales como los del Granito de Mogote, en una fase compresiva de ambiente de Arco Continental y (b) una fusión parcial generando granitoides del tipo Mata Oscura y Piñero.....	164
Fig. 6-6. Modelo digital de elevación del macizo de El Baúl.....	166

1. TÓPICOS INTRODUCTORIOS

1.1. GENERALIDADES

En el sur del estado Cojedes, en la parte centro – occidental de Venezuela, se ubica el macizo de El Baúl como una aislada zona montañosa muy disectada y de abrupto relieve. El macizo de El Baúl ha sido un atractivo con considerable atención para la industria petrolera venezolana. Su extensión bajo los sedimentos en los llanos de Venezuela, divide y separa las cuencas petrolíferas de Guárico y Monagas al este, de la cuenca de Barinas-Apure al oeste. Por ello se han realizado numerosos estudios para verificar la posibilidad de ubicar trampas petrolíferas estratigráficas en zonas adyacentes y en décadas más recientes se ha realizado exploración de uranio.

El presente trabajo comienza con una recopilación de mapas e información existente sobre la geología del macizo de El Baúl, desde 1858 hasta el presente. El estudio previo mas detallado es el de MARTÍN (1961), quien trabajó en todo el macizo, realizando una detallada cartografía de las diferentes unidades y sub unidades de los tres tipos de rocas, a saber: rocas graníticas, volcánicas y metasedimentarias. Las rocas graníticas están subdivididas en tres unidades geológicas y la textura varía desde una primera unidad porfídica, con fenocristales centimétricos de feldespato potásico, una segunda unidad de grano grueso a medio y una tercera unidad de grano fino. La mineralogía de estas unidades consiste en cuarzo, plagioclasa (oligoclasa), ortosa, biotita y en menor proporción titanita, hornblenda y sericita, esta ultima producto de alteración. Las rocas volcánicas se separan en dos unidades y la litología varia desde riolita hasta latita, incluyendo toba riolítica, de ceniza, arenisca tobácea y brecha de flujo, mientras que para las rocas metasedimentarias que se agrupan en tres unidades, varía desde metalimolita intercalada con filita gris y cuarcita, hasta metalimolita cuarcítica micácea con lentes de metarenisca arcósica de grano grueso y de conglomerado.

Debido a la falta de información precisa, la petrogénesis del macizo se ha mantenido pobremente conocida, así como sus implicaciones tectónicas. Para dilucidar la historia geológica, el presente trabajo amplía la información concerniente a este macizo, a través de una revisión sistemática de la cartografía de las diferentes unidades geológicas, análisis

petrográfico, y el fin principal de aportar una geocronología por U-Pb en circón y características geoquímicas así como las relaciones de campo de los cuerpos granitoides y la roca caja. Las rocas granitoides y volcánicas se clasifican geoquímicamente según su probable ambiente tectónico.

1.2. OBJETIVOS

Objetivos generales

Definir la geología, petrografía, geoquímica y geocronología del macizo de El Baúl, estado Cojedes, en especial los cuerpos granitoides y sus implicaciones para la generación de un modelo petrogenético de todo el macizo.

Objetivos específicos

- Realizar un levantamiento de campo detallado, con el fin de relacionar o no como un posible mismo evento a todos los diferentes cuerpos aislados que componen las rocas graníticas.
- Analizar petrográficamente las muestras con la finalidad de definir los diferentes granitoides y la evolución de la composición mineralógica.
- Identificar y caracterizar los contactos geológicos entre las rocas graníticas y las adyacentes, para definir la existencia o no de aureolas de contacto.
- Proponer, con base a consideraciones geoquímicas, un ambiente de formación asociado, tomando como referencia el comportamiento de los elementos químicos en los ambientes tectónicos modernos donde se generan rocas ígneas.
- Usar el método U/Pb en circón, en las rocas plutónicas y volcánicas, para determinar las edades de cristalización.
- Presentar la cartografía geológica del macizo con la integración de mapas previos, trabajo de campo propio, más la ayuda de teledetección y ortoimágenes para elaborar mapas geológicos a escala 1:25.000 y 1:50.000 del macizo incluyendo los cerros satélites y otros cuerpos menores situados hacia el norte del área.

1.3. ALCANCE DE LA INVESTIGACIÓN

La intención de esta investigación es mejorar tanto la cartografía geológica del área de estudio como sugerir un modelo petrogenético basándose tanto en las diferentes hipótesis planteadas, como en un estudio detallado. Con la nueva información de campo, petrográfica, geoquímica y geocronológica realizada, se podrá definir si los cuerpos graníticos están en contacto tectónico con las rocas de la Asociación Metasedimentaria Barbasco o es de naturaleza intrusiva causando metamorfismo de contacto.

1.4. UBICACIÓN GEOGRÁFICA

El macizo de El Baúl se encuentra en el municipio Girardot al sur del estado Cojedes, en los alrededores de la población de El Baúl, específicamente se ubica en las coordenadas

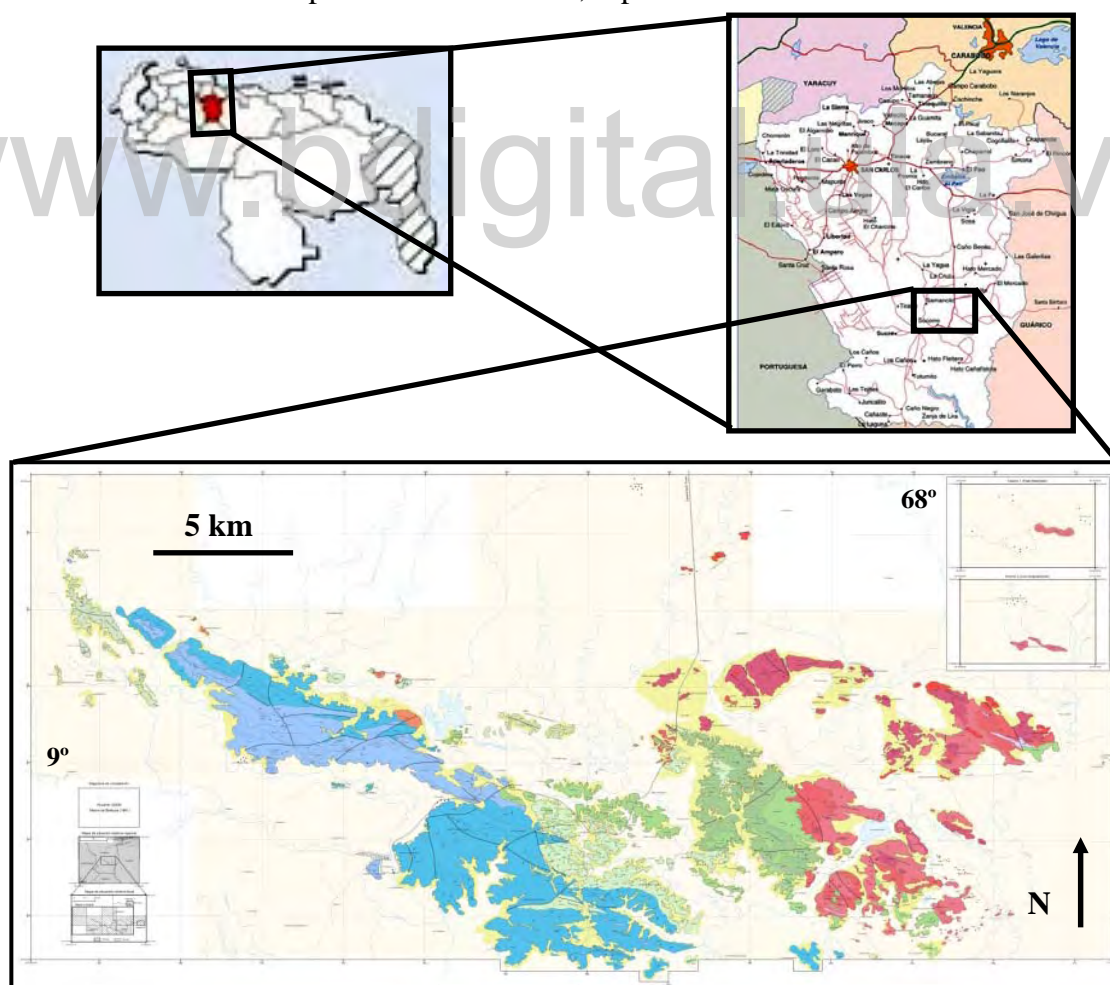


Fig. 1-1.- Ubicación y geología del macizo de El Baúl, estado Cojedes.

UTM N 984.000 a N 1.008.00 y E 560.00 a E 612.000 (Fig. 1-1), abarcando una superficie aproximada de 720 km² (Fig. 1-1).

Este macizo está formado por un conjunto de colinas bajas y aisladas, filas y serranías, las cuales se destacan del nivel medio de los llanos (130 m.s.n.m.), alcanzando en el Cerro El Oso de la Serranía de Guacamayas una altura máxima de 512 m.s.n.m. El ancho máximo es de unos 20 km en la zona de El Corcovado-Mata Oscura. Las rocas graníticas afloran en los hatos Barbasco, Corralito y Piñero, comprendiendo el margen oriental del macizo.

En la región hay colinas y cerros con laderas de moderada pendiente y cimas redondeadas, donde el grado de disección, aunado al tipo de roca, han permitido el desarrollo de valles amplios con laderas de suaves pendientes pertenecientes a las rocas metasedimentarias de El Barbasco y a las rocas graníticas de El Baúl (Fig. 1-2). La unidad de rocas volcánicas alcanza los 512 m s.n.m., destacándose como una superficie peniplanada de unos 400 m de nivel medio, irregular, formada por coladas de lava y lechos de tobas que exhiben un grado de disección menor que los niveles anteriores; las laderas forman verdaderos escarpes como resultado de la interacción de procesos tectónicos y erosivos.

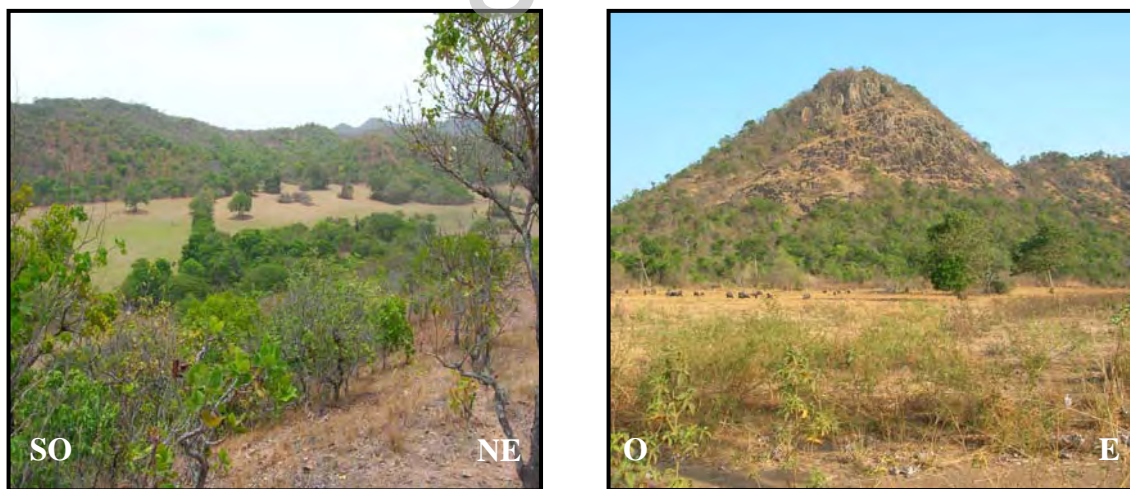


Fig. 1-2.- Colinas con laderas de moderada pendiente y amplios valles caracterizan el área de el macizo El Baúl. Sector de Mata Oscura.

Las unidades de rocas graníticas son accesibles por carreteras de tierra a través de los hatos Mata Oscura, Samancito, El Barbasco, Corralito, Teniente Pinto, Las Matas y Piñero.

En general el área de estudio es de difícil a medianamente difícil acceso. En época de verano, preferiblemente entre los meses de enero a mayo, es más accesible debido ya que el período de sequía facilita el tránsito a campo traviesa y caminos. En época de invierno los accesos a la mayoría de las localidades se dificultan debido a que los caminos permanecen tanto sumergidos por las aguas como en condiciones de inaccesibilidad. Algunos afloramientos de la parte noroeste deben accederse por vía fluvial utilizando embarcaciones tipo curiara.

1.5. TRABAJOS PREVIOS

Se realizó una recopilación de mapas e información existente sobre la geología del macizo de El Baúl (Apéndice 9.A), desde 1858, cuando Hermann Karsten representa por primera vez estas rocas en un mapa y una sección geológica. RALPH LIDDLE en 1928 y 1946 cita el metamorfismo de las lutitas y la presencia de arenisca alterada y pizarra esquistosa. Este autor es el primero en asomar el concepto del Arco de El Baúl. WALTER BUCHER en 1950 en su mapa geológico del país, representa en el área de El Baúl a sedimentos metamorfizados, granitos y rocas volcánicas y por consiguiente quedan representados separadamente los tres grandes grupos de rocas. En 1953, PAUL LEUZINGER, cartografía e introduce los nombres de los granitos de Mogote, Mata Oscura y Piñero. GUSTAVO FEO-CODECIDO en 1954 agrupó a las rocas del macizo en cuaternario, rocas volcánicas (Mesozoico pre-Cretaceo?), rocas metasedimentarias (Jurásico inferior-Triásico superior?) y rocas del basamento (Precámbrico). EMILE ROD en 1955 publica su hallazgo de trilobites, definiendo a la Formación Mireles del Paleozoico, separándola del resto de las rocas metasedimentarias sin diferenciar, que a su vez las correlaciona con la Formación Carrizal. J. BLACK en 1956 introduce el nombre de Guacamayas para las rocas volcánicas. CECILIA MARTÍN en 1961 publica la cartografía detallada de todos los tipos de rocas, a saber: sedimentos metamorfizados que los asignó al Grupo El Barbasco, al cual divide en tres formaciones: Mireles, Cerrajón y Cañaote. A las rocas graníticas la cartografía en los tres tipos previamente descritos, mientras que dentro de las rocas volcánicas distingue coladas de lava interstratificadas con toba, aglomerado, brecha y conglomerado, que

incluye un su Grupo Volcánico de Guacamayas, con cinco episodios eruptivos (Apéndice 9.A).

Más recientemente VISCARRET & URBANI (2005) y URBANI (2007), plantean nuevas hipótesis sobre la evolución del macizo y presentan recomendaciones sobre la actualización de la nomenclatura según las normas de unidades litodémicas (NACSN 2005).

1.6. METODOLOGÍA

1.6.1. GEOQUÍMICA

Los métodos detallados usados para la determinación de los análisis químicos de las muestras, se resumen en la tabla 9E-3 (Apéndice 9.E) y en el apéndice 9.D.

Para graficar las composiciones químicas se usaron los elementos TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 y SiO_2 . En general se utilizaron los siguientes diagramas:

- Índice de saturación de alúmina (ASI) de SHAND (1947). Se muestra la relación A/NK contra A/CNK (molar), donde: $A = \text{Al}_2\text{O}_3$; $\text{NK} = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ y $\text{CNK} = \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$.
- AFM, indica el enriquecimiento en álcalis, donde: $F = \text{FeO}$; $A = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; $M = \text{MgO}$ (WILSON 1989).
- Diagrama de variación de elementos mayoritarios contra SiO_2 , en % en peso. (HARKER 1909).
- Álcali total-sílice (TAS) (HARKER 1909), con límites propuestos por MACDONALD & KATSURA (1964) e IRVING & BARAGAR (1971).
- Álcali total-sílice (TAS), de COX *et al.* (1979) ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ contra SiO_2 % en peso) para rocas plutónicas, con una línea curva que divide, las rocas alcalinas de las subalcalinas (ROLLINSON 1995).
- SiO_2 contra $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ en % en peso, mostrando el límite entre rocas “ferro” y “magnesiano” de MIYASHIRO (1970).
- Índice modificado álcali-cálcico (FROST *et al.* 2001) ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}$ contra SiO_2 % en peso) mostrando series definidas por PEACOCK (1931).

- Diagrama “spider” para elementos trazas, normalizado con valores del manto primitivo (SUN & McDONOUGH 1989).

- Diagrama “spider” para elementos de tierras raras (REE), normalizado con valores del condrito (TAYLOR & MCLENNAN 1985).

- Zn-Zr-Al y Zn-Zr-Y para discriminación de ambientes tectónicos (TAYLOR *et al.* 1980).

- Rb contra Y+Nb (ppm) para discriminación de ambientes tectónicos (PEARCE *et al.* 1984).

- Nb contra Y (ppm) para la discriminación de ambientes tectónicos (PEARCE *et al.* 1984).

- $R2 (6Ca + Mg + Al)$ contra $R1 [4Si - 11 (Na+K) - 2(Fe+Ti)]$ para la discriminación de ambientes tectónicos (BATCHELOR & BOWDEN 1985).

- Rb-Hf-Ta (ppm) para la discriminación de ambientes tectónicos (HARRIS *et al.* 1986).

- $FeO/(FeO+MgO)$ contra SiO_2 para la discriminación de ambientes tectónicos (PEARCE *et al.* 1984).

- La/Yb contra Th/Yb para la discriminación de ambientes tectónicos (CONDIE 1989).

- FeO/Mg , $Na_2O + K_2O$, Nb y Zr contra 10.000 Ga/Al para la discriminación de ambientes tectónicos (WHALEN *et al.* 1987). Se grafican las relaciones. Las siglas I, S, M y A corresponden a granitos de procedencia ígnea, sedimentaria, mantelar y anorogénica, respectivamente.

- Zr/Y contra Zr, en ppm para la discriminación de ambientes tectónicos (PEARCE & NORRY 1979).

- Diferenciación ternaria Rb-Ba-Sr (tomado de BOUSEILY & EL SOKKARY 1975).

- La/Yb contra Th/Yb para la discriminación de ambientes tectónicos (PEARCE *et al.* 1975).

La nomenclatura usada en los diagramas “spider” está indicada a continuación:

- REE-CN: tierras raras, normalizadas con valores del condrito.

- REE-PM: tierras raras, normalizadas con valores del manto primitivo.

- LREEs-PM: tierras raras livianas, normalizadas con valores del manto primitivo.

- HREEs-PM: tierras raras pesadas, normalizadas con valores del manto primitivo.

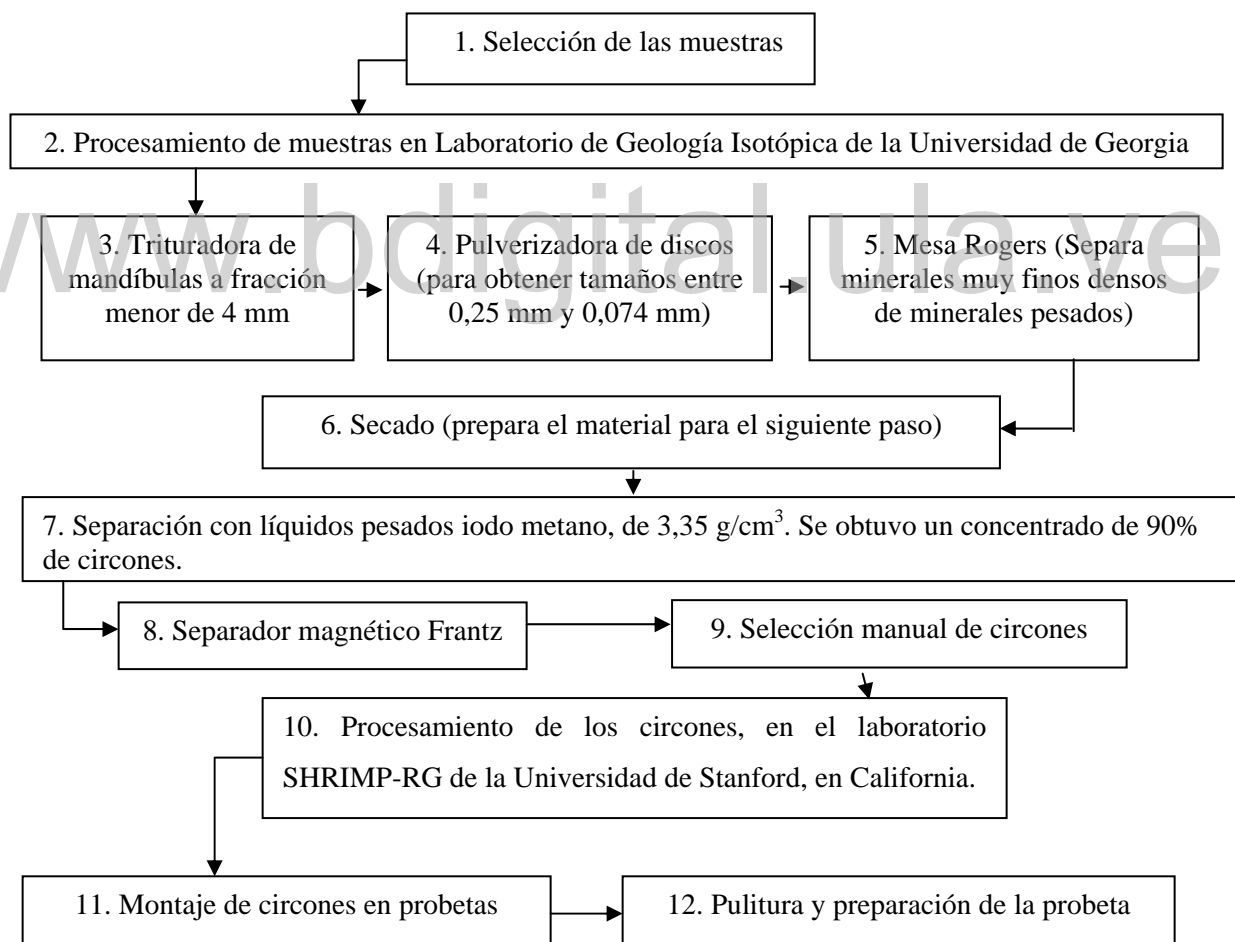
Una tabla resumen (9.E-4) de todos los diagramas usados se puede ver el anexo 9.E.

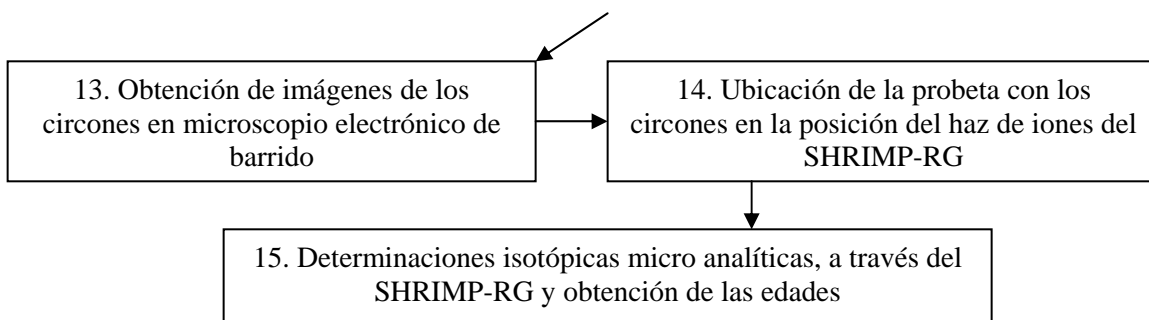
Las normalizaciones señaladas se lleva a cabo dividiendo cada una de las concentraciones de los elementos, obtenidos mediante análisis químicos de roca total, entre las concentraciones de los elementos provenientes de muestras del manto primitivo o del condrito según sea el caso.

La mayoría de los gráficos y diagramas de clasificación, se lograron construir con ayuda del programa Geoplot (ZHOU & LI 2005).

1.6.2. GEOCRONOLOGÍA

En el siguiente diagrama de flujo se muestran las etapas de procesamiento de las muestras para la obtención de circones (ver detalles en Apéndice 9-D).





Luego se separados los granos de circón son visualizados con un microscopio binocular y fueron seleccionados individualmente a mano, en grupos de diferente forma, color y transparencia, para evitar las imperfecciones. Cerca de 100 cristales fueron seleccionados para cada muestra.

Una vez obtenidos los circones, estos fueron llevados y procesados en el laboratorio “Sensitive High Resolution Ion Microprobe-Reverse Geometry” (SHRIMP-RG), de la Universidad de Stanford, en California. Allí fueron montados en un disco de epoxi de 2,5 cm de diámetro que incluyó granos de circón CZ3 (564 Ma) estándar (CARSON *et al.* 2004). Los diferentes circones fueron intercalados en la misma preparación epóxica, que luego es pulida hasta exponer las zonas del interior de los granos, para finalmente ser recubiertas con ~ 10 nm Au de gran pureza (GEYH & SCHLEICHER 1990).

A través del MEB se obtuvieron imágenes para caracterizar las estructuras internas de los granos de circón.

El disco de epoxi contentivo con los circones fue colocado en la posición del haz de iones del SHRIMP-RG.

Las áreas para realizar los microanálisis isotópicos, fueron seleccionadas en las áreas de intercrecimiento, para los circones zonados y en cualquier punto para los que carecen de esta estructura. En el caso de los circones con zonación, el objetivo es el intercrecimiento, debido a que esta estructura se desarrolla en la medida que el fraccionamiento del plutón va progresando. De esta manera lo que se desea es obtener la edad de cristalización del plutón. Se trató de hacer un barrido desde las primeras capas de intercrecimiento, hasta las últimas. Es por eso que los puntos donde se captaron los microanálisis varían de posición respecto al centro de cada circón.

El SHRIMP-RG usa un haz primario de oxígeno y una corriente de alrededor de 4 nA que excava un hoyo de unos 25 a 30 μm de diámetro y alrededor de 1 μm de profundidad

WILLIAMS (1998). El haz primario es usado para reducir el Pb común. La masa de iones secundarios del espectro está dominada por los iones moleculares que consta de uno o dos átomos de metal en combinación con uno o tres átomos \pm de oxígeno. La información se graficó utilizando el programa Isoplot 3 (LUDWIG 2003).

Las edades de los circones fueron reportadas a nivel 1σ , pero las edades de cristalización de las rocas se presentan como la edad media ponderada en el nivel 2σ (KROGH 1982). La composición isotópica U-Pb fue representada y graficada (tablas 5-1 a 5-5).

La proporción y la abundancia absoluta de los isótopos U, Th y Pb fue determinada en relación al circón CZ3 estándar [$^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U} = 0,09143$ (564 Ma), 550 ppm ^{238}U], utilizando el procedimiento descrito por COMPSTON *et al.* (1984, 1992). El circón CZ3 ha sido seleccionado como estándar geocronológico, debido a su homogeneidad en términos de U y Pb (PIDGEON *et al.* 1994). Los datos de reducción y propagación de error siguen los métodos mencionados en RODDICK (1987) y STERN (1997).

1.6.2.1. SISTEMÁTICA DE U-PB

La ventaja de este sistema y el análisis con el equipo SHRIMP-RG es que se trabaja con isótopos de U (^{335}U y ^{238}U) que tienen una desintegración a diferentes tasas de los isótopos de Pb (^{207}Pb y ^{206}Pb respectivamente). Cuando el U se desintegra no sólo acumula Pb radiogénico sino que su composición isotópica cambia proveyendo medidas independientes de tiempo. Cuando un análisis isotópico U-Pb es hecho, la edad calculada de la relación hijo/padre (Pb/U) puede ser comparada con la calculada de la composición isotópica del Pb ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) proveyendo una verificación interna sobre si el sistema isotópico se mantuvo cerrado o no. Este procedimiento es fácilmente visualizado cuando la información es graficada en un diagrama Concordia lo cual se detalla en el próximo punto.

La edad en millones de años antes del presente, que es calculada de la edad básica U-Pb, representa la edad de la roca o mineral sólo si lo siguiente es satisfecho: (1) el mineral haya permanecido en un sistema cerrado con respecto a U, Pb y cualquier hijo intermedio a través del tiempo; (2) la constante de desintegración de ^{238}U y ^{235}U sea conocida exactamente; (3) la composición isotópica del U sea normal y no haya sido modificada por

fraccionamiento isotópico o por la ocurrencia de una reacción natural en cadena basada sobre la fisión espontánea de ^{235}U ; (4) que todos los resultados analíticos sean exactos y libres de errores sistemáticos y (5) que la edad pueda ser asociada con un evento geológico significativo en la historia de la roca o del mineral.

La edad t de una roca, se puede calcular a partir de la ecuación:

$$t = \frac{1}{\lambda_d} \ln \left(\frac{D}{N} + 1 \right)$$

donde λ_d es la constante de desintegración radiactiva total, D es el número de átomos de un mismo elemento que se ha desintegrado y N es el número de átomos de un mismo elemento en cualquier instante de tiempo.

De esta manera, se aplica la fórmula:

$$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = \frac{1^{(e^{\lambda_1 t}-1)}}{137,8 (e^{\lambda_2 t}-1)}$$

donde λ_1 y λ_2 son las constantes de desintegración del ^{238}U y ^{235}U y $1/137,8$ es la proporción de átomos $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ hoy. Esta ecuación se puede resolver por t (la ecuación por t esta está en el apéndice 9-D), usando los datos de las tablas 5-1 a la 5-5

1.6.2.2. DIAGRAMA CONCORDIA

El diagrama usado para graficar la información isotópica U/Pb obtenida en el SHRIMP-RG fue el de WETHERILL (1956), en el cual la relación hijo/padre tienen dos ejes ($X = ^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$; $Y = ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) y una curva de referencia (la Concordia) que es graficada para mostrar los cambios, como una función del tiempo. La información graficada sobre la curva es el resultado de sistemas isotópicos cerrados y se define como “concordante”. La información que cae fuera de la curva (sistema abierto) es “discordante”. Una mejor alternativa de grafico y en la cual se puede ver mejor los resultados de los análisis U-Pb SHRIMP-RG, fue propuesto por TERA & WASSEMBURG (1972) donde en los ejes están la

relación padre/hijo y la composición isotópica de Pb, respectivamente. Para este estudio se ha adoptado el uso de este último diagrama que tiene la relación $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ en el eje de la abcisa y la relación $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ en el eje de la ordenada. De esta manera se grafica a la inversa la relación $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$. Los beneficios del diagrama Tera-Wassenburg son: (1) la información analítica es graficada directamente en vez de tener que calcular la relación $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ como un valor derivado de la composición isotópica de U, (2) los errores en $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ y $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ son menores que en los $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ y $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de tal manera que el análisis de regresión de la información es más simple.

1.7. CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

La cartografía se realizó con la recopilación de los mapas topográficos 6543-III NE, SE, SO y NO; 6542-IV-NE y NO; 6542-I-NE y NO; 6543-II-NE, SE, SO y NO; y 6643-III-SO (1:25.000) adquiridos en Cartografía Nacional, el geológico de MARTÍN (1961) a escala 1:40.000, ortomapas y fotografías aéreas (1:25.000), así como la información generada en el Laboratoire de Modelisation et Imagerie en Geosciences de la Universidad de Pau et des Pays de L'Adour en Francia, en donde se procesaron digitalmente imágenes satelitales tanto Spot 5 (pancromáticas y a color) como landsat 7 (a color).

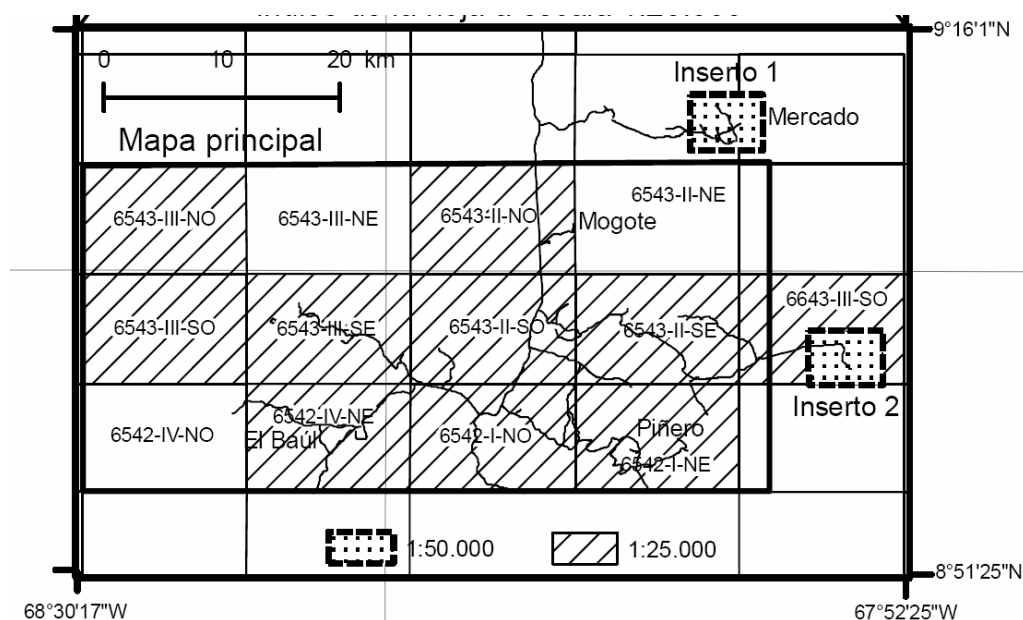


Fig. 1-3.- Mapa índice donde se incluyen las cartas a escala 1:25.000, 1:50.000 y los insertos 1 y 2.

De esta manera se generaron 10 mapas geológicos a escala 1:25.000 y uno a escala 1:50.000, como se indica en el siguiente mapa índice (Fig. 1-3).

2. GEOLOGÍA REGIONAL

En la presente sección se describen las diferentes unidades geológicas (Fig. 2-1) del macizo, usando la nomenclatura litodémica de la NACSN (2005), tomando en cuenta los trabajos realizados en el área por diferentes autores, tales como los de MARTÍN (1961), ROD (1955), FEO CODECIDO (1954), VISCARRET & URBANI (2005, 2008), URBANI (2007, 2008), entre otros.

Unidades de origen sedimentario
Cuaternario
Aluvión
Ladera rampa
Asociación Metasedimentaria Barbasco
Cuarcita de Cañaote
Metaconglomerado de Cayetano
Metapelita de Cerrajón
Metalimolita de Jobito
Filita de Mireles
Unidades volcánicas
Super Asociación Guacamayas
Asociación Latítica El Peñón
Riolita de La Segoviera
Latita cuarcífera de El Oso
Latita cuarcífera de El Oso 1
Latita cuarcífera de El Oso 2
Asociación Riolítica Teresén
Riolita de La Bandola
Riolita de La Bandola 1
Riolita de La Bandola 2
Riolita de Tirado
Riolita El Corcovado
Unidades graníticas
Asociación Granítica El Baúl
Cuerpos menores de sienita y diques tardíos de diabasa, diorita, riolita y aplita.
Granito de Piñero
Granito de Mata Oscura
Granito de Mogote

Fig. 2-1. Esquema de las unidades geológicas que forman el macizo de El Baúl. Nomenclatura de MARTÍN (1961), modificada por VISCARRET & URBANI (2005) y URBANI (2007).

2.1. ROCAS GRANÍTICAS. ASOCIACIÓN GRANÍTICA EL BAÚL

Esta asociación aflora en la parte oriental del macizo y representa un 20% de la totalidad de las rocas de la zona (Apéndice 9.F). Su límite septentrional esta en las aisladas colinas de El Mercado, a unos 60 km al norte de El Baúl. Las rocas graníticas se extienden de este a oeste desde el cerro Barraguán situado en el extremo noroccidental, hasta los cerros Bartolo a 20 km al este del río Pao, en las cercanías del poblado de Guardatinajas del estado Guárico (hojas geológicas a escala 1:25.000, 6542-I-NE, 6543-II-SE, II-SO, 6543-III-SE, III-NO y 6643-III-SO). El afloramiento meridional extremo esta ubicado en el Hato Piñero y forma parte de los cerros Cayetano. Esta asociación constituye entre otros, los cerros de Mata Oscura, Yagrumal, Cascabel, Los Oripopos, Merecure, Cordero, Puerto Escondido, El Guaical y numerosas colinas dispersas en la sabana, que evidencia la profunda disección a la cual ha sido sometida la masa granítica. Dicha dirección ha dado lugar a una topografía de colinas onduladas hasta de unos 300 m de altitud y laderas de suaves pendientes.

Los granitoides son generalmente de grano medio a grueso y en diversas localidades desarrolla texturas porfídicas y pegmatíticas. En la región de Mogote, los fenocristales de feldespatos potásico de color rojo salmón llegan a alcanzar más de 6 cm de longitud. La totalidad de la masa granítica fue descrita con el nombre de Granito Alcalino de El Baúl por MARTÍN (1961), cuya nomenclatura fue modificada posteriormente (URBANI 2007) a Asociación Granítica El Baúl, la cual se subdivide en tres unidades de granito de acuerdo con su variación textural (porfídica, equigranular gruesa y equigranular fina), a saber: Granito de Mogote, Granito de Mata Oscura y Granito de Piñero, por ser los cerros de estos nombres las localidades tipo respectivas. Previamente, cuando MARTÍN (1961) habla de granito alcalino, discute que tal nombre no es adecuado. En las figuras 3-2 a 3-5 se puede observar que se trata entonces, de granitos normales.

Los estudios previos de campo tratan sobre la petrología y estructura de los plutones, junto con la roca caja, los presuntos efectos del metamorfismo termal, el desarrollo de un cuerpo sienítico, la separación de los tres tipos de granito y el desarrollo de apófisis, diques ácidos y básicos. REYES (2007) considera que no hubo metamorfismo termal ya que no

observó aureola de contacto, pero comenta que se encontraron minerales típicos de efectos hidrotermales tardíos.

Los cambios texturales de los granitoides están bien expuestos en los cerros Mata Oscura, Mastrantal, Hileras de Piedras, Los Oripopos, Yagrumal, Santa Lucía y Cascabel. Los cuerpos de grano fino están expuestos en la región de Piñero, en los cerros Cordero, Baltasar, Puerto Escondido y fila Merecure. La roca varía de color desde rosado grisáceo, en la región de Mogote, a rosa salmón con escasos puntos negros en la región de Piñero. En algunas localidades como en el cerro del Medio, el granito se torna gris claro a rosa claro. REYES (2007) menciona que en el Cerro Morrocoy aflora un granito gris verdoso, de grano equigranular con baja a nula meteorización, altamente fracturado y adyacente a la Metalimolita de Jobito pero la naturaleza del contacto es indefinido ya que se puede marcar donde aparece un manto de meteorización rojo.

2.1.1. Granito de Mogote

Este granitoide aflora en el cerro del mismo nombre y en algunas localidades del área de Corralito (hojas geológicas a escala 1:25.000, 6543-II-SE y 6543-II-NO). Los colores varían desde gris rosado con tintes verdosos hasta rosa grisáceo, dependiendo de la concentración de ortosa o cuarzo. La textura es porfídica a pegmatítica, tipo rapakivi, variando el tamaño de los fenocristales desde 1,5 a 12 cm de diámetro (MARTÍN 1961). La roca es uniforme en composición y consiste en concentraciones de feldespato potásico (ortosa), plagioclasa (oligoclasa), biotita, moscovita, hornblenda, circón y titanita. En ocasiones los núcleos de microclino asemejan la textura rapakivi, pero al ser observados detalladamente se constata que no presentan los característicos bordes redondeados cubiertos por plagioclasa, ni crecimiento zonal concéntrico. La plagioclasa se agrupa en forma de agregados y en general presentan textura mirmekítica.

La roca contiene entre el 30 y el 35% de cuarzo y similar cantidad para la ortosa. El resto de la roca está constituido por oligoclasa, biotita, hornblenda y moscovita. La biotita y la hornblenda están parcialmente alteradas a clorita. La biotita es de color marrón amarillento a marrón rojizo, pleocroica en verde amarillento con cloritización a lo largo de los clivajes. La hornblenda se caracteriza por un intenso pleocroismo color verde parduzco

a verde oscuro violáceo con moderada a fuerte birrefringencia. Como minerales accesorios se observan circón, titanita, apatito y magnetita. En microfracturas se nota la concentración de agregados glomero porfídicos de minerales ferromagnesianos (MARTÍN 1961)

2.1.2. Granito de Mata Oscura

Esta ampliamente distribuido en el cerro que le da origen a su nombre (hojas geológicas a escala 1:25.000, 6543-II-SE, II-SO, 6542-I-NE, 6643-III-SO). Posee una textura hipidiomórfica a xenomórfica granular gruesa y color moteado salmón a gris verdoso. Los cristales de feldespato varían de 4,3 a 1 mm mientras que los ferromagnesianos de 1 a 0,8 mm. Consiste de cuarzo y feldespato potásico, ortosa perítica o escaso microclino perítico desarrollados alrededor de los cristales de plagioclasa. El feldespato potásico posee un intenso color salmón debido a la presencia de finas partículas de óxido ferroso diseminadas en el cristal. En ocasiones presenta textura mirmekítica (MARTÍN 1961). El cuarzo es intersticial y en inclusiones en plagioclasa y feldespato potásico. La plagioclasa (oligoclasa) es idiomórfica con zonación. La biotita es titanífera y la hornblenda presenta colores verde-azulado. La escasa moscovita forma agregados glomerogranulares sin orientación preferida. Como minerales accesorios se encuentran epidoto, circón, rutilo, titanita, granate y turmalina.

Hay zonas de mayor proporción de feldespato alcalino, con abundantes inclusiones de óxido de hierro y oligoclasa que le proporcionan a la roca un color rosado o segregaciones de plagioclasa oligoclasa zonada con pequeñas concentraciones de ferromagnesianos sódicos que le imparte un color blanco grisáceo moteado.

REYES (2007) comenta que la roca esta diaclasada y atravesada por vetas de cuarzo rosado claro a blanco crema, en diferentes direcciones, lo que pone en evidencia la existencia de procesos tectónicos e hidrotermales posteriores al emplazamiento granítico.

PINZÓN (2008) relaciona los granitoides descritos petrográficamente, provenientes de pozos exploratorios de la cuenca Oriental de Venezuela (estado Anzoátegui), con los granitoides del macizo de El Baúl, aunque los mismos son muy alterados y dada la característica textural y el tamaño del grano, podrían relacionarse más con el Granito de Piñero, que con el Granito de Mata Oscura y el Granito de Mogote.

2.1.3. Granito de Piñero

Representa el menor porcentaje en volumen de los granitoides (apéndice 9.F) y fue considerado por MARTÍN (1961) como el núcleo del batolito, asumiendo que los tres cuerpos de granito fuesen comagmáticos. Toma su nombre del hato Piñero por estar muy bien expuesto en esta región. Fueron descritas segregaciones rosadas y grises, estructuras primarias de flujo, sistemas de diaclasas y con relaciones de contacto intrusivo con las rocas de la Asociación Metasedimentaria Barbasco. Sin embargo estas relaciones no fueron reportadas por REYES (2007), quien por el contrario indica que el contacto es tectónico ya que no observó aureola de contacto.

Es caracterizado por ser un granito denso, compacto, hipidiomórfico, equigranular fino a medio, de color rosa salmón moteado a oscuro. El feldespato varía de 0,5 a 1 mm mientras que los ferromagnesianos y el cuarzo varían entre 0,7 y 0,05 mm. Dispersos en la roca se encuentran cristales de ortosa pertítica y oligoclasa asociados a agregados glomero porfídicos de hornblenda y augita parcialmente reducida a esqueletos de cristales y asociados a epidoto y clorita. La biotita está alterada parcialmente a clorita. Los minerales accesorios son circón, epidoto y titanita. Aparece un aumento progresivo de los minerales máficos y la disminución del cuarzo hacia el centro del plutón. Las concentraciones de máficos están rodeadas por aureola de ferromagnesianos y manchas de hematita y leucoxeno, este último como producto de alteración de los minerales de titanio. En algunas localidades hay desarrollo de zonas de granofiros.

Bajo el nombre de Granito de Piñero alterado, MARTIN (1961) describe a una roca densa de color gris verdoso con tintes rosados y textura hipidiomórfica, grano grueso a medio, la cual presenta alteración a caolinita y sericita. Presenta sistemas de diaclasas en tres direcciones rellenas por epidoto y sericita. Posee textura holocristalina, hipidiomórfica, granular fanerítica de grano grueso con cuarzo y feldespato de hasta 5 mm de diámetro, embebidos en un material caolinítico-sericítico. Posee ortosa y plagioclasa sódica con textura pertítica y alteraciones de calcita, moscovita y epidoto. La biotita se presenta milonitizada, parcialmente transformada a clorita y óxido de hierro. El cuarzo exhibe microfracturas y extinción ondulatoria y en lamelas. Se observa un material rojo oscuro asociado con titanita.

PINZÓN (2008) describe petrográficamente muestras de roca provenientes de pozos exploratorios en el oriente del país, semejantes al Granito de Piñero alterado.

2.1.4. Sienita

Los afloramientos de sienita constituyen el 5% de la masa plutónica (Apéndice 9.E) y están en cuerpos alineados en dirección oeste-noroeste bordeando parcialmente el Granito de Piñero y formando colinas onduladas en la región de Ave María. La unidad tiene su localidad tipo en el cerro Ave María y las colinas de Chigüire y Mogote Samanciteño en la región de Ave María, unos 800 m al norte del pueblo de El Baúl, se extiende hacia el oeste (hojas geológicas a escala 1:25.000, 6542-I-NE, 6543-II-SO, 6543-III-SE y 6543-III-NO) en los cerros Yuca, Barraguán y Arenal, y hacia el centro y este en el cerro El Guayabo, estribaciones de la serranía de Merecure, Cerro El Guaical y diversas colinas dispersas en las sabanas de Piñero (MARTÍN 1961).

La roca es densa, de color gris verdoso con intensa caolinitización. Es de grano medio a grueso hasta pegmatítico, con textura traquitoide y estructuras primarias de flujo bien desarrolladas. De acuerdo con su composición química, la roca es una cuarzosenita, caracterizada por su riqueza en minerales de sodio, hierro y titanio, ortosa y plagioclasa de composición albita-oligoclasa, granularidad media a gruesa hasta pegmatítica, con textura intersertal o traquitoide en la cual se destaca el arreglo intergranular de cristales prismáticos de los feldespatos y ferromagnesianos. Los colores gris, rosa salmón, gris verdoso o azulado de aspecto moteado, varían de acuerdo con el tipo de feldespato y piroxeno sódico presente. La mineralogía se caracteriza por plagioclasa sódica comúnmente zonada y ortosa sódica, micropertita; los máficos son augita y augita titanífera. La unidad muestra contacto fallado con la Asociación Metasedimentaria Barbasco y con la Súper-Asociación Guacamayas.

PINZÓN (2008) describe petrográficamente una sienita proveniente de pozos exploratorios (MCH-6-5X, MCH-2-4X y MCH-2-5X) de la Subcuenca de Guárico y la relaciona con la sienita de El Baúl.

2.1.5. Diques tardíos

Esta serie de cuerpos tardíos de microgranito, granofiro, aplita y lamprofiro fueron descritos por MARTÍN (1961) todos intrusivos a los granitoides. La roca descrita como **microgranito** se presenta como diques de forma alargada y variado espesor (entre 15 y 40 cm), asociados a la masa granítica. Son de color claro, blanco, grisáceo con tintes rosados a verdosos, densos y con textura porfídica. Su composición es semejante a la del granito y consiste de ortosa y cuarzo en arreglo microgranular y micropegmatítico. El feldespato potásico varía de 0,5 a 0,06 mm de diámetro y se encuentra embebido en una matriz de grano fino. Los afloramientos se hallan expuestos en el cerro de Los Muertos, Merecure, Mata Oscura, Corralito y Ojo de Agua.

Los apófisis de **granofiro** son llamados granito gráfico y se diferencia del microgranito por su textura característica constituida por un intercrecimiento cuneiforme de cuarzo y feldespato potásico. FEO CODECIDO (1953) menciona la presencia de diques con textura micrográfica. Estos son de forma alargada y espesor variable, de hasta 60 cm. Contienen menos cuarzo que los granitos normales y se consideran originados por la cristalización simultánea de los dos minerales antes mencionados. En los cristales de cuarzo micrográfico hay interdigitación de sericita y epidoto con cuarzo gráfico exhibiendo inclusiones orientadas de turmalina azul en una textura cataclástica. Estas rocas intrusionan las metasedimentarias en la región de Cordero, Merecure y Puerto Escondido donde se aprecian los xenolitos de metamórficas incluidos en esta roca.

Los diques de **aplita** descritos por MARTÍN (1961) están en menor proporción con respecto a los cuerpos anteriores y son lineales en sentido NO-SE en el plutón, con espesor de hasta 20 cm. Poseen horizontes irregulares con textura xenomórfica a hipidiomórfica, de granularidad variable. Presentan una textura bandeada gruesa a fina y consiste esencialmente de cuarzo, ortosa y albita. La clasificación moderna de estos diques es monzogranito aplítico.

Los diques de **lamprofiro** están descritos como intrusivos en los granitoides y en la sienita en diversas direcciones y tienen forma alargada y gruesa. Los diques alcanzan hasta 1,5 m de espesor. Afloran en el cerro El Bartolo, Rufinero, Raiganas, Fila Merecure, Mastrantal y El Guaical. Son rocas de color oscuro, masiva de textura porfidítica e

idiomórfica. El lamprofiro ha sido mencionado (FEO CODECIDO 1953) como diferenciación diorítica y diques de diabasa o basalto (BUCHER 1949 y ROD 1955). Esta última opinión es compartida por el presente autor, quien no considera apropiado el nombre de lamprofiro. La textura porfidítica está determinada por la presencia de minerales ferromagnesianos. Su carácter intrusivo se manifiesta por la presencia de xenolitos de granito y sienita de diferentes dimensiones embebidos en los diques.

Estas rocas están alteradas a clorita, epidoto, sericita, hematita, albita y leucoxeno y en ocasiones muestran coloraciones vivas debido a la concentración local de óxido de hierro. Tomando en cuenta la descripción de FEO CODECIDO (1953) se realizó un análisis petrográfico detallado verificando que no se trata de diques de lamprofiro sino de diorita hornbléndica biotítica y diabasa no olivinífera.

2.2. ROCAS VOLCÁNICAS. SUPER-ASOCIACIÓN GUACAMAYAS

Esta Super-Asociación toma su nombre de la Fila de Guacamayas, la cual constituye la gran porción orográfica occidental del macizo de El Baúl y afloran en una extensión aproximada de 240 km² (Apéndice 9.F). Incluye a un conjunto de rocas volcánicas estratificadas, representadas por coladas de lava y lechos de toba, brecha, flujo de aglomerado, areniscas tobáceas y conglomerados. La nomenclatura de “Super Asociación” se debe a que está constituida por dos “asociaciones” distintas descritas originalmente por MARTÍN (1961).

Originalmente estas rocas fueron descritas como pórfido de andesita (LIDDLE 1946), flujos de basalto y andesita, aglomerados de lava básica y riolita (BUCHER 1952) y riolita y traquita porfídica con posibles asociaciones básicas (FEO CODECIDO 1955). Los afloramientos más extensos están en la Fila de Guacamayas y El Corcovado y en los cerros Mendozero, Segoviera y Tovaleña.

Las sucesivas coladas de lava y sus correspondientes asociaciones piroclásticas han desarrollado formas características, tales como planos estructurales denudados de abruptas cuestas y topos planos. Los contactos se desconocen. Estas rocas han sido agrupadas de acuerdo con su composición mineralógica, en asociaciones riolítica y latítica con gran

número de variantes de acuerdo a su textura y composición, describiéndose a continuación (MARTÍN 1961).

2.2.1. Asociación Riolítica Teresén

La Asociación Riolítica Teresén ocupa todo el flanco norte de la Fila de Guacamayas, y forma las filas de El Corcovado y Teresén y el cerro Mendozaero. Esta asociación está compuesta por flujos de lava riolítica, con estructuras perlíticas y de texturas y colores variables, intercaladas con toba de ceniza, con aglomerado y arenisca tobácea, con toba de flujo líticas y cristalinas y localmente con aglomerado volcánico grueso. Las unidades piroclásticas engrosan progresivamente hacia el norte, noreste y sureste, en tanto que las lavas se adelgazan en la misma dirección. Este hecho permite asumir, que la fuente de suministro es la parte sur-central del macizo. Basada en el estudio estratigráfico, MARTÍN (1961) reconoce tres episodios volcánicos con sus respectivos equivalentes piroclásticos. Las correspondientes unidades, MARTÍN (1961) las denominó, de más viejo a más joven: miembros Corcovado, Tirado y La Bandola. Posteriormente URBANI (2007) propone una nueva nomenclatura para estas unidades quedando de la manera siguiente: Rioluta de El Corcovado, Rioluta de Tirado y Rioluta de La Bandola, en sustitución de los “miembros” de MARTÍN (1961). Los resultados de los análisis químicos practicados por MARTÍN (1961) a la rioluta, permiten concluir que la misma tiene alta concentración de SiO_2 y baja en Al_2O_3 , MgO y álcalis, con relación a las riolitas normales. La autora indica que el flanco septentrional de la Fila de Guacamayas, al norte de El Baúl, las filas de El Corcovado y Teresén y el cerro Mendozaero, localizados en el macizo central al este de El Baúl, están constituidos casi exclusivamente por esta unidad. En su base, esta unidad volcánica se encuentra en contacto de falla con la Cuarcita de Cañaote, de la Asociación Metasedimentaria Barbasco. El espesor máximo medido en la fila de El Corcovado es de 400 m, que disminuye hasta desaparecer por debajo de los aluviones al sureste del macizo.

2.2.1.1. Riolita de El Corcovado

Yace en contacto fallado con la Cuarcita de Cañaote y consiste en una interestratificación que va de milímetros a varios metros de espesor, de riolita porfídica verde azulado a verde claro y riolita félsica crema con estructura de flujo, toba de lapilli, arenisca tobácea y toba de ceniza de composición riolítica. En general son semejantes en color, textura y estructura a la roca metasedimentaria rica en cuarzo y feldespato y a la Cuarcita de Cañaote, especialmente cuando están muy meteorizadas. Esta unidad está intrusada por diques de riolita con estructuras esferulíticas, lo que evidencia la existencia de más de un período de intrusión riolítica. En la fila de Corcovado la riolita porfídica infrayace a la toba cristalina vítrea y toba de ceniza (MARTÍN 1961).

La lava es densa y está bien estratificada, es afanítica con fractura sub-concoidea y algunas tienen textura porfídica y vacuolas achatadas con núcleo de cristobalita y ópalo, con fractura irregular, mientras que otras son félsicas y vítreas. En esta última, los poros están rellenos de zeolitas y a veces de minerales de hierro que le imparten un moteado amarillo característico meteorizando a tonos blanco verdoso por efecto de la caolinización. Microscópicamente exhiben textura porfídica con cristales de cuarzo y sanidina embebidos en una matriz hialocristalina a holocristalina, cuarzo-feldespática con abundantes microlitos de plagioclasa sódica. En algunos casos los bordes de los cristales son redondeados o en forma de bahía y en ocasiones con aureola de crecimiento secundario asociado a microlitos y esferulitos. Algunos flujos de lava de riolita vítrea desarrollan globulitos en donde se destacan cristales de sanidina clara, maclada, de extinción ondulatoria en una matriz alterada de color marrón amarillento pseudo-isotrópica. Se destacan diminutos esferulitos y alineaciones curvadas, que en ocasiones son atravesadas por franjas rojizas o pardas. Como minerales accesorios fueron observados el apatito, titanita y epidoto (MARTÍN 1961).

La toba y aglomerado riolítico son rocas semejantes a las lavas, de color verde amarillento, que meteorizan a blanco, de granularidad media a gruesa, pasando a aglomerados cuyos fragmentos angulares llegan a tener hasta 7 cm en una matriz riolítica de textura microgranular félsica o fluidal vítrea. Se observa conglomerado y brecha volcánica en la fila de Camoruco y en el valle de la Bandola. Los fragmentos son de

cuarcita, filita roja, riolita porfídica, cristales de ortosa, sanidina, cuarzo ahumado y productos de desvitrificación.

2.2.1.2. Riolita de Tirado

Distribuida en la parte central de la fila de Guacamayas de la región de Casupal se halla suprayacente y concordante a la Riolita El Corcovado. De color azul grisáceo, moteado en amarillo metálico imparte un carácter muy conspicuo semejante a una roca psammítica fina con textura maculosa. Son rocas densas y afaníticas con fractura sub-concoidea a irregular. Se hallan buenos afloramientos en el flanco norte de cerro Tirado y en el hato El Socorro verificados por REYES (2007). Está constituida por matriz vesicular, microlito de feldespato, sílice microcristalina y esporádicos fenocristales de sanidina intensamente corroídos desarrollando bahías y formas curvadas. Se observan ovoides rellenos de cristobalita y sílice microcristalina. Suprayacente a esta roca hay una brecha volcánica que se extiende desde la fila de Guacamayas hasta el cerro Tirado y está constituida de fragmentos de lavas, filitas rojas y escasos cristales. Tal vez podría representar una brecha de falla.

2.2.1.3. Riolita de La Bandola

Esta roca aflora ampliamente en la región de Valle Hondo y Corcovado, Mendozero y Camoruco (La Peñita). Es de color rojo vivo y negro rojizo, densa con fractura concoidea y sub-concoidea, textura afanítica a porfídica con fenocristales de cuarzo y sanidina en una matriz vesicular cuarzo feldespática. En ocasiones se presentan abundantes microlitos de feldespato y esferulitos de sanidina y cristobalita. La fina distribución de la hematita a través de toda la roca le da su color rojo intenso que la caracteriza. Posee clorita y biotita.

En la sección tipo (Valle Hondo-La Peñita) se pudo observar una sucesión de flujos individuales representados por riolita afanítica densa, riolita porfídica fluidal, delgados lechos de toba de ceniza y riolita roja con estructura perlítica.

La toba de cristal vítrea es de color oscuro moteada de puntos claros debido a la presencia de cuarzo y sanidina los cuales están corroídos y embebidos en un fondo de estructuras de vidrio compactadas (MARTÍN 1961).

2.2.2. Asociación Latítica El Peñón

Incluye un conjunto de rocas de color oscuro, rojo grisáceo oscuro a violáceo que constituyen dos unidades muy semejantes en color y composición pero muy diferentes en textura, tales como la Latita de El Oso y la Riolita de La Segoviera las cuales están ampliamente distribuidas en la fila de Guacamayas y en el sector de la Segoviera. El paso de una unidad a la otra es transicional (MARTÍN 1961).

2.2.2.1. Latita cuarcífera de El Oso

Incluye una variada sucesión de latita porfídica, latita félsica y toba, bien expuestas en la parte oriental del macizo, específicamente en la cresta y estribaciones de la fila de Guacamayas y en la región de La Segoviera-La Romana, encontrando sus mejores afloramientos en la región de Valle Hondo-La Peñita. Son masivas de color rojo vino tinto con puntos claros y fractura sub-concoidea a irregular, variando a concoidea en la latita felsítica (MARTÍN 1961).

La mineralogía consiste de 15% de fenocristales de ortosa y sanidina muy alterados y en menor proporción albita zonada con núcleo de oligoclasa. Los ferromagnesianos están totalmente alterados y reducidos a formas esqueléticas constituidos por un agregado poroso de hierro y una material fino coloreado, que podría representar agregados argiláceos.

2.2.2.2. Riolita de La Segoviera

Rocas oscuras, de color negro verdoso, pardo rojizo o verde grisáceo, densas y muy semejantes microscópicamente a rocas básicas. El flujo de lava es predominantemente porfídico, pasando a denso y vacuolar hacia la parte superior (cerro Los Pavos) donde está cubierta por una sección de tobas de color negro rojizo de matriz fluidal, densas y con

fractura sub-concoidea. La lava posee flujos originalmente vítreos y rasgos estructurales primarios tales como alineamientos curvados con aspecto tobáceo o poroso de acuerdo con el grado de desvitrificación. Al microscopio se observa agregado de cuarzo anhedral en textura poikilítica con cristal de feldespato tipo sanidina. El cuarzo de la matriz es xenomórfico. Después del cuarzo, el mineral más importante es la ortosa-sanidina con macla Carlsbad, seguida de la biotita verdosa asociada con magnetita. La hornblenda ferrosa se presenta como fenocristal al igual que la augita-diopsídica.

La toba es oscura densa con fracturas sub-concoidea, de grano medio, parcialmente desvitrificada de colores variados entre verde grisáceo, negro y negro rojizo. En general, consisten en grandes cristales de pertita con desarrollo de coronas de sanidina, plagioclasa zonada, epidoto, hornblenda y clorita acicular, asociados al hierro y a la ilmenita. Están ampliamente desarrolladas en el cerro el Calvario y en la región de la Segoviera-La Romana. Presenta estructuras primarias bien desarrolladas y vacuolas circulares de hasta 1,5 cm de diámetro rellenas de zeolita. Presenta fragmentos líticos de latita cuarcífera, cuarcita, filita, riolita porfídica y material pseudo isotrópico pardo rojizo, incluidos en una matriz afanítica de feldespato y clorita. La unidad de La Segoviera representa la etapa eruptiva final de la Asociación Latítica El Peñón por poseer un alto porcentaje de cristales y fragmentos líticos en la base, variando hacia la parte superior a rocas vítreas y texturas vacuolares (MARTÍN 1961).

2.3. ROCAS METASEDIMENTARIAS

Al noroeste del pueblo de El Baúl, en la parte central del macizo, se hallan expuestas las rocas metasedimentarias asignadas al Grupo El Barbasco (MARTÍN 1961), que posteriormente, URBANI (2007) propone el nombre de Asociación Metasedimentaria Barbasco. Representan el 33 % del área del total de las rocas que forman el macizo (Apéndice 9.F) y toma su nombre del hato El Barbasco. Según el estudio realizado por MARTÍN (1961) y según la nueva nomenclatura de URBANI (*op. cit.*) esta asociación ha sido dividida, de abajo hacia arriba en tres unidades formadas litológicamente y según las relaciones estratigráficas por: Filita de Mireles, Metapelita de Cerrajón y Cuarcita de Cañaote.

Este conjunto de rocas ha sido sucesivamente descrito como arenisca cuarcítica y pizarra violácea (LIDDLE, 1946); filita esquistosa cuarcítica, chert y jaspe (BUCHER, 1952); filita y arenisca cuarcítica (PATTERSON & WILSON, 1953); arenisca cuarcítica, limolita y pizarra filítica (FEO CODECIDO, 1955); argilita gris interestratificada con arenisca cuarcítica (ROD, 1955) y cuarcita, metaconglomerado, metapelita, metalimolita y filita (MARTÍN 1961).

La semejanza de la Filita de Mireles con la Formación Caparo en el flanco sur andino, la cual tiene horizontes de lutita limosa fosilífera con trilobites del Ordovícico (VISCARRET 2004) hace pensar que la Filita de Mireles corresponde a un evento de sedimentación diferente al de la Asociación Metasedimentaria El Barbasco, lo que justificaría la separación de esta unidad de la Asociación, en contraposición con lo que plantea MARTÍN (1961).

2.3.1. Asociación metasedimentaria El Barbasco.

2.3.1.1. Metapelita de Cerrajón

Esta unidad toma su nombre de la región Cerrajón-Cerrillo, situada en las estribaciones meridionales de la fila de los Novillos. Aflora en la región norte central y centro oriental del macizo como una espesa sucesión de roca de color rojo violáceo, bermellón, amarillento, verde pistacho, pardo verdoso, blanco verdoso, negro moteado y blanco crema. Constituye el núcleo montañoso centro-oriental de gran relieve topográfico, el cual desaparece bruscamente por debajo de los aluviones del valle de Mata de Agua.

Esta unidad está constituida por una espesa masa de “hornfel” (MARTÍN 1961) que según REYES (2007), más bien trata de una fracción psammítica fina a semipelítica de la unidad siendo rocas cuarzosas con baja proporción de arcillas, micro fracturadas, oxidadas levemente lo que les da una falsa textura hornféisica, en la que se intercalan lechos de cuarcita blanca, micácea de aspecto sacaroideo, intensamente diaclasada. Posee además cuarcita negra, que por efecto del metamorfismo ha originado una roca densa, oscura y moteada de blanco, rica en feldespato sódico y turmalina. Toda la unidad exhibe una intensa silicificación con desarrollo de vetas de cuarzo brechado de hasta 4 m de espesor.

Se encontraron diques de riolita que cortan tanto la roca metasedimentaria como la granítica. MARTÍN (1961) comenta que la textura masiva de esta unidad cambia gradacionalmente a foliada en la medida que se aleja del contacto con la roca granítica, mientras que REYES (2007) sugiere que el desarrollo de la foliación en esta unidad se debe a fuerzas tectónicas diferenciales que sufrió esta unidad en el período de plegamiento a la que fue sometida.

Metalimolita de Jobito

Esta unidad descrita originalmente por MARTÍN (1961), como Miembro Jobito, de la Formación Cerrajón, aflora en la región de Jobito, paso del Aceite, cresta de Los Novillos, cerro Merecure, Ojo de Agua y pequeños cerros al sur de Piñero. Las rocas son de color gris verdoso, verde blanquecino, rojo amarillento y rojo violáceo. La unidad está compuesta por metalimolita, filita gris rojiza, cuarcita con rizadura deformada, esquisto clorítico cuarzoso y cuarcita masiva. El metasedimento pelítico forma el 90% de esta unidad mientras que el samítico de fino a medio, compone el resto. Los sedimentos fueron sometidos originalmente a un metamorfismo regional de bajo grado que dieron por resultado la formación de cuarcita micácea esquistosa, porcelanita, psammita turmalinítica y metalimolita filítica (MARTÍN 1961).

Al microscopio la roca psammítica fina a semipelítica exhibe textura granoblástica de granos de 0,04 a 0,08 mm constituidos por mica, cuarzo y moscovita. Diseminado en la matriz se observa un polvo oscuro y opaco el cual puede representar tanto concentraciones de hematita como partículas de grafito. La filita exhibe vestigios de estructuras primarias tales como bordes subangulares y subredondeados en los granos recrystalizados, buen escogimiento de los fragmentos. Mineralógicamente consiste en moscovita, cuarzo y plagioclasa muy alterada. La roca contiene gran cantidad de óxido de hierro originando su característico color rojo amarillento y del cual resaltan mosaicos de porfiroblastos de moscovita con abundantes inclusiones de cuarzo anhedral lo que revela el origen pelítico del metasedimento (MARTÍN 1961).

La cuarcita es de color crema, densa, compacta y equigranular que meteoriza a rojo amarillento y violáceo. Presentan semejanza con las filita hacia las cuales gradan debido a

la incipiente foliación. Al microscopio presenta granos angulares y subangulares de cuarzo con extinción ondulatoria y aplastamiento en el sentido de su mayor elongación. Contiene sericita y en menor cantidad clorita en arreglo paralelo junto al cuarzo. Como accesorio se encuentra agregados granulares de epidoto y plagioclasa.

El contacto es gradacional con la unidad suprayacente (Metapelita de Cerrajón).

2.3.1.2. Cuarcita de Cañaote

Esta unidad aflora ampliamente en las filas Teresén y Cañaote, en la parte sur-central de la zona de afloramientos de las rocas metasedimentarias y en forma esporádica en las colinas de la región de Piñero, Casupal y Cerro de Silva. El contacto superior con las rocas volcánicas es de falla, mientras que el contacto inferior con la Metalimolita de Jobito es gradacional. Los metasedimentos de esta unidad varían en granularidad desde tamaño medianamente grueso, en el borde sur-central, hasta fino en el noroeste. La sección tipo fue ubicada en las estribaciones meridionales de la fila Teresén, en la región de Cañaote (MARTÍN 1961). REYES (2007) le atribuye un posible leve metamorfismo a la unidad, debido a la presencia de clorita y minerales fuertemente orientados.

MARTÍN (1961) indica que consiste en 60% de cuarcita micácea orientada, interestratificada hacia la parte media y superior con metarenisca arcósica granular, gruesa y “hornfel” samítico, entendiéndose este último como producido por metamorfismo de contacto. Sin embargo REYES (2007) considera que no hubo metamorfismo de contacto ya que no presentan biotita, andalucita o minerales típicos del metamorfismo de contacto, por ende estas rocas no pueden ser validadas como hornfel. Adicionalmente el autor del presente trabajo no consiguió ningún tipo de aureola de contacto, por tanto también pone en duda que esta roca sea hornfel. Podría tratarse de una fracción psammítica fina a semipelítica de la unidad siendo rocas cuarzosas con baja proporción de arcillas, micro fracturadas, oxidadas levemente lo que les da una falsa textura hornfésica, como lo indica REYES (2007).

La metarenisca arcósica es blanca, ligeramente foliada y pobremente escogida con granos de subangulares a angulares embebidos en una matriz de feldespato potásico sericítizado. El cuarzo con extinción ondulatoria representa el 80% del volumen total de la

roca y está muy fracturado. Hay circones redondeados como minerales accesorios. La roca psammítica es densa, compacta de color verde azulado que por meteorización pasa a blanca y rojo violáceo. Dentro de ésta se desarrollan lentes ligeramente más esquistosos. Debido a la resistencia y tono oscuro de meteorización es excelente capa guía. Al microscopio la roca presenta textura granolepidoblástica, determinada por el arreglo intersticial de los minerales micáceos y cuarzo. Las estructuras primarias residuales, tales como el moderado grado de redondez del cuarzo así como la variación de la granularidad, se hallan ampliamente desarrollados como evidencia de una estratificación gradacional original. El cuarzo exhibe abundantes inclusiones de rutilo y extinción ondulatoria. Además la roca contiene, clorita y epidoto en forma de finas laminillas y arreglo desordenado distribuidos en una matriz cuarzosa recristalizada de color gris oscuro (MARTÍN 1961).

Metaconglomerado de Cayetano

MARTÍN (1961) reconoce un sólo afloramiento de esta unidad que define con carácter de “Miembro” en el área estudiada y que denomina Seudo-Gneis de Cayetano, situado en el cerro Cayetano, a 1 km al sur de Hato Piñero, aunque el autor de este trabajo recorrió el área en varias oportunidades y sólo pudo ubicar en el área descrita por MARTÍN (1961) muestras de roca que no estaban “in situ” semejantes a los descritos por esta autora. La roca es un metaconglomerado y aflora en el borde oriental de la ladera parcialmente cubierta por los sedimentos cuaternarios. La roca está compuesta por guijarros líticos (40%) de cuarcita, sílice microcristalina y cuarzo de veta, embebidos en una matriz de grano medio a fino, cuarzo-feldespática-micácea-epidótica. El epidoto esta presenta en agregados finos de color pardo oscuro. La clorita y la sericita se presentan en forma de laminillas. En general, la roca es de color verde grisáceo, meteorizando a rojo violáceo, foliada de granularidad media a fina, con apariencia gnéisica determinada por el arreglo subparalelo de fragmentos de cuarcita y cuarzo de veta de hasta 1,5 cm de diámetro. No puede ser reconocida como una unidad formal, dado que no es cartografiable, inclusive, ni MARTÍN (1961) lo hace.

2.3.2. Filita de Mireles

Aflora en la región norte y sur occidental del macizo como en una área de 3 a 5 km de ancho formando colinas bajas y aisladas que varían de 5 a 75 m de altura. Tanto al norte como al suroeste, desaparece debajo de los sedimentos cuaternarios. En general son rocas de color gris a gris verdoso que meteorizan a crema rojiza, las cuales fueron descritas originalmente por ROD (1955). La localidad tipo está situada al sur del cerro Mireles, en el extremo occidental de la fila de Guacamayas. La unidad fue descrita como un conjunto de cuarcita y argilita fosilífera.

MARTÍN (1961) propone, que debido a la semejanza de Mireles con la Metalimolita de Jobito, el contacto de estas es donde la sección de la Filita de Mireles es predominantemente limosa y las estructuras sedimentarias tales como rizaduras deformadas, acanaladuras y micropliegues exhiben mayor desarrollo. Adicionalmente la unidad consiste en filita grafitosa gris foliada, muy localmente fosilífera, metalimolita filítica-micácea gris verdosa, finamente intercalada con metalimolita silícea-micácea gris verdosa, cuarcita blanca sacaroidea y metalimolita silícea masiva gris, finamente intercalada con filita gris.

La filita grafitosa es de colores variables, negro grisáceo y gris verdoso, de fisibilidad perfecta y clivaje paralelo a la estratificación. Cuando la meteorización se acentúa y el buzamiento favorece la acumulación de óxidos de hierro, toman tono rojizo y violáceo. Presenta incipiente formación de micropliegues.

La mineralogía consiste en diminutos cristaloblastos de clorita y moscovita (60%) orientados a lo largo del plano de estratificación, que forman prismas alargados de color verde pálido o incoloros. La mica está embebida en una matriz cuarzo-feldespática. El grafito (5-15%) está en agregados opacos concentrados a lo largo de los planos de cizalla o de estratificación. Óxido de hierro (5-15%) en forma de agregados oscuros, rojo o amarillento. Como accesorio hay leucoxeno.

La metalimolita filítica, que representa el 65% de la unidad, es de color gris verdoso, masiva a ligeramente esquistosa y granularidad variable (0,04 a 0,08 mm). Debido a la meteorización toman tinte blanco-crema a rojizo. Este tipo de roca contiene horizontes fosilíferos con trilobites. Es frecuente observar micropliegues paralelos a los clivajes de las

bandas grafitosas y en ángulo con la foliación, esta última definida por bandas cuarzo-feldespático-micáceas.

La mineralogía de las bandas claras consiste en cuarzo, oligoclasa, mica, circón, óxido de hierro y grafito. Las bandas pelíticas presentan igual composición. En la medida que los elementos pelíticos disminuyen, la roca grada a cuarcita micácea orientada.

La cuarcita micácea es menos dura, de granularidad media a fina (0,01-0,03 mm), textura sacaroidea, equigranular y cristaloblástica, de color blanco que meteoriza a rojo, originando un suelo arenoso. El cuarzo está orientado y se alterna con bandas de clorita y moscovita alineados en la dirección de su mayor elongación. Los bordes de estos minerales están saturados y recrystalizados. Como accesorios hay circón redondeado y magnetita. La mica le proporciona un aspecto satinado y textura esquistosa, la cual es mas conspicua cuando la roca esta meteorizada. Presenta interestratificación con la metalimolita filítica. Representan el 15% del volumen de la unidad y su espesor varía entre 15 y 20 cm.

Asociado a los horizontes con trilobites y en diversos niveles de la unidad hay manchas de forma elipsoidal y redondeada con apariencia de estructuras sedimentarias, cubiertas de hematita. Tiene estructuras tales como fracturas y finas fisuras que origina una malla reticular la cual es persistente a lo largo de todo el espesor.

Las rocas de la Filita de Mireles fueron sometidas a un metamorfismo regional de bajo grado, como ha sido puesta en evidencia por la asociación y la distribución de los lóbulos pleurales de los trilobites (FREDERICKSON 1958) que en casos, las alineaciones de los lóbulos, aparentemente determinaron el desarrollo de un clivaje y cizallamiento, lo cual se tradujo en el deslizamiento escalonado de los segmentos torácicos. Además, debido a las características texturales y composicionales que poseen, estas rocas podrían clasificarse como esquisto de bajo grado, correspondiente a la facies de los esquistos verdes, subfacies de la moscovita-clorita. Basado en la asociación mineral y al aspecto metamórfico, la foliación filítica, los micropliegues y las estructuras penetrativas, entre otros, se considera que la Filita de Mireles ha sido sometida a un metamorfismo regional de bajo grado, correspondiente a la facies de los esquistos verdes, zona de la clorita y no a la facies de la prehnita-pumpelita como CEBALLOS & MOLINA (2002) comentan.

Debido a la semejanza en edad basada en fósiles (trilobites del Ordovícico), litología y ambiente sedimentario de la Filita de Mireles con la Formación Caparo del flanco sur

andino de Mérida (VISCARRET 2004), se podría proponer que la Filita de Mireles podría ser una facies metamorfizada de la Formación Caparo, y de esta manera establecer una correlación de estas dos unidades geológicas y sugerir, que la Filita de Mireles podría formar parte de un evento independiente (URBANI *op. cit.*) al que formó al resto de la Asociación.

Esta unidad está distribuida por toda la región en forma de pequeñas colinas y sus afloramientos se extienden desde las inmediaciones de los cerros Barraguán y Bartolo en los límites noroccidental y nororiental de la zona, hasta los cerros Galápagos y Cayetano en sus extremos suroccidental y suroriental.

2.4. SEDIMENTOS ALUVIALES

Gran parte del área del macizo está rodeado por sedimentos granulares sueltos, que comprenden aluvión reciente, aluvión antiguo y depósitos piemontinos. Estas corresponden a dos unidades distintas (Qal y Qlr). Qal (gravas, arenas, limos y arcillas) se restringe a las zonas inundables topográficamente bajas que ocupan las partes centrales a lo largo de los valles. El aluvión antiguo o rampas coluviales tiene composición litológica similar y cubre la mayor parte del área de los valles y corresponde al ambiente de sabana. Los depósitos piemontinos (Qlr) o ladera-rampa (peñones, gravas, arenas, limos y arcillas) se distribuyen irregularmente en las laderas de las colinas.

2.5. INTERPRETACIONES REGIONALES PREVIAS

2.5.1. Asociación Granítica El Baúl

Según MARTÍN (1961) estas rocas pertenecen al tipo de granito alcalino que está caracterizado por ser rico en Al_2O_3 y K_2O y bajos en MgO . Comparando se tiene que los granitoides andinos del páramo de Los Conejos, Pedraza, Mucuchies y Valera son más bajos en SiO_2 y mas ricos en Al_2O_3 , FeO , MgO y CaO que los de El Baúl.

De acuerdo a la autora, los granitoides fueron intrusionados en las rocas metasedimentarias plegadas y falladas de la actual Asociación Metasedimentaria Barbasco,

desarrollando sólo una delgada aureola de contacto, que localmente guarda cierto paralelismo con las rocas intrusionadas. Esto se pone en duda, tomando en cuenta las observaciones hechas por REYES (2007), quien afirma no haber conseguido aureola de contacto sino que podía tratarse de una fracción psammítica fina a semipelítica de la unidad correspondiendo a rocas cuarzosas con baja proporción de arcillas, micro fracturadas, oxidadas levemente lo que les da una falsa textura hornfésica andalusítica.

MARTÍN (1961) comenta que por la presencia de productos de exsolución, la fase deutérica pertítico-mirmekítica, el desarrollo de textura rapakivi, la presencia de apófisis de rocas porfídicas con minerales hidrotermales, su composición alcalina, el desarrollo de un borde sienítico y la presencia de lamprofiro, permiten considerar el cuerpo granítico de El Baúl como de emplazamiento lento, no orogénico y de poca profundidad (epizona-mesozona) que permitió la segregación de la cámara magmática. Además indica, que la textura es pseudorapakivi y tanto la sienita como el resto de los granitoides podrían formar parte de eventos magmáticos diferentes.

La autora opina que el origen de los granitoides podría estar relacionado con una diferenciación acentuada de rocas ultrabásicas con una difusión alcalina acumulativa durante una etapa de relativa tranquilidad que permitiera un equilibrio de las condiciones físico-químicas en un régimen de plataforma o también con un aumento progresivo de la alcalinidad con el desarrollo de cámaras magmáticas durante la evolución de un magma granítico en condiciones de estructuras plegadas. Hoy día estas ideas se encuentran en desuso. La presencia de sienita permite asumir su emplazamiento bajo condiciones anorogénicas en regiones plegadas derivado por un proceso de diferenciación alcalina en una cámara magmática de composición granítica.

PINZÓN (2008) describe un leucomonzogranito similar a los del macizo de El Baúl, de muestras tomadas a 5.700' en el pozo GXB-2 y 6.311' en el pozo GXB-8 al sureste del Sombrero, con edades K/Ar de 330 y 331 Ma (FEO CODECIDO *et al.* 1984) respectivamente. Además identifica una sienita alcalina, similar a la del macizo El Baúl, proveniente del pozo MCH-2-4, a una profundidad de 5211', con edad de K/Ar $270,7 \pm 7$ Ma (FEO CODECIDO *et al.* 1984) sugiriendo la presencia de un segundo pulso magmático que podría ser contemporáneo con los granitoides del macizo de El Baúl.

2.5.2. Super-Asociación Guacamayas

El vulcanismo de esta unidad, según MARTÍN (1961), está caracterizado por contener concentraciones altas en SiO_2 y bajas en Al_2O_3 , MgO y álcalis, para la asociación riolítica, mientras que para la asociación latítica las relaciones son altas en Al_2O_3 y K_2O , y bajas en MgO , CaO y álcalis. Interpreta que estas variaciones sugieren, la posibilidad de que se hayan originado por procesos de refusión y asimilación durante las diversas etapas que generalmente acompañan al desarrollo de cámaras magmáticas profundas.

La actividad volcánica de esta Super-Asociación se caracterizó por pulsaciones sucesivas de un magma rico en SiO_2 , pobre en CaO y bajo en K_2O capaz de alcanzar la superficie a lo largo de fisuras y cubrir la superficie con coladas de lava viscosa y abundantes desarrollo de estructuras de flujo.

2.5.3. Asociación Metasedimentaria El Barbasco

Hasta el presente no se han conseguido evidencias paleontológicas en las unidades de Cuarcita de Cañaote y Metapelita de Cerrajón.

La presencia de lentes psamíticos en la sección pelítica, se considera evidencia de una sedimentación alóctona de materiales transportados por corrientes de alta densidad, de manera que dio por resultado un buen escogimiento de los materiales. Estas relaciones permiten asumir la existencia de una lenta regresión de los mares sobre sedimentos reducidos a una tasa de depositación lenta en relación con la subsidencia, asociada a pulsaciones sucesivas de una magnitud capaz de originar una sedimentación rítmica de una extensión lateral y pequeño espesor, con amplio desarrollo de facies de lutita y arenisca bajo condiciones de plataforma inestable en un ambiente transicional epinerítico a continental. Esta asociación representa la sedimentación ininterrumpida de un solo ciclo depositacional.

Debido a la semejanza litológica, la Asociación Metasedimentaria El Barbasco ha sido correlacionadas con las formaciones Carrizal y Hato Viejo de la cuenca Oriental de Venezuela, por los siguientes autores: LIDDLE (1946), HEDBERG (1950), BUCHER (1952),

PATTERSON & WILSON (1953) y FEO CODECIDO (1955). Por otra parte ROD (1955) sugiere una posible correlación con las formaciones Haimacaka y Wailan. KUNDIG (1938) la correlaciona con la Asociación Bella Vista.

Las relaciones entre las unidades metasedimentarias del macizo El Baúl y las unidades de oriente de Venezuela no han sido muy bien definidas. Las rocas encontradas en el subsuelo de los estados Guárico, Anzoátegui y Monagas en los pozos exploratorios Santa Clara 1 y Hato Viejo 1, de la Creole Petroleum Corporation y el pozo Carrizal 1 de la Mobil Oil Co. de Venezuela, corresponden a las formaciones Hato Viejo y Carrizal no metamorfizadas y en contacto suprayacente con granitoides (PINZÓN 2008). En los dos primeros pozos, la Creole encontró un esquistos clorítico alterado, en contacto con el granito infrayacente a la Formación Hato Viejo. Esta roca podría representar parte de la Formación Hato Viejo parcialmente metamorfizada por efecto de la intrusión. La escasa información de los granitoides o basamento en el subsuelo de Guárico, Anzoátegui y Monagas, sugiere un carácter de duda de correlación con el granito intrusivo de El Baúl, debido a que la información litológica de los estados orientales en sus límites meridionales, posiblemente representen las migmatitas de escudo de Guayana. MARTÍN (1961) considera que estas unidades guardan afinidades más estrechas con las formaciones del Paleozoico inferior de los Andes venezolanos y colombianos que con las distantes formaciones del escudo de Guayana.

PINZÓN (2008) identifica en la localidad de Palo Seco, en el pozo GD-4 (a 3.081', 3.387' y 3.525' de profundidad) en la cuenca Oriental de Venezuela, una metalimolita con características petrográficas similares a las metapelitas descritas por REYES (2007) en la Metapelita de Cerrajón. Esta roca presenta alto contenido de caolinita y sericita con fuerte orientación planar posiblemente debido a efectos tectónicos (REYES 2007) y moscovita deformada por presión. Asimismo PINZÓN (2008) describe petrográficamente muestras de los pozos GXB-2 y GXB-8 al sureste del Sombrero, que presentan características litológicas similares a las descritas por REYES (*op. cit.*) para la Cuarcita de Cañaote y en donde infiere condiciones de alta presión y temperaturas cercanas a los 200° C, lo que implicaría condiciones en el límite diagénesis-metamorfismo. PINZÓN (2008) indica que estas rocas fueron afectadas por metamorfismo regional de bajo grado y que los protolitos de estas rocas son en su mayoría limolitas y arcillas que probablemente fueron depositadas

en ambientes marinos someros similares a los de la Asociación Metasedimentaria El Barbasco dentro de una cuenca antepaís, la cual se formó como producto de un primer episodio tectónico ocurrido en el Cámbrico sobre el borde norte del escudo de Guayana en el cual se produjo una faja plegada y fallada que sigue una dirección NE-SO a N-S (DUERTO *et al.* 2007).

2.5.4. Filita de Mireles

Estas rocas metasedimentarias incluyen un horizonte fosilífero de edad Cámbrico Tardío a Ordovícico Temprano (Tremadociano Temprano) (FREDERICKSON 1958). La presencia de filita y metalimolita micácea con trilobites, estructuras sedimentarias de líneas de playa, estratificación gradacional, color verde, verde azulado y vino, el espesor de cuarcita fina micácea finamente estratificadas con filita y el desarrollo de lentes de meta arenisca de grano medio, parecen indicar una sedimentación transicional (de continental a aguas llanas) bajo condiciones de plataforma inestable en el borde de una cuenca restringida y un ambiente reductor inicial, predominando el ambiente oxidante hacia el final del ciclo depositacional. La gradación de los sedimentos finos a gruesos pudo ser originada por un suave levantamiento del fondo de la cuenca o por una reducción de su profundidad causada por la disminución del declive de talud plataformal, debido a un incremento en la acumulación de sedimentos y por lo tanto a la reducción del poder de transporte al fondo (MARTÍN 1961).

VISCARRET (2004) describe una secuencia aflorante al suroeste del río Caparo (Paso Caparo) pertenece a la Formación Caparo de edad Ordovícico, validado por trilobites del Ordovícico (LAYA & PÉREZ 2007) conformada por capas de lutitas algunas veces fosilíferas y limolitas arcillosas, intercaladas con niveles de areniscas. De acuerdo a los trilobites identificados, se puede considerar que el ambiente de depositación de la Formación Mireles es marino de plataforma, desde sublitoral a litoral, con baja a media energía. Se podría sugerir que debido a la similitud del ambiente depositacional, a la litología y a los trilobites del Ordovícico que la Filita de Mireles podría tratarse de una facies metamorfizada lateral de la Formación Caparo.

3. GEOLOGÍA LOCAL

3.1. GENERALIDADES

En el área de estudio afloran rocas plutónicas, volcánicas y metasedimentarias junto a depósitos cuaternarios, dispuestas de la manera que aparece en la Tabla 3-1.

Las rocas plutónicas, que son el objetivo mayor del presente trabajo, están concentradas en la parte oriental del macizo y en menor proporción en cerros dispersos, que de este a oeste van desde el cerro Barraguán, situado en el extremo noroccidental, hasta los cerros Bartolo, a unos 20 km del río Pao, en las cercanías del poblado de Guardatinajas, en el estado Guárico. El límite septentrional se encuentra en las aisladas colinas de El Mercado, a unos 60 km al norte del poblado de El Baúl, mientras que el extremo meridional se ubica en el hato Piñero y forma parte de los cerros Cayetano.

Tres grandes grupos de granitoides conforman el macizo: El Granito de Mogote, el Granito de Mata Oscura (con las subunidades Granito de Mata Oscura 1 y Granito de Mata Oscura 2), el Granito de Piñero y una sienita. Los granitoides son en general de color rojo salmón, presentando color gris verdoso moteado en el caso de granitos parcialmente transformados por alteraciones hidrotermales. Los granitos de Mata Oscura, Piñero y la sienita son de grano fino a medio, mientras que el Granito de Mogote, desarrolla textura pegmatítica y similar a rapakivi, cuyos fenocristales de feldespato potásico de color rojo salmón, alcanzan hasta 14 cm de longitud. La mása granítica correspondiente a Mata Oscura y Piñero, manifiesta grado variable de transformación a arcillas de los feldespatos, mientras que lo que corresponde a Mogote permanece con muy poca transformación. El Granito de Mata Oscura, es subdividido en dos subunidades, diferenciadas textural y mineralógicamente.

La tabla 3-2 presenta las abreviaturas de los minerales petrográficos, presentados en sucesivas tablas.

Las siglas usadas en los criterios geológicos de codificación (Tabla 3-1), corresponden a las del Atlas Geológico de Colombia, el cual fue elaborado por el Servicio Geológico, del Instituto Colombiano de Geología y Minería (INGEOMINAS 2007) y las cuales se usan en los mapas para identificar: Contactos litológicos, trazas de falla, rumbos y buzamientos,

Tabla 3-1. Resumen de las unidades geológicas aflorantes en el área de estudio.

Rocas metasedimentarias y sedimentos no consolidados				
Edad	Siglas	Unidades geológicas		Litología predominante
Cuaternario	Qal	Aluvión		Depósitos de arena, grava y cantos.
	Qlr	Ladera rampa		
Pre-Pérmico (?) Post-Ordovícico(?)	Pre-P?Bc	Asociación Metasedimentaria El Barbasco	Cuarcita de Cañaote	Metalimolita cuarcítica micácea con lentes de metarenisca arcósica de grano grueso y de conglomerado. Metalimolita cuarcítica y filítica.
	Pre-P?Bcc		Metaconglomerado de Cayetano	Metaconglomerado lítico (unidad no cartografiable)
	Pre-P?Bce		Metapelita de Cerrajón	Metapelita cuarcítica micácea roja con lentes de cuarcita blanca. Filita moteada densa, rojo vino y limolita roja.
	Pre-P?Bcej		Metalimolita de Jobito	Filita gris y roja, laminada y metalimolita roja con rizaduras.
Cámbrico Tardío a Ordovícico Temprano	CA4o1m	Filita de Mireles		Metalimolita gris densa localmente arenácea con estructuras sedimentarias, intercaladas con filita gris verdosa y cuarcita blanca. Filita carbonácea gris foliada con metalimolita filítica micácea gris verdoso con trilobites

Tabla 3-1. (continuación)

Rocas ígneas						
Edad	Siglas	Unidades geológicas			Litología predominante	
Pérmico Temprano	P1Gps	Super Asociación Guacamayas	Asociación Latítica El Peñón	Riolita de La Segoviera	Riolita latítica, flujos de lava y toba de ceniza vítrea.	
	P1Gpo2			Latita cuarcífera de El Oso 2	Cuarzo latita. toba y latita cuarcífera vítrea.	
	P1Gpo1			Latita cuarcífera de El Oso 1	Latita porfídica y traquita.	
	P1Gtb2		Asociación Riolítica Teresén	Riolita de La Bandola 2	Riolita, brecha de flujo, conglomerados, toba y aglomerado riolítico interestratificado. Flujo de latita cuarcífera.	
	P1Gtb1			Riolita de La Bandola 1	Riolítica félsica crema y/o roja. Toba de ceniza	
	P1Gtt			Riolita de Tirado	Riolita, brecha de flujo y toba cristalina. Lava riolítica azul, vacuolar y vítrea.	
	P1Gtc			Riolita de El Corcovado	Riolita félsica, porfídica verde, interestratificada con toba riolítica, arenisca tobácea.	
Pérmico Tardío (?)	P?Db	Intrusivos tardíos		Diabasa	Holocristalina, de granularidad fina y media, con textura de subidiomórfica a idiomórfica, ofítica.	
	P?Bs			Diorita	Másiva, de color oscuro y textura porfídica, idiomórfica a hipidiomórfica, ofítica y sub-ofítica.	
	P?Br			Sienita	Roca equigranular de grano fino a medio, de color rosado a gris. Textura pertítica. Densa.	
	P?Ba			Aplita	Densas de color claro blanco grisáceo a verdosos con tonos rosado a rojo salmón, granularidad pórfido-afanítica.	
Pérmico Temprano	P1Bp	Asociación Granítica El Baúl	Granito de Piñero	Denso, equigranular, grano fino a medio (0,5-4,5 mm). Textura gráfica, hipidiomórfica, pertítica. Meteorización esferoidal (piel de cebolla), color moteado rosado salmón y moteado en gris.		
	P1Bpa			Granito de Piñero alterado (GPa)	Textura hipidiomórfica granular media. Color gris verdoso moteado. Feldespato transformado a arcilla.	
	P1Bm		Granito de Mata Oscura	Granito de Mata Oscura 1	Textura hipidiomórfica granular gruesa (2-9 mm). Color salmón moteado y gris verdoso.	
				Granito de Mata Oscura 2	Textura hipidiomórfica granular gruesa (2-9 mm). Color salmón oscuro moteado a gris rojizo. Muy compacto.	
Cámbrico Tardío	CA4Bm		Granito de Mogote		Textura porfídica a pegmatítica, pseudo- rapakivi, pertítica. Color gris rosado. Ortosa hasta 10 cm de longitud.	

Tabla 3-2. Abreviatura de los minerales petrográficos.

Mineral	Abreviatura	Mineral	Abreviatura
Actinolita	Act	Magnetita	Mgt
Anfíbol	Amp	Muscovita	Ms
Apatito	Ap	Ortosa	Or
Biotita	Bt	Piroxeno	Px
Calcita	Cal	Pirita	Py
Clorita	Chl	Plagioclasa	Pl
Cuarzo	Qtz	Sericita	Ser
Epidoto	Ep	Silimanita	Sil
Estilpnomelana	Stp	Titanita	Ttn
Granate	Grt	Tremolita	Tr
Hematita	Hem	Turmalina	Tur
Hornblenda	Hbl	Zircón	Zrn

unidades litológicas y sus edades, entre otros. Así mismo, las abreviaturas que se utilizarán en todo el texto para “nícoles cruzados” y “nícoles paralelos” serán, Nx y Np.

Las unidades, se describen basándose en las observaciones de los afloramientos, el estudio megascópico de las muestras de mano y la petrografía de secciones finas.

3.2. ROCAS GRANITOIDES Y ASOCIADAS

De las rocas agrupadas en la Asociación Granítica El Baúl, los cuerpos de granito propiamente dicho, constituyen los cerros de: Mogote, Mástrantal, Mata Oscura, del Medio, El Guayabo, Morrocoy, de Los Muertos, Las Raiganas, Marquero, Cerro Pelón, Rufinero, Yagrumal, Cascabel, Los Oripopos, Hilera de Piedras, Estefanero, Bartola, Puerto Escondido, Despegado, Cordero, Baltasar, El Gaical y de Los Morros. Por otro lado la sienita se encuentra distribuida irregularmente en afloramientos que se alinean desde los extremos noroeste, hacia la parte central del macizo, formando parte de los cerros: Ave María, Mogote Samanciteño, Chiriguare, Barraguan y El Gaical. Estas unidades están ubicadas en el mapa geológico 1:50.000 y los mapas 1:25.000 (6542-I-NE; 6543-II-SE, SO, NO; III-SE, NO; y 6643-III-SO) los cuales se ubican en el apéndice 9.F.

3.2.1. Granito de Mogote (GM)

Extensión

Esta unidad se presenta en cuerpos, dispersos en la sabana, en cerros tipo Inselberg o cerro-isla, en cuerpos de forma cómica, que varían de 50 cm hasta 30 m de altura y se extiende al norte del macizo, en los cerros Mogote. Ocupa un área aproximada total de 1 km², a ambos lados de la carretera El Baúl-Tinaco y en el hato Corralito, específicamente como parte de los cerros Yagrumal e Hilera de Piedras, representando un 1% del área total de estos cerros. Se ubica en las hojas Cantilito, 6543-II-SE y La Aduana 6543-II-NO (Apéndice 9.F).

Contactos

No se observó el contacto con otras unidades. MARTÍN (1961) menciona el paso gradacional de este granito al Granito de Mata Oscura (GO1 y GO2) en el hato Corralito, lo cual no es factible, debido a las diferencias de edad, halladas en este trabajo. Esto no se pudo corroborar por falta de acceso al hato Corralito.

Tipos litológicos

Se observó un único tipo litológico, que describiremos como granito pegmatítico.

Mesoscópicamente se observa textura porfídica a pegmatítica tipo pseudo rapakivi, ya que la plagioclasa se agrupa en forma de agregados alrededor de los fenocristales de ortosa, y en general la ortosa perítica no presenta los característicos bordes redondeados cubiertos por plagioclasa, ni crecimiento zonal concéntrico típico de la textura rapakivi. A nivel de afloramiento presenta meteorización esferoidal (piel de cebolla).

Tiene un color fresco de gris rosado a rojo salmón, el cual varía dependiendo de la concentración de ortosa o cuarzo. El color de meteorización es marrón oscuro. El tamaño de grano varía desde 4 mm de diámetro en cuarzo intersticial, hasta un promedio de 4 cm en fenocristales de ortosa, con un tamaño máximo de este último de 14 cm de longitud (Fig. 3-1). Una descripción más detallada provista de más fotografías, se puede encontrar en el apéndice 9.B.

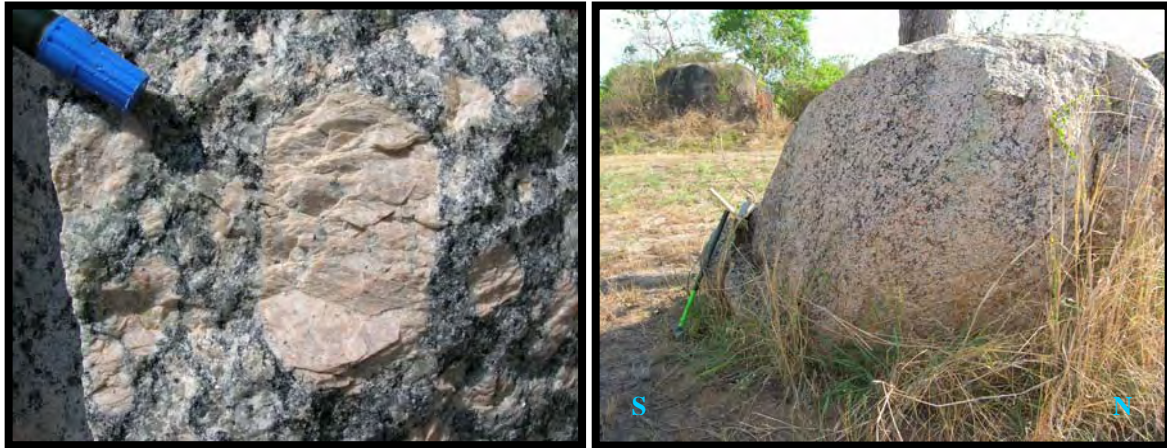


Fig. 3-1. Granito pegmatítico con meteorización esferoidal.
Detalle de cristal de ortosa color salmón. P-74.

Petrografía

La litología corresponde, en promedio, a un monzogranito y la mineralogía se resume en la tabla 3-3. Mineralógicamente se puede apreciar cuarzo, plagioclasa, ortosa, sericita, biotita, muscovita, circón, apatito, epidoto, sillimanita, esfena, clorita, estilpnomelano, turmalina y magnetita.

Tabla 3-3. Composición mineralógica del Granito de Mogote (GM).

Muestra	Qtz	Or	Pl	Bt	Ms	Sil	Ap	Chl	Zrn	Grt	Ep	Stp	Tur	Ttn	Fl	Mgt	Nombre
P-68	33	25	20	15	6	1	<1	<1	<1	0	0	0	1	<1	<1	<1	Monzo granito
P-72	48	32	16	3	0	1	<1	<1	1	<1	0	<1	<1	0	<1	<1	Leuco monzogranito
P-74	55	24	17	3	<1	0	<1	0	1	0	<1	0	0	0	0	<1	
P-75	50	25	20	4	0	0	<1	0	1	<1	<1	0	0	0	0	<1	
Prom	35	26	18	6	1,5												Monzogranito
Max	55	32	20	15	6												
Min	33	24	16	3	0												

El *cuarzo* se presenta anhedral con bordes irregulares en bahía, extinción ondulatoria y con microfracturas. Tiene un tamaño de grano menor a 7 mm. En ocasiones la extinción ondulatoria es muy pronunciada en forma de lamelas. Todo esto como resultado de esfuerzos al que fué sometido el cuerpo granítico. Como inclusiones redondeadas en plagioclasa y ortosa. Se presenta como textura mirmequítica. A veces asociado e incluyendo biotita, epidoto, circón, ortosa pertítica y apatito.

La *ortosa* se presenta anhedral a subhedral con bordes irregulares y textura pertítica de dos tipos: la de tipo flama, en bandas angostas y aisladas, y otro tipo con bandas interconectadas. En ambos casos, esta textura pertítica, presenta 40% de albita, la cual se

encuentra transformada (5%) a sericita. Inclusiones de apatito, biotita, moscovita. En ocasiones presenta microfracturas y estas están rellenas por biotita y muscovita. Algunos cristales de ortosa pertítica están embebidos en cristales de cuarzo. Algunas presentan textura mirmequítica en contacto con la plagioclasa.

La *plagioclasa (oligoclasa)*, se encuentra parcialmente (20%) transformada a sericita. Algunas con maclas de la ley Albita. Presenta transformación del núcleo a sericita color marrón terroso, correspondiente a una plagioclasa zonada lo que contrasta con el borde albítico intransformado que poseen (Fig. 3-2).

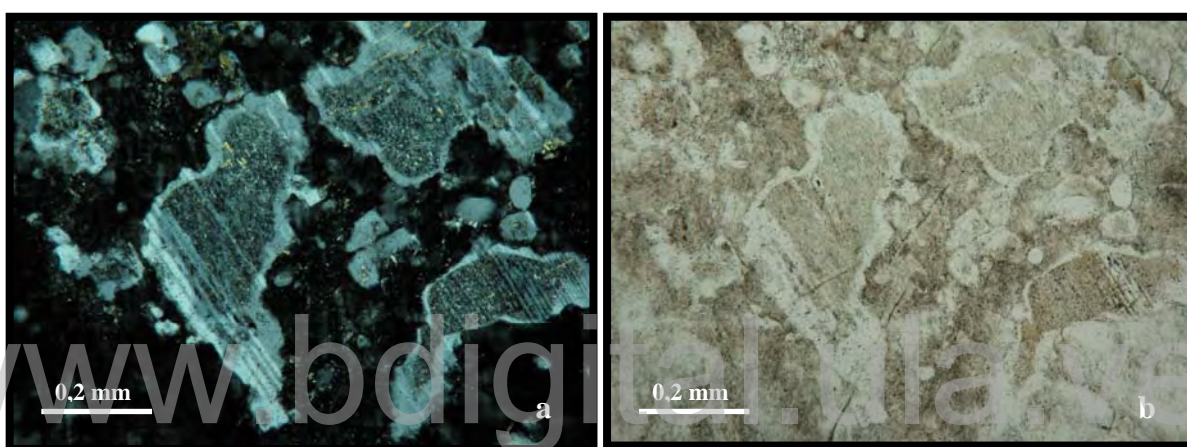


Fig. 3-2. Plagioclase zonada transformada a sericita. Nótese los bordes albíticos. Nx (a) y Np (b). P-72.

En algunas se observa poco las maclas de la ley de Albita. Tiene un tamaño promedio de 5 mm con cristales de hasta 8 mm y una forma anhedral, que en ocasiones se presenta euhedral.

La *biotita* de hábito hojoso, tiene un pleocroismo que va de color marrón a marrón oscuro que en ocasiones esta enmascarado por el óxido de hierro. En algunos cristales se observa el paso de este mineral a clorita, que en ocasiones posee birrefringencia anómala color azul Berlín, lo que indica que esta enriquecida en hierro. Presenta inclusiones de moscovita, epidoto, magnetita, ortosa y circón. En ocasiones se destacan halos radiactivos, producidos por la liberación de partículas α , debido a la desintegración del uranio contenido en el circón, los cuales alcanzan hasta 0,08 mm de diámetro (Fig. 3-3a).

Algunos cristales presentan, textura simplectita en interacción con plagioclasa. Como resultado se tiene que la plagioclasa se dispone en cuerpos en forma vermicular que se extienden paralelos al clivaje de la biotita (Fig. 3-3b).

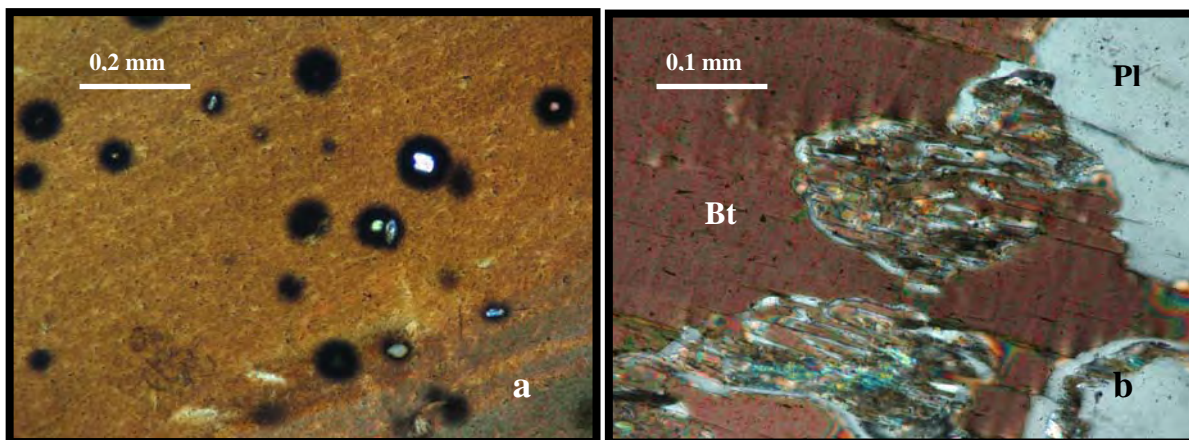


Fig.3-3. (a) Biotita con halos pleocroicos en inclusiones de circón. Nx.; (b) Biotita con textura simplectita con plagioclasa (Pl). Nx. P-72.

La *moscovita* de hábito hojoso, y color de interferencia azul a rojo, se encuentra casi siempre junto a la biotita, en minerales tabulares suhedrales.

La *sericita* es producto de la transformación de la plagioclasa y de la ortosa y tiene un hábito granular a fibroso.

La *sillimanita*, que aparece sólo en la muestra P-72, es del tipo fibrolita, de hábito acicular y se encuentra como inclusiones en cristales de plagioclasa (Fig. 3-4). En general esta orientada paralelamente a la mayor elongación del cristal.

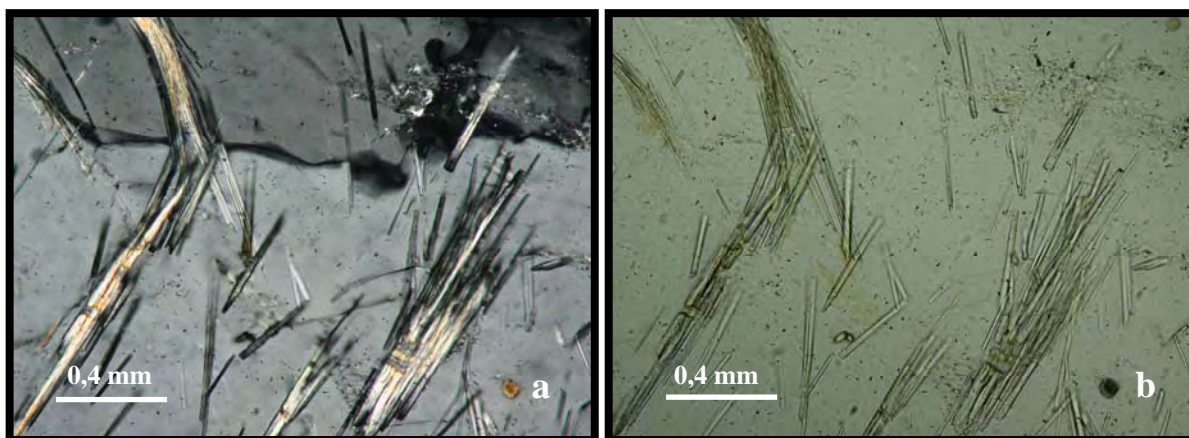


Fig. 3-4. Sillimanita variedad fibrolita en plagioclase. Nx (a) y Np (b). P-72.

El *apatito* en cristales euhedrales prismáticos y como inclusiones en biotita y plagioclasa.

La *clorita* tiene un pleocroismo que va de color verde muy claro a verde claro, un hábito hojoso y el color de interferencia es verde azulado a marrón. Como producto de transformación de la biotita.

El *circón* se presenta en cristales prismáticos euhedrales y como inclusiones en biotita.

Los cristales de *turmalina* son euhedrales y aislados. El color de birrefringencia es intermedio y el pleocroismo de pardo verdoso a pardo amarillento.

Los cristales de *titanita* están aislados, son de aspecto granular y tienen color marrón oscuro. En general se encuentran como inclusiones en biotita.

El mineral opaco es la *magnetita* y presentan un color negro-azulado bajo luz reflejada, es de forma subhedral.

La *fluorita* se presenta en cristales euhedrales a subhedrales y formando agregados intersticiales. Producto de cristalización tardía.

También hay seudomorfos que son el producto de transformación de minerales previos y se presentan euhedrales, subhedrales y anhedrales. También hay segregaciones de color rojizo amarillento, que embeben minerales euhedrales a anhedrales tipo fluorita. Hay dos tipos:

- Uno transformado a mica blanca en cristales granulares (Fig. 3-5a), que probablemente haya sido feldespatos potásico.

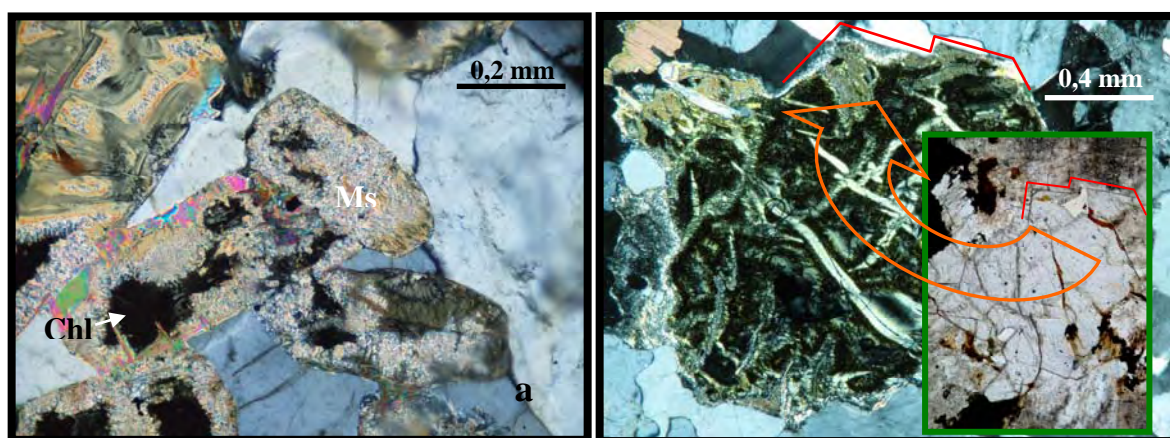


Fig. 3-5. (a) Seudomorfos con clorita (Chl) y moscovita (Ms), como producto de transformación. Nx. P-68; (b). Seudomorfo de posible granate, totalmente transformado a clorita. Nx. P-72. En el recuadro inferior derecho, se observa una referencia, a la misma escala, de hábito de granate (Nx), la cual se puede comparar con el seudomorfo. Esta corresponde a la muestra P-45, de GO2.

- Otro tiene se presenta subhedral, prismático y totalmente alterado a minerales del grupo de la clorita, tanto en finas hojuelas, como en franjas que cruzan el mineral irregularmente. Se sugiere que el mineral previo podría tratarse de granate, basado en su forma y hábito de cristalización. En la figura 3-5b, se ha insertado una microfotografía de un granate sin transformación, correspondiente a GO₂, en donde se puede observar tanto el hábito de cristalización, como las microfracturas previas a la transformación.

3.2.2. Granito de Mata Oscura (GO)

Extensión

Esta unidad es el tipo dominante en la región y se presenta tanto en cuerpos dispersos en la sabana en “inselberg” o cerros-isla, por presentar forma cómica, como es el caso del cerro Mata Oscura. Se extiende desde la región de El Barbasco, al norte del macizo, hasta el área de Corralito y Cerro Bartolo, más al este. De noroeste a sureste del macizo, la unidad aflora específicamente en los cerros Mástrantal, del Medio, Morrocoy, El Guayabo, Mata Oscura, Marquero, Pelón, Las Raiganas, Rufinero, Cascabel, Yagrumal, Los Oripopos, Bartolo, Puerto Escondido y Cordero. Además aflora en las adyacencias de la región de El Mercado, a unos 60 km al noreste del poblado El Baúl. Representa aproximadamente un 15% del área total del macizo. Se ubica en las hojas Algodones, 6543-II-SO; Cantilito, 6543-II-SE; El Galápagos, 6542-I-NE; Los Aragueyos, 6643-III-SO y Rabanes I, 6543-I-SE (Apéndice 9.F).

Contactos

El autor no observó contactos con otras unidades. MARTÍN (1961) menciona que el paso gradacional de este granito a los granitos de Mogote y Piñero lo pudo observar en la región de Corralito, lo cual es factible con el Granito de Piñero, mas no con el Granito de Mogote, debido a las diferencias de edad, halladas en este trabajo. El acceso al hato de Corralito no fue posible.

Tipos litológicos

Se observó un tipo litológico, que describiremos como granito. Sin embargo en los cerros de La Extremadura y en el cerro El Guayabo, este granito posee características petrográficas con ciertas variaciones (Tabla 3-5), lo que las colocaría como una sub unidad. En adelante, se usarán los terminos Granito de Mata Oscura 1 (GO1), para la unidad mayoritaria y Granito de Mata Oscura 2 (GO2), para la minoritaria. En general, presenta profunda meteorización esferoidal (piel de cebolla), textura hipidiomórfica granular gruesa y un color moteado salmón y gris verdoso. El color de meteorización es marrón rojizo oscuro. El tamaño de grano varía desde 2 hasta 8 mm en los feldespatos, mientras que para los ferromagnesianos es de 1 a 0,7 mm. El tamaño promedio del cuarzo es de 4,3 mm. (Fig. 3-6).



Fig. 3-6. Granito de Mata Oscura. Detalle de textura granular gruesa. P-29.

A nivel mesoscópico, en GO1, se pueden observar minerales de color anaranjado claro ligeramente verdoso, diferentes a los colores del feldespato y la plagioclasa. Aparentemente se trata de minerales transformados. GO2 tiene un color más oscuro, debido al mayor contenido de ferromagnesianos, es mas compacto y mayor cantidad de biotita. Se puede apreciar cuarzo, ortosa, plagioclasa y biotita. Una descripción más detallada provista de más fotografías, se puede encontrar en el apéndice 9.B y 9.C.

Petrografía

La litología corresponde en promedio a un monzogranito y la mineralogía se resume en la tabla 3-4.

Tabla 3-4. Composición mineralógica del Granito de Mata Oscura 1* y Granito de Mata Oscura 2().**

Muestra	Qtz	Or	Pl	Bt	Hbl	Ep	Aln	Zrn	Ap	Grt	Ttn	Chl	Mgt	Nombre
*P-1	25	25	45	2	0	<1	0	1	<1	0	0	0	1	Leucomonzo-granito biotítico
*P-17	40	35	20	2	0	0	0	1	<1	0	0	0	1	
*P-29	32	38	28	2	0	0	0	0	0	0	0	<1	<1	
*P-2	32	40	20	3	0	0	0	1	1	0	0	0	3	Sienogranito biotítico
*P-10	32	35	25	5	0	<1	0	1	<1	0	0	<1	2	Monzogranito biotítico
*P-110	27	43	23	3	0	0	0	<1	0	0	0	<1	<1	
*P-314	30	40	25	5	0	<1	0	0	0	0	0	0	<1	
*P-95	38	40	20	1	0	<1	0	0	<1	0	<1	0	1	Leucosienogranito biotítico
Prom	31	33	32	3										Leucomonzo-granito biotítico
Max	40	43	45	5										
Min	25	25	20	1										
**P-44	22	29	28	10	4	1	<1	0	<1	<1	0	0	1	Monzogranito biotítico hornbléndico
**P-45	24	35	26	7	7	<1	<1	1	1	<1	1	0	3	
**P-58	27	34	30	6	7	1	<1	<1	<1	0	1	0	2	
**P-59	30	30	38	2	<1	<1	<1	0	0	0	<1	0	<1	
**P-97	40	25	25	8	2	<1	<1	0	<1	0	0	<1	<1	
**P-98	38	25	30	4	3	<1	<1	0	<1	0	<1	<1	<1	
Prom	31	30	22	7	4									Monzogranito biotítico hornbléndico
Max	40	35	30	10	7									
Min	22	25	25	4	2									

El *cuarzo* se presenta anhedral con bordes irregulares en bahía, que en ocasiones son bastante pronunciados (Fig. 3-7a), con extinción ondulatoria en lamelas y microfracturas. Como inclusiones redondeadas (textura micrográfica) en plagioclasa y feldespato potásico y en forma intersticial y rellenando microfracturas en forma de cuña (Fig. 3-7b).

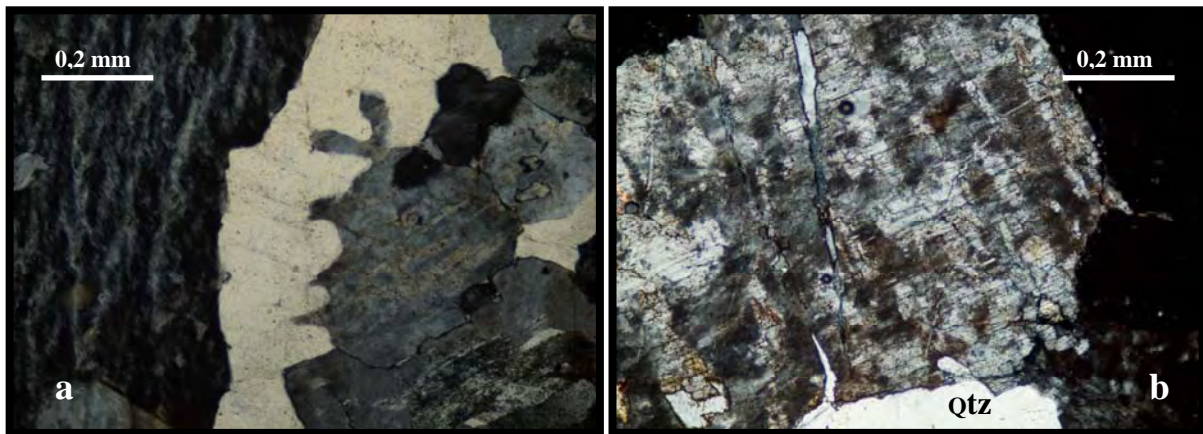


Fig. 3-7 a. Cuarzo anhedral con bordes irregulares en bahía contra feldespato potásico. Nx. P-97.

Fig. 3-7 b. Ortosa perítica con microfracturas rellenas con cuarzo. Nx. P-1.

En estos casos muestra extinción anómala. Tiene un tamaño de grano menor a 5 mm. Presenta inclusiones de biotita, epidoto, circón, apatito y pirita.

La *ortosa* se presenta en forma anhedral a subhedral con bordes irregulares. Presenta tres tipos de textura pertítica: dos distintos del tipo flama y uno tipo parche. El primer tipo consiste en bandas semiparalelas y aisladas, de diferente espesor, distribuidas heterogéneamente. El segundo tipo tiene bandas angostas que se interconectan con otras para formar bandas más gruesas (Fig. 3-8a). El tercero es tipo parche en donde la albita tiene continuidad óptica (Fig. 3-8b), todas con una aproximado de 40% de plagioclasea. Presenta también textura mesopertítica y antipertítica (60% de ortosa), clivaje en dos direcciones. Transformada en promedio, a 30% de sericita, lo que le da un tono marrón rojizo claro, que podría tratarse de la presencia de finas partículas de óxido de hierro (Fig. 3-8b). Algunas presentan maclas de la ley Carlsbad, con un tamaño de hasta 5 mm de longitud. Muestra inclusiones de cuarzo, epidoto, hornblenda, apatito, biotita, moscovita y pirita. Presenta microfracturas rellenas por cuarzo (Fig. 3-7b) y en ocasiones con óxido de hierro. Algunos cristales de ortosa pertítica están embebidos en cristales de cuarzo. Algunas ortosas presentan textura mirmequítica en contacto con la plagioclasea.

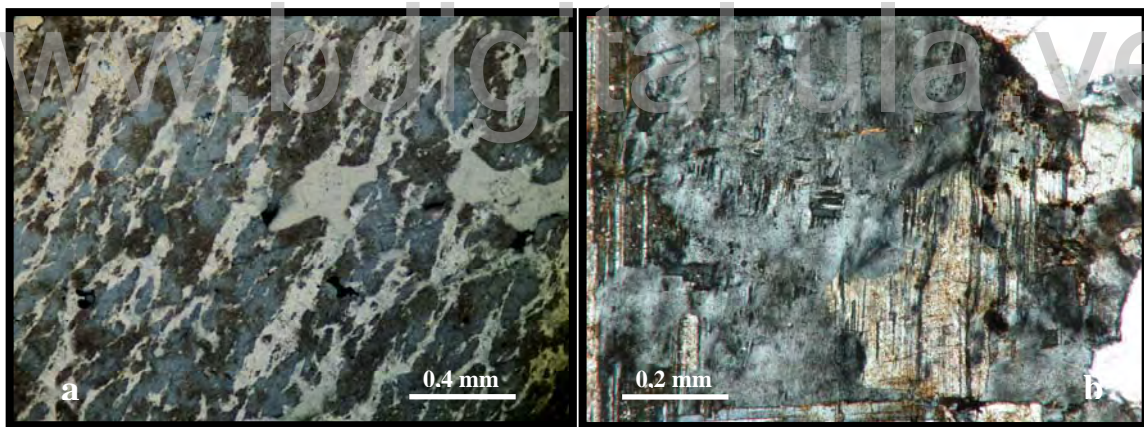


Fig. 3-8a. Ortosa con textura pertítica del tipo flama con lamelas interconectadas. Nx. P-29.

Fig. 3-8b. Ortosa pertítica con transformación de la albita a sericita. Le da un tono marrón rojizo claro lo que podría tratarse de la presencia de finas partículas de óxido de hierro. Nx. P-29.

La *plagioclasea* (*oligoclasea*), euhedral a subhedral, se encuentra parcialmente (20%) transformada a sericita, presentando color amarillento, producto de óxidos provenientes de los ferromagnesianos. Algunas exhiben maclas de la ley Albite - Carlsbad. Tiene un tamaño menor de 5 mm. En ocasiones presenta deformación (Fig. 3-9) y microfracturas (Fig. 3-10a). Se observa textura mirmequítica en contacto con ortosa pertítica. Inclusiones de biotita, hornblenda, epidoto, apatito, pirita y hematita.

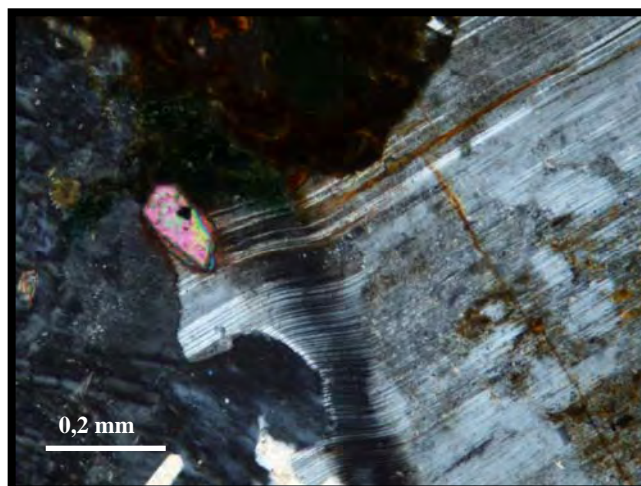


Fig. 3-9. Plagioclasa presentando deformación y cristales de epidoto incluidos. Nx. P-97.

La *sericita* es producto de la transformación de la plagioclasa y tiene un hábito fibroso.

La biotita tiene un hábito hojoso y pleocroismo que va de color amarillo verdoso a pardo oscuro que en ocasiones esta enmáscarado por el óxido de hierro. El color de interferencia es bajo y varía de azul a rosado y verde. En algunos cristales se observa el paso de este mineral a clorita, que en ocasiones posee birrefringencia anómala color azul Berlín, lo que indica que es rica en hierro. En ocasiones se presenta relacionada con hornblenda, sugiriendo una transformación de esta última. Más detalles se pueden observar, en fotografías del apéndice 9.B y 9.C (muestra P-58). En otras ocasiones se observa la biotita oxidada con crecimiento simplectítico con ortosa (Fig. 3-10b) y con leve deformación.

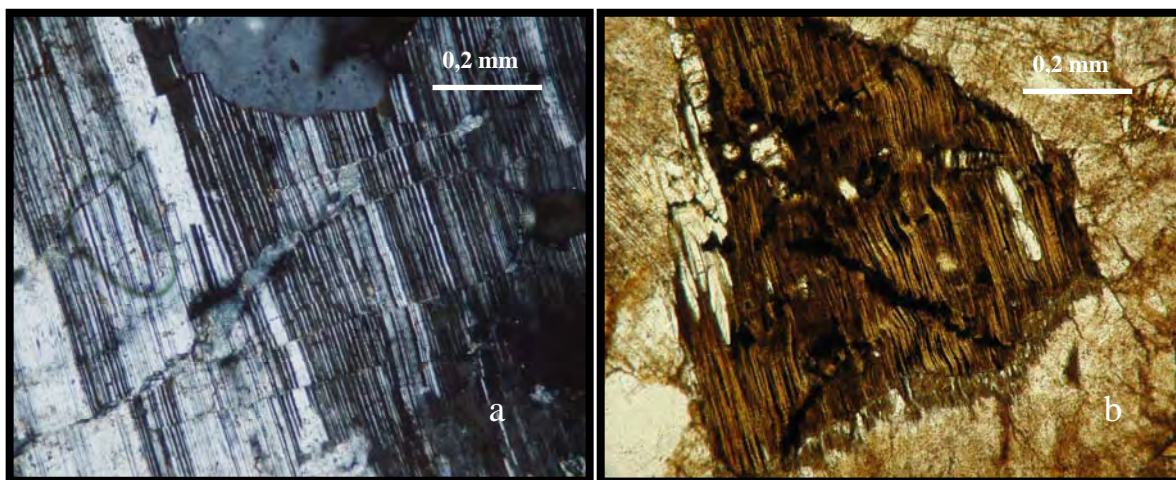


Fig. 3-10a. Plagioclasa presentando microfracturas. Nx. P-1; (b) Biotita oxidada con crecimiento simplectítico con ortosa. Nx. P-29.

Exhibe inclusiones de moscovita, epidoto, plagioclasa, esfena, magnetita, ortosa, apatito, pirita y circón, este último presentando halos radiactivos de hasta 0,07 mm. Presenta textura simplectita con feldespatos potásicos.

La *hornblenda* tiene un color pardo verdoso con pleocroismo que va de pardo a pardo verdoso, un color de interferencia dorado claro brillante y tiene un hábito prismático, subhedral a euhedral. La biotita nuclea alrededor de anfíboles elongados. Como accesorios se observan titanita, epidoto, pirita y plagioclasa (oligoclasa). El clivaje se observa en dos direcciones.

El *epidoto*, tiene un hábito granular a columnar, de subhedral a euhedral, posiblemente es producto de transformación de plagioclasa.

La *allanita* se presenta euhedral a subhedral, pleocroica de amarillo rojizo a pardo rojizo, zonada en granos aislados.

El *circón* es incoloro con tonos oscuros, tiene un hábito granular muy redondeado y un color de interferencia alto, marrón-azul.

El *apatito* se presenta en granos aislados, es incoloro, tiene un alto relieve, una forma alargada redondeada, un color de interferencia gris de primer orden y se observa fracturado.

El *granate* se presenta subhedral en granos de hasta 0,4 mm y sin transformación.

Los cristales de *titanita* están aislados, son de aspecto granular y tienen color marrón oscuro.

La *clorita* es producto de la transformación de la biotita, tiene un color verde claro, un color de interferencia azul-violeta hasta marrón y un hábito hojoso-fibroso. Tiene un pleocroismo leve que va de verde muy claro a verde claro. En ocasiones el pleocroismo es fuerte en tonos verdes.

Los minerales opacos son *pirita* y *hematita*, presentan un color negro-rojo bajo luz reflejada, respectivamente y ambos son de forma subhedral.

Las muestras de la subunidad GO2 (Tabla 3-4) poseen características petrográficas distintas, a saber: presenta biotita con halos pleocroicos (P-45), hornblenda y granate, este último en las P-44 y P-45.

En la tabla 3-5 se puede observar las características comparativas entre GO1 y GO2, tanto de campo, como petrográficas, de estas rocas.

Tabla 3-5. Características de campo y petrográficas entre GO1 y GO2.

Unidades	Características de campo	Características petrográficas
Granito de Mata Oscura 1	Color rosado salmón, moteado en gris. Color de meteorización de marrón rojizo a gris oscuro. Textura hipidiomórfica. Compacto. Se puede apreciar a simple vista: cuarzo, ortosa, plagioclasa y biotita. Tamaño de grano grueso (2 a 8 mm).	No posee hornblenda. Tiene menor cantidad de biotita (1 a 5%). No tiene allanita. Biotita con inclusiones sin halos pleocroicos. No tiene granate.
Granito de Mata Oscura 2	Color rosado salmón en tonos claros, moteado en tonos claros y oscuros. Color de meteorización de gris rojizo a gris claro. Se puede apreciar a simple vista: cuarzo, ortosa, plagioclasa y mayor cantidad de biotita, además de presentarse muy compacto. Textura alotriomorfa. Tamaño de grano medio a fino (1 a 4 mm).	Posee hornblenda. Tiene mayor cantidad de biotita (4 a 10%). Tiene allanita. Biotita con inclusiones con halos pleocroicos. Tiene granate.

3.2.3. Granito de Piñero (GP)

Extensión

Esta unidad se presenta en amplios y extensos afloramientos en la región de los hatos Piñero y Corralito. Esta presente en el cerro Los Oripopos en Corralito y en los cerros Puerto Escondido, con Monte, Cordero, El Guaical, Sulbarán, en Piñero y en forma de pequeños cerros dispersos en la sabana, al sureste del macizo, en el área de Piñero. Representa aproximadamente un 15% del área total del macizo. Se ubica en las hojas Cantilito, 6543-II-SE y El Galápago, 6542-I-NE (Apéndice 9.F).

Contactos

No se observaron contactos con otras unidades. MARTÍN (1961) menciona que el paso gradacional de este granito a los granitos de Mogote y Mata Oscura se pudo observar en la región de Corralito (no fue permitido visitar el área de Corralito). Es probable que esto se aplique con el Granito de Mata Oscura, pero no con el Granito de Mogote, debido a las diferencias en edades, hechas en este estudio. El contacto con la Metalimolita de Jobito (subunidad de la Metapelita de Cerrajón), fue observado como de falla (Fig. 3-11), en la zona norte de la casa de hato Piñero.

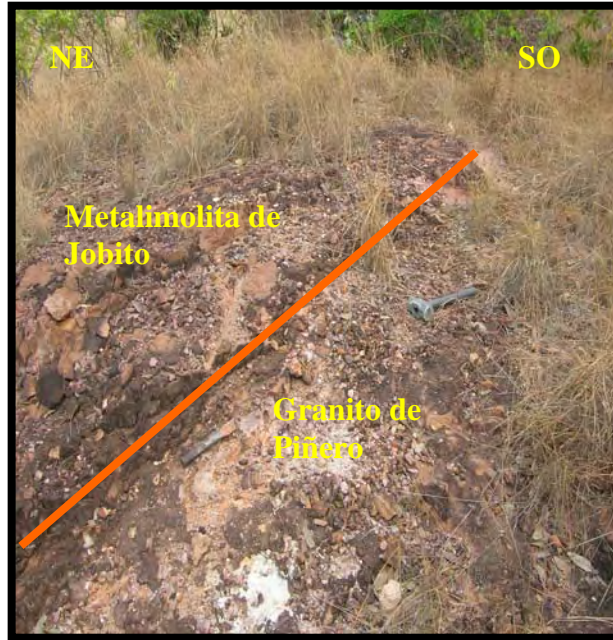


Fig. 3-11. Contacto de falla del Granito de Piñero con la Metalmolita de Jobito.
(Punto de observación P-135, apéndice 9.B).

Tipos litológicos

Se observó un único tipo litológico correspondiente a granito. Sin embargo, se pudo cartografiar partes de esta unidad, con signos de alteración hidrotermal. MARTÍN (1961), también cartografió separadamente una subunidad, con alteración hidrotermal visible del mismo granito. De esta manera nos vamos a referir a estas zonas alteradas como Granito de Piñero alterado (GPa).

Granito

Presenta meteorización esferoidal (piel de cebolla) y color rosado salmón moteado en gris y compacto (Fig. 3-12). El color de meteorización es de marron rojizo a gris oscuro. A nivel mesoscópico se observa que el tamaño de grano varía desde 1 hasta 4 mm en los feldespatos, mientras que para los ferromagnesianos es de 0,5 a 0,7 mm. El tamaño promedio del cuarzo es de 1,4 mm. Están presentes pequeños minerales de color amarillento verdoso de forma irregular, correspondientes a pseudomorfos.

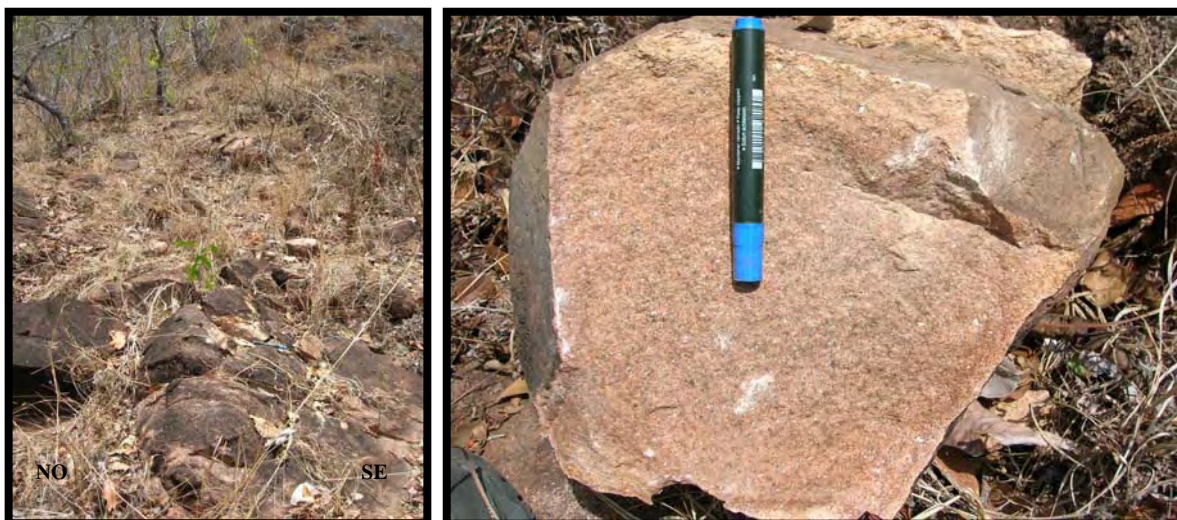


Fig. 3-12. Granito de Piñero. Detalle de textura granular media a fina. P-209.

Mineralógicamente se puede apreciar con lupa binocular, cuarzo, ortosa, plagioclasa, biotita y muscovita. Está presente la textura gráfica, mirmequítica, hipidiomórfica, con granulometría media a fina. Una descripción más detallada provista de más fotografías, se puede encontrar en el apéndice 9.B (Puntos de observación P-120, P-143 y P-181).

Petrografía

La litología corresponde en promedio a un leucosienogranito y la mineralogía se resume en la tabla 3-6.

Tabla 3-6. Composición mineralógica del Granito de Piñero (GP).

Muestra	Qtz	Or	Pl	Bt	Ms	Ep	Zrn	Ap	Ttn	Grt	Chl	Mgt	Nombre
P-117	55	18	27	0	<1	<1	<1	<1	0	0	0	<1	Monzogranito
P-120	50	20	28	0	<1	0	0	0	0	0	1	1	
P-142	42	46	10	0	0	<1	<1	<1	<1	0	0	2	Leucosienogranito
P-143	38	48	8	0	0	0	<1	<1	<1	0	<1	6	Sienogranito
P-155	35	48	15	1	<1	0	<1	<1	0	0	<1	1	Leucosienogranito
P-167	30	53	15	<1	0	<1	<1	0	0	<1	1	1	
P-181	38	35	25	0	0	0	<1	0	0	<1	<1	2	Leucomonzogranito
P-183	45	25	25	0	0	0	<1	<1	0	0	<1	<1	
P-188	44	47	6	1	0	<1	<1	<1	0	0	0	2	Leucosienogranito
P-203	45	48	5	1	0	<1	<1	<1	0	0	0	1	Granito feldespato alcalino
P-209	42	46	10	1	0	<1	<1	<1	<1	<1	0	1	
P-215	40	45	15	<1	0	0	0	0	0	0	<1	<1	Leucosienogranito
P-233	44	48	8	<1	<1	<1	0	0	0	0	0	<1	
P-278	45	40	15	0	<1	<1	0	<1	0	0	0	<1	
Prom	42	40	15									1,21	Leucosienogranito
Max	55	53	28									6	
Min	30	18	5									1	

El *cuarzo* se presenta anhedral con bordes irregulares en bahía, que en ocasiones son bastante pronunciados y se interdigita con *ortosa*, con extinción ondulatoria y microfracturas. Se presenta intersticial y rellenando microfracturas. Exhibe intercrecimiento en forma triangular, de cuña y hexagonal distribuido irregularmente en la roca, identificado como textura gráfica (Fig. 3-13a), generalmente relacionada con la textura mirmequítica (Fig. 3-13b) la cual exhibe intercrecimiento en forma de gusanos, que se extiende dentro de el feldespató potásico. Tiene un tamaño de granos menor a 3 mm. Presenta inclusiones de biotita, rutilo, turmalina, circón, apatito, *ortosa* peritítica, epidoto y pirita. Algunos cristales presentan inclusiones orientadas, en forma de “trenes”, de minerales tales como circón y apatito.

La *ortosa* se presenta de forma anhedral a subhedral con bordes irregulares y dos tipos de textura peritítica (Fig. 3-14a), tipo flama (40% de plagioclasa) en donde ambas se combinan y se observan dentro de un mismo cristal. Un primer tipo de flama se presenta en lamelas aisladas y finas distribuidas irregularmente dentro del cristal.

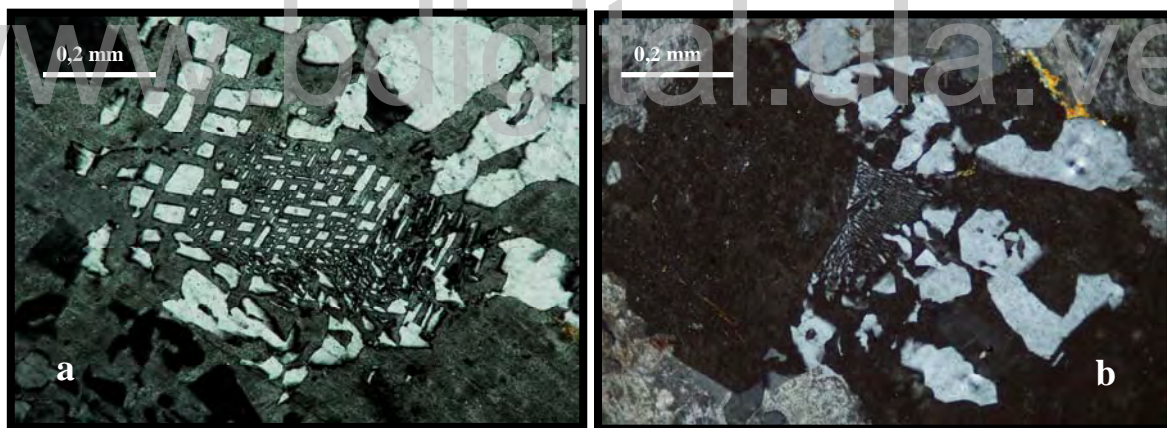


Fig. 3-13. (a) Textura micrográfica con intercrecimiento de cuarzo en diferentes formas, rodeado de feldespató potásico. Nx.; (b) Textura mirmequítica combinada con micrográfica. Nx. P-167.

Un segundo tipo de flama se presenta en bandas finas que se interconectan entre si, para formar bandas más anchas con espesores variables e irregulares. Se observa también la textura antiperitítica (60% de *ortosa*) donde los parches de Albite tienen continuidad óptica (Fig. 3-14b). Se observa textura gráfica y mirmequítica. El clivaje es en dos direcciones, que en ocasiones están rellenos de sericita y óxidos de hierro. Presenta microfallas rellenas con cuarzo. La transformación le da un tono marrón rojizo claro, lo que podría tratarse de la presencia de finas partículas de óxido de hierro. Algunas tienen maclas de la ley Carlsbad.

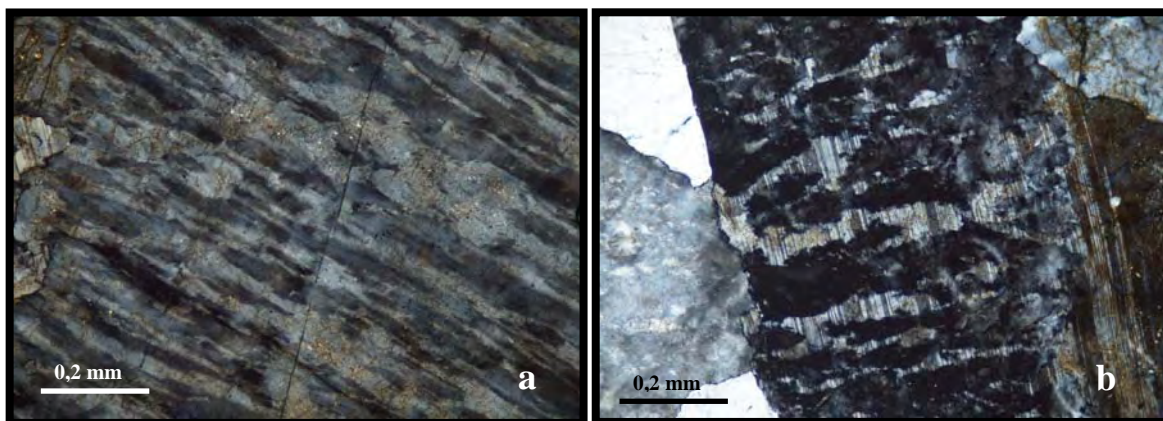


Fig. 3-14. (a) Detalles de textura pertítica tipo flama interconectada y macla Carlsbad en ortosa. Nx; (b) Detalles de textura antipertítica tipo parches, con continuidad óptica de Albite. Nx. P-155.

El tamaño es de hasta 4 mm de longitud. Posee inclusiones de cuarzo (textura gráfica), epidoto, apatito, biotita, moscovita y pirita. Algunas presentan textura mirmequítica en contacto con la plagioclasa.

La *plagioclasa* (*oligoclasa*), es de forma euhedral a subhedral, se encuentra parcialmente (20%) transformada a sericita, presentando color amarillento. Algunas con maclas de la ley Albite - Carlsbad. Tiene un tamaño menor de 4 mm. Las zonas con textura mirmequítica se presentan en el contacto con ortosa pertítica. Las inclusiones son de biotita, epidoto, apatito, pirita y hematita.

La *sericita* es producto de la transformación de la plagioclasa y tiene un hábito hojoso, que en ciertas ocasiones, encubre gran parte de las texturas minerales.

La *moscovita* con hábito hojoso se presenta cloritizada y como inclusión en biotita. Se encuentra relacionada con opacos formando agregados y en ocasiones está sustituida por pirita.

La *biotita* tiene un hábito hojoso y pleocroismo que va de color amarillo verdoso a pardo oscuro (Fig. 3-15) que en ocasiones esta enmascarado por el óxido de hierro. Con bandas de hematita entre el clivaje y leve deformación. El color de interferencia es bajo y varía de azul a rosado y verde hasta el ocre. En algunos cristales se observa el paso de este mineral a clorita. Con inclusiones de moscovita, epidoto, plagioclasa, esfena, magnetita, ortosa, apatito, pirita y circón.

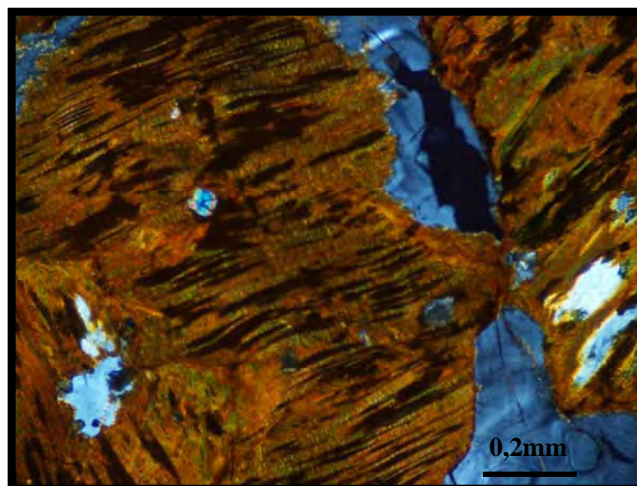


Fig. 3-15. Biotita cloritizada con bandas de hematita y leve deformación. Nx. P-155.

El *epidoto* es incoloro, tiene un hábito granular a columnar, de subhedral a euhedral, posiblemente es producto de transformación.

El *circón* es incoloro con tonos oscuros, tiene un hábito granular muy redondeado y un color de interferencia bastante alto, marrón-azul.

El *apatito* se presenta en granos aislados, es incoloro, tiene un alto relieve, una forma alargada redondeada, un color de interferencia gris de primer orden y se observa fracturado.

Los cristales de *titanita* están aislados, son de aspecto granular y tienen color marrón oscuro.

El *granate* se observa subhedral, incoloro y parcialmente cloritizado, con tamaño promedio de 0,2 mm.

La *clorita* es producto de la transformación de la biotita, tiene un color verde claro con pleocroismo leve que va de verde muy claro a verde claro y el color de interferencia varía de azul-violeta hasta marrón, con hábito hojoso-fibroso.

Los minerales opacos son *pirita* y *hematita*, presentan un color negro-rojo bajo luz reflejada, respectivamente y ambos son de forma subhedral a anhedral.

Granito alterado (GPa)

Esta litología corresponde a la misma ya indicada, pero que tanto en el campo, como petrográficamente, se distingue por estar mas alterado hidrotermalmente. MARTÍN (1961), cartografió esta como una subunidad separada. Presenta meteorización esferoidal (piel de

cebolla) y color gris verdoso moteado grueso en tonos oscuros (Fig. 3-16). La textura es alotriomorfa granular media a fina, muy compacto, con color de meteorización de marrón verdoso a gris claro.



Fig. 3-16. Granito de Piñero alterado. Detalle de textura granular fina. P-133.

Mesoscópicamente se observa un tamaño de grano que varía desde 1 hasta 5 mm en los feldespatos, mientras que para los ferromagnesianos es de 0,5 a 0,7 mm. El tamaño promedio del cuarzo es de 1,7 mm. Se pueden apreciar cristales de cuarzo, ortosa, plagioclasa y magnetita. El único mineral que se observa claramente y se preserva es el cuarzo, mientras que los demás presentan alto estado de sericitización. Una descripción más detallada provista de más fotografías, se puede encontrar en el apéndice 9.B (Puntos de observación P-122, P-144 y P-177).

Petrografía

La litología corresponde en promedio a un leucomonzogranito y la mineralogía se resume en la tabla 3-7.

El *cuarzo* se presenta anhedral con bordes irregulares en bahía, (Fig. 3-17a) que en ocasiones es bastante pronunciado, con extinción ondulatoria y microfracturas. Como inclusiones redondeadas en plagioclasa y feldespato, intersticial y rellenando microfracturas. Tiene un tamaño de granos menor a 5mm. Presenta inclusiones de biotita (que en ocasiones esta algo cloritizada), epidoto, circón, ortosa pertítica, apatito y pirita.

Tabla 3-7. Composición mineralógica del Granito de Piñero alterado (GPa).

Muestra	Qtz	*Or	*Pl	Ep	Zrn	Ap	Ttn	Chl	Mgt	Nombre
P-122	45	35	20	0	<1	<1	0	0	<1	Leucomonzogranito
P-123	56	24	22	0	<1	<1	0	0	<1	
P-124	30	30	33	1	<1	<1	1	1	3	Monzogranito
P-129	44	32	20	1	<1	<1	1	0	2	Leucomonzogranito
P-133	45	32	20	<1	0	0	0	0	3	
P-135	48	45	6	<1	<1	<1	0	0	1	Leucosienogranito
P-144	55	12	33	<1	<1	<1	0	0	<1	Leucomonzogranito
P-175	48	42	10	<1	<1	<1	<1	0	<1	Leucosienogranito
P-177	38	34	25	<1	<1	<1	0	0	3	Leucomonzogranito
P-219	55	25	20	0	0	0	0	0	<1	
P-284	38	32	20	0	0	0	0	0	2	
Prom	43	22	15						1,2	Leucomonzogranito
Max	53	28	17						3	
Min	28	20	13						1	

(*) muy sericitizadas

La *ortosa* es de forma anhedral a subhedral con bordes irregulares, muy transformada a sericita (50%). El tamaño de los cristales es de hasta 5 mm de longitud. De la textura pertítica, sólo el feldespato potásico permanece sin transformación, resaltando en contraste con las franjas de plagioclasa transformadas a sericita (Fig. 3-17b).

La textura pertítica es combinada del tipo flama (40% de plagioclasa) y hay de dos tipos. Un primer tipo en donde las flamas se distribuyen en la roca en lamelas finas y aisladas, y un segundo tipo donde las flamás se interconectan heterogéneamente con espesores variables. Tiene inclusiones de cuarzo formando textura semigráfica, epidoto y pirita. Presenta microfracturas rellenas por cuarzo y en ocasiones con óxido de hierro. Algunas presentan textura mirmequítica en contacto con la plagioclasa.

La *plagioclasa* (*oligoclasa*), es de forma euhedral a subhedral y se encuentra transformada a sericita en un 90%, presentando color marrón amarillento. Tiene un tamaño menor de 5 mm. Exhibe textura mirmequítica en contacto con ortosa pertítica. Posee inclusiones de epidoto, apatito, pirita.

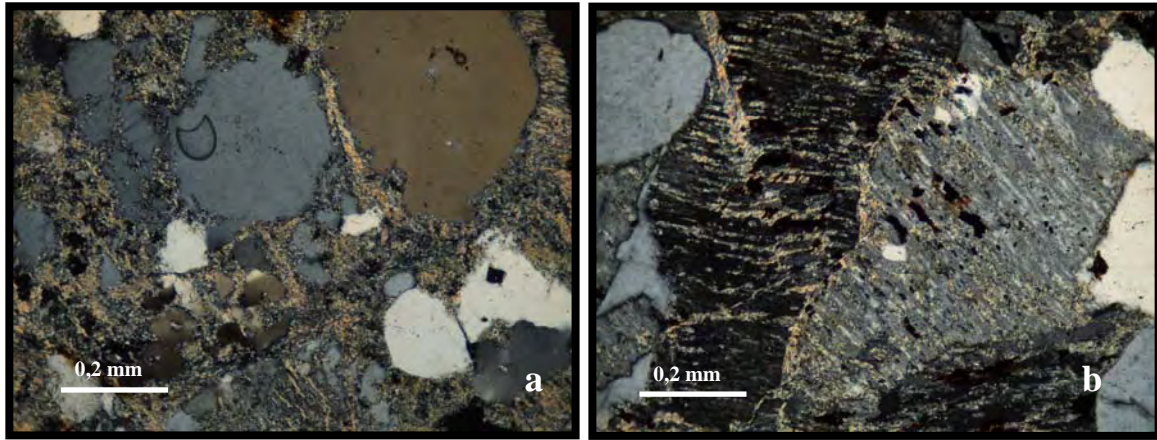


Fig. 3-17. (a) El cuarzo se presenta anhedral con bordes irregulares en bahía. Nx. P-135; (b) Plagioclasa peritítica, alterada a sericita. Nx. P-177.

La *sericita* es producto de la transformación de la plagioclase y tiene un hábito hojoso.

El *epidoto* es incoloro, tiene un hábito granular a columnar, de subhedral a euhedral, posiblemente es producto de transformación, al igual que la *sericita*.

El *circón* es incoloro con tonos oscuros, tiene un hábito granular muy redondeado y un color de interferencia alto, de color marrón que en ocasiones varía a azul.

El *apatito* se presenta en granos aislados, es incoloro, tiene un alto relieve, una forma alargada redondeada, un color de interferencia gris de primer orden y se observa fracturado.

Los cristales de *titanita* están aislados, son de aspecto granular y tienen color marrón oscuro.

La *clorita* es producto de la transformación de la biotita, tiene un color verde claro y un hábito hojoso. Tiene un pleocroismo leve que va de verde muy claro a verde claro.

Los minerales opacos son *pirita* y *magnetita*, presentan un color negro-rojo bajo luz reflejada, respectivamente y ambos son de forma subhedral.

En la tabla 3-8 se pueden apreciar las diferencias, tanto de campo como petrográficas, entre los tipos litológicos granito y granito alterado.

Tabla 3-8. Características de campo y petrográficas distintivas entre granito y granito alterado

Características		Granito	Granito alterado
Campo	Color	Rosado salmón moteado en gris.	Color gris verdoso moteado, en tonos oscuros
	Meteorización	Color de meteorización de marrón rojizo a gris oscuro.	Color de meteorización de marrón verdoso a gris oscuro.
	Minerales	Se puede apreciar cuarzo, ortosa, plagioclasa, sericita, biotita, muscovita, clorita y magnetita. Están presentes minerales de color amarillento verdoso de forma irregular, correspondientes a posibles pseudomorfo cloritizados, que en otras ocasiones están junto a la magnetita	El único mineral que se observa claramente y se preserva, es el cuarzo, mientras que los demás, presentan alto estado de transformación y en general están muy encubiertos por la sericita.
Petrográficas	Cuarzo	El cuarzo exhibe intercrecimiento en forma triangular, de cuña y hexagonal distribuido irregularmente en la roca, identificado como textura gráfica, generalmente relacionada con la textura mirmequítica.	No es tan evidente la textura gráfica debido a la alta transformación de la roca a sericita. Los bordes están corroídos.
	Pertita	La textura pertítica es claramente visible.	La textura pertítica está enmascarada, debido a la transformación de las bandas de plagioclasa (albita) a sericita.
	Transformación	En general la roca es fresca, con poca alteración a sericita.	En general la roca se presenta muy alterada a sericita.
	Textura	Textura hipidiomórfica a alotriomorfa.	Textura alotriomorfa.

3.2.4. Cuerpos intrusivos tardíos

Se han considerado una serie de cuerpos plutónicos y sub-volcánicos los cuales se encuentran dispersos en todo el macizo, tanto en masas esporádicas, como es el caso de la sienita, así como de diques de diorita, diabasa, aplita y riolita que cortan tanto a la masa granítica como las metasedimentarias.

3.2.4.1 Sienita

Extensión

Esta litología se presenta en amplios y extensos afloramientos, dispersos en la zona nororiental, noroccidental y en la parte central del macizo. La masa mayor de sienita está ubicada en la región de Ave María e incluye el cerro del mismo nombre. También aflora en los cerros Chiriguare y Mogote Samaciteño. Hacia en noroeste se presenta en los cerros

Yuca, Arenal y Barraguán en el hato Tirado y zonas adyacentes. Se extiende hacia el centro en el cerro Guayabo en el área de Mata Oscura y este en el cerro El Guaical y diversas colinas en el área de Piñero. En conjunto esta unidad se ubica en las hojas Algodones, 6543-II-SE; Segoviera, 6543-III-SE; Lamedero, 6543-III-SO; Cerro San Patricio, 6543-III-NO y El Galápago, 6542-I-NE (Apéndice 9.F).

Contactos

No se observaron contactos con otras unidades.

Tipo litológico

La sienita tiene un color fresco que varía con el tamaño del grano, que va de rosado salmón grisáceo de grano fino, rosado salmón moteado de grano medio a gris verdoso de grano grueso. Se encuentra poco meteorizada (Fig. 3-18).

En ocasiones presenta gran cantidad de máficos acentuando el aspecto moteado rosado salmón-gris oscuro verdoso. El color de meteorización varía también de acuerdo al tamaño del grano y va de gris-rosado de grano fino a marrón oscuro con leve coloración rosado de grano medio a grueso (Fig. 3-18).



Fig. 3-18. Sienita de grano medio. Detalle de muestra color rosado salmón moteado. P-148.

Este último presenta en ocasiones color marrón verdoso. Las muestras de grano fino tienen un tamaño promedio de 0,8 mm, la de grano medio de 3 mm y la de grano grueso 4,5 mm.

Una descripción más detallada provista de fotografías, se puede encontrar en el apéndice 9.C (Puntos de observación P-150, P-265 y P-268).

Petrografía

La litología de estas rocas corresponde en promedio a cuarzosienita. La mineralogía se resume en la tabla 3-9.

Tabla 3-9. Composición mineralógica de la sienita (S).

Muestra	Or	Pl	Qtz	Hbl	Aug	Act	Ttn	Ap	Chl	Ep	Mgt	Hem	Nombre
P-148	60	24	3	0	0	0	<1	1	1	<1	10	5	Cuarzosienita
P-149	70	20	5	0	0	0	0	<1	0	<1	5	0	
P-150	57	23	3	0	0	0	0	0	0	0	15	<1	
P-151	57	25	3	0	0	0	0	0	0	0	0	15	
P-265	65	22	7	0	0	0	0	0	0	0	<1	6	
P-266	80	18	1	<1	0	0	<1	0	0	0	0	1	Leucosienita
P-268	60	29	5	0	0	0	0	0	0	0	5	0	
P-271	55	25	2	5	4	3	0	<1	<1	0	6	0	Sienita
Prom	63	23	3,6	0,6	0,5	0,4					5,1	3,4	Cuarzosienita
Max	80	29	7	5	4	3					15	15	
Min	55	18	1	0	0	0					0	0	

La *ortosa* es de forma euhedral a subhedral con bordes regulares y poco transformada a sericita en un promedio del 5%. Exhibe textura pertítica (30% de plagioclasea), donde los parches de Albite tienen continuidad óptica. Tiene dos tipos de textura pertítica del tipo flama. Además hay textura mesopertítica y antipertítica (60% de ortosa). El primer tipo de flama es de bandas aisladas, uniformes y elongadas. En general se presenta en segregaciones equigranulares idiomórficas. El segundo tipo de flama es de bandas finas que se interconectan con otras, formando bandas más gruesas e irregulares. Ambos tipos de textura se presentan dentro del mismo cristal. Posee clivaje en dos direcciones. La transformación de la plagioclasea le da un tono marrón rojizo claro lo que podría tratarse de la presencia de finas partículas de óxido de hierro (Fig. 3-19a). En general, tiene maclas de la ley Carlsbad (Fig. 3-19b). El tamaño del grano es de hasta 8 mm de longitud. Tiene inclusiones de plagioclasea, epidoto, hornblenda, apatito, biotita, moscovita y pirita. Presenta

microfallas rellenas por cuarzo y en ocasiones con óxido de hierro. Algunos cristales de ortosa pertítica están embebidos en cristales de cuarzo.

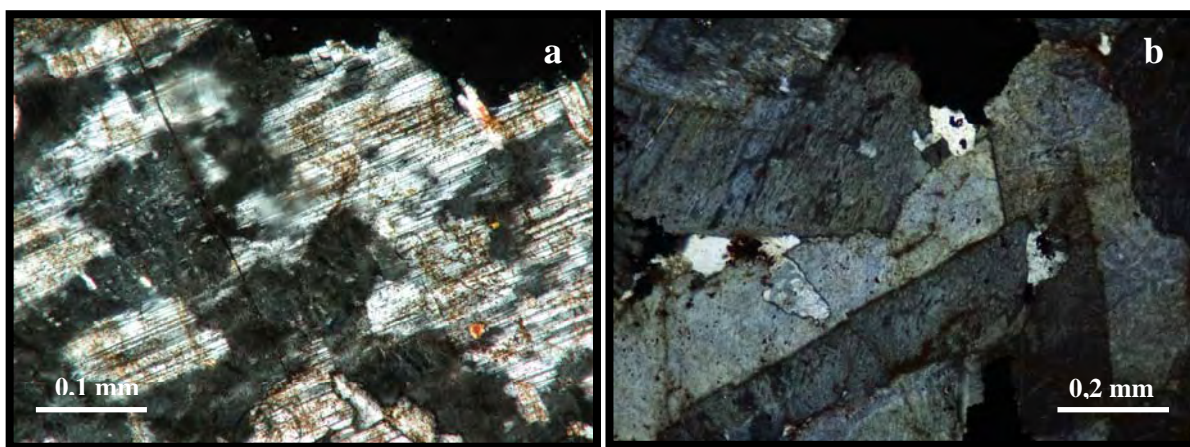


Fig. 3-19. (a) Textura antipertítica y transformación de la plagioclase a sericita. Nx. P-151. (b) Ortosa con maclas de la ley Carlsbad. Nx. P-148.

La *plagioclase* (*oligoclase-andesina*) posee forma de euhedral a subhedral y se encuentra parcialmente (20%) transformada a sericita, presentando color amarillento. Algunas presentan maclas de la ley Albite - Carlsbad. Algunas poseen bordes de crecimiento de Albite en contacto con el cuarzo. Tiene un tamaño menor de 4 mm. En ocasiones se presenta embebida en ortosa pertítica y en otras sustituida parcialmente por hematita. Tiene inclusiones de epidoto, apatito, pirita y hematita.

El *cuarzo* se presenta intersticial y en vetas y tiene un tamaño de granos menor a 0,5mm con extinción ondulatoria y contactos irregulares. En ocasiones embebe a ortosa.

El *anfíbol* presente es *hornblenda* que tiene un color pardo verdoso con pleocroismo que va de pardo a pardo verdoso, es de forma subhedral y bordes de anfíbol verde-azul (*barroisítico*). El *anfíbol* es producto de la transformación del clinopiroxeno, desde la periferia hacia el centro del mineral.

La *sericita* es producto de la transformación de la plagioclase, tiene un hábito hojoso y se dispone sobre la plagioclase en forma desordenada.

El *clinopiroxeno* es de color verde pálido con leve pleocroismo y color de interferencia alto. Se identifica probablemente como *augita* (Fig. 3-20a). Se encuentra transformado a hornblenda, a su vez, con bordes de anfíbol barroisítico verde-azul (Fig. 3-20b).

Los cristales de *titanita* están aislados, son de aspecto granular y tienen color marrón oscuro.

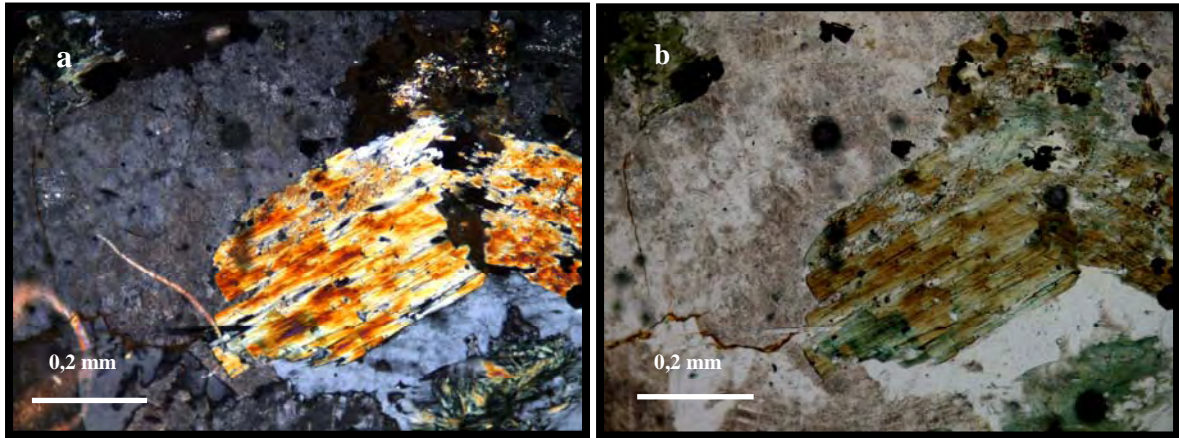


Fig. 3-20. (a) Cristal subhedral de augita. Nx. ; (b) Augita alterando a hornblenda, a su vez, con bordes de anfíbol verde-azul. Np. P-271.

El *apatito* se presenta como diminutos y alargados cristales prismáticos euhedrales, como inclusión en plagioclasa.

La *clorita* es de color verde claro con leve pleocroísmo, tiene un color de interferencia verde y es producto de la transformación, posiblemente, del piroxeno o anfíbol.

El *epidoto* se presenta en granos dispersos, es de forma subhedral y es producto de transformación.

Los minerales opacos son *magnetita* y *hematita*, presentan un color negro y negro-rojo bajo luz reflejada, respectivamente y ambos son de forma subhedral.

3.2.4.2. Aplita y vetas de cuarzo

Extensión

Aparecen como diques, cruzando amplios y extensos afloramientos de rocas plutónicas y metasedimentarias, en la zona nororiental, noroccidental y en la parte central del macizo. Los diques se presentan en diferentes longitudes de hasta 10 m y espesores centimétricos. Aflora en los cerros Chiriguare y Mogote Samaciteño. Hacia en noroeste se presenta en los cerros Yuca, Arenal y Barraguán en el hato Tirado y zonas adyacentes. También aflora hacia el centro, en el cerro Guayabo, en el área de Mata Oscura y hacia el este, en el cerro

El Guaical y diversas colinas en el área de Piñero. Estos cortan tanto a la roca plutónica como a la metasedimentaria. Específicamente se encuentran al sur del cerro El Guaical y Fila de Los Novillos. En conjunto esta unidad se ubica en las hojas: Algodones, 6543-II-SE; Segoviera, 6543-III-SE; Lamedero, 6543-III-SO; Cerro San Patricio, 6543-III-NO y El Galápag, 6542-I-NE (Apéndice 9.F).

Contactos

En general, el contacto de los diques con la roca caja es abrupto a transicional, sin zonas de reacción.

Tipos litológicos

Se incluyen diques de variada composición. En general son rocas de grano fino (0,5 mm) y textura aplítica. El color es variado y depende de la composición. Son rocas densas de color blanco, grisáceo a verdoso (Fig. 3-21a) en ocasiones de tono rosado a rojo salmón (Fig. 3-21b). Mesoscópicamente tienen textura alotriomorfa e hipidiomórfica y granularidad pórfido-afanítica y equigranular.



Fig.3-21. El monzogranito aplítico varia de color (a) rojo salmón (P-52), a (b) monzogranito aplítico de color gris a verdoso (P-116).

Petrografía

La litología de estas rocas es variada y corresponde en promedio a un monzogranito aplítico. La mineralogía se resume en la tabla 3-10. Las aplitas tienen las siguientes características:

El *cuarzo* se presenta (Fig. 3-22) de forma subhedral a anhedral y de tamaño promedio 1,5 mm. La extinción es ondulatoria y de bordes bien definidos. En ocasiones los bordes son irregulares. En general tiene inclusiones de circón, apatito y pirita.

Tabla 3-10. Composición mineralógica de los diques de aplita (A).

Muestra	Qtz	Or	Pl	Ep	Ap	Ms	Chl	Hem	Py	Nombre
P-52	42	32	25	1	0	<1	<1	0	0	Monzogranito aplítico
P-53	60	10	30	0	<1	0	0	0	0	Granodiorita aplítica
P-116	45	25	25	<1	0	<1	0	0	0	Monzogranito aplítico
P-217	97	5	0	0	<1	<1	<1	1	2	Tonalita aplítica
P-218	55	0	30	<1	<1	0	<1	5	10	
Prom	80	13	28					2,16	1,25	Monzogranito aplítico
Max	99	32	30					12	10	
Min	42	0	0					0	0	
P-9	96	0	0	<1	3	<1	<1	1	0	Vetas de cuarzo
P-56	99	0	<1	<1	0	1	<1	<1	<1	
P-87	98	0	0	0	1	2	<1	0	0	
P-220	99	<1	0	0	1	<1	<1	0	0	
Prom	98				1,25	1,5				
Max	99				3	2				
Min	96				1	1				

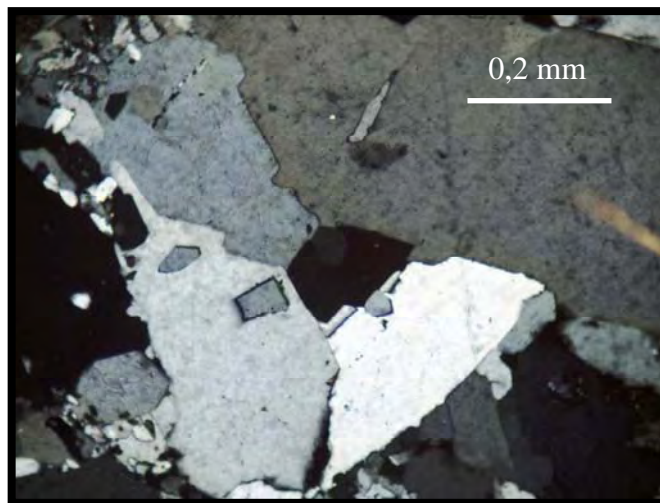


Fig. 3-22. Cuarzo euhedral a subhedral. Nx. P-217.

La *ortosa* es de forma euhedral a subhedral, muy transformada a sericita (70%). Exhibe macla de la ley Carlsbad. El tamaño es de hasta 0,2 mm de longitud. Tiene inclusiones de epidoto y piritita. Presenta microfracturas rellenas por cuarzo y en ocasiones con óxido de hierro.

La *plagioclasa (oligoclasa)*, es de forma euhedral a subhedral y se encuentra muy transformada a sericita, presentando color marrón amarillento. Tiene un tamaño promedio de 0,1 mm. Algunas presentan maclas de la ley Albite y las inclusiones son de epidoto, apatito y piritita.

La *sericita* es producto de la transformación de la plagioclasa y feldespato potásico. Tiene un hábito hojoso.

El *epidoto* es incoloro, tiene un hábito granular, subhedral, posiblemente es producto de transformación.

El *apatito* se presenta en granos aislados, es incoloro, tiene un alto relieve, una forma alargada redondeada, un color de interferencia gris de primer orden y se observa fracturado.

La *clorita* es producto de la transformación de la biotita, tiene un color verde claro y un hábito hojoso. Tiene un pleocroismo leve que va de verde muy claro a verde claro.

Los minerales opacos son *piritita* y *hematita*, presentan un color negro-rojo bajo luz reflejada, respectivamente y ambos son de forma subhedral.

La *muscovita* con hábito hojoso se presenta en pequeñas partículas distribuidas regularmente y concentradas en los espacios intersticiales en agregados.

- Vetas de cuarzo:

El *cuarzo* se presenta euhedral a subhedral (Fig. 3-23) y de tamaño promedio 1,5 mm, formando textura equigranular. La extinción es ondulatoria y de bordes bien definidos. En ocasiones los bordes son irregulares. En general tiene inclusiones de circón y apatito.

La *ortosa* es de forma subhedral, transformada a sericita (70%). Exhibe macla de la ley Carlsbad. El tamaño es de hasta 0,2 mm de longitud.

La *plagioclasa (oligoclasa)*, es de forma subhedral y se encuentra muy transformada a sericita, presentando color marrón. Tiene un tamaño promedio de 0,1 mm. Algunas presentan maclas de la ley Albite y las inclusiones son de epidoto y apatito.

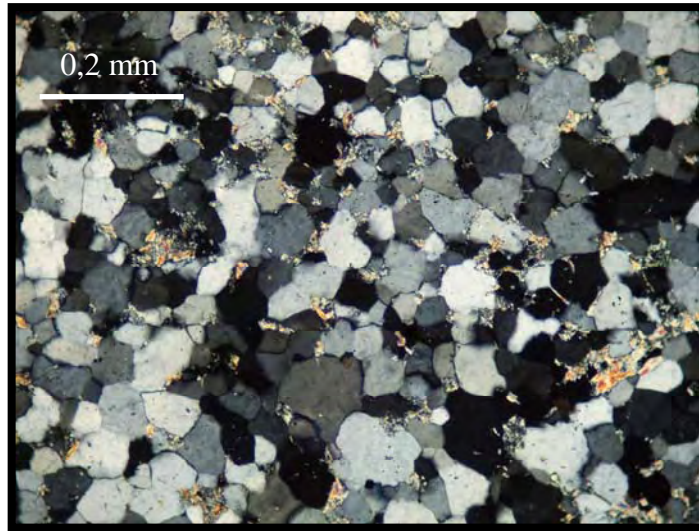


Fig. 3-23. Textura equigranular con cuarzo euهدral a subهدral. Nx. P-87.

La *sericita* es producto de la transformación de la plagioclasa y feldespato potásico. Tiene un hábito hojoso.

El *epidoto* es incoloro, tiene un hábito granular, anhedral.

El *apatito* se presenta en granos aislados, es incoloro, tiene un alto relieve, una forma redondeada.

La *clorita* posiblemente, es producto de la transformación de la biotita y tiene un color verde claro y un hábito hojoso. Tiene pleocroismo leve que va de verde muy claro a verde claro.

Los minerales opacos son *pirita* y *hematita*, presentan un color negro-rojo bajo luz reflejada, respectivamente y ambos son de forma subhedral.

La *muscovita* con hábito hojoso se presenta en pequeñas partículas distribuidas regularmente y concentradas en los espacios intersticiales en agregados

3.2.4.3. Diorita hornbléndica

Extensión

Los diques con esta litología se presentan dispersos en la zona centro-nororiental y como diques de diferentes espesores y longitudes mínimas y máximas visibles, que varían desde centímetros hasta metros, tanto en espesor como en longitud, como es el caso del la diorita del afloramiento P-204 (Apéndice 9.B). Estos diques estan ubicados en la región de

Mata Oscura y Piñero e incluye el Cerro Pelón y Cerro con Monte. Son intrusivos en los granitos de Mata Oscura y Piñero, respectivamente. En conjunto se ubican en las hojas Cantilito, 6543-II-SE y El Galápagó, 6542-I-NE (Apéndice 9.F).

Contactos

El contacto de los diques con la roca caja es abrupto no presentando zonas de reacción.

Tipo litológico

Se encuentra poco meteorizada y el color varía de gris a gris verdoso o azulado moteado, con color de meteorización pardo oscuro verdoso (Fig. 3-24b). Mesoscópicamente son rocas de textura equigranular, hipidiomórfica de grano medio (Fig. 3-24a) a grueso. El tamaño de grano promedio de 3,2 mm, con un máximo de 7 mm. La mineralogía observada con lupa de campo es: plagioclasa y ferromagnesianos. Una descripción adicional, se puede encontrar en el apéndice 8.B (Puntos de observación P-60, P-204 y P-205).



Fig. 3-24. (a) Detalle en muestra de diorita de granularidad media. P-90.
(b) Afloramiento de dique de diorita, con color de meteorización pardo oscuro verdoso

Petrografía

La litología promedio corresponde a diorita hornbléndica. La mineralogía se resume en la tabla 3-11.

La *plagioclasa (oligoclasa-andesina)* se encuentra poco transformada a sericita (15%) y en ocasiones presenta procesos de sausrización a epidoto (7%). Algunas presentan

maclas de la ley Albita - Carlsbad y son de forma euhedral a subhedral. Otras tienen borde de crecimiento epitaxial (Fig. 3-25a) y presentan textura mirmequítica en contacto con la ortosa (Fig. 3-25b).

Tabla 3-11. Composición mineralógica de la diorita (Dr).

Muestra	Pl	Hbl	Act	Or	Bt	Qtz	Ttn	Ap	Mgt	Nombre
P-60	57	15	6	8	6	6	1	<1	1	Diorita hornbléndica biotítica
P-204	58	25	5	0	8	4	<1	<1	<1	
P-205	58	27	7	0	8	0	0	0	0	
Prom	57,5	22,3	6	2,6	7,3	3,3				Diorita hornbléndica biotítica
Max	58	27	7	8	8	6				
Min	57	15	5	0	6	4				

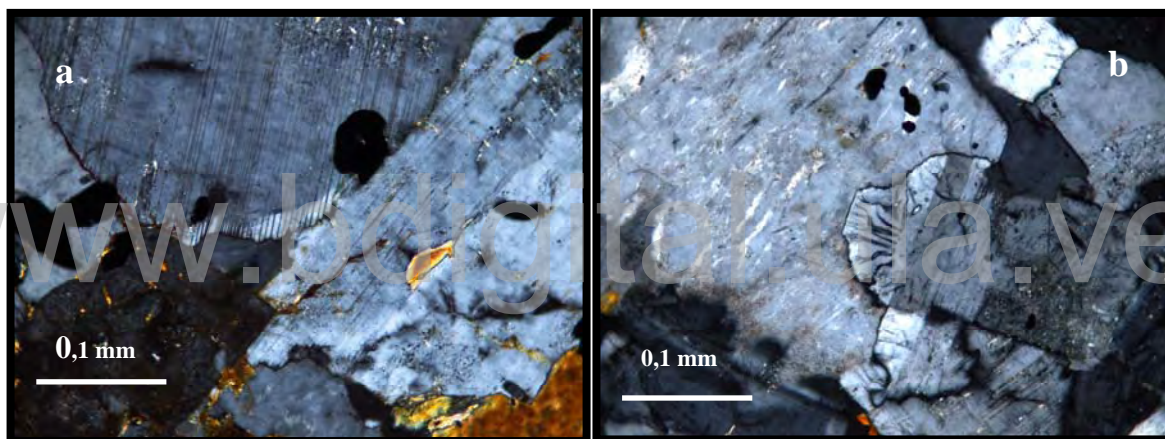


Fig. 3-25. (a) Plagioclase en contacto con feldespato potásico con borde de crecimiento epitaxial. Nx; (b) Textura mirmequítica en el contacto plagioclase-ortosa. Nx. P-60.

El anfíbol presente es de dos tipos. El primer tipo es *hornblenda* que tiene un color pardo verdoso con pleocroísmo que va de verde a pardo verdoso, con hábito columnar y forma subhedral. Presenta clivaje en dos direcciones (120° y 60°) y se encuentra junto con el clinopiroxeno como producto de transformación. Tiene inclusiones de apatito, esfena y magnetita. El segundo tipo es *actinolita* que tiene un color verde pálido con leve pleocroísmo y hábito acicular a tabular, con color de interferencia pardo brillante. Exhibe una dirección de clivaje y macla según la ley Carlsbad. El *anfíbol* es producto de la transformación del clinopiroxeno y la propiedad óptica que se le puede destacar es el hábito prismático-acicular.

El *feldespato potásico* se presenta principalmente con textura perítica tipo láminas discontinuas y uniformes, tiene un tamaño promedio de 2 mm. Es de forma subhedral con clivaje en dos direcciones.

La *sericita* es producto de la transformación de la plagioclasa, tiene un hábito fibroso y se dispone sobre la plagioclasa en forma desordenada.

La *biotita* tiene un hábito hojoso y pleocroismo que va de color amarillo verdoso a pardo oscuro. El color de interferencia es bajo y varía de azul a rosado y verde hasta el ocre. En algunos cristales se observa leve deformación y el paso de este mineral a clorita. Tiene inclusiones de titanita y circón.

El *cuarzo* se presenta en vetas y granos dispersos, con un tamaño promedio de 1,1 mm y extinción ondulatoria.

La *titanita* tiene un color marrón oscuro, hábito granular. Se encuentra asociada a biotita e ilmenita (Fig.3-26).

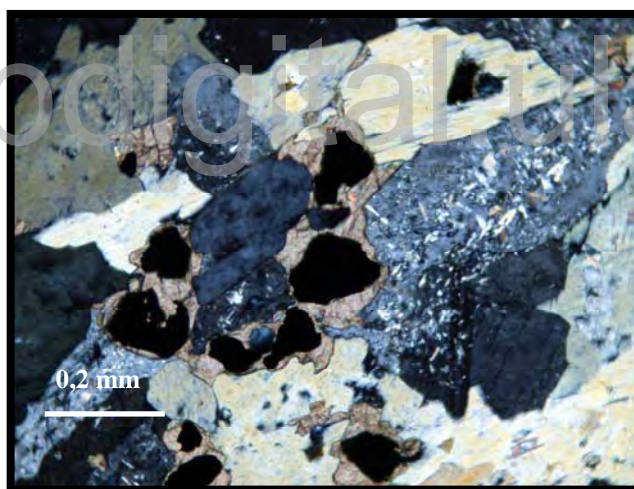


Fig. 3-26. Ilmenita bordeada con titanita. Nx. P-60.

El *apatito* se presenta como diminutos cristales prismáticos euhedrales, así como largos y aciculares. Se presenta en plagioclasa y ortosa como inclusión.

Los minerales opacos son *ilmenita* y *magnetita*. El primero tiene un color blanco, el segundo presenta dos colores negro y rojo a amarillo latón y todos son de forma subhedral.

3.2.4.4. Diabasa

Extensión

Son diques que se ubican en la zona nor-central del macizo, específicamente en el área de Mata Oscura, en los cerros Mástrantal y Guayabo, además de presentarse en el cerro con Monte, en el área de Piñero, con espesores de los centímetros hasta 3 m. Esta unidad se ubica en la hoja Lamedero, 6543-III-SO (Apéndice 9.F).

Contactos

Los contactos con la roca caja son abruptos y no se observó ninguna reacción con la roca caja.

Tipo litológico

La diabasa es masiva de color variado, que va de gris verdoso a azulado moteado, con color de meteorización pardo oscuro verdoso (Fig. 3-27).



Fig. 3-27. Detalle en muestra de mano de diabasa de la granularidad media. P-99.

Se encuentra poco meteorizada. Mesoscópicamente se observa holocristalina de granularidad variable, de grano fino a medio con textura de subidiomórfica.

El tamaño de grano promedio es de 0,5 mm, con máximo de 3 mm. Detalles, se puede encontrar en el apéndice 9.B (Puntos de observación P-90 y P-99).

Petrografía

La mineralogía de esta litología se resume en la tabla 3-12.

Tabla 3-12. Composición mineralógica de la diabasa (Db).

Muestra	Pl	Hbl	Act	Aug	Bt	Ttn	Ap	Srp	Cal	Chl	Ep	Mgt	Nombre
P-49	60	4	8	15	4	4	0	0	0	<1	<1	5	Diabasa olivinífera
P-57	60	5	1	16	15	<1	<1	0	0	1	0	2	
P-169	57	2	6	22	0	<1	0	0	0	8	<1	5	
P-90	54	7	8	6	0	2	<1	12	0	0	4	8	
P-99	62	7	9	0	0	<1	<1	12	2	0	<1	8	
Prom	58,6	3,5	6	12,8	3,8	1,2		4	0,4	1,6	0,8	5,6	Diabasa
Max	62	5	9	22	15	4		12	2	8	4	8	
Min	54	2	1	6	0	<1		0	0	0	<1	2	

La *plagioclasa (oligoclasa-andesina)* se encuentra poco transformada (15%) a sericita y en ocasiones presenta procesos de saurización a (Fig. 3-28a) epidoto (7%). Algunas presentan maclas de la ley Albite – Carlsbad, con forma euhedral a subhedral y textura sub-óptica, en la mayoría de los casos rodeando minerales ferromagnesianos tales como augita (Fig. 3-28b). Se observa que hay más cantidad de plagioclasa que minerales ferromagnesianos.

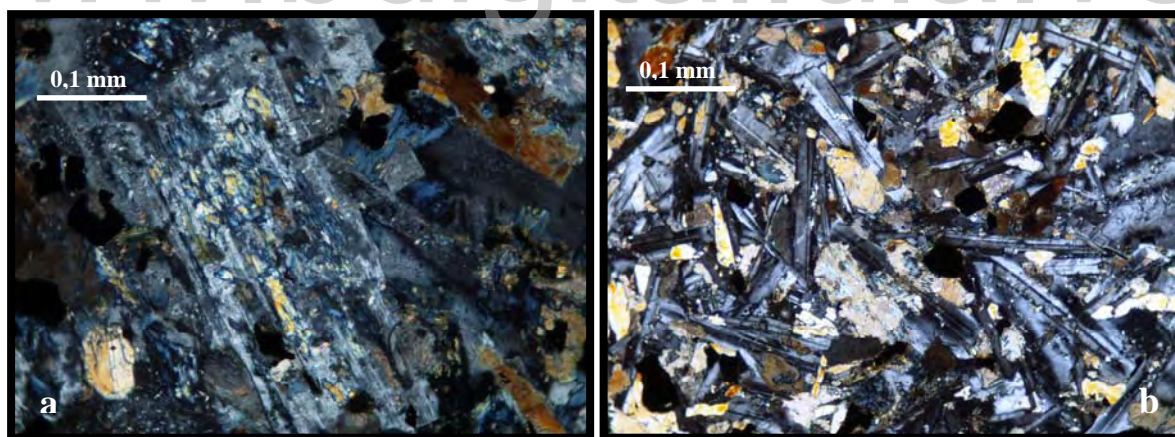


Fig. 3-28. (a) Plagioclase con procesos de saurización a epidoto. Nx. P-90; (b) Textura sub-óptica formada por clinopiroxenos moldeados por láminas de plagioclase. Nx. P-99.

El anfíbol presente es de dos tipos. El primer tipo es *hornblenda* que tiene un color pardo verdoso con pleocroismo que va de verde a pardo verdoso, con hábito columnar y forma subhedral. Presenta clivaje en dos direcciones (120° y 60°) y se encuentra junto con el clinopiroxeno como producto de transformación (Fig. 3-29b). Tiene inclusiones de

apatito, esfena y magnetita. El segundo tipo es *actinolita* que tiene un color verde pálido con leve pleocroismo y hábito acicular a tabular, con color de interferencia pardo brillante. Exhibe una dirección de clivaje y macla según la ley Carlsbad.

El *clinopiroxeno* (*augita*) tiene leve pleocroismo que va de verde muy claro a verde claro y color de interferencia alto que varía desde el amarillo claro hasta el rojo brillante. Exhibe dos direcciones de clivaje. En ocasiones, se observan cristales zonados y cloritizados. En general se presenta intersticial formando textura sub-óptica (Fig. 3-29a).

El *olivino* se ha interpretado a partir de pseudomorfos de calcita y serpentina.

La *biotita* tiene un hábito hojoso y pleocroismo que va de color amarillo verdoso a pardo oscuro. El color de interferencia es bajo y varía de azul a rosado y verde hasta el ocre. En algunos cristales se observa el paso de este mineral a clorita.

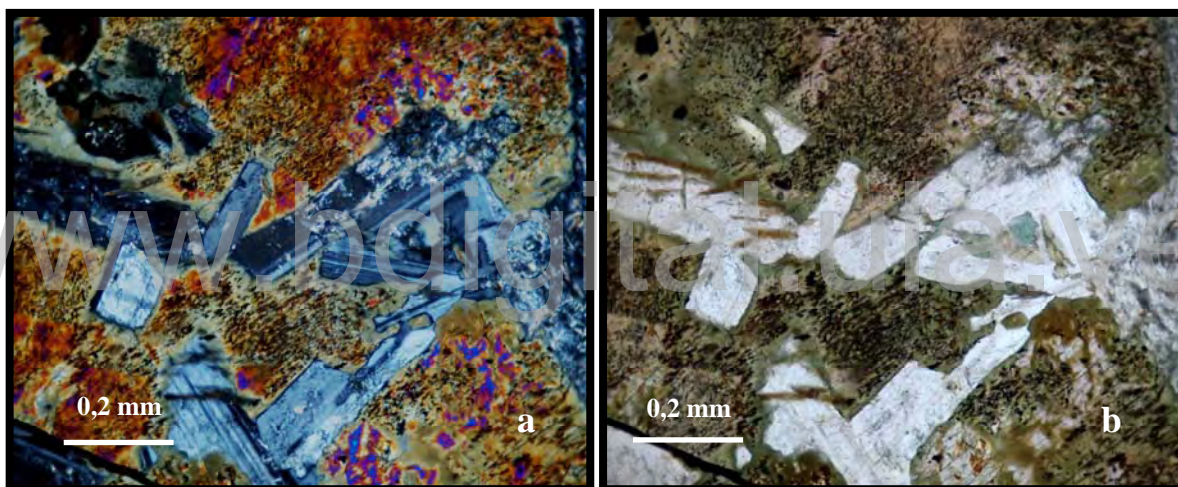


Fig. 3-29a. Textura sub-óptica y transformación de la augita a anfíbol. Nx. P-57.

Fig. 3-29b. Augita transformándose a hornblenda. Np. P-57.

La *sericita* es producto de la transformación de la plagioclasea, tiene un hábito hojoso y se dispone sobre la plagioclasea en forma desordenada.

La *titanita* tiene un color marrón oscuro, un hábito granular. Se encuentra asociada a biotita y magnetita.

El *apatito* se presenta como diminutos y alargados cristales prismáticos euhedrales, como inclusión en plagioclasea.

La *clorita* es de color verde claro con leve pleocroismo y tiene un color de interferencia que va desde el gris de primer orden hasta el marrón-azul violeta

El *epidoto* con hábito prismático, tiene color de interferencia que va desde el amarillo hasta el amarillo-rosado. Es producto de la transformación del clinopiroxeno, clinoanfíbol y plagioclasa. En los dos primeros casos su color de interferencia va desde el amarillo hasta el amarillo-rosado. En el último caso presenta un color de interferencia bajo de primer orden, gris azulado, posiblemente corresponde a *zoisita-clinozoisita*.

La *magnesita* se encuentra junto con la *serpentina* como producto final de transformación (Fig. 3-30a, b), posiblemente de olivino.

Los minerales opacos son *ilmenita*, y *magnetita*. El primero tiene un color blanco, el segundo presenta dos colores negro y rojo que varía a color amarillo latón. Todos tienen forma subhedral.

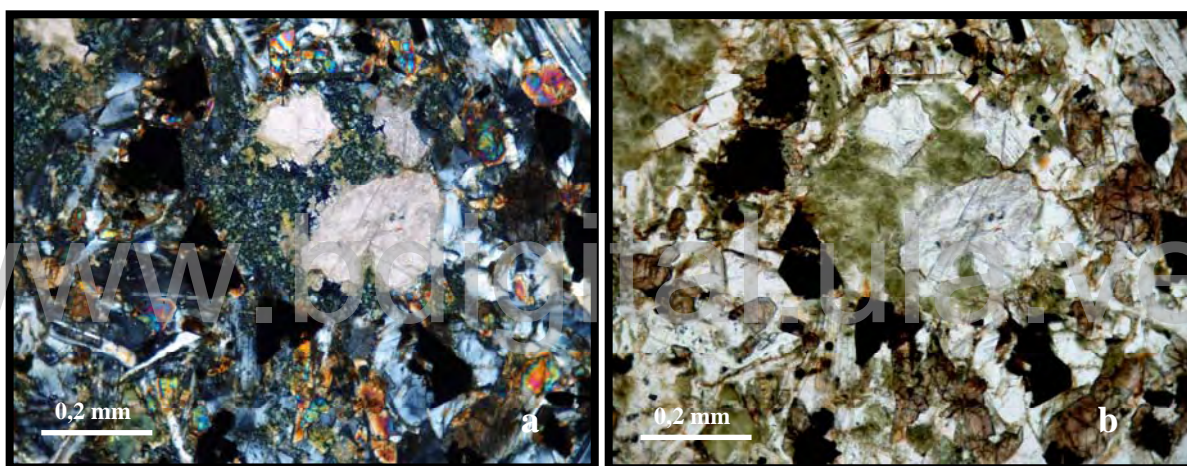


Fig. 3-30. (a) Seudomorfo de posible olivino, relleno de serpentina y magnesita. Nx.; (b) Detalle de bordes corroídos del seudomorfo. Nx. P-99.

3.2.5. Interpretaciones petrográficas de los cuerpos granitoides

3.2.5.1. Granito de Mogote (GM)

La textura porfidítica observada en este granito, representa un crecimiento temprano de grandes cristales de feldespato potásico, durante el lento enfriamiento del magma, seguido por una textura de grano medio, como resultado de un enfriamiento más rápido debido al emplazamiento en niveles menos profundos. Según VERNON & PATERSON (2008), estos grandes cristales no implican cristalización subsolidus o tardía. Comentan que un origen magmático es favorecido por la evidente acumulación de megacristales. El aspecto pseudo

rapakivi que presenta esta unidad se debe posiblemente a la acumulación irregular de estos grandes cristales que crecieron en suficiente líquido (VERNON & PATERSON 2008) y el sobrecrecimiento (aspecto rapakivi) sobre estos cristales se debe a la formación tardía de cristales de cuarzo, feldespatos potásicos y plagioclasa, que en la fase final, se acumularon a su alrededor, en cristales de menor tamaño, debido al posterior rápido enfriamiento y por consiguiente a la disminución de la presión litostática.

Se observaron concentraciones de plagioclasa (Fig. 3-31) con maclas de ley Albita, cuyas lamelas se exhiben muy finas. Estas se encuentran irregularmente en la roca y posiblemente son producidas por la migración de soluciones que se alojaron y cristalizaron en espacios intersticiales, producto de presión diferencial.



Fig. 3-31. Cristales de plagioclasa subhedrales con maclas muy finas de la ley Albita. Nx. P-72

La presencia de sillimanita tipo fibrolita en algunas plagioclasas y en otras no, sugiere a estas plagioclasas como cristales residuales (Fig. 3-32) de una fusión parcial, con lo que podrían representar restitas.

De esta manera se deduce, que el magma generado, era muy viscoso y de baja densidad, con lo que se facilitó el arrastre de estas restitas. El modelo de restitas presentado por CHAPPELL *et al.* (1987) apoya esta teoría y abarca una variedad de componentes restíticos de una fase fundida del magma, lo que explicaría las variaciones petrográficas dentro de esta unidad geológica.

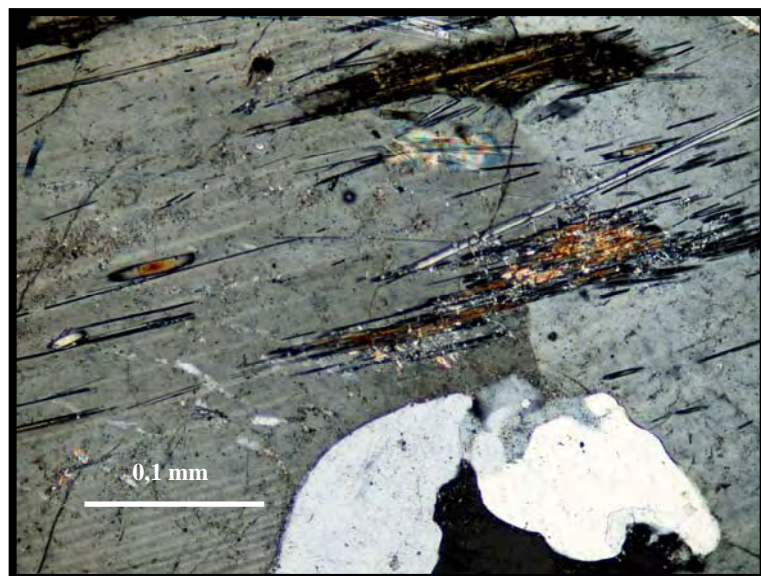


Fig. 3-32. Sillimanita tipo fibrolita en plagioclase. Nx. P-74

Los cristales de biotita tanto del Granito de Mogote (Fig. 3-33a) como algunas muestras del Granito de Mata Oscura (Fig. 3-33b) poseen inclusiones de circón con halos pleocroicos que rodean al cristal de circón. Según GENTRY (1973), estos halos se producen por la emisión de partículas α , producto de la desintegración radiactiva de pequeñas cantidades de uranio, torio y sus hijos como polonio contenidos en el circón, que producen una destrucción de la estructura cristalina de la biotita alrededor del circón, generando zonas pleocroicas en forma de capas concéntricas de coloración oscura y patrones circulares, que en algunos casos son de hasta 0,15 mm de diámetro.

En la figura 3-34b se puede apreciar dos diferentes tonalidades, correspondientes a dos halos concéntricos, producidos por diferentes energías de emisiones de ^{214}Po y ^{210}Po . Cada capa concéntrica, es el producto del elemento químico descendiente del primario radioactivo que se estaba descomponiendo.

El polonio es uno de los productos descendientes del uranio. Los halos de uranio bien definidos exhiben cinco anillos, los últimos tres son los producidos por isótopos de polonio (GENTRY 1973).

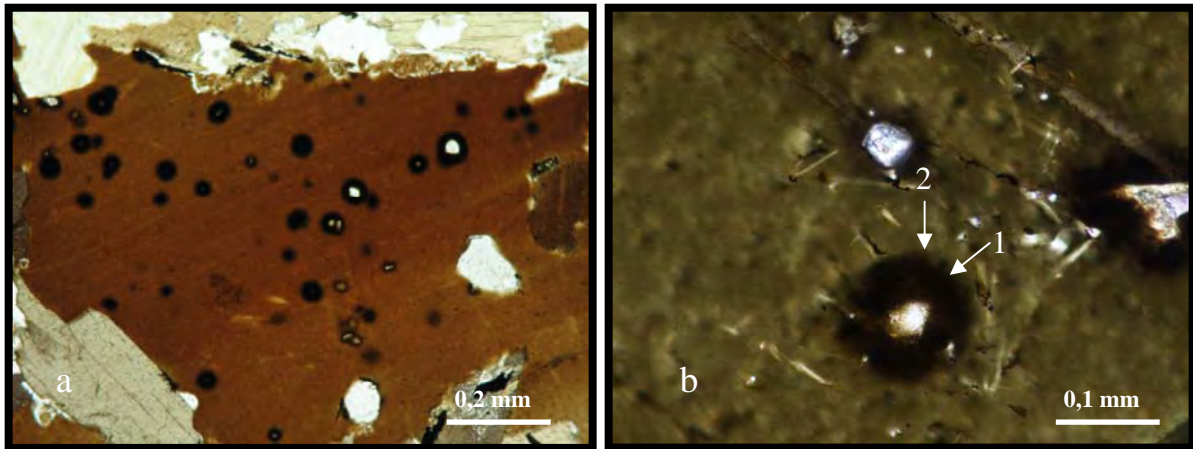


Fig. 3-33. (a) Biotita con inclusiones de circón que generan halos pleocroicos. Nx. P-72; (b) Detalle de halos pleocroicos en biotita. Las flechas indican los halos de ^{210}Po (1) y de ^{214}Po (2) con diferentes tonalidades. Nx. P-45.

Los núcleos transformados a sericita en las plagioclasas del **Granito de Mogote** (Fig. 3-2) parecen indicar una temprana fase de cristalización, generando un núcleo ligeramente más cálcico con un borde más albítico.

La textura pseudorapakivi observada en esta unidad, podría implicar un decrecimiento de la presión litostática, por lo tanto, un rápido emplazamiento y podría ser explicada como el resultado de dos procesos químicos simultáneos de exsolución y emplazamiento.

Los dos tipos de pseudomorfos encontrados en esta unidad tienen las siguientes características:

Unos son subhedrales a anhedrales, prismáticos y transformados a mica blanca en cristales granulares (Fig. 3-34a) que se distribuyen hacia los bordes, con posible minerales

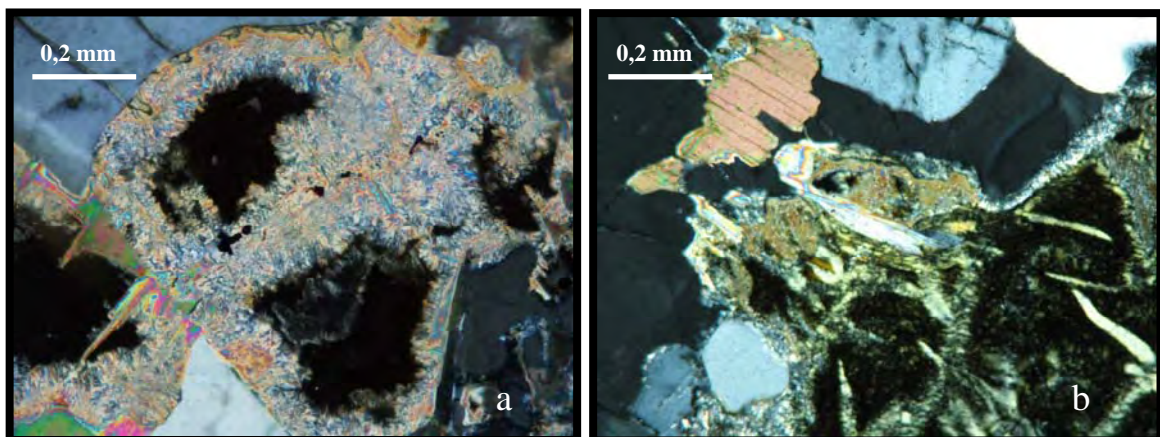
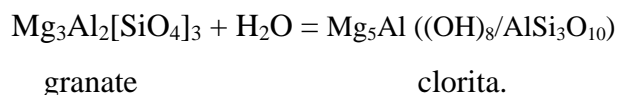


Fig. 3-34. (a) pseudomorfo subhedral, transformado a mica blanca en cristales que se distribuyen hacia los bordes. Nx. P-68; (b) detalle de pseudomorfo, cruzado irregularmente por bandas de cloritoides. Nx. P-72.

de clorita, concentrados hacia el centro del mineral y otros euhedrales a subhedrales, prismáticos, transformados a minerales de clorita y cruzado irregularmente por bandas de cloritoides (Fig. 3-34b). Algunos de estos pseudomorfos podrían representar una reacción química, a partir de granate:



3.2.5.2. Granito de Mata oscura (GO1 y GO2)

La textura **mirmequítica** se observó, tanto en GO1 como en GO2 (Fig. 3-35). Al parecer las maclas de plagioclasa ejercen un control sobre la orientación de los intercrecimientos de cuarzo mirmequítico, que se “infiltra” a lo largo de las maclas, de tal manera, que la forma del cuarzo vermicular va a estar influenciado por la presencia de las mismas (TAKASHI & TADAO 2008).

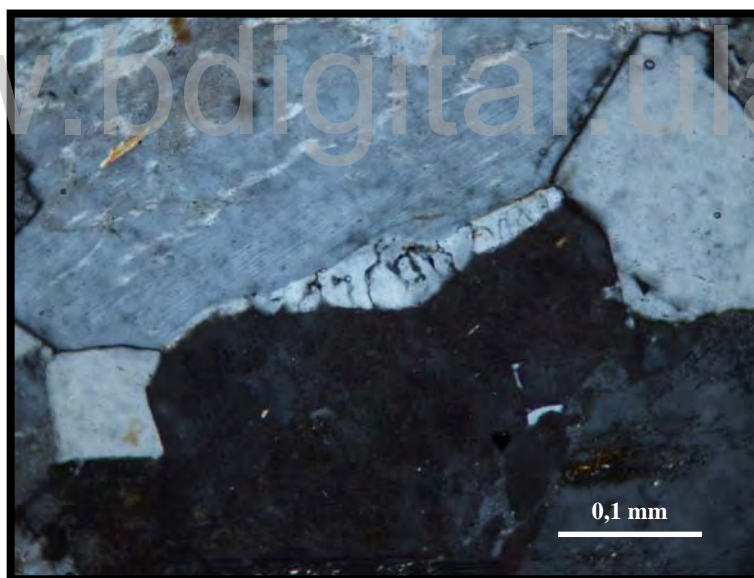


Fig. 3-35. Textura mirmequítica entre plagioclasa y ortosa. Granito de Mata Oscura 2. Nx. P-58.

Esta textura se puede observar en el contacto entre plagioclasa y feldespato potásico y fue observada en ésta y en todas las demás unidades, a excepción de la **sienita** y la **diabasa**. De esta manera, se evidencia que la sílice tardía, en forma de fluidos tardíos, se puede

infiltrar en plagioclasa, para formar cuerpos de cuarzo vermicular (ASHWORTH 1972, PHILLIPS *et al.* 1972).

La textura mirmequítica, se forma por metasomatismo, exsolución (COX *et al.* 1979) o durante procesos tardíos a la deformación (PITCHER 1993). Esta deformación es soportada por las microfracturas que presentan algunos minerales y la extinción ondulatoria del cuarzo, la torsión en plagioclasa, biotita y moscovita las cuales son el resultado de fenómenos post-emplazamiento, en respuesta de las tensiones regionales impuestas en granitoides.

Un requisito para la formación de la textura mirmequítica es la deformación “subsólido” del granitoide. La reacción parece ser compleja y requiere transporte de componentes químicos en fluido de una parte de la roca a otra (SIMPSON & WINTSCH, 1989).

La textura **simplectítica** fué observada en el contacto entre plagioclasa y biotita. En la figura 3-37, se puede observar esta textura, tanto para el **Granito de Mogote** y como para el **Granito de Mata Oscura 1**. Se ha comprobado, que esta textura se forma posteriormente al esfuerzo compresivo que ha sufrido la roca, ya que mientras se observan deformaciones y fracturas en los cristales, tales como feldespatos potásico y plagioclasa, en esta textura no. Esta textura simplectítica se puede observar en las muestras de GM y GO1 de la figura 3-36. Se puede apreciar como la textura simplectítica se manifiesta a través de la infiltración de biotita en plagioclasa.

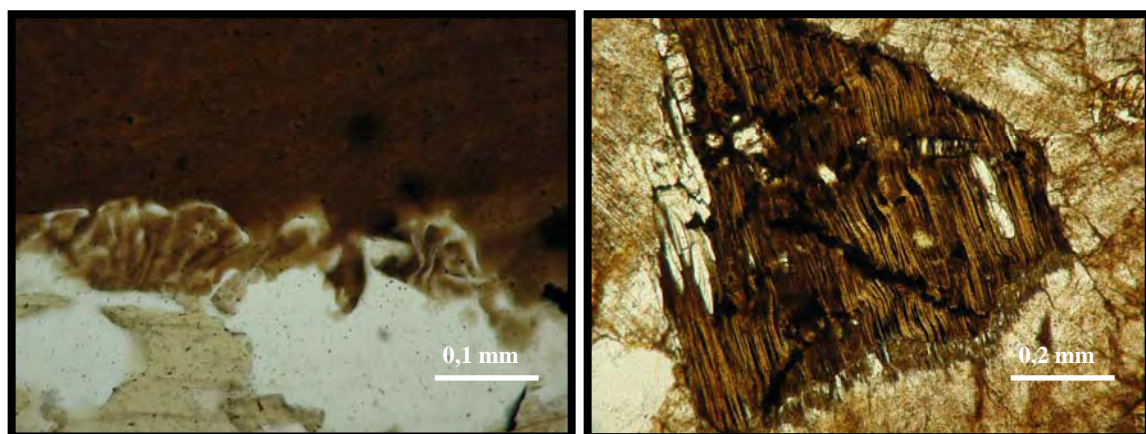


Fig. 3-36. (a) Textura simplectítica entre plagioclasa y biotita. Granito de Mogote. Nx. P-72; (b) Textura simplectítica entre plagioclasa y biotita. Granito de Mata Oscura 1. Nx. P-29.

La reacción responsable en el crecimiento de esta textura, está controlada por la disponibilidad de oxígeno y de esta manera, el cambio en la condición química está relacionado con la fugacidad de oxígeno a lo largo del borde de los granos (GLASSLEY & MEIKE 1999). La formación de esta textura ocurre a elevada temperatura y presión, cuando las condiciones de P-T-fO₂ alcanzaron valores por encima del campo de estabilidad de los minerales involucrados (biotita y plagioclasa). El mecanismo responsable para la reacción del crecimiento de simplectita esta asociado con la descompresión y podría resultar de alguna combinación de cambios en P, T y presión parcial de oxígeno.

La moscovita y biotita primaria de GM son de origen magmático y su desarrollo se debe a que estos cuerpos fueron emplazados en niveles someros de la corteza en un magma hidratado. Minerales secundarios tales como epidoto, esfena y fluorita, sericitización de feldespatos y cloritización de biotita es el resultado de una actividad hidrotermal tardía.

La textura **pertítica** es producto de exsolución, formada a altas temperaturas, en donde el feldespato alcalino forma series de solución sólida, pero con un leve enfriamiento, ésta se separa en un feldespato rico en sodio y otro rico en potasio. Según PRYER & ROBIN (1996) es típica en feldespatos alcalinos que han sido sometidos a deformación en estado sólido. Sin embargo, al parecer se requieren condiciones relativas y específicas de tensión, tal vez muy local y esporádica (VERNON 1999), así como una variación en la actividad o concentración de agua (YUND & ACKERMAN 1979), que podrían influir en las diferentes microestructuras observadas en estos granitoides. Los diferentes tipos de pertita deben haber sido originados por diferentes mecanismos de exsolución. La más común es la tipo flama y la cual consiste en láminas de Albita en forma de flama, en exsolución en feldespato alcalino quien es el mineral hospedador. Este tipo varía en forma y extensión ya que las láminas de Albita pueden estar aisladas o interconectadas (Fig. 3-37) y su espesor es variable e irregular.

En general, son láminas de Albita subparalelas, que según PRYER & ROBIN (1996) son atribuidas a una dirección de máxima compresión y que generalmente son paralelas a la dirección cristalográfica del feldespato, ya que comparten la misma red cristalográfica y las cuales se desarrollan como Albita relleno de grietas de tensión en el feldespato potásico, demostrando con esto, que estas flamas tienen un origen de reemplazo.

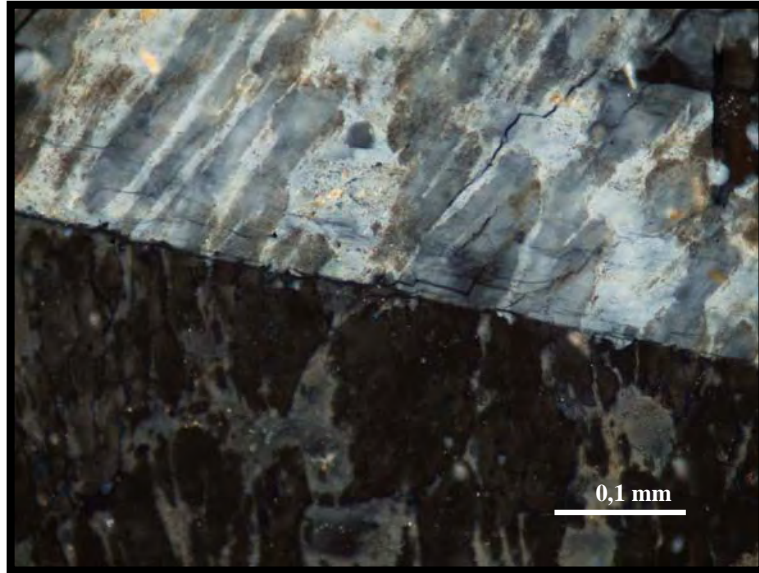


Fig. 3-37. Textura perítica tipo flama interconectada. Granito de Mata Oscura. Nx. P-10.

Los tipos de flama observados, se pueden presentar juntos dentro del mismo cristal. Otro tipo de textura perítica es el de parches los cuales pueden estar aislados, pero en general están interconectados irregularmente. Este último tipo esta en relación con la textura meso y antiperítica (Fig. 3-8b y 3-14b). En todos los casos la plagioclasa tiene continuidad óptica.

3.2.5.3. Granito de Piñero

Esta unidad se caracteriza por exhibir textura **gráfica**. La hipótesis que más tiene fuerza en la formación de esta textura, es la cristalización simultánea de cuarzo y feldespato potásico, en donde el cuarzo gráfico está restringido dentro de la fase del feldespato potásico quien es el mineral hospedador. De esta manera estaría formado por una reacción de reemplazo en estado sólido. Esta textura consiste en intercrecimiento de cuarzo en forma triangular, de cuña y hexagonal (Fig. 3-13a, b) distribuido a lo largo de cristales de feldespato potásico y se atribuye a un enfriamiento rápido del magma.

En la mayoría de los casos, la textura gráfica se relaciona y está junto a la textura mirmequítica (Fig.3-38) en donde el cuarzo vermicular esta en intercrecimiento con la ortosa.

Estas texturas están atribuidas a un rápido enfriamiento del magma granítico (TAKASHI & TADAO 2008). La textura micrográfica y granofídica de GP indica una rápida y

simultánea cristalización de cuarzo y feldespato potásico a profundidad somera. El grano medio a fino que caracteriza esta unidad es el posible resultado de un rápido enfriamiento del magma que fue emplazado a niveles someros de la corteza.

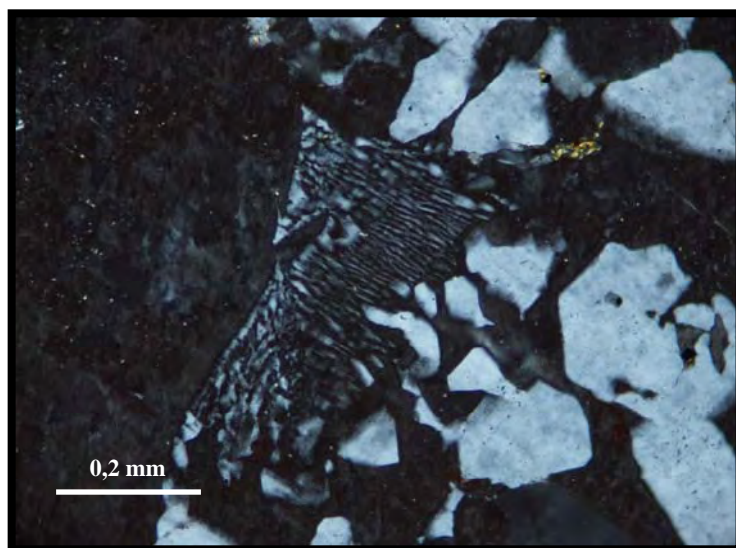
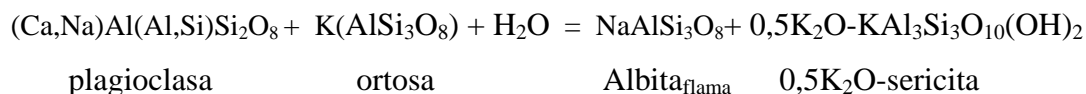


Fig. 3-38. Textura gráfica y textura mirmequítica en Granito de Piñero. Nx. P-167.

En la subunidad que hemos denominado como **Granito de Piñero alterado**, las muestras presentan alta sericitización (Fig. 3-39) de la plagioclasa en la pertita, las cuales contrastan con el feldespato potásico, poco transformado.

Dentro del feldespato alcalino la reacción sería:



Este modelo no requiere ningún intercambio de Al-Si. El Na_2O , K_2O y H_2O son los componentes que deben migrar intragranos, permitiendo que el Al_2O_3 y el SiO_2 se mantengan dentro del grano de plagioclase transformada (PRYER & ROBIN 1995).

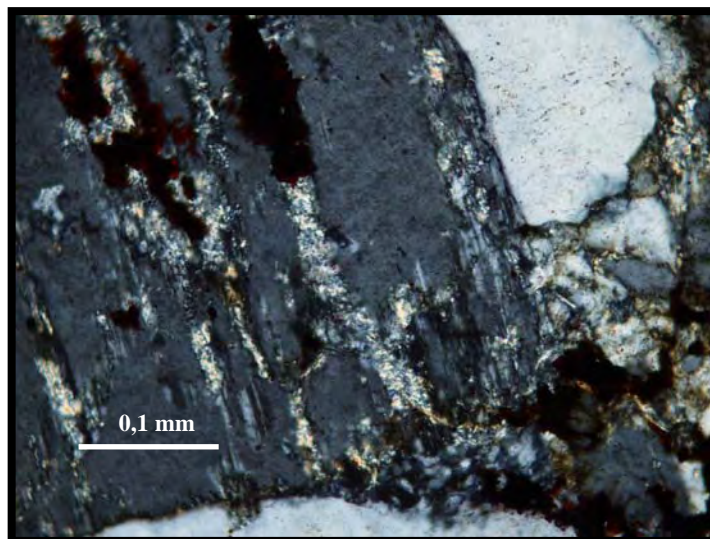
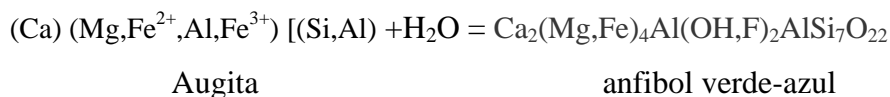


Fig. 3-39. Bandas de plagioclasa con sericitización, en textura perfitica. Granito de Piñero alterado. Nx, P-177.

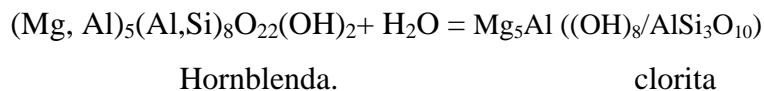
3.2.5.4. Intrusivos tardíos

En esta unidad, el anfíbol verde-azul (*barroisítico*) es el producto de la transformación del clinopiroxeno, como se puede observar en la muestra de la figura 3-40, en donde se pueden apreciar el núcleo de augita. La reacción posible para este proceso es:



anfíbol verde-azul

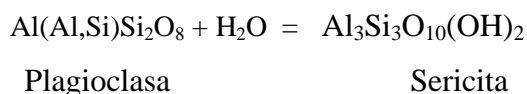
La *clorita* procede de la transformación del anfíbol, posiblemente según la siguiente reacción:



clorita

Diorita

La plagioclasa presente en estos diques, está parcialmente transformada a sericita, según la siguiente reacción:



Sericita

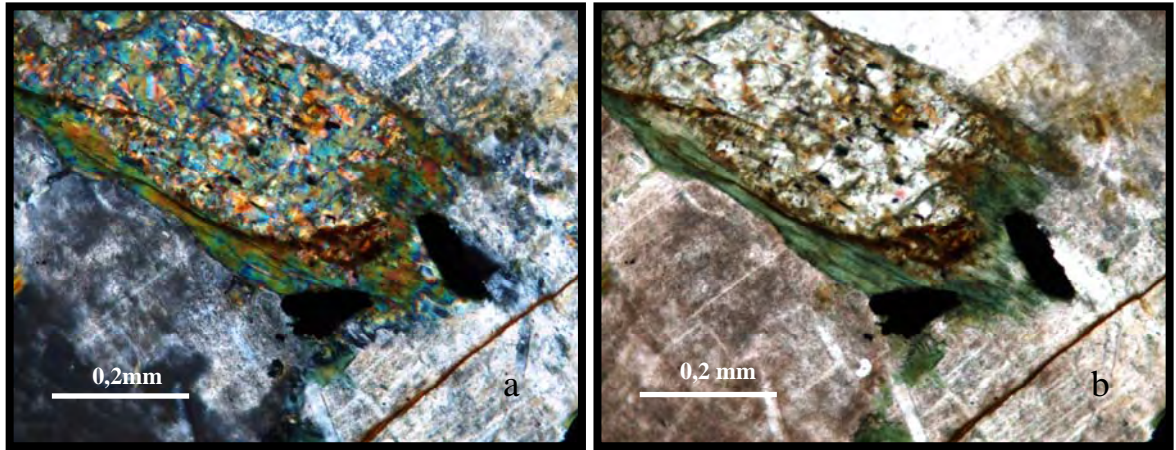


Fig. 3-40. (a) Anfíbol verde-azul, barroisítico, como producto de transformación de la augita. (a) Nx; (b) N//. P-271.

La hornblenda, es producto de la transformación de la augita (Fig. 3-41), el cual en algunos casos, se observa como reliquia.

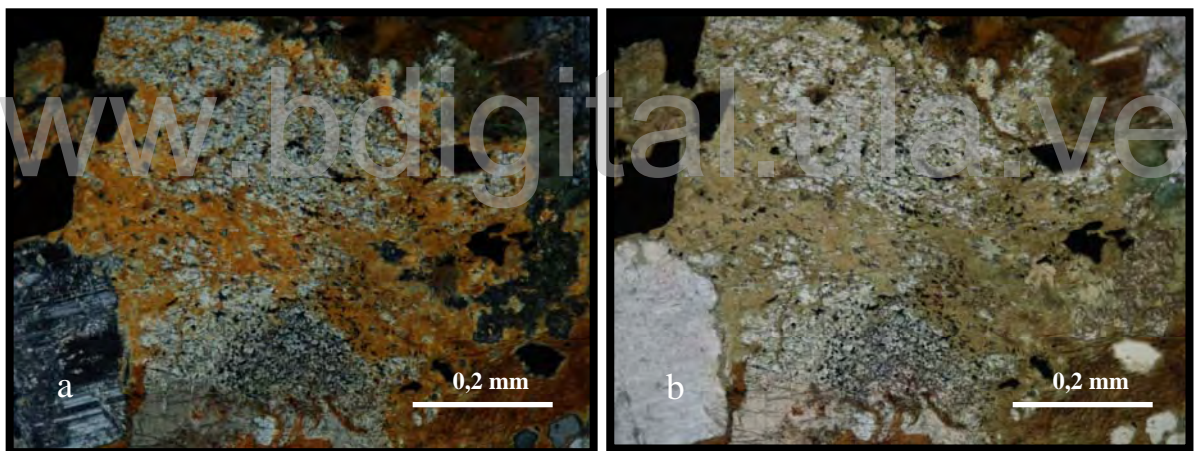
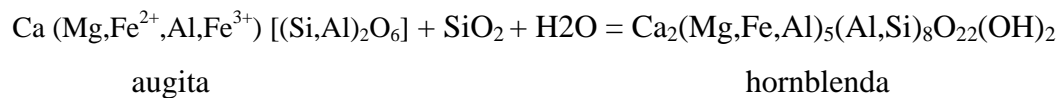


Fig. 3-41. (a) Hornblenda como producto de transformación del clinopiroxeno. (a) Nx; (b) N//. P-205.

La reacción química para esta transformación sería la siguiente:



La *clorita* es posiblemente, producto de la transformación del anfíbol, según la reacción indicada en la página anterior.

Diabasa

En la diabasa, la *plagioclasa* (*oligoclasa-andesina*) se encuentra poco transformada (15%) a sericita y en ocasiones presenta procesos de sausrutización a (Fig. 3-28a) epidoto (7%).

Esta unidad presenta pseudomorfos contentivos de posible olivino primario (Fig. 3-42). La *magnesita* carbonatada se encuentra junto con la *serpentina* como producto final de transformación de este mineral.

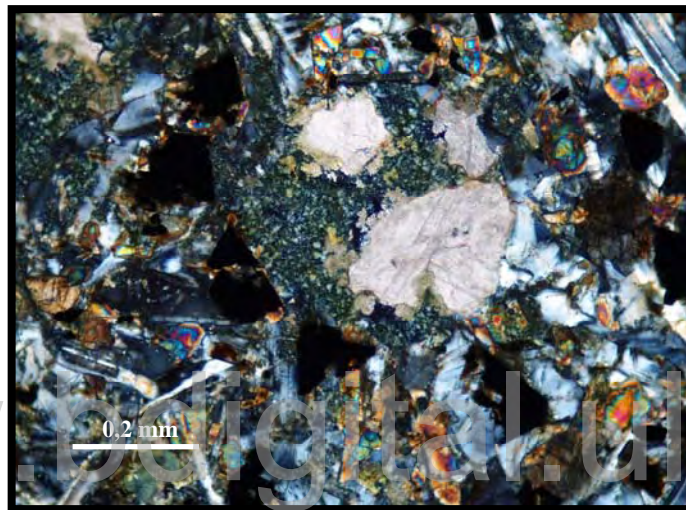
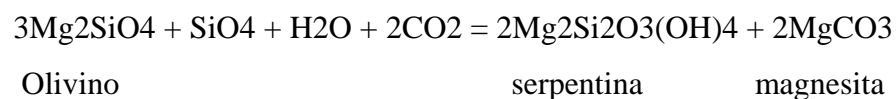
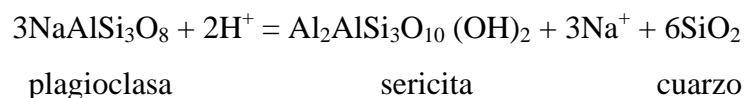


Fig. 3-42. Calcita junto a serpentina como producto final de posible olivino. Nx. P-99.

La reacción propuesta para esta transformación es:



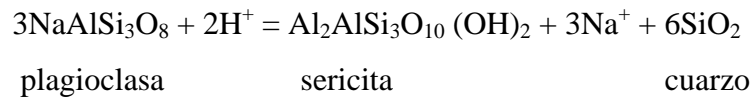
En general, en esta unidad, la alteración de la plagioclasa a minerales de arcilla y sericita sugieren la siguiente reacción:



Esta unidad presenta textura sub-óptica, donde la plagioclasa rodea minerales ferromagnesianos tales como augita. Esta textura se desarrolló probablemente como un intercrecimiento eutéctico.

Aplita y vetas de cuarzo

La *plagioclasa (oligoclasa)* se encuentra poco transformada (15%) a sericita. La posible reacción que se puede atribuir a este proceso es:



- En la tabla 3-13 se presentan las características petrográficas más resaltantes de las unidades graníticas y diques máficos del macizo de El Baúl.

www.bdigital.ula.ve

Tabla 3-13. Características petrográficas distintivas entre las diferentes unidades granitoides y diques máficos.

Características/Texturas	Granito de Mogote	Granito de Mata Oscura 1	Granito de Mata Oscura 2	Granito de Piñero		Sienita	Diorita	Diabasa
				Fresco	Alterado			
Pertítica flama aislada	x	x	x	x	X	x	x	
Pertítica flama interconectada	x	x	x	x	X	x		
Pertítica parches		x	x					
Mesopertítica		x	x			x		
Antipertítica		x	x	x		x		
Halos pleocróicos	x		x					
Gráfica		x		x	X			
Ortosa transformada a sericita	5 %	30 %	10 %	10 %	10 %	5 %		
Plagioclasa transformada	20 % (Sericita)	20 % (Sericita)	20 % (Sericita)	35 % (Sericita)	85 % (Sericita)	20 % (Sericita)	16 % (Sericita) 7 % (Epidoto)	14 % (Sericita) 4 % (Epidoto)
Plagioclasa zonada transformada	50 % núcleo (Sericita)							
Plagioclasa con inclusiones de fibrolita	x							
Mirmequítica	x	x	x	x	X		x	
Simplectítica	Biotita/ Plagioclasa	Biotita/ Plagioclasa						
Ofítica							x	x
Pseudomorfo micáceo	x							
Pseudomorfo clorítico	x							x
Pseudomorfo serpentino-carbonático								x
Biotita a clorita verde	x	x	x	x	X		x	
Biotita a clorita azul berlín	x	x	x	x			x	
Piroxeno a hornblenda						x	x	x
Hornblenda a biotita			x					
Anfibol verde-azul (barroisita)						x		

3.2.6. Clasificación petrográfica

En el diagrama (Fig. 3-43) de clasificación APQ (LE BAS & STRECKEISEN 1991) se graficaron los diferentes grupos de rocas.

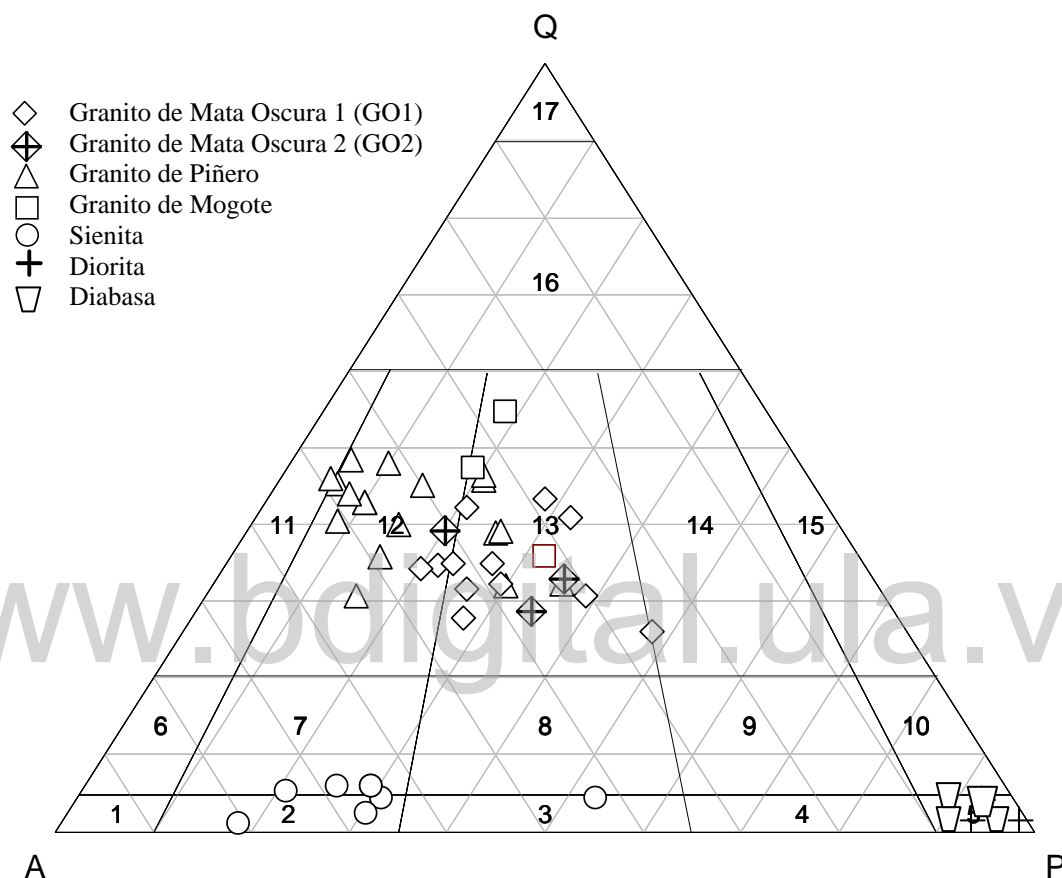


Fig. 3-43. Diagrama Q-A-P de clasificación de rocas plutónicas (LE BAS & STRECKEISEN 1991). Se pueden observar los diferentes grupos de rocas del macizo. Campos: 11-Granito feldespático-alcálico; 12-Sienogranito; 13-Monzogranito; 14-Granodiorita; 7-Cuarzo-sienita; 8-Cuarzo-monzonita; 2-Sienita; 3-Monzonita; 5-Diorita.

Las muestras correspondientes al Granito de Mogote (GM) se concentran en el campo de monzogranito, mientras que las correspondientes al Granito de Piñero (GP) se distribuyen principalmente en el campo de sienogranito, con algunas muestras que se ubican en el de monzogranito. Las del Granito de Mata Oscura (GO) se distribuyen en el campo de monzogranito con una muestra en granodiorita y otra en sienogranito, mientras que las correspondientes a la sienita (S) se distribuyen en el campo de sienita y cuarzo sienita. Los diques de diorita (Dr) y diabasa (Db) se concentran en el campo de diorita con una muestra en el de cuarzo monzodiorita.

La clasificación petrográfica esta indicada en las diferentes tablas de composición mineralógica para cada unidad. La tabla 9.E-5 (apéndice 9.E) contiene los resultados de la norma CIPW, los cuales corroboran los resultados tangibles de la petrografía.

3.3. ROCAS VOLCÁNICAS

Según NACSN (2005), al referirse a unidades litodémicas, en el artículo 36 dice, que una Super-Asociación comprende dos o más asociaciones, teniendo ambas un alto grado de relación natural, sean en el sentido vertical o lateral. Con ello se unen las dos “asociaciones” descritas por MARTÍN (1961) bajo esta unidad mayor actualizada. El término es jerárquicamente equivalente a Super Grupo. Las rocas de la Super-Asociación Guacamayas, estan representadas por volcánicas estratificadas representadas por coladas de lava, lechos de toba, brecha, arenisca tobácea y conglomerado. Los afloramientos se extienden a lo largo de las filas de Guacamayas y El Corcovado y en los cerros Segoviera, Mendoza y Tovalena representando el 46% del área total del macizo. Se ubica en las hojas: El Baúl, 6542-IV-NE; Segoviera, 6543-III-SE; Cerrillo, 6542-I-NO; Lamedero, 6543-III-SO y Algodones, 6543-II-SO.

Debido a que esta unidad y las siguientes no fueron el objetivo principal del trabajo, sólo se analizaron unas pocas muestras, correspondientes a la Riolita de Corcovado y Riolita de La Bandola, pertenecientes a la Asociación Riolítica Teresén y la Riolita de La Segoviera y Latita Cuarcífera de El Oso, pertenecientes a la Asociación Latítica El Peñón.

Estas rocas se presentan en afloramientos dispersos en la zona central del macizo y se exponen amplia y extensamente, así como también, en el caso de la Riolita de El Corcovado, en forma de diques que varían de 6 m hasta 25 m, ubicados, en la zona sur oriental del macizo y los cuales cortan tanto a las rocas plutónicas como a las metasedimentarias.

Las muestras analizadas fueron tomadas en las siguientes localidades: Las correspondientes a la Riolita de Corcovado fueron colectadas en las inmediaciones del poblado de El Baúl, en el cerro San Miguel, anexo a la fila de Corcovado y en el flanco suroeste de la Fila de Los Novillos, en el área de Piñero; Riolita de La Bandola en el Cerro

Los Samanes, a 1 km al sur del hato Piñero; Riolita de La Segoviera y Latita Cuarcífera de El Oso, en la parte oriental de la fila de Guacamayas, en las áreas del fundo La Romana y cerro Los Pavos. Estas unidades se ubican en las hojas Algodones, 6543-II-SE y Lamedero, 6543-III-SO (Apéndice 9.F).

En el área de hato El Socorro se pudo observar un cambio litológico transicional, correspondiente al contacto entre las unidades Latita Cuarcífera de El Oso Metalimolita de Jobito.

3.3.1. Asociación Riolítica Teresén

3.3.1.1. Riolita de El Corcovado

La riolita es de color fresco beige (Fig. 3-44), densa y masiva de grano medio a porfidica, moteada en tonos verdes con fractura irregular. El color de meteorización es en tonos blancos verdosos por efecto de la caolinización.



Fig. 3-44. Riolita de El Corcovado moteada densa y másiva. P-297.

La textura porfidítica esta conformada por cristales de plagioclasa de hasta 3 mm de longitud y cuarzo de hasta 1,5 mm de longitud, de forma euhedral a anhedral ambos, embebidos en una matriz félsica de grano de 0.08 mm, en promedio. Una descripción más

detallada provista de fotografías, se puede encontrar en el apéndice 9.B (Puntos de observación P-297 P-312).

Petrografía

La litología de esta unidad corresponde a riolita (Fig. 3-45) y la mineralogía se resume en la tabla 3-14.

Tabla 3-14. Composición mineralógica de la riolita (Rc).

Muestra	Qtz	Pl	Sn	Ms	Hem	Mgt	Nombre
P-297	34	21	25	10	7	3	Riolita
P-313	34	30	25	6	3	2	

El *cuarzo* se presenta en fenocristales de hasta 0,8 mm, que en general son prismáticos con bordes corroídos y en bahía, por reacción con el fluido residual (Fig. 3-45). Además, junto con el feldespato potásico y la plagioclasa forman la matriz en cristales más pequeños, cuyo tamaño promedio es de 0,03 mm. La forma varía de euhedral a subhedral en fenocristales, mientras que en la matriz se presenta en cristales subhedrales a anhedrales.

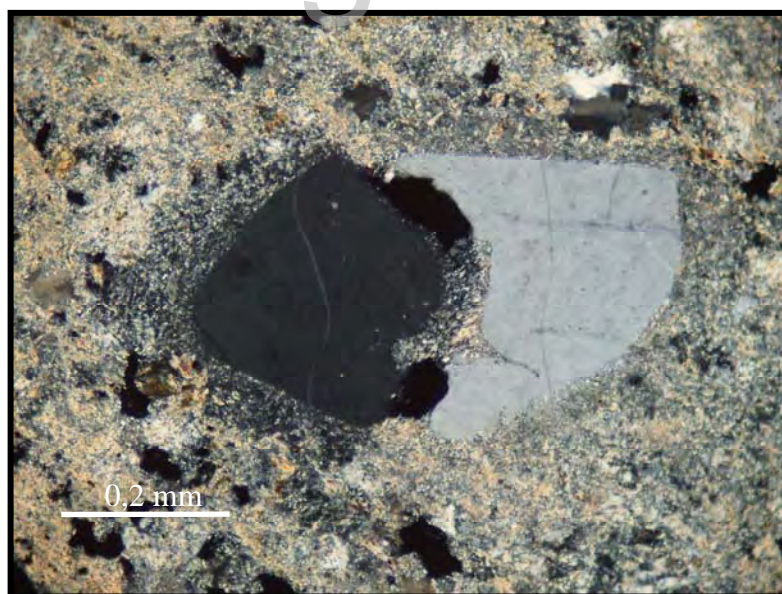


Fig. 3-45. Fenocristales de cuarzo subhedral con bordes de reacción. Nx. P-297.

Los fenocristales de *sanidina* se presentan maclados con la ley Carlsbad y tienen forma que varía de euhedral a subhedral. Esta poco transformada a sericita y exhibe borde de

reacción transformado a sericita en un 60%. El tamaño es de hasta 0,9 mm y se presenta junto al cuarzo y en la matriz en granos de 0,05 mm de tamaño promedio.

La *plagioclasa (oligoclasa)* tiene forma que varía de euhedral a subhedral. Esta poco transformada a sericita. Se presenta junto al cuarzo en la matriz en granos de 0,05 mm de tamaño promedio.

La *muscovita* se presenta en cristales de color de interferencia amarillo a rosado, dispersos en la matriz en granos de 0,02 mm de tamaño promedio.

La *sericita* se presenta como producto de transformación de la plagioclasa y el feldespatos potásico, en pequeños cristales en forma de hojuelas formando paquetes granulares.

Los minerales oscuros son la *hematita* y la *magnetita* que se presentan en forma subhedral a anhedral, distribuidos irregularmente en la muestra. En ocasiones sustituye a pseudomorfos posiblemente de biotita.

En los diques de riolita (apendice 9.B, 9.C y 9.F), los fenocristales de cuarzo se presentan generalmente bipiramidales, indicando que cristalizaron a alta temperatura y además presentan bordes corroídos y en bahía, por reacción con el fluido residual. El desequilibrio térmico/composicional es presumiblemente el causante de esta reacción.

3.3.1.2. Riolita de La Bandola

La riolita del afloramiento P-252 es de color fresco roja, rosada y amarillenta (Fig. 3-46), densa con fractura subconcoidea, de grano medio a porfirítica, moteada en tonos verdes con fractura irregular.

Presenta textura fluidal en capas de diferente color, dominada por la meteorización, en donde se pueden apreciar los fenocristales a simple vista. El color de meteorización es de marrón rojizo a beige rojizo, variando de capa a capa.

Los fenocristales son de hasta 3 mm embebidos en una matriz microporfídica, félsica, en combinación con una fina distribución de hematita que atraviesa toda la roca junto con bandas de tonalidad verde (clorita).



Fig. 3-46. Riolita moteada densa con textura de flujo. P-252.

En el sector del cerro Ave Maria, y anexo a la sienita que mayormente lo conforma, se ubicó un afloramiento (P-307A) de brecha, el cual se presenta muy alterado. El color de meteorización es marrón oscuro rojizo con fragmentos angulares y subredondeados de color rosado a marrón claro, de hasta 25 cm de diámetro y de diferentes litologías. Algunos fragmentos son moteados (Fig. 3-47).



Fig. 3-47. Fragmentos de brecha. P-307A.

Estos están embebidos en una matriz cataclástica de granos de diferentes tamaños que varía desde los milímetros hasta los centímetros.

Una descripción más detallada del afloramiento P-252 y P-307A, se puede encontrar en el apéndice 9.B.

Petrografía

La mineralogía de la riolita (Fig. 3-53) correspondiente a la muestra P-252 es la siguiente: 32% de *cuarzo*, 27% de *plagioclasa*, 30% de *feldespato potásico*, 6% de *moscovita*, 4% de *hematita* y 1% de *magnetita*.

Los fenocristales de *cuarzo* son euhedrales a subhedrales con bordes definidos y algo corroidos, de hasta 0,3 mm. Están embebidos en una matriz afanítica félsica (Fig. 3-48), que en general esta transformada a *sericita*. Se destacan las concentraciones de *cuarzo* policristalino entre la matriz transformada a *sericita*.

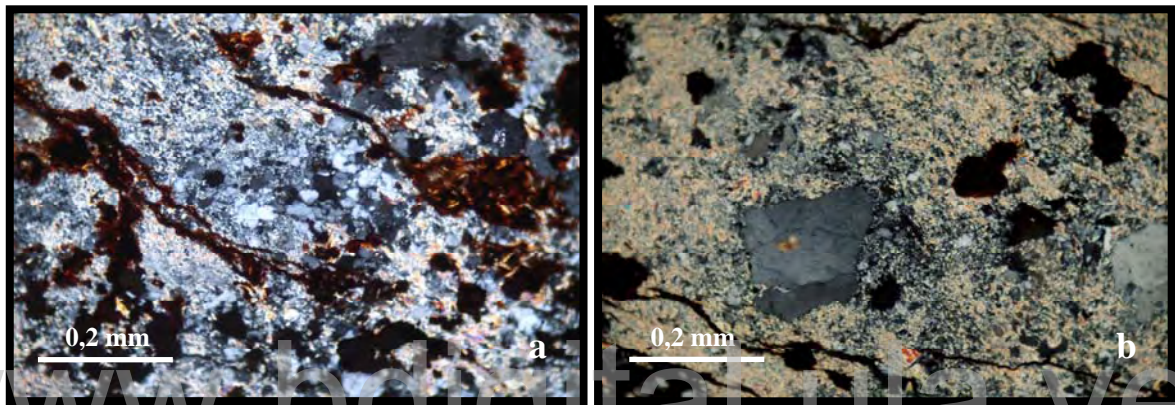


Fig. 3-48. (a) Cuarzo policristalino embebido por matriz félsica con hematita fluidal anastomosada. Nx; (b) Microfenocristales de cuarzo subhedral con bordes levemente corroidos embebidos en matriz félsica y transformada a sericita. Nx. P-252.

La *plagioclasa* (*oligoclasa*) tiene forma que varía de subhedral a anhedral. Esta transformada a *sericita* en un 60 % en promedio. Se presenta junto al *cuarzo* y al *feldespato potásico* en la matriz, en granos de 0,03 mm de tamaño promedio.

El *feldespato potásico* se presenta en diminutos cristales subhedrales a anhedrales de hasta 0,02 mm, formando parte de la matriz. En general están transformados en un 25 %.

La *moscovita* se presenta en cristales de color de interferencia rosado, dispersos en la matriz en granos de 0,02 mm de tamaño promedio.

La *sericita* es producto de transformación de la *plagioclasa* y el *feldespato potásico*, en pequeños cristales en forma de hojuelas formando paquetes granulares. Junto con las bandas de *hematita* le dan a la textura aspecto anastomosado.

La *hematita* se presenta granular y fluidal anastomosado, bordeando cristales de *magnetita* y rellenando vacuolas.

Petrográficamente los fragmentos de la brecha son variables y corresponden a diferentes tipos de rocas volcánicas, con texturas que van desde flujo con fenocristales de plagioclasas hasta traquíticas (Fig. 3-49).

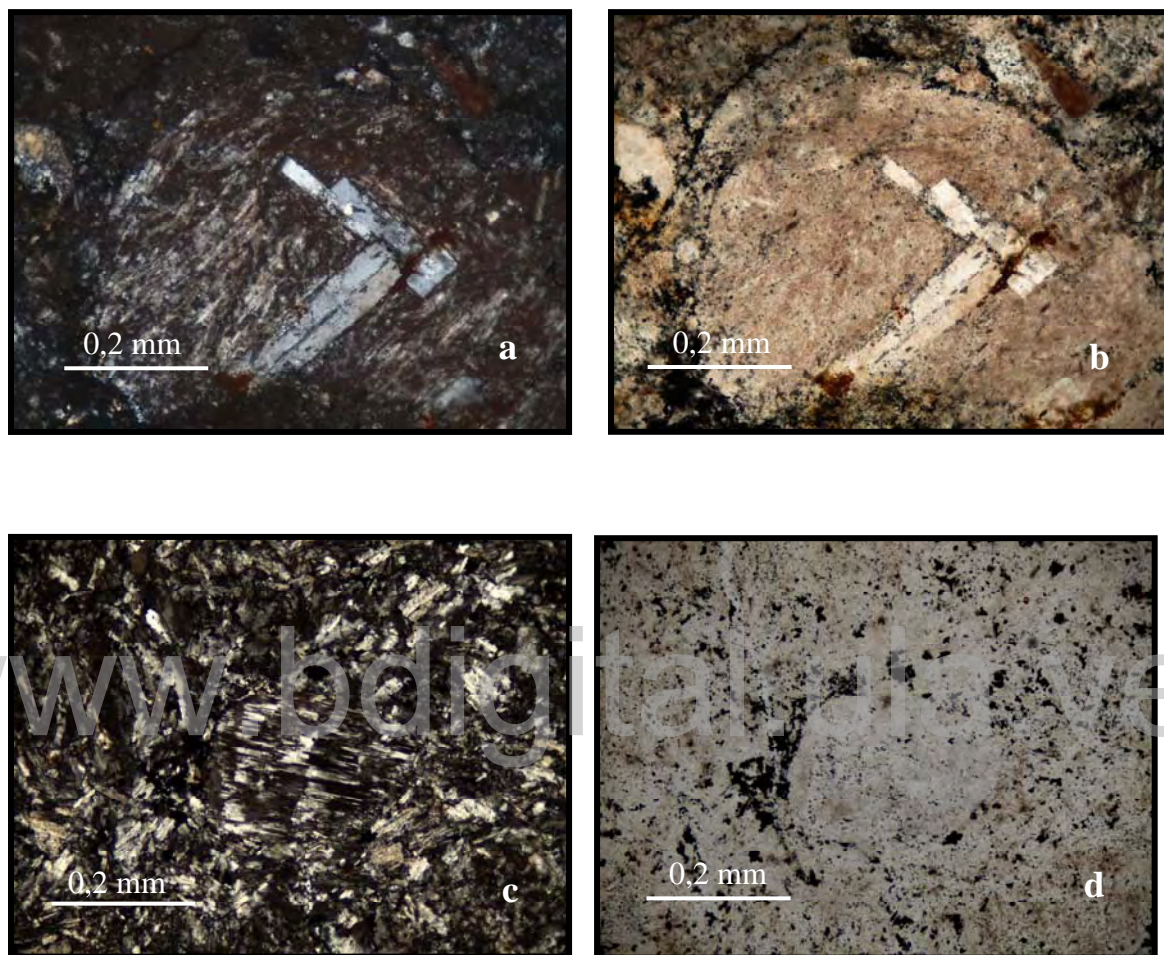


Fig. 3-49. (a) Fenocristales euhedrales de plagioclasa (andesina) embebidas en una matriz traquítica fluidal. Nx; (b) Fragmento de roca volcánica de borde redondeado embebido en matriz cataclástica. Np; (c) Fenocristal de plagioclasa (andesina) embebido en matriz félsica (Nx), con (d) acumulación de magnetita en los bordes. Np. P-307A.

3.3. 2. Asociación Latítica El Peñón

3.3. 2.1. Latita Cuarcifera de El Oso

La latita es de aspecto masiva, moteada de color gris rojizo a rojo vino tinto, densa con fractura concoidea a subconcoidea a irregular. La textura es afanítica a microporfídica. El color de meteorización es de violeta a marrón oscuro (Fig. 3-50).



Fig. 3-50. Latita moteada densa y másiva. P-318.

Mas detalles del afloramiento P-318 se puede encontrar en el apéndice 9.B.

Petrografía

La litología de esta unidad corresponde a latita (Fig. 3-51) y la mineralogía de la muestra P-318 es la siguiente: 36% de *feldespatos potásicos*, 42% de *plagioclasa*, 12% de *hematita*, 6% de *moscovita*, 3% de *cuarzo*, y 1% de *magnetita*.

El *cuarzo* (Fig. 3-51) de grano muy fino, se presenta de forma subhedral, formando parte de la matriz félsica, en granos dispersos. Esta matriz félsica esta cubierta por una capa rojiza de hematita y la cual a su vez esta embebida en una matriz amorfa criptocristalina de hematita.

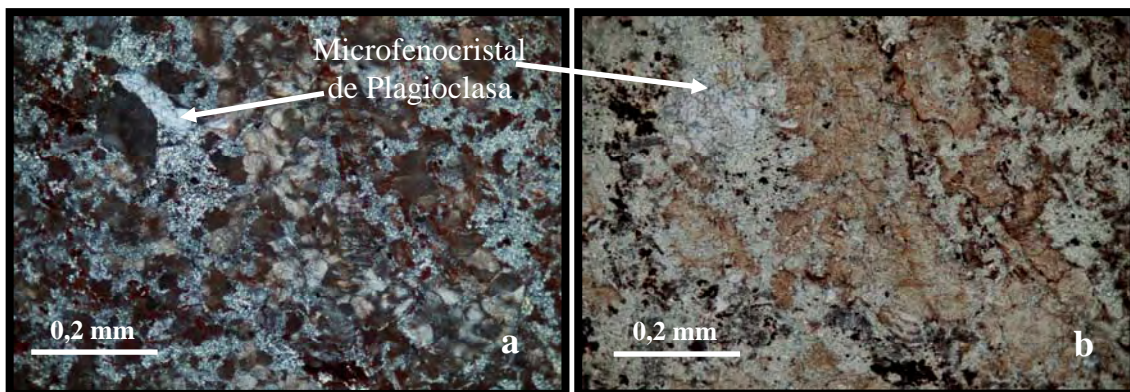


Fig. 3-51. (a) Microfenocristal de plagioclasa subhedral embebido en matriz félsica de grano fino y criptocristalina. Nx; (b) Matriz de grano fino cubierta por una fina película de óxido de hierro, junto a la matriz criptocristalina félsica de color claro. Nx. P-318.

Los microfenocristales de *plagioclasa (oligoclasa)* de hasta 0,15 mm, tienen forma que varía de subhedral a anhedral, embebidos en una matriz félsica de grano muy fino. Están transformados a sericita en un 15 % en promedio. Se presenta junto al *cuarzo* y al *feldespato potásico* en la matriz, en granos de 0,01 mm de tamaño promedio.

El *feldespato potásico* se presenta en diminutos cristales anhedrales, formando parte de la matriz. En general están transformados en un 15 %.

La *muscovita* se presenta en cristales de color de interferencia amarillo, dispersos en la matriz en granos de 0,01 mm de tamaño promedio.

La *sericita* es producto de transformación de la plagioclasa y el feldespato potásico, en pequeños cristales en forma de hojuelas.

La *hematita* se pueden apreciar en agregados glomerulo-cristalinos distribuidos irregularmente en la muestra (Fig. 3-51).

3.3.2.2. Riolita de La Segoviera

La roca es de color verde grisáceo (Fig. 3-52) a beige rojizo, de grano medio, con fractura subconcoidea y textura fluidal. Exhibe textura porfídica conformada por cristales subhedrales de plagioclasa de hasta 4 mm y fragmentos de cuarzo policristalino embebidos en una matriz félsica de grano fino. El color de meteorización es en tonos beige a rojizo, posiblemente debido a la caolinitización y al óxido de hierro. Una descripción más detallada del afloramiento P-301 se puede encontrar en el apéndice 9.B.



Fig. 3-52. Riolita de Segoviera. De color en tonos beige a rojizo por efectos de la meteorización. P-301.

Petrografía

La litología de esta unidad corresponde a riolita (Fig. 3-53) y la mineralogía de la muestra P-301 es la siguiente: 32% de cuarzo, 28% de plagioclasa, 34% de feldespato potásico, 3% de moscovita, 2% de hematita y 1% de magnetita. Exhibe vacuolas alargadas con bordes irregulares, no rellenas (Fig. 3-53b).

El *cuarzo* se presenta en cristales policristalinos subhedrales, distribuidos regularmente en la matriz, junto con el feldespato potásico y la plagioclasa. El tamaño promedio es de 0,01 mm.

La *plagioclasa (oligoclasa)* tiene forma anhedral y exhibe poca transformación a sericita. Se presenta en microfenocristales de hasta 0,4 mm de longitud y en diminutos cristales de hasta 0,01 mm de longitud los cuales forman parte de la matriz. Los bordes de los microfenocristales aparecen corroidos y en forma de bahía, con borde de reacción con la matriz (Fig. 3-53a).

El *feldespato potásico* tiene forma subhedral, esta transformado a sericita (25%) y tiene un tamaño promedio de 0,01 mm. Se presenta junto al cuarzo y la plagioclasa en la matriz formando aglomerados transformados a sericita.

La *sericita* se presenta como producto de transformación de la plagioclasa y el feldespato potásico, en pequeños cristales en forma de hojuelas formando paquetes granulares.

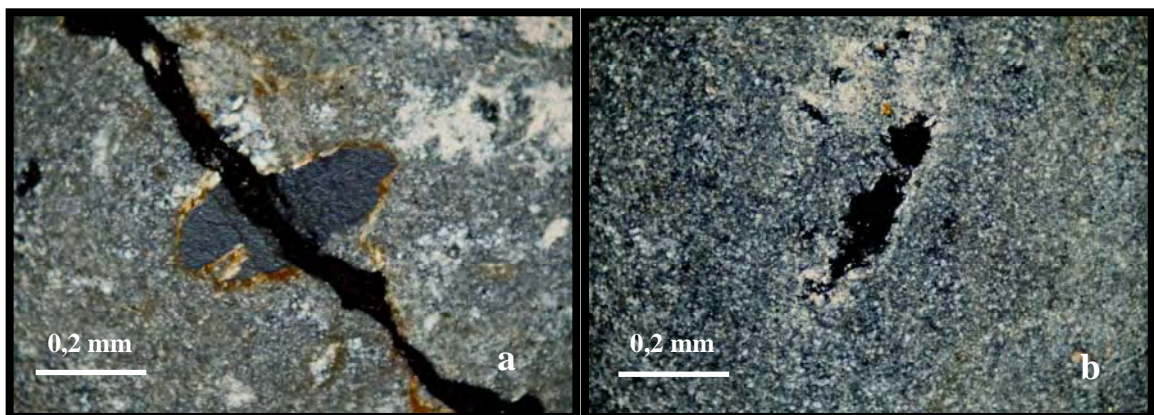


Fig. 3-53. (a) Cristal de plagioclasa anhedral con borde de reacción transformado a sericita. Nx.; (b) Vacuola de forma alargada y bordes irregulares. Nx. P-301.

Los minerales oscuros son la *hematita* y la *magnetita* que se presentan en forma subhedral a anhedral, distribuidos irregularmente en la muestra.

La clasificación de estas rocas se puede observar en la figura 3-54.

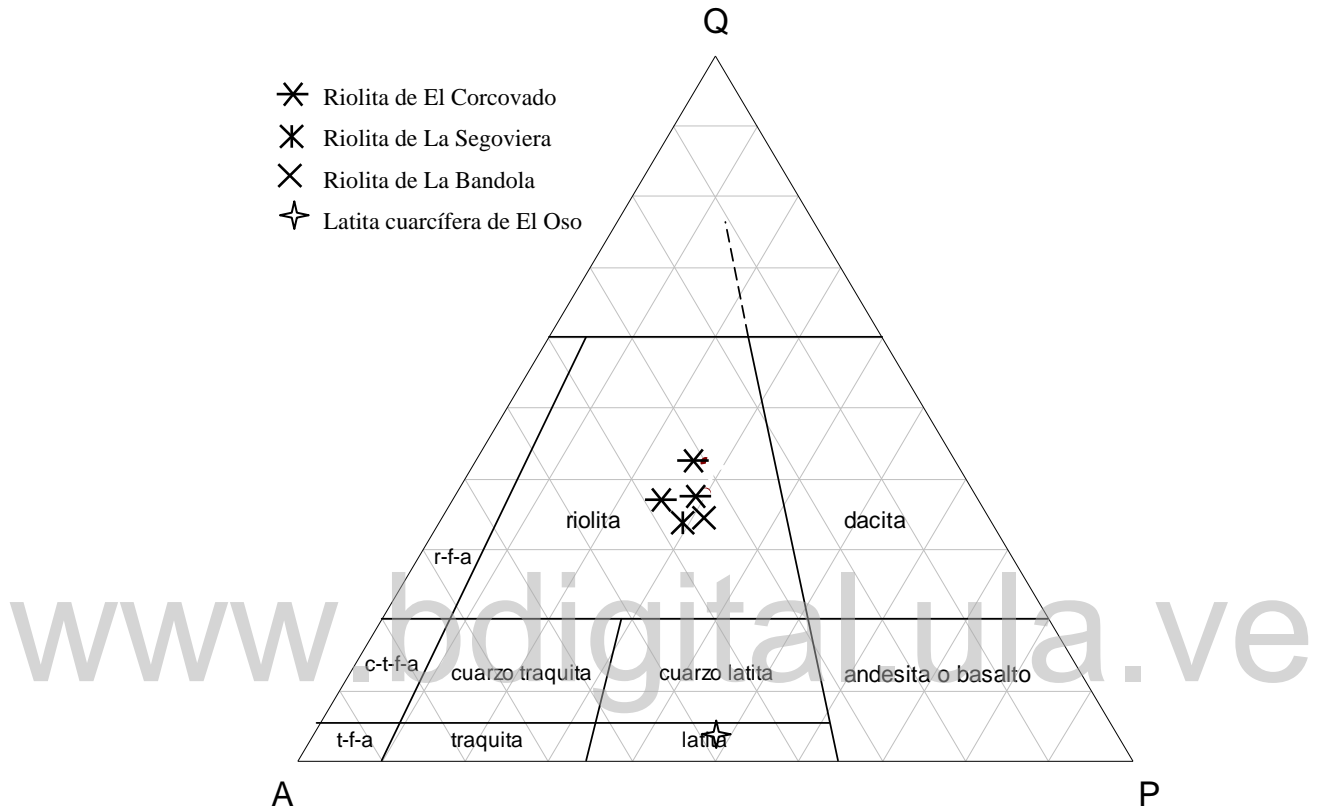


Fig. 3-54. Diagrama Q-A-P de clasificación de rocas volcánicas (LE BAS & STRECKEISEN 1991), mostrando la ubicación de las muestras de riolita y latita.

3.3.3. Interpretaciones petrográficas de las rocas volcánicas

3.3.3.1. Riolita de El Corcovado

Los fenocristales de cuarzo tienen forma bipiramidal lo que indica que estos cristalizaron a alta temperatura. Presentan bordes corroídos y en bahía por reacción con el líquido residual. El desequilibrio térmico/composicional es presumiblemente el causante de esta reacción.

La textura de reacción que presentan algunos fenocristales con la matriz, tales como la concentración de minerales diminutos alrededor de ortosa y cuarzo, podrían ser el resultado de una rápida disminución de la presión del magma acercándose a niveles más someros.

Algunos fenocristales de cuarzo presentan bordes en bahía, que podría tratarse de un rápido crecimiento de estos, lo que implicaría, que este envuelva porciones de matriz.

3.3.3.2. Riolita de La Segoviera

Las vacuolas que exhibe esta unidad son alargadas lo que implica un rápido ascenso en un magma a alta temperatura.

Los fenocristales de plagioclasa presentan bordes corroídos, redondeados y en bahía, debido a la rápida disminución de la presión en ascenso a la superficie. Los bordes de reacción con la matriz transformados a sericita, podrían también ser consecuencia de este mismo evento.

3.4. ROCAS METASEDIMENTARIAS

Las rocas metasedimentarias varían desde filita carbonácea gris, foliada; metalimolita filítica, silícea, micácea, gris verdosa, cuarcita y metalimolita gris-rojiza que corresponden a las siguientes unidades geológicas: Filita de Mireles y Asociación Metasedimentaria El Barbasco. Se encuentran agrupadas al oeste del pueblo El Baúl, en la parte central del macizo y están distribuidas por toda la región en forma de pequeñas colinas.

Debido a que esta unidad no es el objetivo principal del trabajo, sólo se analizaron unas pocas muestras de la Filita de Mireles y de la de la Asociación Metasedimentaria El Barbasco (Metapelita de Cerrajón, Metalimolita de Jobito, Cuarcita de Cañaote y Metaconglomerado de Cayetano).

3.4.1. Filita de Mireles

Extensión

Esta unidad aparece en afloramientos en pequeñas colinas en el noroeste y en la zona norte central del macizo. Las muestras fueron tomadas específicamente de afloramientos ubicados en el Cerro Mireles, ubicado en el extremo occidental de fila Las Guacamayas y cerros Los Descansaderos, ubicados hacia la parte nororiental de esa fila. La unidad se

ubica en las: Lamedero, 6543-III-SO; San Patricio, 6543-III-NO y Algodones, 6543-II-SO (Apéndice 9.F).

Contactos

No se observaron los contactos con otras unidades.

Descripción

La filita es carbonácea, foliada de aspecto pizarroso y microplegada, de color gris a gris verdoso, que meteoriza a crema rojizo, que varía a tintes rojos violáceos con horizontes de trilobites (Fig. 3-55a). Presenta manchas de forma oval que aparentan ser estructuras sedimentarias (Fig. 3-55b) o que también podría tratarse de efectos diagenéticos. Una descripción más detallada de los afloramientos se puede encontrar en el apéndice 9.B.



Fig. 3-55. (a) Filita mostrando restos de trilobites.; (b) Detalle de estructuras sedimentarias o efectos diagenéticos en filita. P-308.

Petrografía

La mineralogía se resume en la tabla 3-15.

Tabla 3-15. Composición mineralógica de la Filita de Mireles.

Muestra	Qtz	Chl	Ms	Hem	Grf	Matriz muy fina
P-306	30	30	5	22	1	12
P-308a	38	22	6	22	2	10
P-308b	28	35	3	14	1	19
P-309	32	25	12	20	1	10

En general la roca consiste en cristaloblastos de *clorita* y *moscovita* orientados en fábrica planar, intercalados con paquetes de *cuarzo* subhedral (Fig. 3-56a) lo que le da a la roca el aspecto foliado en bandas de diferente color.

El resto esta compuesto por agregados o concentraciones de óxidos de hierro (Fig. 3-56b) de color rojo o amarillento y de finos agregados de *grafito* regularmente distribuidos y concentrados a lo largo de planos de estratificación.

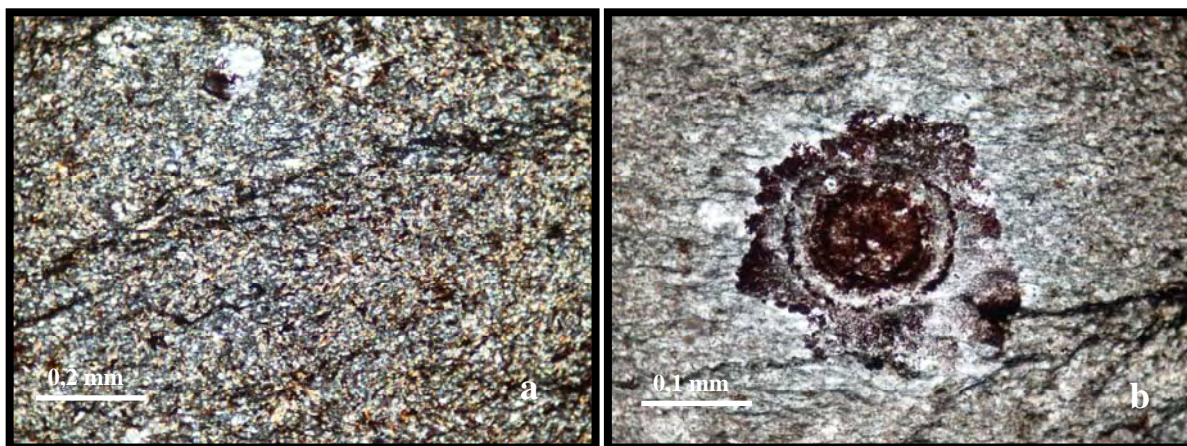


Fig. 3-56. (a) Textura granoblástica con cierta orientación de los granos. Nx; (b) Detalle de estructura sedimentaria o efecto diagenético. Nx. P-308b.

La *clorita* de color verde oscuro se presenta en pequeños granos de hábito hojoso, débil pleocroismo de color verde amarillento a verde claro. Su distribución esta en conjunto con la *moscovita*, *hematita* y la matriz fina no identificable.

Los efectos metamórficos en esta roca son: compactación media, disolución y transformación de minerales, posiblemente de *plagioclasa* a *sericita*. Debido a la fina granularidad de esta unidad, es difícil observar la *plagioclasa* original.

En vista del contenido de *sericita* se podría suponer que esta proviene de la transformación de *plagioclasa*. La matriz por ser muy fina, podría consistir en *caolinita*, *clorita* y *moscovita*.

3.4.2. Asociación Metasedimentaria El Barbasco

Extensión

Las rocas se hallan distribuidas tanto en extensos afloramientos como en forma de pequeñas colinas en toda la región. Los afloramientos se extienden desde las inmediaciones

de los cerros Barraguán y Galápagos, al noroeste del macizo, hasta el cerro Machado en el límite este y cerro Cayetano al sureste. Representan el 33% del área de las rocas que forman el macizo. Se ubica en las hojas: Algodones, 6543-II-SO; Cantilito, 6543-II-SE; El Galápagos, 6542-I-NE; Agropecuaria Los Araguañes, 6643-III-SO; Cerrillo, 6542-I-NO; Lamedero, 6543-III-SO; Segoviera, 6543-III-SE; El Baúl, 6542-IV-NE y San Patricio, 6543-III-NO (Apéndice 9.F). Se describieron cuatro unidades geológicas, ya que son las de interés en este estudio.

3.4.2.1. Metapelita de Cerrajón

Extensión

La muestra fue colectada en un afloramiento de la fila de Los Novillos, cerca del sector Ojo de Agua (Apéndice 9.F).

Contactos

No se observaron contactos con otras unidades.

Descripción

El tipo litológico observado se describirá como metapelita. La roca se presenta densa y con alto grado de meteorización, con colores que varían desde rojo violáceo, blanco verdoso a blanco crema (Fig. 3-57), meteorizando a color marrón rojizo y pardo verdoso.



Fig. 3-57. Metapelita cuarzo-feldespática moteada. P-283b.

La coloración violácea se acentúa en algunas áreas y se destaca un moteado blanco de unos 3 mm de diámetro. Esto es debido a la composición cuarzo feldespática combinado con de óxido de hierro. La textura es ligeramente foliada y lepidoblástica. Una descripción más detallada del afloramiento se puede encontrar en el apéndice 9.B.

La mineralogía de la muestra P-283b, que corresponde a una metapelita es la siguiente: 32% de cuarzo, 17% de clorita, 15% de moscovita, 8% de feldespato potásico, 8% de hematita, trazas de biotita y plagioclasa y 20% de matriz muy fina, haciendose difícil su identificación.

La metapelita presenta tamaño de grano entre 0,01 y 0,07 mm, muy pobremente escogida. Presenta textura anastomosada creada por la alineación planar de los filosilicatos junto con los paquetes de cuarzo. El predominio de estas rocas es de origen arcilloso.

El *cuarzo* es de tres tipos: policristalino plutónico y monocristalino metamórfico. Los contactos son longitudinales y suturados (Fig. 3-58) que en ocasiones presentan huellas de disolución. Se presentan en paquetes formando textura granoblástica, junto con los paquetes de minerales del tipo filosilicato.

El *feldespato potásico* se encuentra diseminado irregularmente en la roca. Es subhedral a anhedral y presenta bordes irregulares. Se encuentra transformado a sericita en un 20%.

La *plagioclasa* es *oligoclasa* de forma subhedral. Se presenta transformada a sericita en un 30% así como también exhibe maclas en la ley de la Albite.

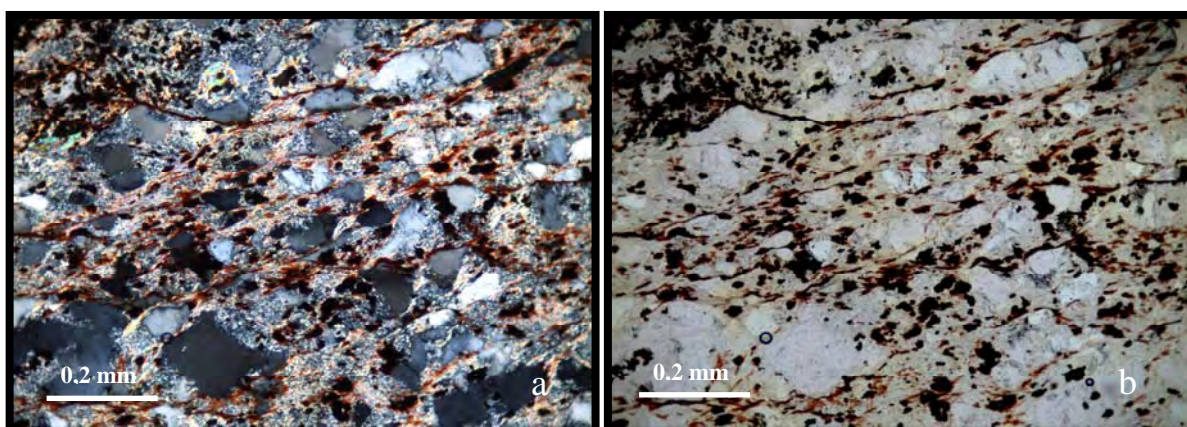


Fig. 3-58. Metapelita cuarzo-feldespática con textura granoblástica anastomosada. Nx (a) y Np (b). P-283b.

La *muscovita* detrítica se presenta en diminutos cristales alongados, subhedrales, dispersos regularmente en la roca. De color de interferencia amarillo rojizo.

La *clorita* es de naturaleza detrítica y de diagénesis muy avanzada, de color verde a azul berlín y se presenta en pequeños granos de hábito hojoso, con débil pleocroismo, que varía de color verde a verde azulado claro. Su distribución esta en conjunto con la muscovita, hematita y la matriz muy fina y es posiblemente producto de transformación de la biotita, esta última en trazas.

La *sericita* se presenta como producto de transformación de la plagioclasa y el feldespato potásico, en pequeños cristales en forma de hojuelas formando paquetes granulares.

La matriz muy fina, podría consistir de clorita y muscovita. Se presenta en paquetes lepidoblásticos compuestos por minerales, principalmente filosilicatos, que en ocasiones podrían estar junto a otros, como plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo.

Los efectos diagenéticos de esta roca son: compactación media, lo que se evidencia en algunos cristales de clorita y muscovita que aparecen en paquetes anastomosados; la disolución parcial de granos de cuarzo que se manifiesta por los bordes discontinuos e irregulares que presentan; la transformación de plagioclasa a sericita (30%) y posiblemente de la biotita a clorita, aunque es posible que esta última sea de origen detrítico.

3.4.2.2. Metalimolita de Jobito

Extensión

Las muestras estudiadas fueron colectadas en afloramientos del cerro El Guaical, cerca de Hato Piñero y entre los sectores de Cogollar y Mata de Agua, a 3 km de la entrada al Hato Piñero, vía El Baúl. (Apéndice 9.F).

Contactos

En los alrededores del hato El Socorro, en unos 20 m, se observó un cambio en la litología, entre la Metalimolita de Jobito y la Rioluta de La Bandola, no pudiéndose ubicar el contacto con exactitud ni determinar su naturaleza. En la región de Piñero, la

Metalimolita de Jobito está en contacto de falla con el Granito de Piñero (Punto de observación P-135) (Apéndice 9.B y 9.F).

Descripción

La metalimolita se presenta con alto grado de meteorización y colores que varían desde rojo violáceo, bermellón, blanco verdoso a blanco crema, meteorizando de color marrón rojizo a pardo verdoso. Presenta foliación debil. Una descripción más detallada del afloramiento se puede encontrar en el apéndice 9.B.

La litología de estas rocas corresponde a metalimolita. Son rocas con cuarzo microcristalino embebido en una matriz muy fina, que al microscópio se hace muy difícil de identificar.

Los tonos rojizos en la roca (Fig. 3-59) se originan por el alto contenido de óxido de hierro.



Fig. 3-59. Metalimolita de Jobito. P-114.

A nivel microscópico, la metalimolita presenta tamaño de grano entre 0,01 y 0,07 mm, es pobremente escogida y presenta una matriz muy fina, que junto con la hematita le da a la roca la tonalidad rojiza. Se observa la orientación de minerales tipo filosilicatos que forman textura planar.

El *cuarzo* presente en la muestra es de tres tipos: policristalino plutónico y monocristalino metamórfico. Presenta contactos longitudinales y levemente suturados así como bordes corroídos y en bahía. Forma paquetes lepidoblásticos anastomosados (Fig. 3-59) junto con la sericita y clorita, que en ocasiones presentan textura de crenulación.

La mineralogía se resume en la tabla 3-16.

Tabla 3-16. Composición mineralógica de la Metalimolita de Jobito.

Muestra	Qtz	Kfs	Pl	Chl	Ms	Hem	Bt	Matriz muy fina
P-114	33	0	<1	22	3	12	<1	30
P-115	34	5	1	7	0	15	<1	38
P-240	65	0	<1	8	0	7	0	20
P-299	35	0	<1	14	11	2	<1	38

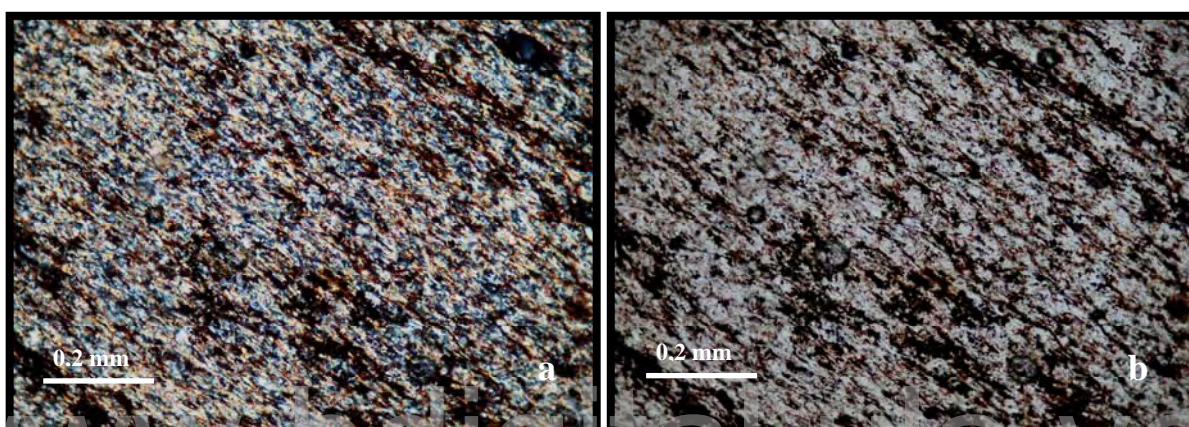


Fig. 3-60. Metalimolita con textura granolepidoblástica anastomosada. Nx(a) y Np (b). P-299.

El *feldespato potásico* de forma subhedral a anhedral, esta distribuido irregularmente y en cristales diminutos a través de toda la roca. Presenta transformación a sericita en un 30%.

La *plagioclasa* es *oligoclasa* de forma subhedral y con maclas de la ley Albita, se presenta transformada a sericita en un 30%.

La *clorita*, que podría provenir de una diagénesis muy avanzada, es de color verde oscuro y se presenta en pequeños granos de hábito hojoso. Tiene débil pleocroismo de color verde claro a oliva. Su distribución es principalmente intersticial y esta en conjunto con la muscovita, hematita y la matriz fina, formando paquetes granolepidoblásticos junto con el cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa.

La *muscovita* detrítica se presenta en diminutos cristales elongados subhedrales dispersos regularmente en la roca. De color de interferencia amarillo.

La *sericita* se presenta como producto de transformación de la plagioclasa y el feldespato potásico, en pequeños cristales, en forma de hojuelas, formando paquetes.

La matriz es fina y podría consistir en clorita y muscovita. Se presenta en paquetes lepidoblásticos compuestos por minerales, principalmente filosilicatos, que en ocasiones podrían estar junto a otros como plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo.

Los efectos diagenéticos de esta roca son: compactación media, lo que se evidencia en algunos cristales de clorita y moscovita, que aparecen en paquetes anastomosados; la disolución de granos de cuarzo que se manifiesta por los bordes discontinuos e irregulares que presentan; la transformación de plagioclasa a sericita (30%) y posiblemente de la biotita a clorita, aunque es más posible que esta última sea de origen detrítico.

3.4.2.3. Cuarcita de Cañaote

Extensión

Las muestras estudiadas fueron colectadas en afloramientos del Cerro Cayetano, a 1 km al sur de la hacienda de Hato Piñero (Apéndice 9.F).

Contactos

No se observaron contactos con otras unidades geológicas.

Descripción

La roca es densa y compacta, de color verde azulado, moteada en blanco (cuarzo microcristalino embebido en una matriz muy fina) que con la meteorización y el contenido de hematita, grada de color marrón rojizo a pardo verdoso violáceo (Fig. 3-61). Presenta débil foliación. Una descripción más detallada del afloramiento se puede encontrar en el apéndice 9.B.



Fig. 3-61. Cuarcita de Cañaote. P-251.

La litología corresponde a cuarcita. Presenta textura granoblástica y tamaño de grano entre 0,05 y 0,2 mm y es muy pobremente escogida (Fig. 3-62a). Son rocas con cuarzo microcristalino embebido en una matriz muy fina, difícil de identificar con el microscopio. La mineralogía se resume en la tabla 3-17.

El *cuarzo* es del tipo monocristalino y policristalino. Los contactos son longitudinales y levemente suturados. Se presentan en paquetes formando textura granoblástica.

Tabla 3-17. Composición mineralógica de la Cuarcita de Cañaote.

Muestra	Qtz	Kfs	Pl	Chl	Ms	Hem	Bt	Matriz no identificable
P-250	78	0	1	5	0	3	<1	12
P-251	68	6	<1	8	0	8	0	10
P-302	54	0	2	12	3	2	<1	27

El *feldespato potásico* subhedral a anhedral, se encuentra diseminado irregularmente en la roca y el tamaño de grano varía entre 0,07 y 0,1 mm. En general esta transformado a sericita en un 45%.

La *plagioclasa* es *oligoclasa* de forma subhedral. Se presenta transformada a sericita en un 10% así como también exhibe maclas de la ley Albita.

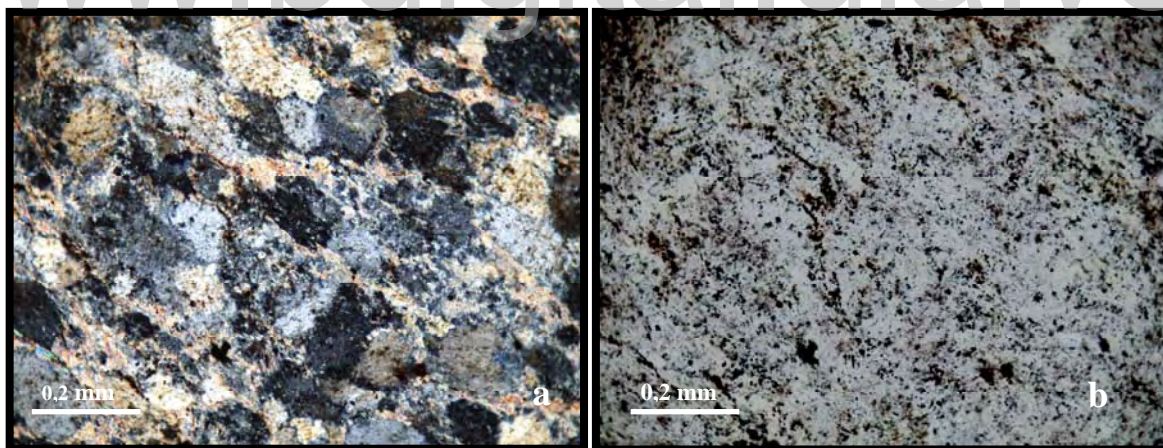


Fig. 3-62. Cuarcita de Cañaote. Se observa los filosilicatos distribuidos en paquetes irregulares. Nx (a) y Np (b). P-302.

La *clorita*, es de hábito hojoso y se presenta en pequeños granos, que podrían provenir de una diagénesis muy avanzada. El color varía de verde oscuro a azul berlín, con débil pleocroismo que gradúa del verde claro a oliva, hasta verde-azul. Su distribución es principalmente intersticial y esta en conjunto con la muscovita y la matriz muy fina,

formando paquetes lepidoblásticos, distribuidos irregularmente entre los paquetes de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa.

La *moscovita* es de origen detrítico y se presenta en diminutos cristales elongados subhedrales dispersos regularmente en la roca, en conjunto con la clorita. De color de interferencia amarillo a rojizo.

La *sericita* se presenta como producto de transformación de la plagioclasa y el feldespato potásico, en pequeños cristales en forma de hojuelas formando paquetes.

La matriz fina podría estar compuesta de filosilicatos (clorita y moscovita) los cuales se presenta en paquetes lepidoblásticos, distribuidos irregularmente, aunque tienden a seguir una dirección preferencial.

La compactación media se evidencia en algunos cristales de clorita y moscovita, que aparecen en paquetes anastomosados, mientras que el cuarzo, exhibe bordes discontinuos e irregulares. Por ultimo la presencia de clorita, podría estar relacionada con efectos diagenéticos muy avanzados.

3.4.2.4. Metaconglomerado de Cayetano

MARTÍN (1961) describe este metaconglomerado, pero no lo cartografía. Las muestras descritas en este trabajo, fueron colectadas como bloques sueltos en ladera, en el mismo sitio que MARTÍN (1961) indica, sin embargo no se ubicaron los afloramientos. Al no ser cartografiable, no puede ser identificable como unidad, por lo tanto se debe invalidar su nombre.

Extensión

Las muestras estudiadas, fueron colectadas en las faldas del flanco nororiental del cerro más alto de los cerros de Cayetano, los cuales se ubican, a 1 km al sur de la hacienda de Hato Piñero (Apéndice 9.F).

Contactos

No se observaron contactos con otras unidades geológicas.

Descripción

El metaconglomerado lítico es una roca de color verde grisáceo, foliada, compuesta por fragmentos de cuarzo de hasta 1,5 cm de diámetro, con matriz intersticial muy fina, la cual esta combinada con granos de cuarzo intersticial de menor tamaño. La roca es compacta de color blanco a rojizo y verde azulado, que con la meteorización y el contenido de hematita, grada de color marrón claro a rojizo y pardo verdoso violáceo (Fig. 3-63).



Fig. 3-63. Metaconglomerado de Cayetano. Se observa la matriz rojiza, distribuida irregularmente. P-319.

Presenta foliación incipiente. Una descripción más detallada del afloramiento se puede encontrar en el apéndice 9.B.

Los clastos de *cuarzo* son monocristalinos en donde los contactos son longitudinales, levemente suturados (Fig. 3-64) y forma subredondeada. En ocasiones se presentan algo deformados con extinción ondulatoria, en forma de lamelas.

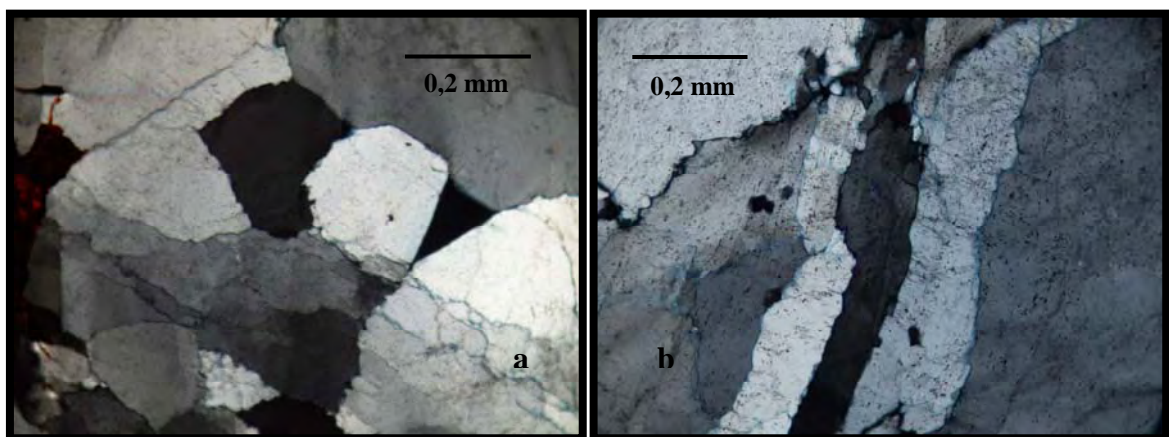


Fig. 3-64. (a) Cuarzo monocristalino con extinción ondulatoria. (b) Fragmentos alargados de cuarzo, producidos por compactación. Nx. P-319.

La matriz, de grano fino a medio, podría consistir en concentraciones cuarzo-feldespático-micáceo-epidótico, la cual se distribuye irregularmente en la roca.

3.4.3. Interpretaciones petrográficas de las rocas metasedimentarias

De acuerdo al análisis petrográfico, es evidente que este grupo de rocas fue sometido a un metamorfismo regional de muy bajo grado a bajo grado y de esta manera, se podría establecer una asociación mineralógica original probable, la cual estaría formada por los minerales: cuarzo – Albita – muscovita – clorita, lo que podría corresponder a una facies metamórfica del esquisto verde, subfacies de la clorita o alguna facies sub-esquisto verde. Por tanto se establecen unas probables condiciones que fueron alcanzadas para esta unidad, en donde la temperatura podría haber variado entre 150 y 250 °C, con una baja presión correspondiente a una profundidad de soterramiento menor de 8 km. La alta meteorización y la fina granulometría impiden por métodos petrográficos convencionales avanzar en este aspecto. Probablemente con estudios detallados por difracción de rayos x, se puede en el futuro, investigar mas en el tema.

3.5. SEDIMENTOS ALUVIALES

Los depósitos cuaternarios se encuentran en forma de rampa (ladera-rampa) y depósitos coluviales (rampa coluvial) en los principales trayectos o recorridos de las quebradas que rodean y cruzan el macizo.

4. GEOQUÍMICA

4.1. GENERALIDADES

La concentración de los elementos mayoritarios en un magma, tienen mucha influencia en la cristalización del fundido y controlan su viscosidad y la mineralogía de la roca. Los componentes minoritarios sustituyen parcialmente los mayoritarios y a veces llegan a formar fases propias generando los minerales accesorios, mientras que los elementos traza son muy diluidos para formar fases minerales propias, por lo que ellos sólo sustituyen en pequeñas proporciones, a los minoritarios y mayoritarios en los minerales.

La concentración de los componentes mayoritarios en las rocas ígneas, se expresa como óxido, y usualmente se presentan en porcentaje en peso.

Para las interpretaciones petrológicas de rocas graníticas, se usan principalmente los componentes mayoritarios, mediante el uso de los diagramas de variación tipo HARKER (1909).

En el presente estudio, se realizaron análisis químicos de roca total a 30 muestras, correspondientes a las siguientes unidades: Granito de Mogote (GM), Granito de Mata Oscura (GO1 y GO2), Granito de Piñero (GP), Sienita (S), diques de diorita (Dr) y diabasa (Db), Riolita de La Segoviera (RS) y Riolita de El Corcovado (RC). Las muestras pesaron entre 1 y 1,5 kg, siendo trituradas y pulverizadas hasta un tamaño de 63 micrones, en un equipo Shatterbox con cápsula de carburo de tungsteno en los laboratorios del ICT-UCV en Caracas. Posteriormente, fueron enviadas a las instalaciones de Activation Laboratories LTD (ACTLABS) en Ontario, Canadá. Allí fueron analizadas con un equipo Spectro Cirros ICP (plasma inductivamente acoplado) (Apéndice 9D). Se determinaron los componentes mayoritarios y algunos elementos trazas: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , V, Co, Zn y Ba, y la suma total se ubicó entre 98,5 % y 101 %.

Otros elementos trazas fueron determinados por espectrometría de masa con plasma inductivamente acoplada (ICP-MS) (Apéndice 9D) e incluyen: As, Ce, Cs, Cr, Eu, Ga, Gd, Hf, La, Lu, Nb, Nd, Pb, Rb, Sb, Sc, Sm, Sr, Ta, Tb, Th, Tm, U, V, Y, Yb, y Zn. Para la preparación de las muestras y el procedimiento analítico, se siguieron los métodos descritos por Qi *et al.* (2000). Los resultados de estos análisis están indicados en las tablas 9E-1 y 9E-2 (Apéndice 9E).

Tabla 4.1 Resumen de la composición química de cada unidad.

Elemento/ Componente	Granito de Mata Oscura (GO1) (n=4)			Granito de Mata Oscura (GO1) (n=3)			Granito de Piñero (n=6)			Granito de Mogote (n=3)			Sienita (n=5)			Diques de diorita y diabasa (n=6)		
	Prom.	Máx.	Mín.	Prom.	Máx.	Mín.	Prom.	Máx.	Mín.	Prom.	Máx.	Mín.	Prom.	Máx.	Mín.	Prom.	Máx.	Mín.
SiO ₂	74,76	75,32	74,21	66,90	68,22	65,59	76,03	76,6	75,46	69,67	71,6	67,6	62,96	64,35	61,57	51,0	54,90	47,2
Al ₂ O ₃	12,71	12,99	12,44	14,90	15,33	14,48	12,5	13,91	11,26	14,54	15,12	13,9	15,8	16,63	15,04	14,7	16,20	13
Fe ₂ O ₃ (T)	1,76	1,97	1,55	4,21	4,97	3,46	2,55	3,58	1,52	4,33	4,90	3,67	6,79	7,29	6,29	9,20	12,40	5,90
MnO	0,02	0,024	0,016	0,078	0,08	0,077	0,02	0,03	0,01	0,07	0,08	0,06	0,33	0,40	0,10	0,10	0,20	0,10
MgO	0,11	0,12	0,10	0,65	0,97	0,33	0,09	0,11	0,07	1,20	1,31	1,02	0,09	0,11	0,08	3,50	5,90	1,20
CaO	0,54	0,62	0,46	1,69	2,25	1,13	0,10	0,24	0,05	1,30	1,43	1,28	0,10	0,17	0,04	6,70	10,50	2,90
Na ₂ O	3,63	3,77	3,49	4,33	4,44	4,22	3,19	3,83	2,55	2,90	3,28	2,65	5,0	5,18	4,80	3,40	4,50	2,40
K ₂ O	5,26	5,35	5,17	5,41	5,73	5,10	5,5	5,89	5,26	4,14	4,41	3,80	5,60	5,60	5,63	2,90	4,30	1,60
TiO ₂	0,161	0,165	0,158	0,67	0,967	0,377	0,12	0,20	0,10	0,60	0,60	0,50	0,50	0,60	0,50	2,90	4,50	1,20
P ₂ O ₅	0,045	0,04	0,03	0,18	0,27	0,10	0,04	0,06	0,03	0,19	0,20	0,19	0,10	0,17	0,03	0,70	1,0	0,40
PAR	0,98	1,13	0,83	0,75	0,87	0,63	1,10	1,40	0,80	1,46	2,20	0,72	2,07	2,73	1,41	1,60	2,30	0,80
Total	99,70	99,81	99,60	99,7	100,6	98,96	99,92	100,7	99,14	100	100,9	99,2	99,4	100,2	98,6	100,4	101	99,8
Elementos trazas																		
Ba	108	112	104	130,5	150	111	84	126	42	246	311	180	102	170	33	418	495	341
Sr	40,5	43	38	60	62	58	30,5	52	9	67	76	58	13	20	6	431	528	334
Y	78	83	73	73	87	59	30	104	45	68	83	52	115	155	75	42	62	21
Sc	3	4	2	6,5	7	6	12	2	1	18	24	11	3	4	2	19	30	8
Zr	213	228	198	450,5	637	264	275	354	197	247	262	232	1044	1291	796	197	269	124
Be	8	10	6	7,5	10	5	10	18	1	4	4	3	13	15	10	4,5	7	2
V	6,5	8,0	5,0	30,5	49	12	5	5	5	49	56	41	--	--	--	213	357	68
Cr	14	14	14	--	--	--	14	14	14	32	32	30	--	--	--	72	135	9
Co	32,45	46,0	18,9	36,9	61,2	12,6	38	61	14	1146	2210	82	20	31	9	43	54	33
Zn	130	130	130	--	--	--	110	110	110	80	80	80	--	--	--	--	--	--
Ga	34	34	34	--	--	--	29	29	29	23	23	23	--	--	--	--	--	--
Ge	2	2	2	--	--	--	2	2	2	2	2	2	--	--	--	--	--	--
As	2,4	2,4	2,4	--	--	--	2,3	2,3	2,3	--	--	--	4	5	3	7	7	6
Rb	348	399	297	297,5	324	271	513	594	432	303	340	267	283	351	216	125	198	52

Tabla 4.1. (continuación)

Nb	133	133	133	--	--	--	78	78	78	20	20	20	--	--	--	--	--	--
Mo	15,15	15,3	15,0	10,8	16,2	5,4	64	65	64	32	48	16	-1	-1	-1	5	5	5
Ag	0,7	0,7	0,7	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Sn	6	6	6	--	--	--	25	25	25	4	4	4	--	--	--	--	--	--
Sb	--	--	--	--	--	--	0,45	0,45	0,45	--	--	--	--	--	--	0,7	0,8	0,7
Cs	7,15	9,8	4,5	7,2	10,8	3,6	5	4	6	19	20	18	4	4	4	9	15	3
Hf	9,35	9,9	8,8	13,05	15,3	10,8	12	17	8	8	9	7	28	39	17	12	7	5
Ta	7,785	9,9	5,67	6,36	6,93	5,85	14	20	7	7	8	5	14	19	9	6	9	3
W	557	557	557	--	--	--	510	510	510	851	851	851	--	--	--	--	--	--
Tl	2	2,0	2,0	--	--	--	3	3	3	2	2	2	--	--	--	--	--	--
Pb	25	25	25	--	--	--	22	22	22	23	23	23	--	--	--	--	--	--
Th	76,5	98	55	63,7	72,52	54,88	117	137	98	28	34	21	64	80	48	20	34	5
U	23,1	30	16,2	14,43	14,57	14,3	29	36	21	7	8	5	17	22	12	7	10	3
Elementos de tierras raras																		
La	79,2	90	68,4	151,2	234	68,4	97	140	55	36	37	36	439	799	80	51	66	36
Ce	153	171	135	270	414	126	162	212	113	83	85	82	719	1360	78	112	90	135
Pr	15,3	15,3	15,3	--	--	--	--	--	--	10,5	10,5	10,5	--	--	--	--	--	--
Nd	38,2	49,4	27,0	73,35	117	29,7	46	71	22	34	40	29	186	315	57	27	29	25
Sm	9,675	10,8	8,55	16,2	22,5	9,9	9	19	4	8	9	8	35	58	12	7	11	3
Eu	0,51	0,63	0,39	1,215	1,53	0,9	0,5	0,9	0,2	0,8	0,9	0,7	2	2	1	2	4	1
Gd	8,5	8,5	8,5	--	--	--	4,2	4,2	4,2	7,8	7,8	7,8	--	--	--	--	--	--
Tb	2,655	3,51	1,8	2,79	3,42	2,16	3	6	1	8	16	1	4	7	2	1	1	1
Dy	11,9	11,9	11,9	--	--	--	7,4	7,4	7,4	9,7	9,7	9,7	--	--	--	--	--	--
Ho	2,5	2,5	2,5	--	--	--	1,6	1,6	1,6	1,9	1,9	1,9	--	--	--	--	--	--
Er	7,8	7,8	7,8	--	--	--	5,5	5,5	5,5	5,8	5,8	5,8	--	--	--	--	--	--
Tm	1,28	1,28	1,28	--	--	--	0,95	0,95	0,95	0,8	0,8	0,8	--	--	--	--	--	--
Yb	7,695	8,1	7,29	6,21	7,02	5,4	8,2	12,2	4	6	7	5	11	15	7	2	3	1
Lu	1,16	1,27	1,05	1,065	1,29	0,84	1,2	2,2	0,7	0,9	1,05	0,7	2	2	1	0,4	0,5	0

9.E) y un resumen con los promedios, se puede ver en la tabla 4-1. La mayoría tienen bajos valores de pérdida al rojo (PAR), reflejando la baja alteración de las rocas, tomando en cuenta que los valores mayores al 3 o 4% no deberían ser utilizados debido a que reflejan una muy alta alteración de las rocas.

Una tabla resumen (9.E-4) de todos los diagramas usados se puede ver en el anexo 9.E.

La normalización se lleva a cabo dividiendo cada una de las concentraciones de los elementos, obtenidos mediante análisis químicos de roca total, entre las concentraciones de los elementos provenientes de muestras del manto primitivo o del condrito, según sea el caso.

La mayoría de los gráficos y diagramas de clasificación, se lograron construir con ayuda del programa Geoplot (ZHOU & LI 2005).

4.2. GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS GRANITOIDES

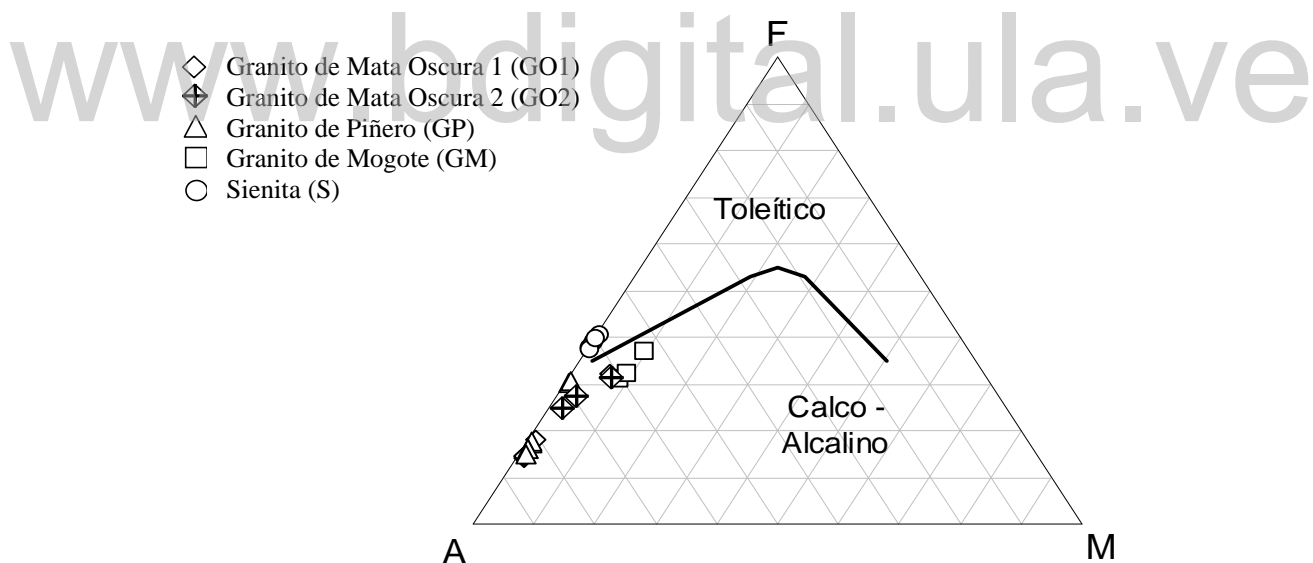
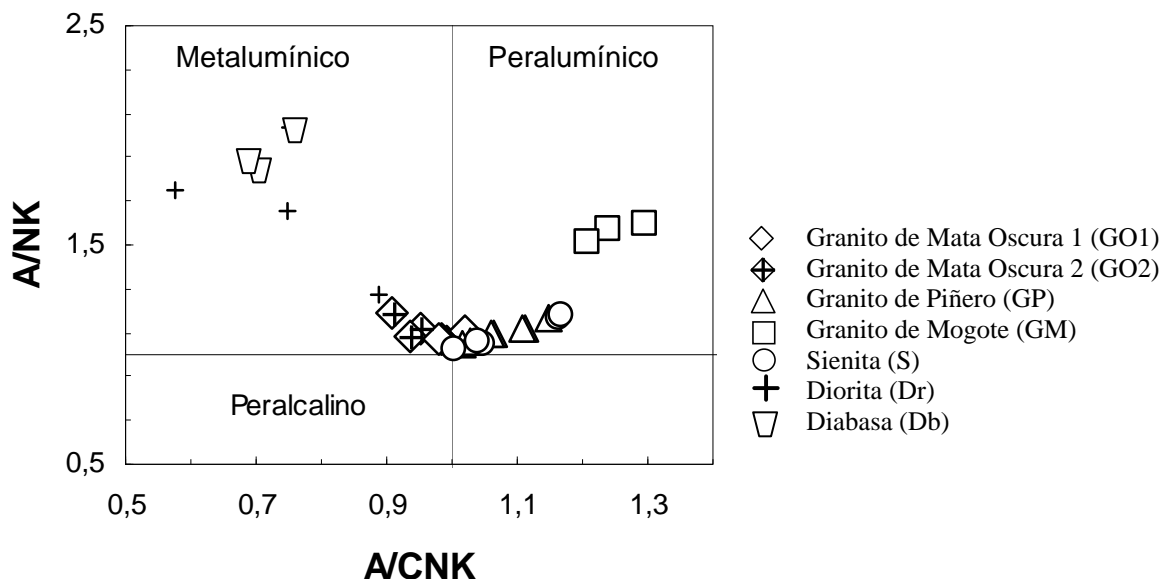
En esta sección se discutirán los resultados de los análisis químicos en referencia a distintos diagramas de clasificación para visualizar las diferencias y semejanzas entre las unidades y permitir interpretaciones petrológicas.

4.2.1. Componentes mayoritarios.

En el gráfico (Fig. 4-1) de índice de saturación de alúmina (ASI) de SHAND (1947), para los granitoides, sienita y diques de diorita y diabasa de El Baúl, se observa que las muestras GO1, son peraluminicas ligeramente metaluminicas y las de GO2 son metaluminicas. Los diques Dr y Db son altamente metaluminicos. Las muestras correspondientes a GP y S, son peraluminicas mientras que las de GM son altamente peraluminicas.

Las muestras correspondientes a GO1, GO2, GP y S tienen un $A/CNK > 1,0$, mientras que GM, Dr y Db $> 1,1$ (Fig. 4-1). Las tres muestras P-44, P-45 y P-58 (GO2) son las más metaluminicas.

El diagrama AFM (Fig. 4-2), muestra el empobrecimiento en hierro y enriquecimiento en álcalis (tendencia calco-alkalina) para el grupo de granitoides en general. Las muestras GP y GO1 son más enriquecidas en álcalis que las de GO2.



En los diagramas de variación Harker (Fig. 4-3), se puede observar que GO1 tiene moderada concentración de Al_2O_3 (12,44-15,33%), Na_2O (3,49-4,44%) y alto concentración de K_2O (5,17-5,73%) dando bajas relaciones $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (0,65 – 0,87%). La concentración de $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$ (1,55 – 4,97%), CaO (0,46 – 2,25%), TiO_2 (0,15 – 0,96%) y MgO (0,3 – 0,97%)

es baja y se encuentra en un rango estrecho. Las muestras de GO2, están ubicados hacia la parte medio extrema del diagrama y tienen una concentración de $\text{SiO}_2 < 68 \%$, mientras que GO1, junto con GP, se ubican en el otro extremo, que en conjunto, forman una evolución lineal (Fig. 4-3).

GP tiene moderada concentración de Al_2O_3 (11,26-13,91), Na_2O (2,55-3,9) y alta concentración de K_2O (5,29-5,89) dando bajas relaciones $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (0,46 – 0,70). La concentración de Fe_2O_3 t (1,52 – 3,58) y CaO (0,05 – 0,24) es baja y variable mientras que la concentración de TiO_2 (0,16 – 0,23) y MgO (0,07 – 0,11) son bajos y se encuentran en un rango amplio. Las muestras de GP se ubican en el otro extremo de GM y GO2, que en conjunto forman una evolución lineal.

GM tiene moderada concentración de Al_2O_3 (13,96-15,12), Na_2O (2,65-3,28) y concentración medio de K_2O (3,88-4,5) dando bajas relaciones $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (0,59-0,85). La concentración de Fe_2O_3 t (3,67-4,99), CaO (1,2-1,4), TiO_2 (0,53-0,67) y MgO (1-1,3) es medio y se encuentran en un rango amplio. Las muestras de GM, se ubican en el otro extremo de las GP y GO1, que en conjunto forman una evolución lineal (Fig. 4-3). Esto sugiere comagmatismo pero es algo puramente casual, dado que son de orogénesis distintas.

Todas estas muestras exhiben significante correlación negativa de Al_2O_3 , MgO , CaO , TiO_2 y Fe_2O_3 t, pero correlación positiva de $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ con la SiO_2 . (Fig. 4-3).

Los diagramas Harker indican que GP y GO provienen de un magma mas evolucionado en relación a GM. La dispersión de los valores en el diagrama Harker SiO_2 contra K_2O puede también ser debido a la alteración hidrotermal, aunque el bajo grado de metamorfismo o la meteorización podrían también ser responsables (OPIYO-AKECH *et al.* 1999).

Para S, la concentración de SiO_2 es de 61,57 a 64,35, $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$, Fe_2O_3 es de 6,29 a 7,29, MgO de 0,08 a 0,1, TiO_2 de 0,52 a 0,60 y P_2O_5 de 0,03 a 0,17. En los diagramas Harker, las muestras (Fig. 4-3) exhiben correlación negativa de Al_2O_3 y MnO pero correlación positiva de MgO , CaO , TiO_2 , Fe_2O_3 t y de $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ con respecto a la SiO_2 .

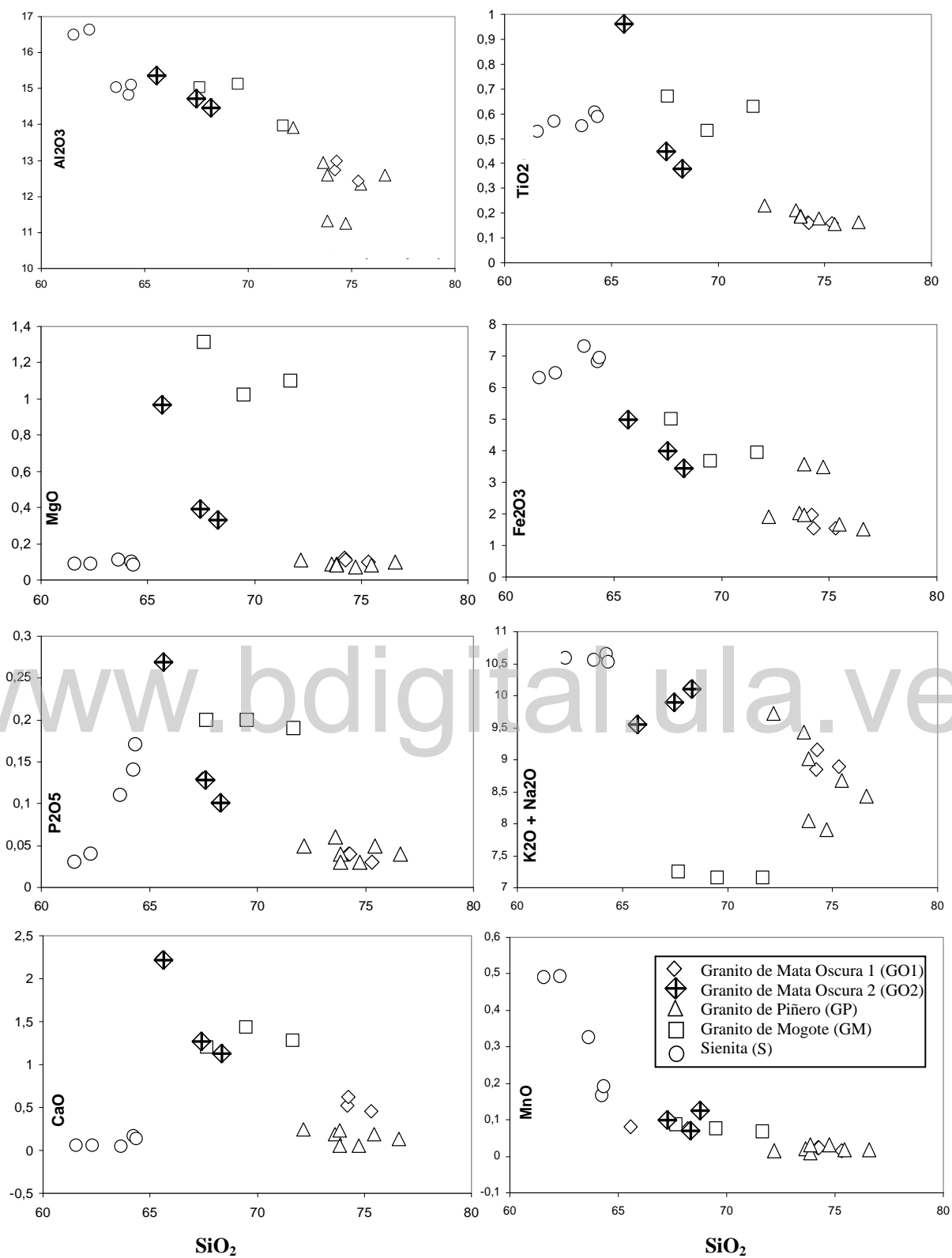


Fig. 4-3. Diagrama de variación de elementos mayoritarios, para GM, GO1, GO2, GP y S (HARKER 1909).

- La tendencia observada para GM, GP, GO1 y GO2 en el diagrama TAS de la figura 4-4, es sub-alkalina y alkalina para S, mientras que en el diagrama TAS de la figura 4-5, GM se ubica en el campo de la serie subalkalina (monzogranito), al igual que algunas muestras de GP, mientras que el resto caen en el área de la serie alcalina (GO1, GO2, GP, S, Db y Dr).

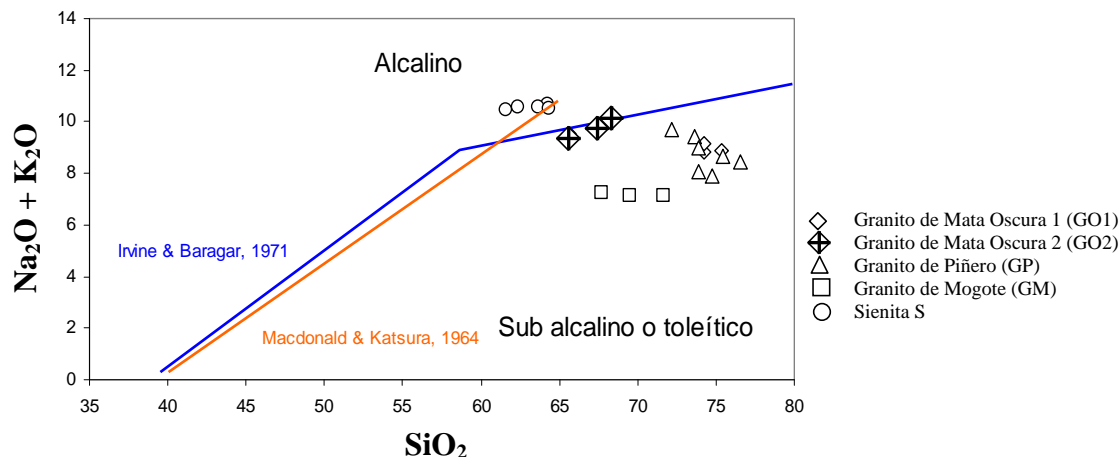


Fig. 4-4. Diagrama TAS, indicando que GM, GP y GO1 caen en el campo subalkalino, mientras que GO2 y S están en los límites (HARKER 1909).

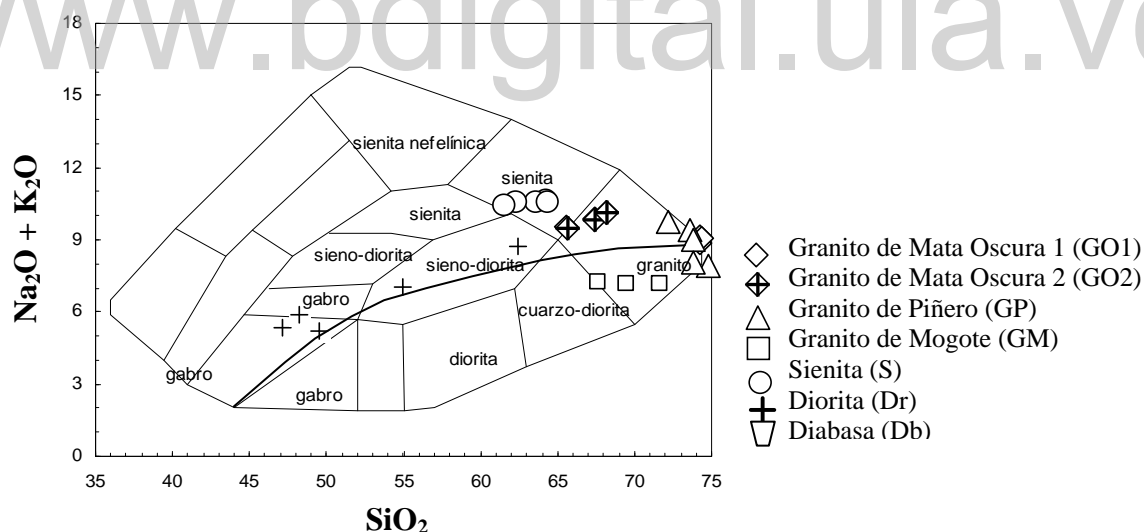


Fig. 4-5. Diagrama TAS, mostrando que GM cae en el campo sub-alkalino, junto con algunas muestras de GP. El resto del grupo está en el campo alcalino (COX *et al.* 1979).

- La figura 4-6 muestra el límite entre rocas “ferro” y “magnesiano” y se puede observar que todo el grupo de rocas, tienen una alta relación $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ respecto con la SiO_2 y se ubican en el área “ferro”, mientras que para GM, la relación es menor y se ubica en el área “magnesiano”, posiblemente por asimilación y contaminación de rocas máficas. Los

valores de las muestras de sienita (S) en los diagramas de las figuras 4-4, 4-5, y 4-7, muestran que ésta es de naturaleza alcalina, con valores entre 10 y 11 % de álcalis.

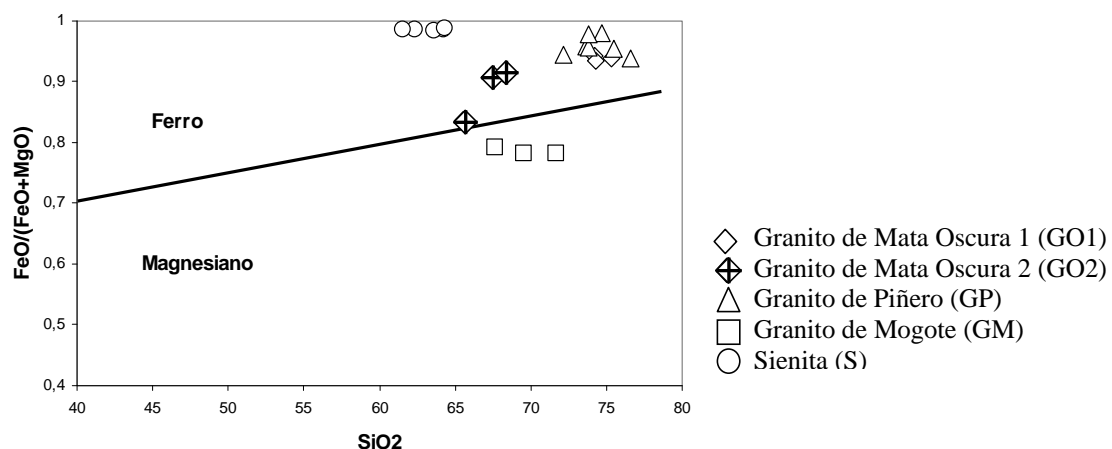


Fig. 4-6. En este diagrama se puede observar que todo el grupo de granitoides, caen en el campo “ferro”, con excepción de GM (MIYASHIRO 1970).

- En el diagrama de la figura 4-7, se puede observar la tendencia evolucionada del grupo de rocas de GO1 en el campo alcalino-cálcico y GP que cruza y abarca el campo alcalino-cálcico y calco-alcalino, así como S y GO2 en el campo alcalino.

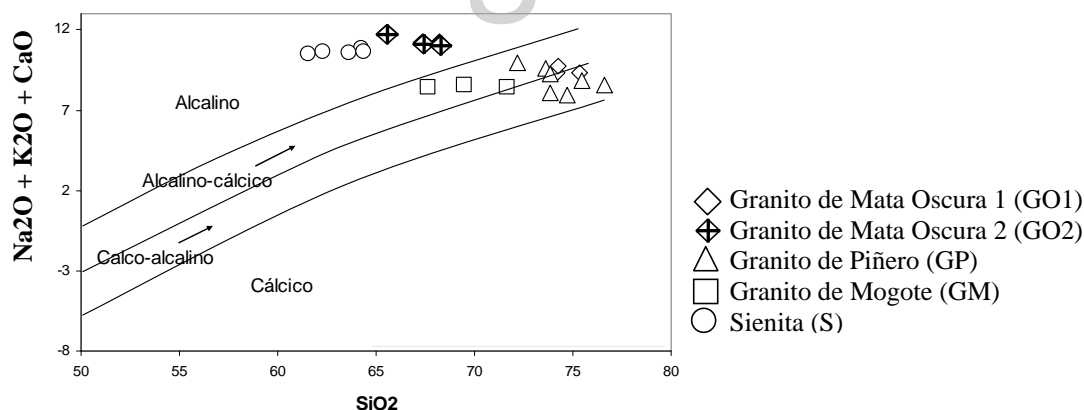


Fig. 4-7. Índice modificado álcali-cálcico mostrando al grupo de rocas granitoides. GM cae en el campo alcalino-cálcico, mientras que GP y GO1 abarcan los campos alcalino-cálcico y calco-alcalino. GO2 y S se ubican en el campo alcalino (FROST *et al.* 2001).

Diorita y Diabasa

- Los valores en el diagrama AFM de la figura 4-8, muestra que los diques de diabasa son menos diferenciados y de tendencia toleítica mientras que los de diorita son mas diferenciados.

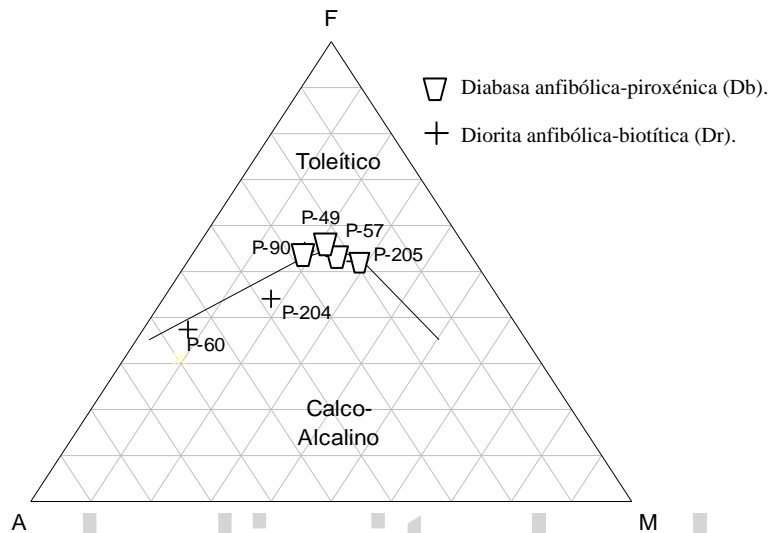


Fig. 4-8. Diagrama AFM indicando como varia el enriquecimiento en FeO para el grupo de diques máficos (Tomado de WILSON 1989).

La concentraciones en Db son: de 49,5 a 48,18 de SiO₂; 16,27 a 13,02 de Al₂O₃; 12,48 a 11,78 de Fe₂O₃; 8,37 a 7,29 de CaO; 4,53 a 2,92 de TiO₂; 5,59 a 3,94 de MgO; 55,8 a 48,6 de Cr; 2,08 a 1,56 de K₂O; 4,33 a 3,16 de Na₂O y 0,59 a 0,39 de P₂O₅, mientras que en la Dr son de 62,44 a 45,74 de SiO₂; 18,58 a 15,28 de Al₂O₃; 10,86 a 5,89 de Fe₂O₃; 10,51 a 2,87 de CaO; 2,66 a 1,17 de TiO₂; 5,87 a 1,18 de MgO; 135 a 53,1 de Cr; 4,31 a 1,66 de K₂O; 4,45 a 2,44 de Na₂O y 0,46 a 0,39 de P₂O₅, dando en general, relaciones medias Na₂O/ K₂O (1-2.7 %). (Tabla 9E-2, apéndice 9.E)

Los concentraciones de Fe₂O₃ y TiO₂ se ven reflejados petrográficamente en muestras de roca (como esa el caso de la muestra P-49, que tiene 4,5 % de TiO₂), con minerales como titanita e ilmenita.

- En los diagramas (Fig. 4-9) de variación HARKER (1909), se observa que P-205, P-57, P-49 y P-90 (diabasa) están ubicadas hacia la parte medio extrema del diagrama, y

probablemente representan un primer pulso magmático, mientras que P-204 y P-60 (diorita) se ubican en el otro extremo, representando otro más joven y más félsico.

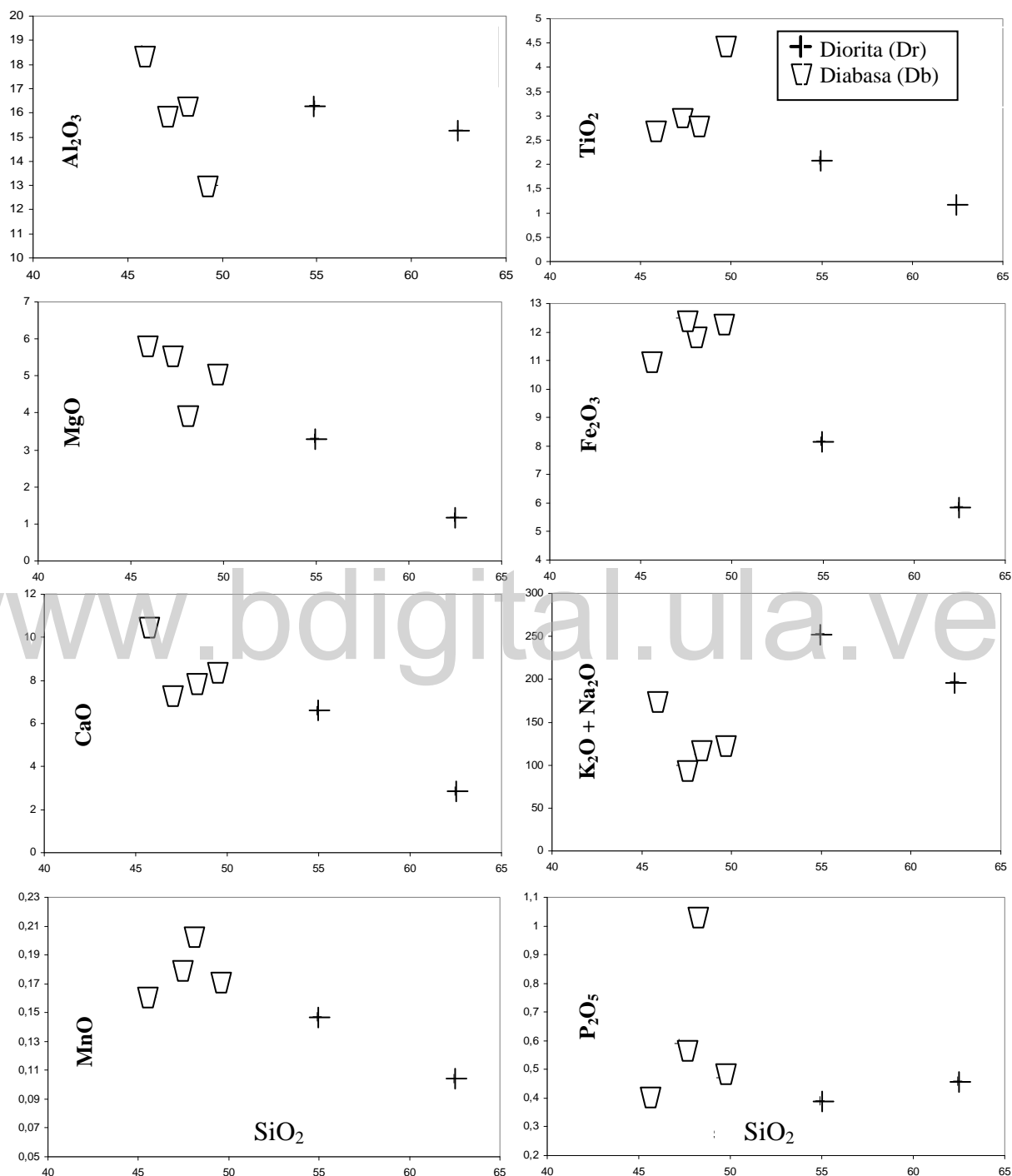


Fig. 4-9. Diagramas de variación de óxidos, para los diques de diabasa-diorita. Todos los diagramas muestran dos grupos, con una tendencia evolutiva de probable cristalización fraccionada (HARKER 1909).

Las muestras de diabasa, muestran enriquecimiento en hierro (tendencia toleítica), mientras que las de diorita son las menos enriquecidas en hierro con una tendencia calco-alcalina.

4.2.2. Resumen del comportamiento de los elementos mayoritarios, para los cuerpos granitoides y diques de diabasa y diorita.

A continuación se plantea una síntesis de los resultados e interpretaciones de las características geoquímicas de las unidades, basadas en los componentes mayoritarios, cuyos resultados se resumen en la tabla 4-2.

Las tendencias observadas en los diagramas de variación de componentes mayoritarios muestran (con excepción del Na_2O y K_2O , los cuales exhiben un comportamiento disperso), que todos los óxidos evolucionan negativamente con respecto al SiO_2 , lo que sugiere una afinidad de los elementos con el magma. GO2, GM y S corresponden a un magma menos evolucionado en comparación con GP y GO1. Además, el bajo contenido de Cr en GO1 y GP sugiere, que estas unidades son derivados de un magma altamente evolucionado.

Db corresponde a un magma menos evolucionado y fraccionado en comparación con Dr. Sin embargo, se interpreta que forman parte de la una misma serie de diferenciación magmática debido a que las muestras definen una línea de descenso.

Con base en la clasificación alfabética de granitoides de WHITE (1979), CHAPPELL & WHITE (1974) quienes afirman que:

- Los granitos tipo S son relativamente bajos en Na_2O ($<3,2\%$), con una relación $\text{A/CNK} > 1,1$ y $< 1\%$ de corindón normativo.
- Los granitos tipo I tienen concentraciones $>$ de $3,2\%$ de Na_2O , una relación $\text{A/CNK} < 1,1$, diópsido normativo o $< 1\%$ de corindón normativo.

Con las características resumidas de la tabla 4-2, lo anteriormente expuesto y la petrografía (GM con granate; GP y GO con hornblenda), se sugiere que la fuente magmática para GM, fue de origen metasedimentario, e ígneo para el resto del grupo de granitoides

Tabla 4-2. Característica geoquímica de las unidades.

Unidades	Peralumínico	Metalumínico	Subalcalino	alcalino	alcalino- cálcico	calco- alcalino	A/CNK
GM	x		x		x		>1,1
GP	x	x (leve)	x		x	x	<1,1
GO1	x	x (leve)	x		x	x	<1,1
GO2		x		x			<1,1
S	x	x (leve)		x			<1,1
Dr		x (alto)				x (leve)	<1,1
Db		x (alto)				x	>1,1

El hecho de que GO2 tenga concentraciones mucho más altas que el resto de los granitoides de Zr, La, Ce, Sm y Hf, podría implicar que este grupo de rocas forman parte de heterogeneidad dentro del mismo granito a causa de contaminación del magma por asimilación de la roca caja, en su ascenso a niveles mas superficiales o podrían representar un pulsoo diapiro magmático independiente, pero comagmático con GO1.

4.2.3. Elementos trazas para el Granito de Mogote

En la figura 4-10, se muestra un leve enriquecimiento en Th (21-34), U (6-8), Ta (5-8), Yb (5-7) y Pb (23), pero de moderado a fuerte agotamiento en Ba (180-311), Nb (20), Sr (58-76), Sm (8-9) y Ta (7,5), relativamente en comparación con los otros elementos (Tabla 9E-1).

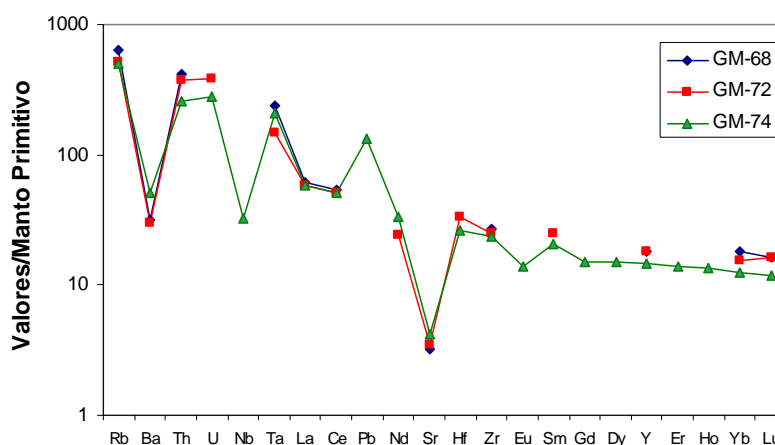


Fig. 4-10. Diagramas "spider" de REE-PM, para GM.

En el diagrama REE-CN de la figura 4-11, se muestra que GM está enriquecido en LREEs, con pendientes homogéneas y débil fraccionamiento ($La/Sm_{CN} = 2,7$), en relación a HREEs, que tiene un patrón plano y poco fraccionamiento ($Gd/Yb_{CN} = 1,25$) con una leve anomalía de Eu ($Eu/Eu^* = 0,35$). En general, la relación La/Yb_{CN} es de 3,75.

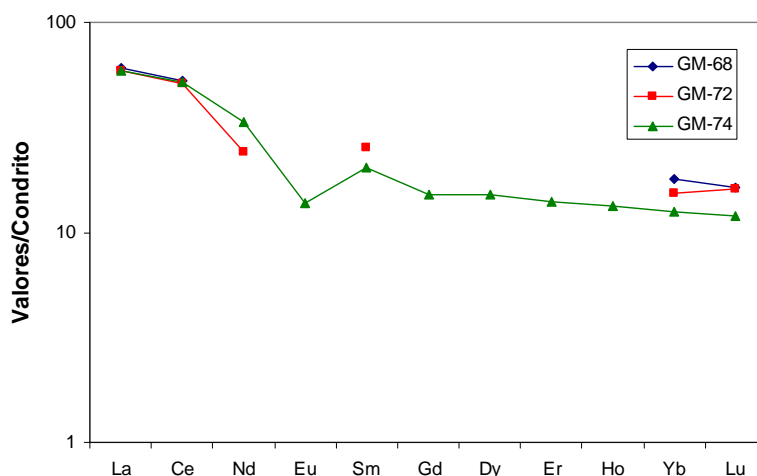


Fig. 4-11. Patrones de REE-CN de GM.

4.2.4. Elementos trazas para el Granito de Mata Oscura.

En la figura 4-12 se puede observar que las muestras de GO1 están caracterizadas por un leve enriquecimiento (en ppm) en Th (54-98), U (14-17) y Pb (25), pero de moderado a fuerte agotamiento en Ba (104-150), Nb (133), Sr (38-62) y Eu (0,39-1,53) relativamente en comparación con los otros elementos (Tabla 9E-1).

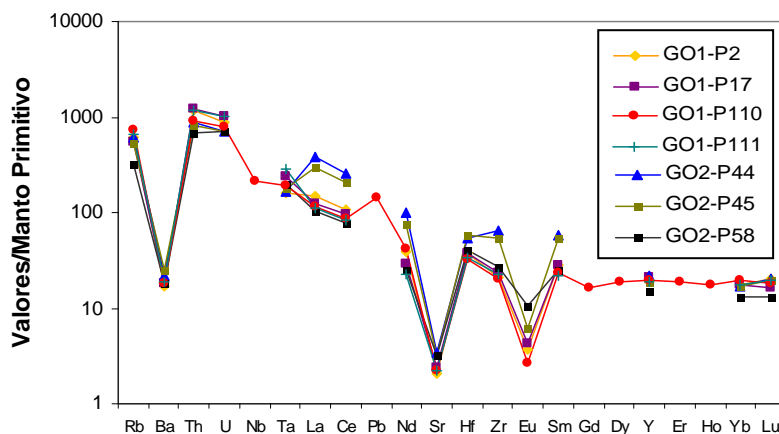


Fig. 4-12. Diagrama REE-PM, para GO1 y GO2.

Hay excepciones con GO2, quien muestra un ligero mayor enriquecimiento de La (180-234), Ce (333-414), Hf (14-15), Zr (519-637) y Sm (20-22), pero dentro de la misma tendencia.

La figura 4-13 de REE-CN se muestra que GO1 y GO2, están enriquecidos en LREEs con pendientes homogéneas y buen fraccionamiento ($La/Sm_{CN} = 5,5$) en relación a HREEs, que tiene un patrón plano y sin fraccionamiento ($Gd/Yb_{CN} = 0,87$), con una moderada anomalía de Eu ($Eu/Eu^* = 0,13$). La relación La/Yb_{CN} es de 11,41.

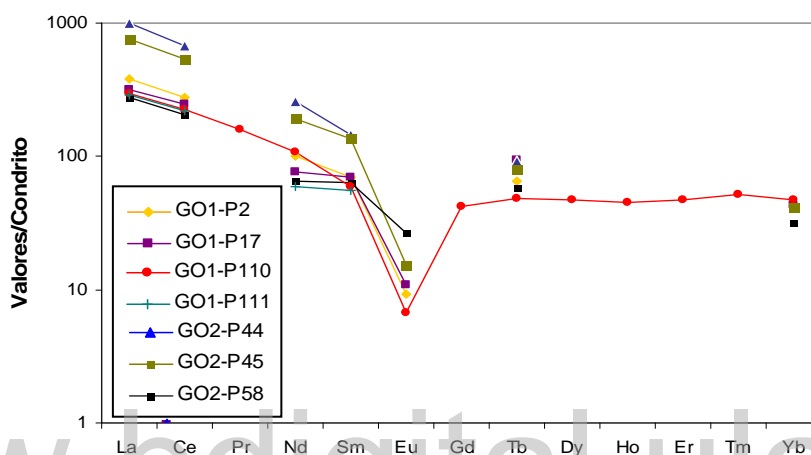


Fig. 4-13. Patrones de REE-CN, para GO1 y GO2.

4.2.5. Elementos trazas para el Granito de Piñero.

El diagrama de la figura 4-14, muestra que GP está caracterizado por un leve enriquecimiento (en ppm) en Th (97-147), U (22-40) y Pb (22), moderado agotamiento en Nb (78) y fuerte agotamiento en Ba (42-126) y Sr (9-52) relativamente en comparación con los otros elementos (Tabla 9E-1).

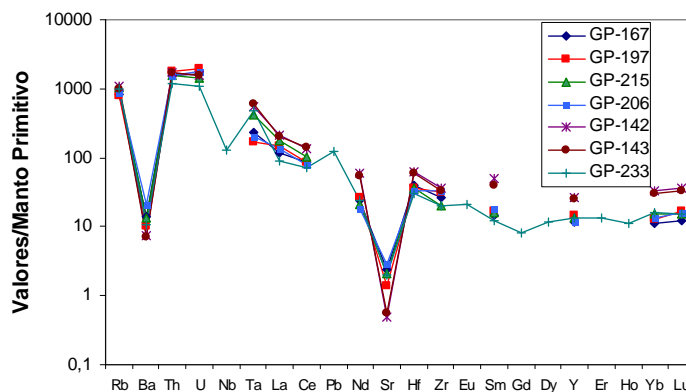


Fig. 4-14. Diagramas "spider" de REE-PM para GP.

La figura 4-15 (REE-CN) muestra que GP, está enriquecido en LREEs, con pendientes homogéneas y buen fraccionamiento ($\text{La}/\text{Sm}_{\text{CN}} = 7,3$), en relación a las pesadas (HREEs) que tiene un patrón plano y poco fraccionamiento ($\text{Gd}/\text{Yb}_{\text{CN}} = 0,53$) con moderada anomalía de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,12$). La relación $\text{La}/\text{Yb}_{\text{CN}}$ es de 14,2.

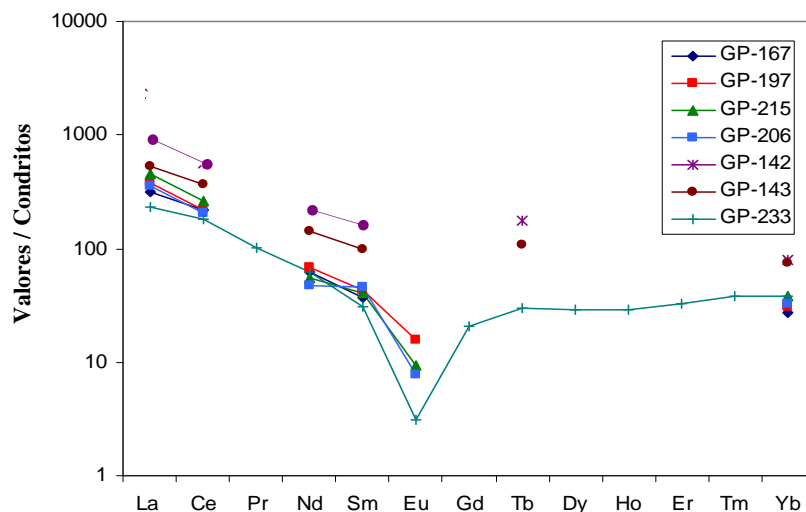


Fig. 4-15. Patrones de elementos de REE-CN de GP.

4.2.6. Elementos trazas para la Sienita.

En el grafico **REE-PM** (Fig. 4-16), se muestra que S está caracterizado por un leve enriquecimiento (en ppm) en Th (83-48), U (12-22), moderado a fuerte agotamiento en Ba (33-170), Sr (6-20) y Sm (13-58) relativamente en comparación con los otros elementos (Tabla 9E-2).

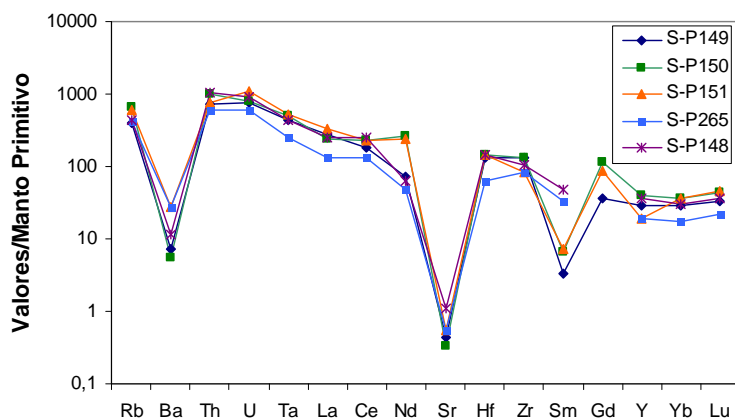


Fig. 4-16. Diagramas de REE-PM para S.

Hay excepciones con las muestras P-150 y P- 151 las cuales muestras un ligero mayor enriquecimiento de Nd (315 y 289 respectivamente), lo que podría indicar que estas, forman una porción del cuerpo magmático, que tuvo efectos de asimilación de la roca caja.

En el diagrama de REE-CN (Fig. 4-17), se muestra que estas rocas están enriquecidas en LREEs con pendientes homogéneas y buen fraccionamiento ($\text{La}/\text{Sm}_{\text{CN}} = 8,2$), en relación a HREEs, que tiene un patrón plano, con una leve anomalía de Eu. La relación $\text{La}/\text{Yb}_{\text{CN}}$ es de 22,7 con lo que muestra un fraccionamiento medio.

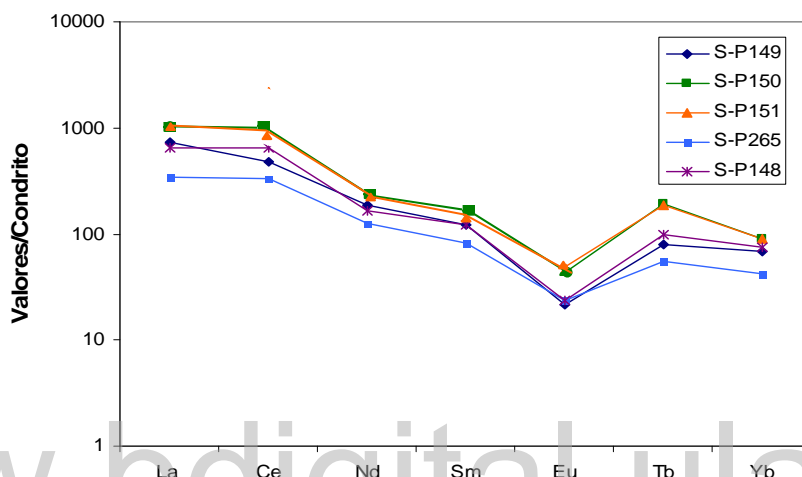


Fig. 4-17. Patrones de elementos REE-CN de S.

4.2.7. Diagramas con elementos trazas para la diabasa-diorita.

Estas litologías exhiben una tendencia variable, en el diagrama de la figura 4-18, con moderado agotamiento en Ba (341-495), Nd (25-40), Sm (3-12), relativamente en comparación con los otros elementos (Tabla 9.E-2).

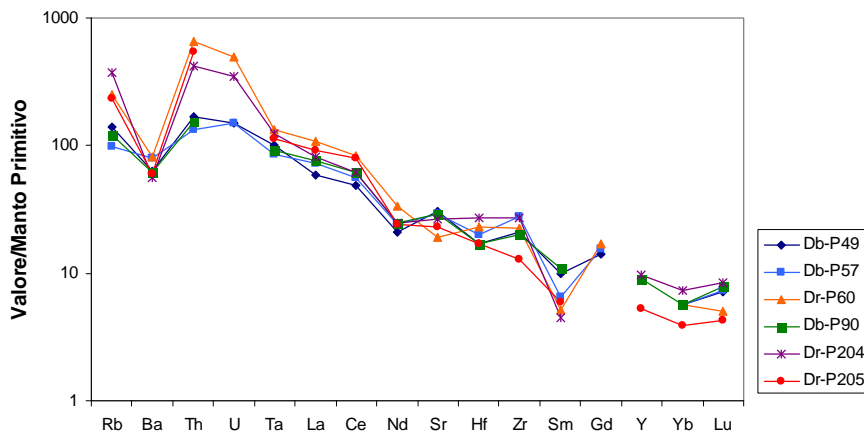


Fig. 4-18. Diagramas "spider" de REE-PM de los diques DR y Db.

Hay excepciones con las muestras P-60, P-204 y P-205, las cuales muestran un enriquecimiento ligeramente mayor en Th y U, lo que podría implicar contaminación parcial del cuerpo de magma con la roca caja, en su ascenso a niveles superiores en la corteza.

El diagrama de REE-CN de la figura 4-19, muestra que Dr y Db están enriquecidos en LREEs con pendientes homogéneas, negativas y débil fraccionamiento ($La/Sm_{CN} = 3,5$), en relación a HREEs, que tiene diferente pendiente. La débil anomalía negativa de Eu, implica muy bajo fraccionamiento de plagioclasa.

La relación La/Yb_{CN} , que es de 11,18, representa un fraccionamiento débil a medio.

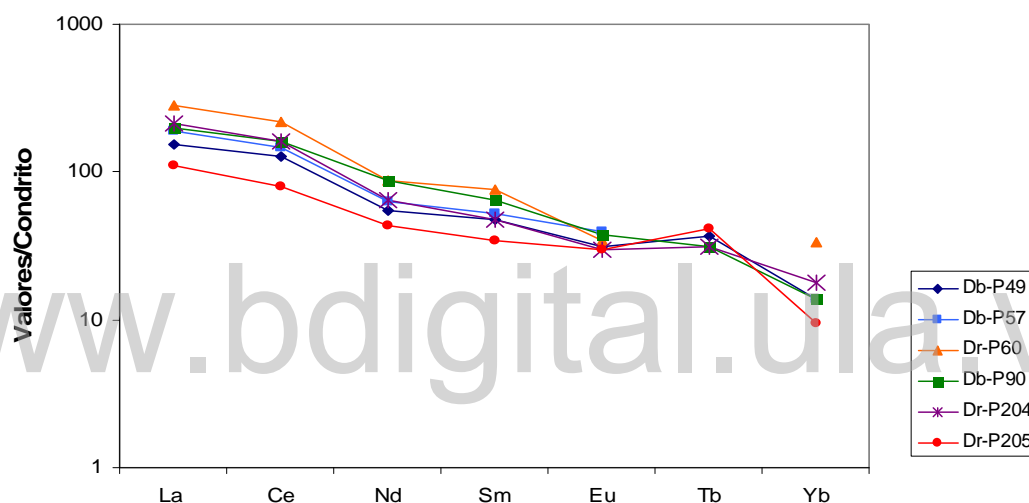


Fig. 4-19. Patrones de elementos de REE-CN para los diques de Dr y Db.

4.2.8. Resumen del comportamiento de los elementos trazas para los cuerpos granitoides, diabasa y diorita.

El comportamiento de los elementos trazas, para GM, GP, GO1, Dr y Db muestran en los gráficos, de izquierda a derecha, un incremento en la compatibilidad con el manto, con mayor fraccionamiento en LREEs y decrecimiento en HREEs. El empobrecimiento relativo de Nb en GM, en los diagramas de variación de REE-PM refleja un comportamiento característico, de granitoides generados en zonas de subducción (TAYLOR & MCLENNAN 1985).

Las tendencias de los valores de REE-PM y REE-CN, que poseen GM, GO1 y GP, se resumen en la figura 4-20.

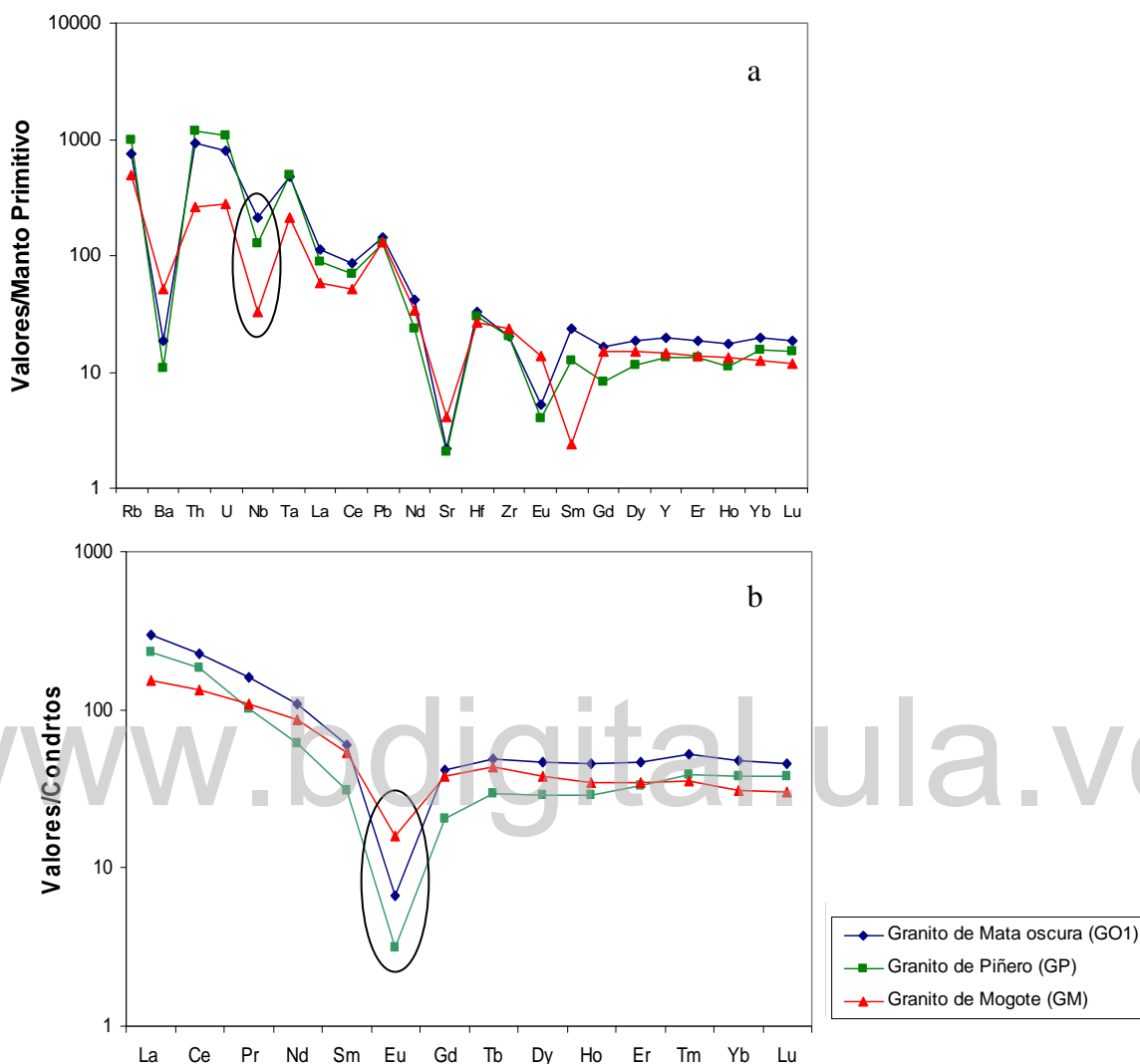


Fig. 4-20. Resumen de patrones de elementos de (a) REE-PM y (b) REE-CN. Se resalta el empobrecimiento relativo de Nb y Eu.

Se puede observar que las mismas tienen un patrón de buen fraccionamiento de LREE en comparación con las HREE que tienen una tendencia plana. Es de hacer notar que las tendencias de GO1 y GP, difieren muy poco respecto al fraccionamiento en comparación con GM.

Tomando en cuenta los resultados geoquímicos y el comportamiento de Nb y las relaciones La/Yb_{CN} , La/Sm_{CN} y Gd/Yb_{CN} , se establecen varias hipótesis, para estas unidades.

- Como primera hipótesis los granitoides provendrían de una misma fuente de magma, a pesar de la diferencia de edad, planteándose que GP y GO fueron el resultado de un evento de fusión parcial de GM. Esto estaría sustentado con los diagramas “spider” de REE-PM y REE-CN, en donde se puede observar el empobrecimiento relativo de Eu y el enriquecimiento relativo de Nb. Esta hipótesis no sería tan valedera ya que no hay suficiente información para confirmar que GP y GO son producto de una fusión parcial de GM.
- La segunda hipótesis es que GM es un evento totalmente independiente respecto a GP y GO. Por tanto y de acuerdo con las características geoquímicas de estos granitoides se sugiere que GM, poco evolucionado, proviene de una fuente magmática de la corteza media superior mientras que GP y GO, más evolucionados, son coevales y provienen de la fusión parcial de la corteza media inferior.

El empobrecimiento relativo de Eu es más leve en GM que para GO1 y GP. Los valores de Eu/Eu^* ($Eu/Eu^* = Eu/raiz^2 \text{ de } Sm_N + Gd_N$) varía para las tres unidades, teniendo que GM es el que posee una relación menor (0,35) en comparación con GO (0,13) y GP (0,12) que es el que tiene la relación Eu/Eu^* más pronunciada, queriendo decir con esto, que fue mayor el fraccionamiento de plagioclasa en GO y GP que en GM o que la fuente magmática de GP y GO1 estaba ya agotada en Eu antes de la fusión parcial. El empobrecimiento relativo de Eu, Ba y Sr, asociado con las concentraciones medias de Al_2O_3 y CaO, además de sugerir el fraccionamiento de plagioclasa durante la diferenciación magmática, implica además, que la fusión parcial para GP y GO ocurrió en condiciones de presiones medias a altas, dentro de la corteza.

Otro argumento que soporta esta última hipótesis es la relación La/Yb_{CN} la cual refleja que GO y GP tuvo mayor fraccionamiento que en GM, queriendo decir con esto, que elementos más refractarios que se alojaban en la corteza, fueron liberados con la fusión parcial y enriquecieron el magma que dio lugar a GO y GP. Estas relaciones se pueden observar en la tabla 4-3. El comportamiento en la concentración de Nb se debe, a que el mismo es liberado, con la fusión parcial de rocas previamente empobrecidas en Nb, de la corteza inferior. A pesar de que el empobrecimiento relativo de Nb es un rasgo atribuido a zonas de subducción (TAYLOR & MCLENNAN 1985), se considera que la fuente magmática que generó a GP y GO1, estaba ya agotada en el momento de la fusión parcial. Por tanto se

sugiere que estas características fueron heredadas de la fuente y no directamente relacionadas a la formación de magma en márgenes convergentes. De esta manera se considera, que esta última hipótesis es la más valedera.

Tabla 4-3. Relaciones de tierras raras de las unidades de granitoides.

Unidad	La/Yb_{CN}	La/Sm_{CN}	Gd/Yb_{CN}
Granito de Mogote	3,75	2,7	1,25
Granito de Mata Oscura	11,41	5,5	0,87
Granito de Piñero	14	7,3	0,53

- La relación La/Yb_{CN} para GM, es de 3,75 con lo que muestra un fraccionamiento moderado de minerales. Así mismo, las relaciones La/Yb_{CN} de GO, GP, así como de S (14,23), Dr y Db (11,18), indican un fraccionamiento medio, típico de la corteza continental media (TAYLOR & MCLENNAN 1985).

4.2.9. Comparación geoquímica entre granitoides

La siguiente comparación entre granitoides de El Baúl y otros, es para corroborar la hipótesis más valedera mencionada en el aparte anterior.

4.2.9.1. Granito de Mogote

Comparando los resultados de los granitoides del macizo de El Baúl con otros granitoides de los Andes de Mérida, se podría decir que GM posee semejanzas con el granito de Valera-La Puerta, en el estado Trujillo (BLANCO & LASSER 2000), debido que además de ser rocas de afinidad calcoalcalina y peraluminica, indican la tendencia de granito tipo “S” formado en un margen convergente de placas y poseen una edad Paleozoico Temprano, de edad U-Pb 505±4 Ma (BURKLEY (1976). Este autor, en base a las dataciones U-Pb en circón realizadas a muestras en la zona central de los Andes de Mérida, destaca de tres a cinco períodos de actividad ígnea en los que incluye un período entre 500 y 425 Ma.

El la tabla 4-4 se comparan los componentes mayoritarios de GM con los del granito Valera-La Puerta y se puede observar la similitud que hay entre estas dos unidades.

Tabla 4-4. Comparación de las concentraciones de óxidos.

Óxidos (% en peso)	Granito de Mogote	Granito de Valera-La Puerta
SiO ₂	67-71	67-71
Al ₂ O ₃	14-15	14-16
Fe ₂ O _{3t}	3-4	2-4
MnO	0,06	0,02-6
MgO	1-1,3	0,8-1,5
CaO	1,2-1,4	1,2-3
Na ₂ O	2,6-3,2	2,4-4
K ₂ O	3,8-4,5	3,5-5
TiO	0,1-0,2	0,3-0,6
P ₂ O ₅	0,2	0,14-0,29

El granito de Valera-La Puerta, en un grafico de REE-PM “spider” (Fig. 4-21), muestran que está caracterizado por un leve enriquecimiento (en ppm) en Th (20,2), U (3,5), Ta (7,6), Yb (3,1) y Pb (28), pero de moderado a fuerte agotamiento en Ba (531-793), Nb (19), Sr (132-196) y Sm (4-8,6) relativamente en comparación con los otros elementos (BLANCO & LASSER 2000).

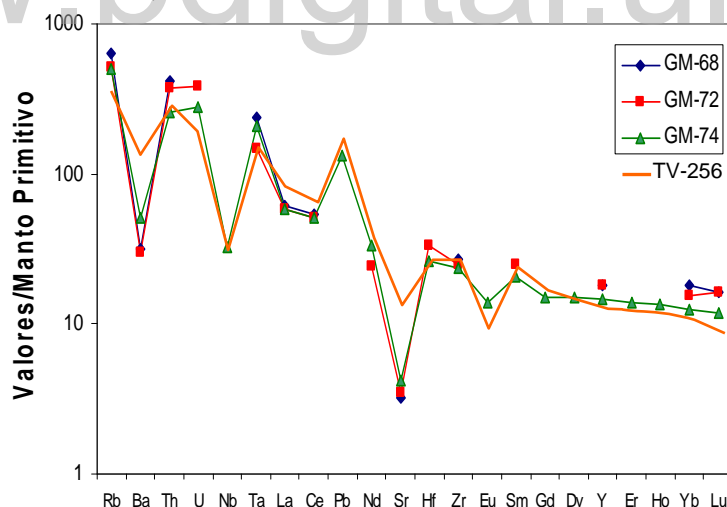


Fig. 4-21. Diagramas REE-PM comparativo de muestras del Granito de Mogote y del granito Valera-La Puerta.

El granito de Valera-La Puerta está enriquecido en LREEs con pendientes homogéneas y débil fraccionamiento (La/Sm_{CN}), en relación a HREEs, que tiene un patrón de menor

pendiente, lo que implica menor fraccionamiento (Gd/Yb_{CN}) con un leve empobrecimiento relativo de Eu ($Eu/Eu^*=0,45$). La relación La/Yb_{CN} muestra un fraccionamiento moderado.

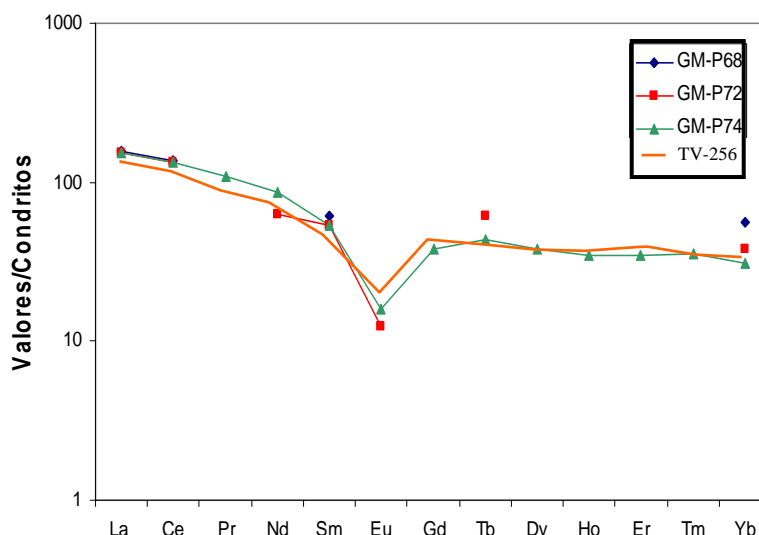


Fig. 4-22. Patrones comparativos de elementos de REE-CN, para muestras del Granito de Mogote y del granito Valera-La Puerta

De esta manera se puede constatar que el granito de Valera-La Puerta tiene similitud geoquímica con el Granito de Mogote (Fig. 4-22) ya que el enriquecimiento y empobrecimiento de los elementos esta relacionado. Es de hacer notar que existen diferencias texturales entre estos dos granitos.

4.2.9.2. Granito de Mata Oscura (GO1 y GO2) y Granito de Piñero

Comparando los resultados de los cuerpos granitoides de el macizo de El Baúl con otros granitoides de China, se podría decir que GO1, GO2 y GP tuvieron una evolución magmática similar al de las rocas ígneas de la región de Panxi District al suroeste de China (SHELLNUTT & ZHOU 2002), en donde aflora el granito Ailanghe con edad U/Pb en circón de 261 Ma, quien, además de ser de afinidad alcalina y alumínica, indica la tendencia de tipo post-orogénico formado por fusión parcial cortical, seguido por una marcada diferenciación. Este granito de edad Paleozoico Tardío, puede compararse con GO1 y GP del Pérmico Temprano ($294,1 \pm 3,1$ Ma y $289,0 \pm 2,9$ Ma respectivamente), tomando en consideración la similitud geoquímica de estos granitoides.

Al igual que GO1, GO2 y GP (según la norma CIPW, tabla 9.E-5, apéndice 9.E), el granito del distrito de Panxi contiene cuarzo, poco corindón e hipersteno normativo, es levemente peraluminico ($ASI = 0,97-1,29$) y las características geoquímicas, respecto a elementos mayoritarios, se pueden ver en la tabla 4-5.

Tabla 4-5. Comparación de elementos mayoritarios, entre GO, GP y los granitos de Panxi District.

Óxidos (% en peso)	Panxi District	GO	GP
SiO ₂	76,2	70,4	76
Al ₂ O ₃	12,6	13,8	12,5
Fe ₂ O _{3t}	1,3	3,26	2,55
MnO	0,015	0,05	0,02
MgO	0,1	0,5	0,09
CaO	0,64	1,4	0,1
Na ₂ O	2,8	4,08	3,19
K ₂ O	5,2	5,4	5,5
TiO	0,15	0,5	0,12
P ₂ O ₅	0,02	0,15	0,04

En la figura 4-23 se puede observar la similitud de REE-PM que existe entre GO (valores promedio de GO1 y GO2), GP y los granitoides de la región Panxi District. Están caracterizados por un leve enriquecimiento en Th, U y Ta, con fuerte agotamiento de Ba y Sr, pero moderado de Nb y Sm relativamente en comparación con los otros elementos (SHELLNUTT & ZHOU 2002).

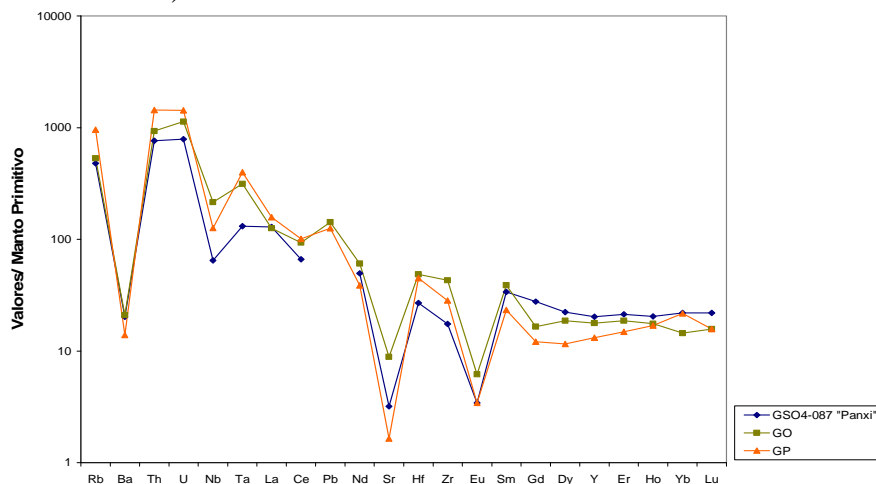


Fig. 4-23. Diagramas de REE-PM mostrando tendencias de GO, GP y muestra de la región de Panxi.

En la figura 4-24 se muestra la tendencia que siguen los elementos REE-CN, para el grupo de granitos, donde se puede observar la similitud de GO y GP con el granito del área de Panxi.

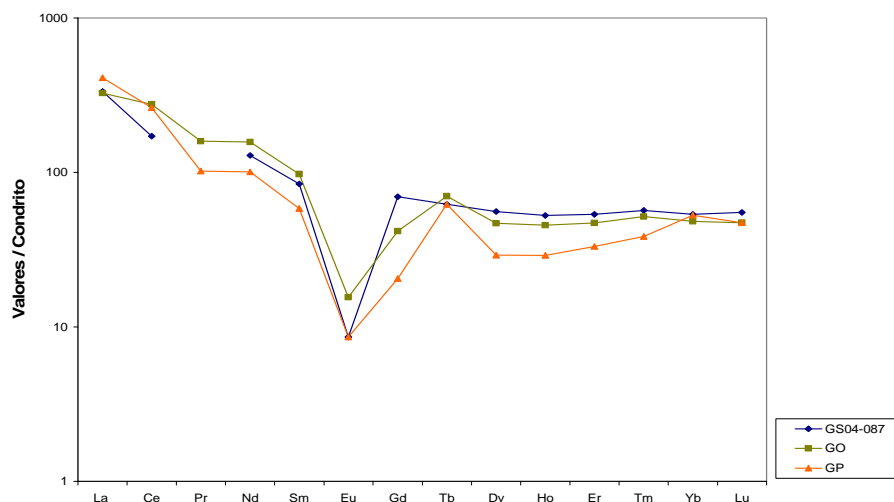


Fig. 4-24. Diagramas de REE-CN mostrando tendencias de GO, GP y un granito de la región de "Panxi".

El grupo está enriquecido en LREEs con pendiente negativa y homogénea así como con débil fraccionamiento La/Sm_{CN} (3,9) en relación a HREEs, implicando menor fraccionamiento, con un leve empobrecimiento relativo de Eu ($\text{Eu/Eu}^* = 0,10$). La relación La/Yb_{CN} es de 4,2 ppm con lo que muestra un fraccionamiento moderado.

4.3. GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS VOLCÁNICAS

En el diagrama AFM tanto la Riolita de La segoviera (RS) como la Riolita de El Corcovado (RC), se ubican en campo cálcico indicando enriquecimiento en álcalis (Fig. 4-25).

Las riolitas son peraluminicas con una relación $\text{A/CNK} > 1,1$ y de afinidad subalcalina. Los elementos mayoritarios de las riolitas demuestran que están saturadas en sílice (73 a 78 %), son potásicas ($\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$) con moderada concentración de Al_2O_3 (11,9-14,22 %), K_2O (3,22-5,15 %) y baja en Na_2O (0,02-0,05 %) (Tabla 9.E-2).

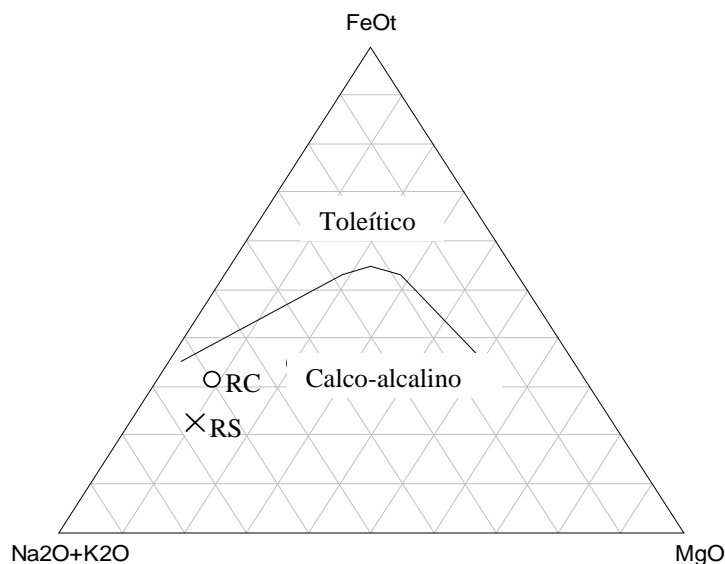


Fig. 4-25. Diagrama AFM indicando la posición de las muestras de riolita: RS-P301 y RC-P297.

4.3.1. Diagramas con elementos trazas

Sobre un REE-PM (Fig. 4-26) las rocas se caracterizan por un enriquecimiento (en ppm) en Rb (315-513), Th (63,7-77,4 ppm), U (17,6-19,8), Hf (36,5) y Zr (1480) pero fuerte agotamiento en Ba (37-61) y Sr (4,5) relativamente en comparación con los otros elementos (Tabla 9.E-2).

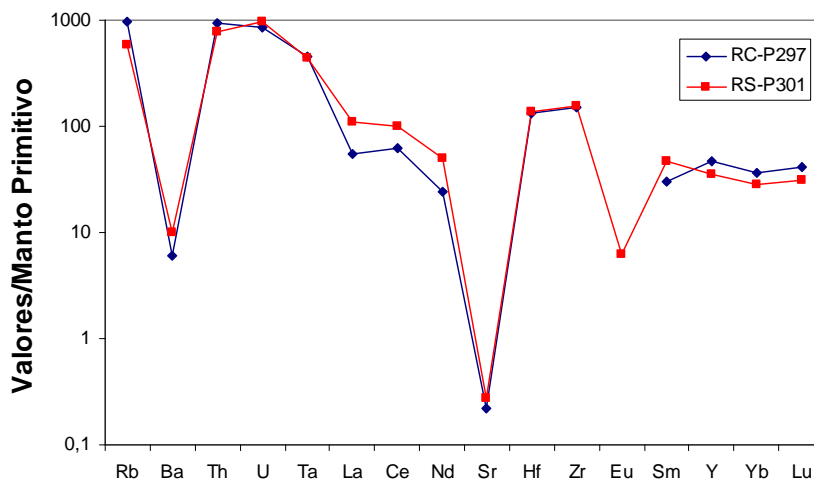


Fig. 4-26. Diagramas de REE-PM para RS y RC.

En el diagrama de REE-CN (Fig. 4-27) las rocas están enriquecidas (en ppm) en LREEs, con débil pendiente homogénea y fraccionamiento medio ($\text{La/Sm}_{\text{CN}} = 1.86\text{-}2.48$) en relación a HREEs, que tiene un patrón un poco menos fraccionado y menor pendiente, con un moderado empobrecimiento relativo de Eu (0,9 ppm). El promedio de la relación La/Yb_{CN} es de 2,89 con lo que muestra un fraccionamiento débil.

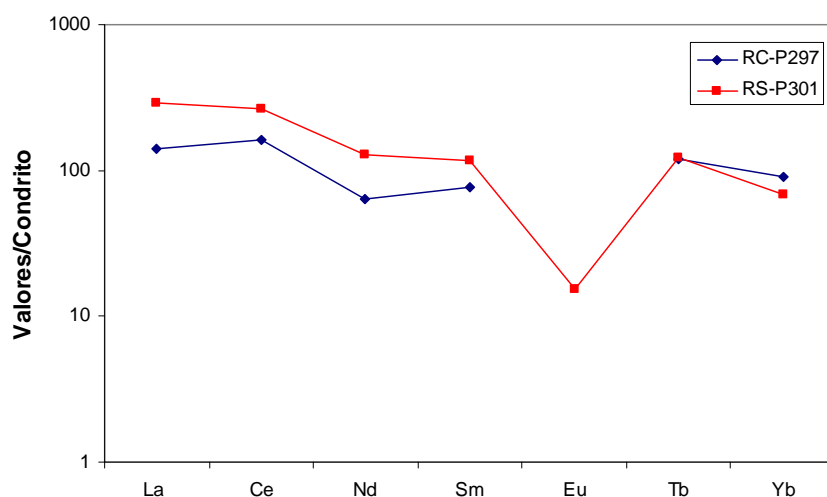


Fig. 4-27. Patrones de elementos de tierras raras REE-CN de muestras de RC y RS.

Este comportamiento de los elementos trazas muestran, de izquierda a derecha, un incremento en la compatibilidad con el manto, con mayor fraccionamiento en LREEs y decrecimiento en HREEs. El empobrecimiento en la concentración de Eu, Ba y Sr, asociado con el contenido de Al_2O_3 y CaO, sugieren fraccionamiento de plagioclasa durante la diferenciación magmática.

4.4. DISCRIMINACIÓN DE AMBIENTES TECTÓNICOS

4.4.1. Unidades de granitoides

Según el esquema de clasificación geoquímica de MIYASHIRO (1970), GM por estar en el área “magnésiano” (Fig. 4-6) y además pertenecer a la serie alcalino-cálcico (Fig. 4-7) se sugiere una ocurrencia como plutón de cordillera o asociado con engrosamiento de la corteza; GP, GO1, GO2 y S están en el área “ferro”, pertenecen a la serie calco-alcalino-

alcalino-cálcico y se sugiere como plutones post orogénicos-anorogénicos, asociados con diques máficos posteriores.

En los diagramas ternarios de la figura 4-28 se pueden ubicar las rocas en el campo de granitoides peralumínicos-metalumínicos.

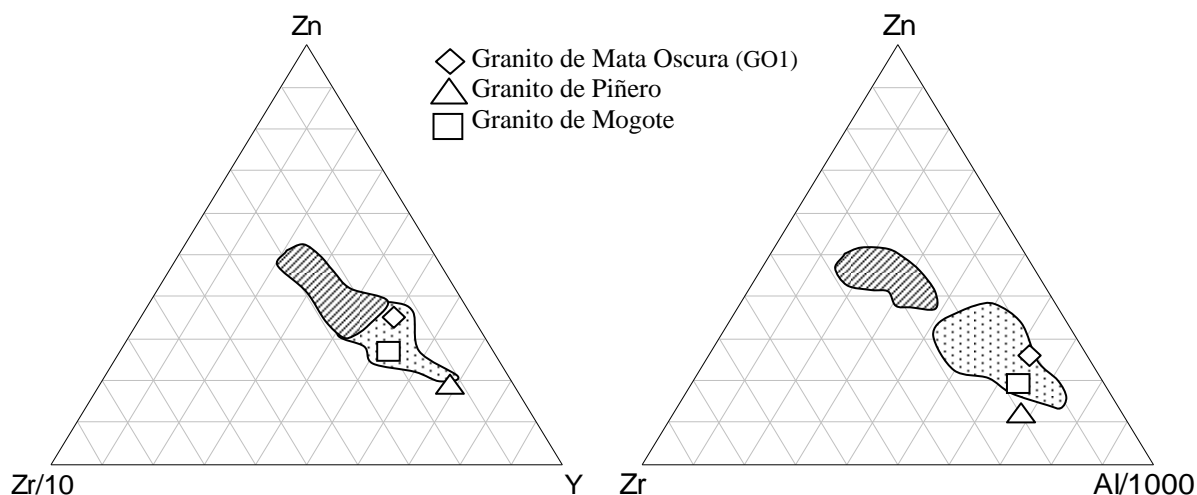


Fig.4-28. Diagrama de discriminación de ambientes tectónicos, para la serie de granitoides peralcalinos (área rayada) y peralumínicos-metalumínicos (área punteada) (TAYLOR *et al.* 1980).

Basado en los patrones de REE-CN (Fig. 4-20) y en las relaciones mostradas en la tabla 4-3, se sugiere que el Granito de Piñero y el Granito de Mata Oscura, son producto de una fusión parcial de la corteza media.

En el diagrama de la figura 4-29a, se puede observar que GM cae en el campo de granitos de arco volcánico, mientras que GP y GO1 caen en el campo de granitos intra-placa.

Además en el diagrama de la figura 4-29b, se puede observar que GM está en el campo de granitos sintectónicos, mientras que GP y GO1 caen en el campo de granitos intra-placa.

Reforzando esta tendencia con el diagrama de la figura 4-30, se sugiere un ajuste sintectónico para GM, mientras que para GO1 y GP un ajuste anorogénico-post tectónico. Las muestras de S y de GO2, (P-58, P-44 y P-45), tienen características geoquímicas similares de orogénico tardío.

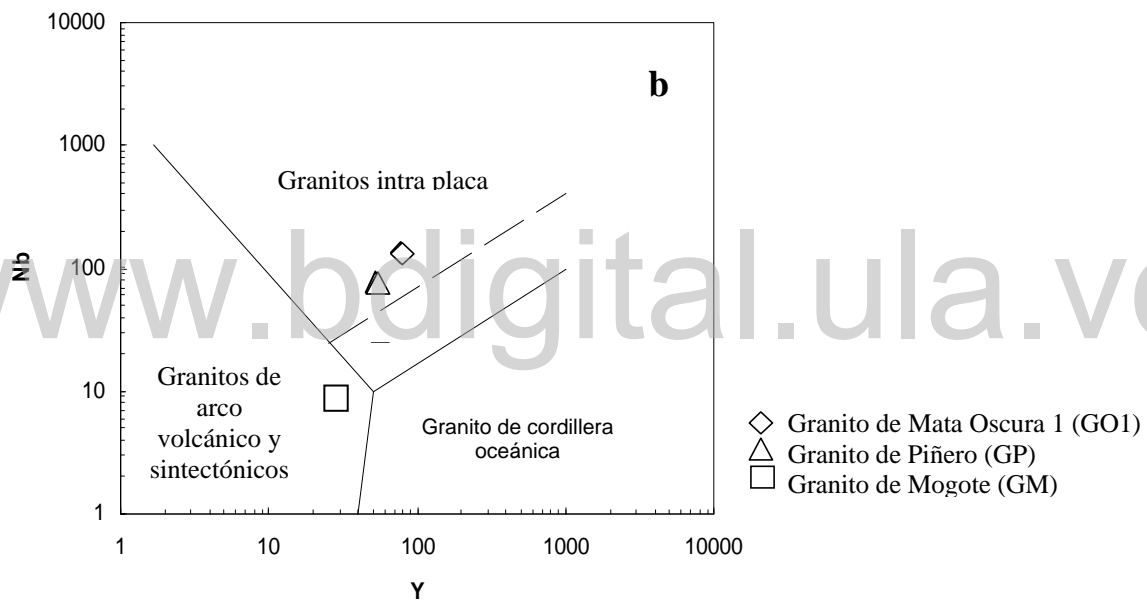
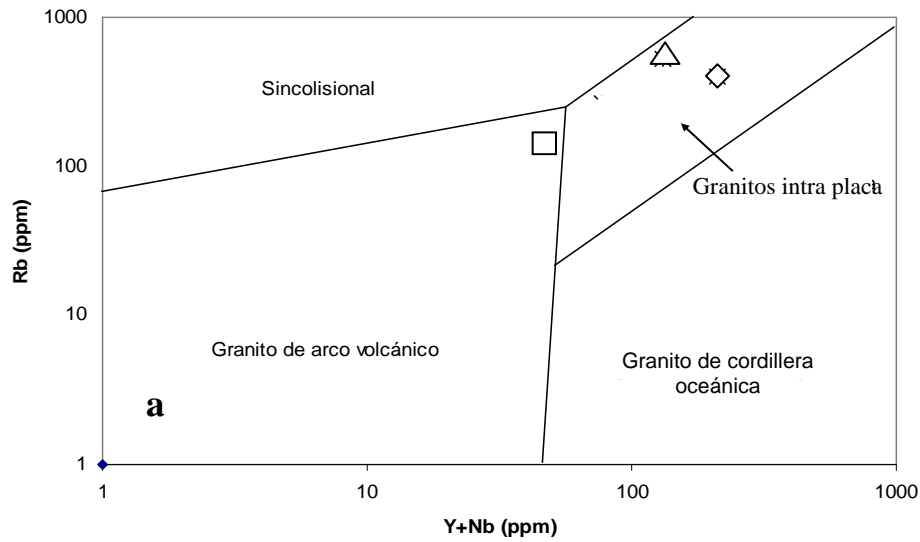


Fig. 4-29. Diagramas de discriminación de ambientes tectónicos, para el grupo de granitoides (PEARCE *et al.* 1984).

En el diagrama de la figura 4-31 se puede observar que GM cae principalmente en el campo de granitos sintectónicos, y GP, GO1 y GO2 en el campo de granitos post orogénicos-intra-placa, mientras que la sienita se ubica principalmente en el campo de granito intra placa.

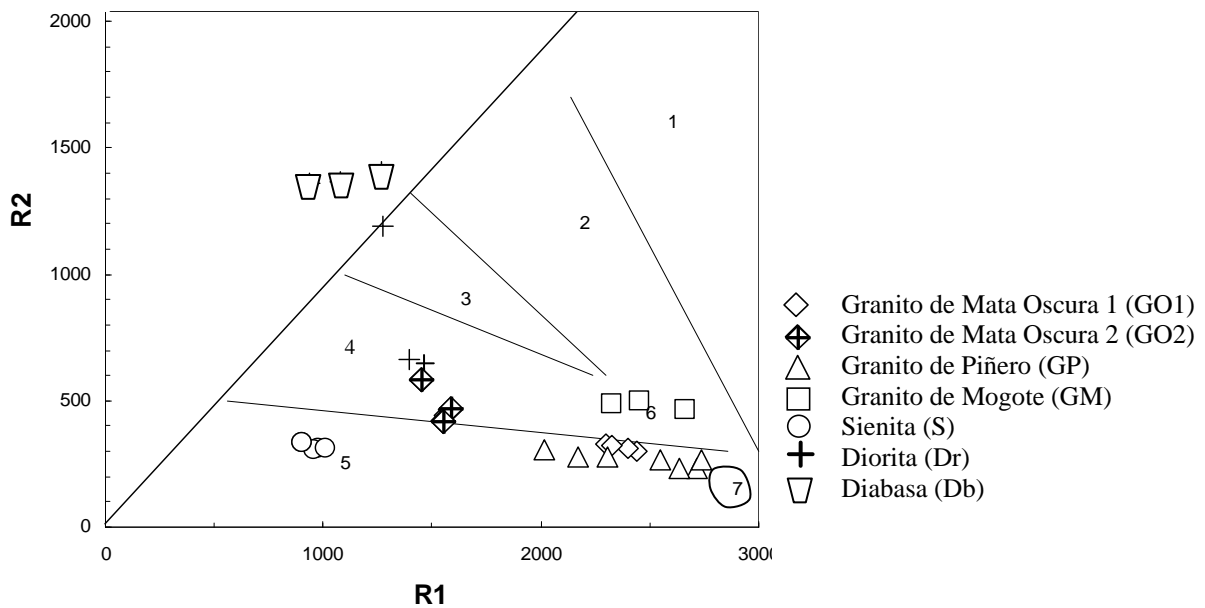


Fig.4-30. Diagrama de discriminación de ambientes. Las áreas son: 4. Orógeno tardío; 5. Anorogénico; 6. Sintectónico; 7. Postorogénico (BATCHELOR & BOWDEN 1985)

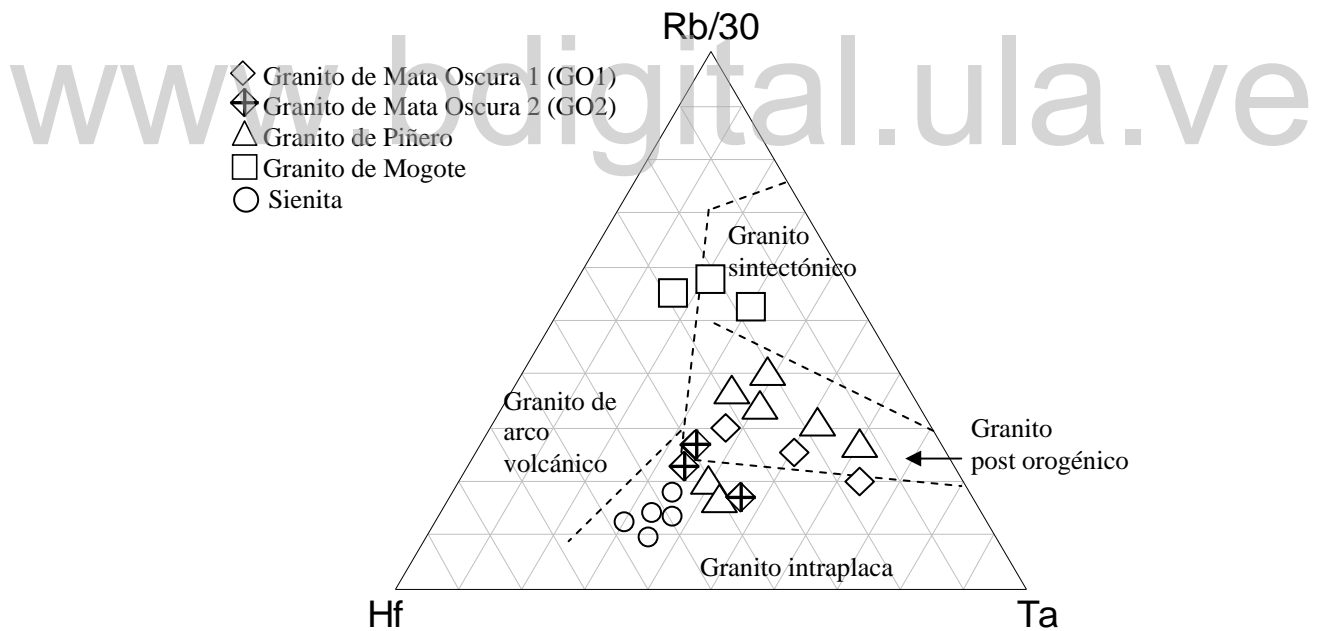


Fig.4-31. En el diagrama, la sienita, diorita y diabasa caen principalmente en el campo de granitos intra-placa (HARRIS *et al.* 1986).

En la figura 4-32, se puede observar como GO1, GO2 y GP, se ubican en el campo de granitos post orogénicos mientras que GM, en el área de granitos de arco continental.

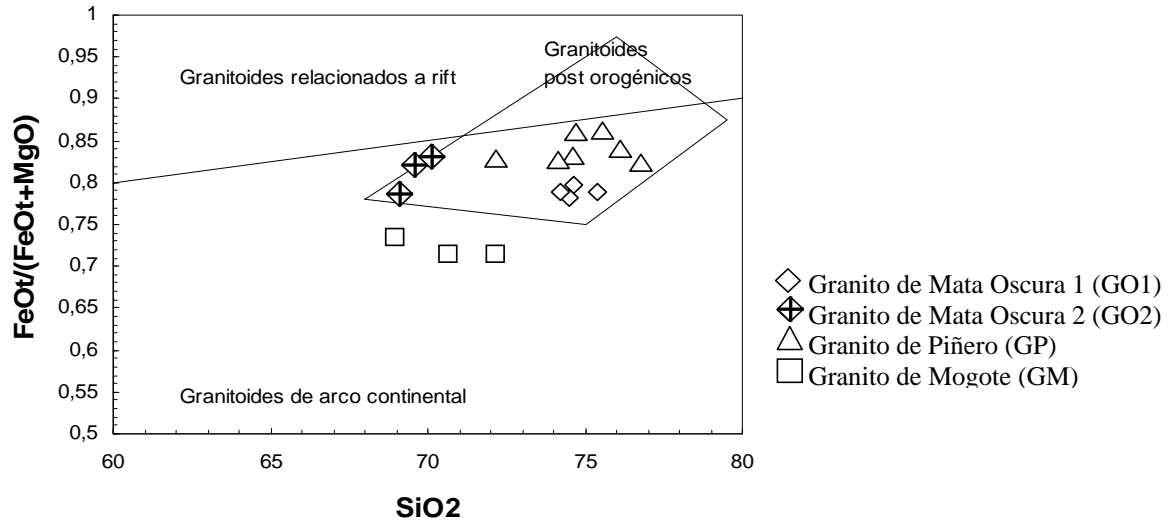


Fig.4-32. Diagrama de discriminación de ambientes tectónicos, con la ubicación de los granitoides (PEARCE *et al.* 1984).

Las relaciones de Rb, Y, Nb, Th, La y Yb, indican que GM es similar a equivalente con rocas de arcos fanerozoicos. Las altas relaciones de Th/Yb correlacionadas con los altos valores de La/Yb muestran analogías de esta unidad con magmas félsicos de arcos continentales modernos, como se muestra en el diagrama (Fig. 4-33).

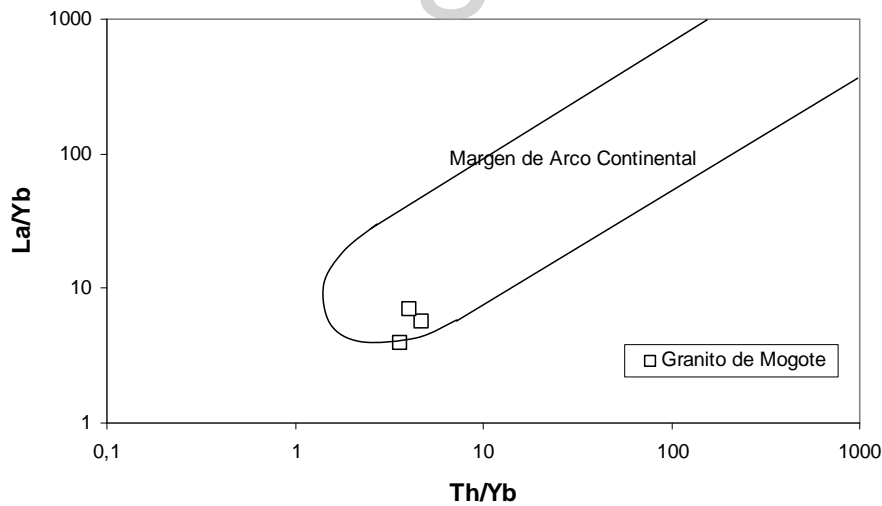


Fig.4-33. En el diagrama de discriminación de ambientes tectónicos, se puede observar que GM, cae en el área de Margen de Arco Continental (CONDIE 1989).

En los diagramas de la figura 4-34, se puede apreciar como GM tiene concentraciones $< 2,6 \text{ Ga/Al}$ y cae en el área de los granitos tipo S, mientras que GO y GP tienen concentraciones $> 2,6 \text{ Ga/Al}$ y se ubican en el área de granitos anorogénicos (A).

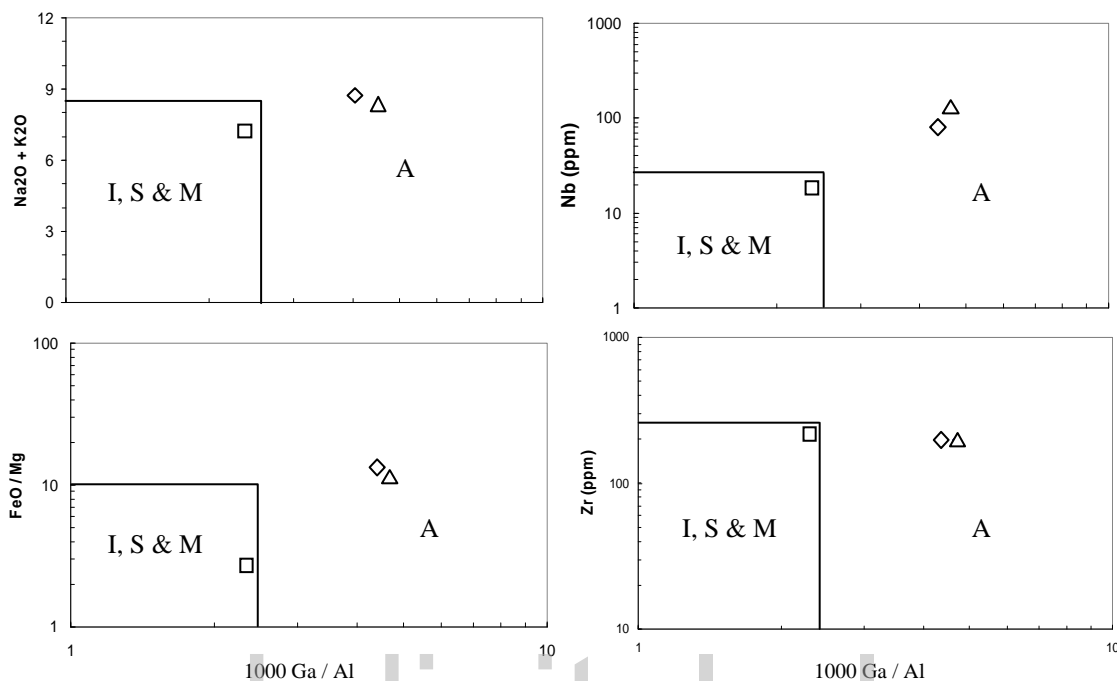


Fig. 4-34. Diagrama de discriminación de WHALEN *et al.* (1987). Se puede observar que GM cae en el campo de granitoides tipo S, mientras que GP y GO, caen en el campo de granitos anorogénicos

El Granito de Mogote corresponde a rocas altamente peraluminicas, alcalino-cálcicas y muestran significativo empobrecimiento relativo de Sr, sugiriendo que el magma pudo haber sido generado por la fusión parcial de rocas metasedimentarias ricas en alúmina de la corteza superior. La concentración de SiO_2 , de Al_2O_3 y el alto contenido de corindón normativo, así como las demás características geoquímicas, sugieren que este granito poco diferenciado es del tipo S, cuya cámara magmática estaba a nivel superficial, correspondiente a una corteza cortical poco profunda, en donde la presión de agua era muy importante. GM muestra en los diagramas REE-CN, que el fraccionamiento tiene patrones ($\text{La/Yb}_N = 3,75$) típicos de la corteza continental superior (TAYLOR & MCLENNAN 1985).

PATÍÑO DOUCE (1997), enfatiza el papel que juega la presión de agua, en la generación de fundidos con moderada concentración de Sr, Eu y CaO, pero con alta concentración de HREE. Este autor concluye que con estas condiciones, se correspondería a profundidades menores de 7 km dentro de la corteza (Epizona). El alto contenido en Mg y Fe_2O_3 que las ubica en el campo magnésico de la figura 4-6, sugiere asimilación y contaminación por

rocas máficas. Aunado a esto, la anomalía de Nb que muestra GM en los diagramas de REE-PM, se le podría atribuir a rocas formadas en zonas de subducción y hacen a este cuerpo un evento independiente y aislado en relación a GP y GO.

Debido al empobrecimiento relativo de Nb, que muestran el Granito de Piñero y el Granito de Mata Oscura 1 (menos pronunciada que GM) en los diagramas de REE-PM y a las demás características geoquímicas, además del bajo o nulo contenido de corindón normativo, se les podría atribuir a GO1 una fuente de la corteza cortical mas profunda, entre 7 y 16 km, correspondiente a la Mesozona de BUDDINGTON (1959), mientras que para GP correspondería a una corteza media a superior (<8 km). Los patrones de REE-CN, muestran que estas rocas son peraluminicas, levemente metaluminicas, y que son similares a las rocas calco alcalinas félsicas post orogénicas-anorogénicas, muy evolucionadas.

La alta relación Rb/Sr y baja Sr/Ba, el decrecimiento de Al_2O_3 y CaO respecto al SiO_2 , y el empobrecimiento relativo de Eu para la mayoría de las muestras, implica el alto fraccionamiento de plagioclasa. El empobrecimiento relativo de Eu es más acentuado en GO y GP en comparación con GM. Esto implica que hubo mayor fraccionamiento de plagioclasa en GO1, GO2 y GP que en GM. (Tabla 9.E-1, apéndice 9.E).

La constancia relativa de la relación K_2O/Na_2O y $K_2O > Na_2O$ para GP y GO, indica la diferenciación de pulsos magmáticos diferentes de una misma fuente (JUNG *et al.* 1999). La ausencia de rocas máficas, la peraluminosidad de los granitos y el empobrecimiento relativo de Nb, sugiere una fuente postorogénica-anorogénica para GO1, GO2 y GP. Las anomalías negativas de Eu y Sr son el resultado de una temprana cristalización del fundido de plagioclasa por cristalización fraccionada o por la retención de estos elementos en feldespatos en la fuente, durante la fusión parcial. El débil patrón de fraccionamiento de HREE sugiere que los magmas fueron producidos fuera del campo de estabilidad del granate mientras que la plagioclasa era estable en la fuente. Todos estos elementos sugieren baja presión (< 8 kbar).

4.4.2. Diques de diabasa y diorita

Para este grupo de muestras con alta concentración de MgO y metaluminicas, se sugiere una fuente principal mantelar, mostrando una afinidad con rocas ígneas intraplaca. En el

diagrama de la figura 4-35 se puede observar que tanto la diorita como la diabasa caen principalmente en el campo de basaltos intra placa.

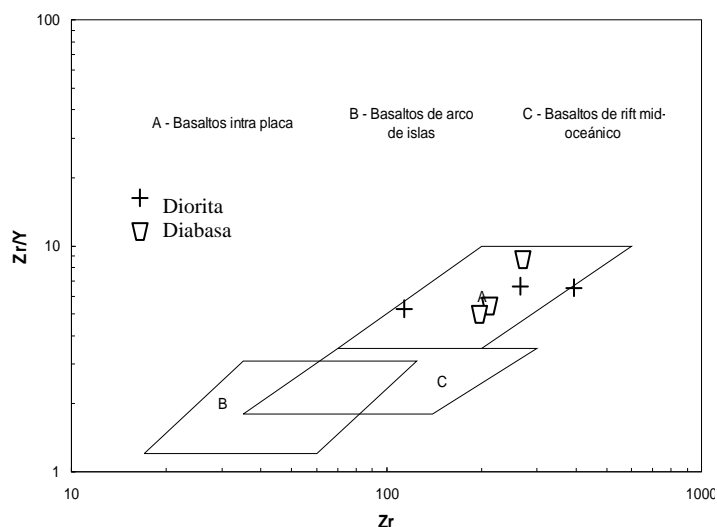


Fig.4-35. Diagrama de discriminación de ambientes tectónicos, indicando la ubicación de dioritas y diabasas (PEARCE & NORRIS 1979).

4.4.3. Diferenciación magmática

La relación ternaria entre los elementos Rb, Ba y Sr en las rocas del macizo permite observar la tendencia del grupo a la diferenciación magmática (Fig. 4-36).

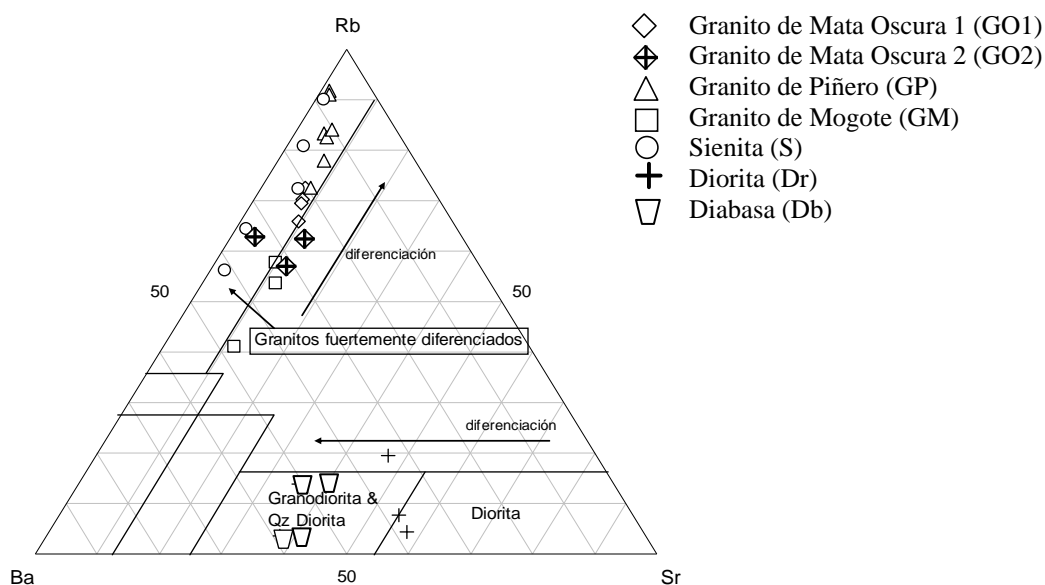


Fig. 4-36. Diagramas ternario mostrando la diferenciación del grupo de rocas del macizo El Baúl (BOUSEILY & EL SOKKARY 1975).

De esta manera, se puede apreciar que el grupo de muestras GP es el más altamente diferenciado (diferenciación muy tardía), con altos valores de Rb (432 - 594 ppm) y bajos valores de Ba (42-126 ppm) seguido por S, GO1, GO2 y GM, los cuales tienen una diferenciación intermedia con valores de Rb entre 271 y 399 ppm y valores de Ba entre 111 y 150 ppm.

En contraste, el grupo de diques máficos de diorita y diabasa, es el de menor diferenciación y posee altos valores de Sr (345-551 ppm), el cual está relativamente enriquecido con Ca, quien muestra cierta asociación con el Sr.

4.4.4. Rocas volcánicas

En las muestras analizadas de las riolitas de La Segoviera (RS) y El Corcovado (RC), se nota la alta concentración en K_2O y la baja abundancia relativa de TiO_2 estando en concordancia con una afinidad continental. El empobrecimiento relativo de Nd, Ba, Sr y el enriquecimiento de Th y U y la ubicación de las muestras de roca en el diagrama de la figura 4-37, indican que estas, son características de un magma de margen continental, postorogénico a transicional, con probablemente contaminación cortical del manto superior relacionado con enriquecimiento por la subducción.

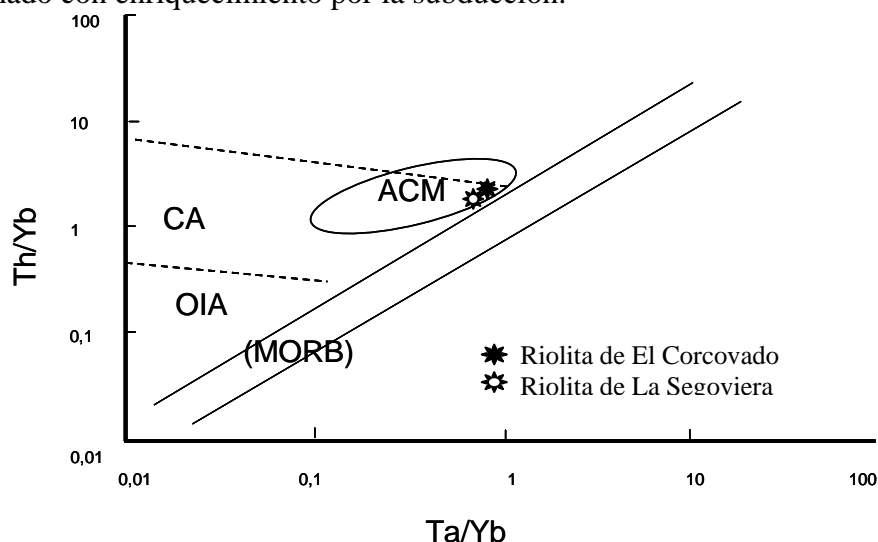


Fig.4-37. Diagrama de discriminación de ambientes tectónicos. Se puede observar que tanto RS como RC caen en el campo margen continental activo (ACM). CA: Serie calco-alcalina; OIA: Arco de islas oceánicas (PEARCE *et al.* 1975).

4.4.5. Resumen

GM tiene tendencias de granito tipo S (granito de dos micas con corindón normativo > 1% poco diferenciado y poco evolucionado. Basado en el índice de saturación de alúmina ($ASI > 1,1$) de SHAND (1947), este es peraluminico, leuco-monzogranito alcalino-cálcico. Los diagramas de discriminación de ambiente tectónico (PEARCE *et al.* 1984, HARRIS *et al.* 1986, TAYLOR *et al.* 1980 y BOUSEILY & EL SOKKARY 1975) muestran que GM tiene características geoquímicas similares a aquellos granitos sintectónicos y de arcos volcánicos (alta concentración de Rb, baja de Zr, Hf y Sr) que provendrían mayormente de la fusión parcial de una corteza media superior, favorecida por cantidades de agua variable.

Tomando en cuenta que la mayoría de los investigadores reconocen que los granitoides peraluminicos son del tipo S (CHAPELL & WHITE 1974), sintectónicos (PEARCE *et al.* 1984), se puede considerar incluir a GM dentro de este grupo, generado por fusión parcial de rocas metasedimentarias de la corteza cortical poco profunda.

GO1 es peraluminico a medianamente metaluminico, leuco-monzogranito biotítico y sienogranito biotítico, sub-alcalino a alcalino; GO2 es levemente metaluminico, monzogranito, subalcalino a alcalino;

GP es peraluminico a medianamente metaluminico, leuco-monzogranito y sienogranito calco-alcalino a sub-alcalino, con corindón normativo < 2%, $ASI < 1,1$, y titanita, con características de granito mas diferenciados y evolucionados del tipo I.

S es peraluminico, leuco sienita y cuarzosienita alcalina, muy poco evolucionada.

Los diques de diorita y diabasa parcialmente anfibolitizada, muestran enriquecimiento en hierro (tendencia toleítica), con un empobrecimiento del mismo para las muestras P-204 y P-60. Estas últimas son menos enriquecidas en hierro con una tendencia menos toleítica.

Basado en los diagramas de la discusión anterior, se puede considerar que GP, GO1, GO2 y S muestran características geoquímicas similares a aquellos granitoides post tectónicos-anorogénicos. Rocas con alta concentración álcali-cálcico y con abundante concentración en SiO_2 , son considerados granitoides muy evolucionados, post-orogénicos-anorogénicos (MANIAR & PICCOLI 1989).

5. GEOCRONOLOGÍA

En el presente trabajo, siete muestras del macizo de El Baúl fueron estudiadas por el método geocronológico de U-Pb en circón. Estas pertenecen a las siguientes unidades geológicas: Granito de Mogote, Granito de Mata Oscura, Granito de Piñero, Riolita de Corcovado, Riolita de La Bandola, Latita cuarcífera de El Oso y Riolita de La Segoviera. La separación de los cristales circón, es requerida para este método así como el producto de varias etapas de procesamientos, algunos de los cuales se basan en la alta gravedad específica del circón y su baja susceptibilidad magnética. El éxito al usar el método U/Pb en circón, requiere el desarrollo de procedimientos meticulosos de laboratorio para la separación de los circones y posterior análisis por espectrometría de masas (Apéndice 9.D).

Los detalles de los sitios de recolección de muestras para la geocronología aparecen en la tabla 5-1, y en la figura 5-1 se indica la ubicación de las muestras.

Tabla 5-1. Ubicación de las muestras datadas, por unidad geológica.

Número muestra	Unidad	Coordenadas (UTM)		Observaciones
		Este	Norte	
P-74	Granito de Mogote	594.474	1.006.967	La extracción de circón y datación se ha realizado exitosamente
P-110	Granito de Mata Oscura	596.359	999.400	
P-233	Granito de Piñero	605.597	989.091	
P-297	Riolita de Corcovado	579.460	990.325	
P-301	Riolita de La Segoviera	582.088	994.296	
P-318	Latita cuarcífera de El Oso	581.363	994.266	No había circones.
P-252	Riolita de La Bandola	600.545	986.088	

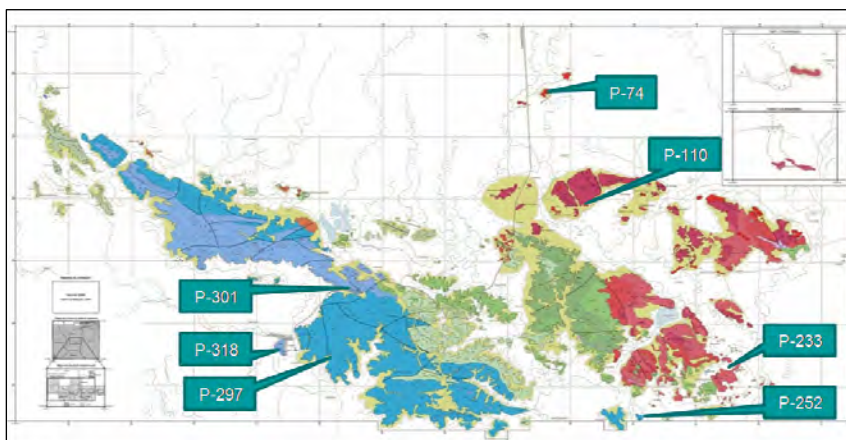


Fig. 5-1. Mapa geológico del macizo de El Baúl. Las flechas indican el punto de colección de las muestras datadas.

Estas fueron de 35 kg en total. Se empacaron en bolsas dobles de plástico, etiquetadas y llevadas al Laboratorio de Geología Isotópica de la Universidad de Georgia (USA) para la separación de los circones.

5.1. RESULTADOS GEOCRONOLÓGICOS

5.1.1. Riolita de Corcovado

Sobre la base de imágenes del microscopio electrónico de barrido (SEM), la muestra P-297, tiene una población homogénea de cristales de circón cortos y prismáticos (Fig. 5-2), entre 60 y 110 μ m de longitud, subhedrales a anhedrales y en algunos casos con terminación piramidal. La mayoría de los cristales son ligeramente marrones, prismáticos, transparentes a sub transparentes y exhiben estructura interna con zonación oscilatoria incipiente similar a los típicos circones magmáticos.

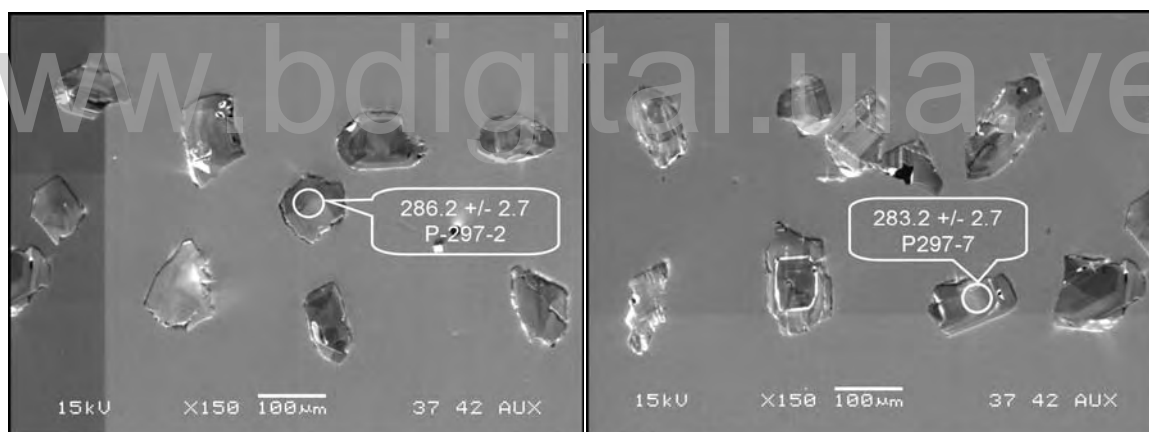


Fig. 5-2. Imagen SEM de circones de la muestra P-297. Se indican puntos de microanálisis y los resultados.

Los círculos que aparecen en las imágenes de la figura 5-3, indican el área donde fueron tomados algunos de los microanálisis por el equipo SHRIMP-RG.

Doce circones fueron analizados para esta muestra (Tabla 5-2) y la información isotópica se representa en el gráfico Concordia (Fig. 5-3). La mayoría de los análisis de los granos aportan una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $286,4 \pm 2,8$ Ma (Pérmico Temprano) para la cristalización de esta unidad.

Tabla 5-2. Información isotópica de la muestra P-297 correspondiente a la Riolita de El Corcovado.

Grano	% $^{106}\text{Pb}_c$	ppm U	^{232}Th ^{238}U	^{206}Pb ^{238}U Age	$^{238}\text{U}/$ $^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*$ $^{206}\text{Pb}^*$	\pm %	$^{207}\text{Pb}^*$ ^{235}U	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*$ ^{238}U	$\pm\%$
1	--	633	0,60	284.1 \pm 2.6	22.19	0.94	0.05061	2.0	0.3144	2.2	0.04506	0.94
2	0,10	598	0,50	286.2 \pm 2.7	22.02	0.95	0.05234	1.8	0.3276	2.0	0.0454	0.95
3	0,06	817	0,60	284.2 \pm 2.5	22.19	0.91	0.05191	1.7	0.3226	1.9	0.04507	0.91
4	--	470	0,51	280.8 \pm 2.7	22.46	0.98	0.05164	1.8	0.317	2.1	0.04452	0.98
5	0,08	377	0,45	278.9 \pm 2.8	22.62	1.0	0.0518	2.3	0.3156	2.5	0.04422	1.0
6	0,02	542	0,57	282.3 \pm 2.7	22.34	0.96	0.05211	1.9	0.3216	2.1	0.04476	0.96
7	0,11	520	0,57	283.2 \pm 2.7	22.27	0.97	0.052	2.0	0.3223	2.3	0.04491	0.97
8	--	482	0,53	288.9 \pm 2.8	21.82	1.0	0.0498	2.4	0.315	2.6	0.04584	1.0
9	--	859	0,71	282.6 \pm 2.5	22.31	0.9	0.05164	1.4	0.3191	1.6	0.04482	0.9
10	0,10	404	0,47	281.7 \pm 2.8	22.39	1.0	0.0527	2.0	0.3247	2.2	0.04467	1.0
11	0,16	519	0,56	281.8 \pm 2.7	22.38	0.98	0.052	2.1	0.3202	2.4	0.04468	0.98
12	0,08	432	0,52	283.6 \pm 2.8	22.24	1.0	0.05262	1.9	0.3263	2.1	0.04497	1.0

Pb_c y Pb* indican porciones de plomo común y radiogénico respectivamente. Pb común fué corregido usando ^{204}Pb .

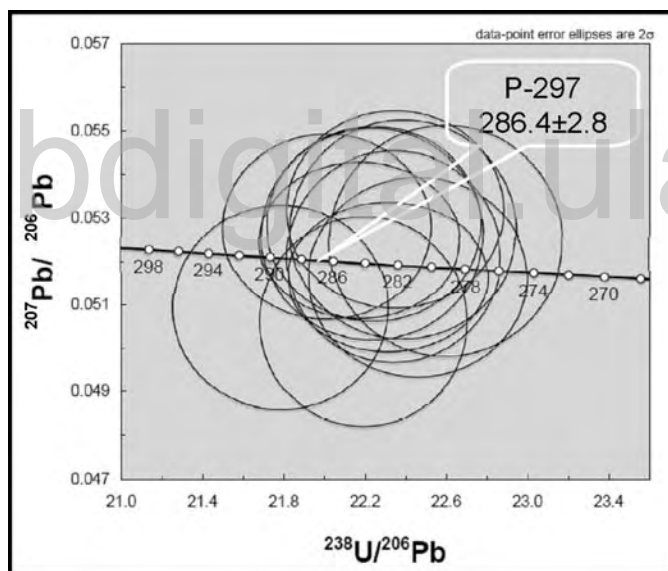


Fig. 5-3. Diagrama Concordia para la muestra P-297 de la Riolita de El Corcovado. Los círculos representan el error analítico de los 2 ejes.

5.1.2. Riolita de La Segoviera

La muestra P-301 tiene una población de circones menos homogénea que la anterior, de cristales de color marrón, de transparentes a sub transparentes, prismáticos, cortos y alargados (Fig. 5-4), entre 70 y 110 μm de longitud, con forma subhedral a anhedral y en

algunos casos con terminación piramidal. En general los cristales están fracturados y algunos presentan clara zonación

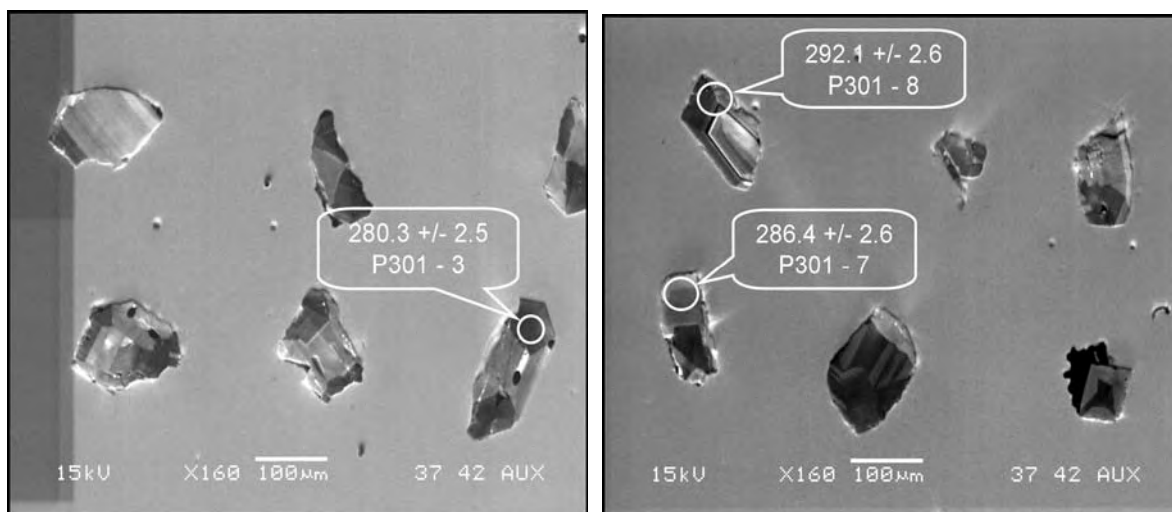


Fig. 5-4. Imagen SEM de circones de la muestra P-301, donde se observan subhedrales y anhedrales. Algunos presentan zonación.

Ocho circones fueron analizados para esta muestra (Tabla 5-3) y la información isotópica se muestra en un gráfico Concordia (Fig. 5-5). Los análisis resultaron ser concordantes y dan una edad de cristalización $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $283,3 \pm 2,5$ Ma (Pérmico Temprano) para esta muestra.

Tabla 5-3. Información isotópica de la muestra P-301 correspondiente a la Riolita de La Segoviera.

Grano	% $^{206}\text{Pb}_c$	ppm U	^{232}Th $/^{238}\text{U}$	^{206}Pb $/^{238}\text{U}$ Age	$^{238}\text{U}/$ $^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*$ $/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*$ $/^{235}\text{U}$	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*$ $/^{238}\text{U}$	$\pm\%$
1	--	653	0,72	283.1 \pm 2.6	22.28	0.94	0.0513	1.7	0.3175	1.9	0.04489	0.94
2	0,17	550	0,52	287.1 \pm 2.7	21.96	0.96	0.05339	1.7	0.3352	1.9	0.04554	0.96
3	0,08	837	0,78	280.3 \pm 2.5	22.5	0.9	0.05252	1.4	0.3219	1.6	0.04445	0.9
4	--	563	0,63	288 \pm 2.7	21.89	0.96	0.0508	2.1	0.3202	2.3	0.04568	0.96
5	0,02	872	0,72	281.7 \pm 2.5	22.39	0.9	0.05144	1.6	0.3168	1.8	0.04466	0.9
6	0,06	1157	1,00	286.5 \pm 2.4	22	0.87	0.0523	1.2	0.3277	1.5	0.04545	0.87
7	0,01	604	0,62	286.4 \pm 2.6	22.01	0.94	0.05145	1.8	0.3223	2.0	0.04543	0.94
8	0,04	808	0,65	292.1 \pm 2.6	21.57	0.91	0.05246	1.4	0.3353	1.7	0.04635	0.91

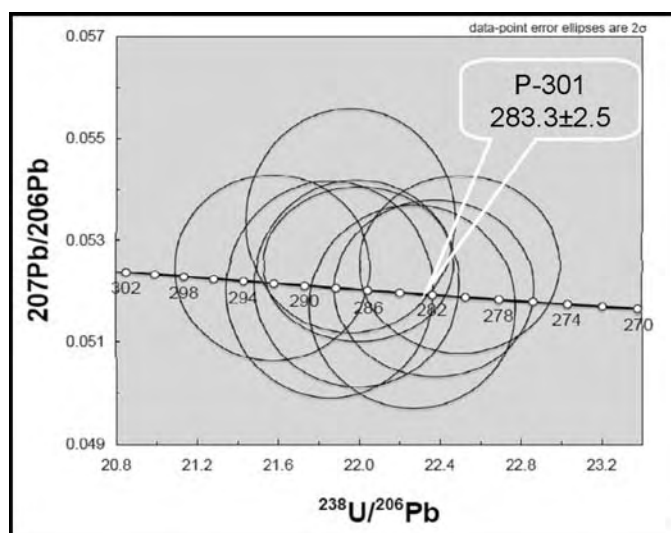


Fig. 5-5. Diagrama Concordia de la Riolita de La Segoviera, para la muestra P-301,.

5.1.3. Granito de Mogote

Esta unidad (P-74) presenta una población de circones diferentes a las anteriores, ya que son de mayor tamaño con una población homogénea de granos que van desde 200 a 300 μ m de longitud y que en general son euhedrales.

Los circones analizados constituyen cristales prismáticos elongados, transparentes, sin fracturas, muy escasas inclusiones, con caras piramidales. La mayoría de los casos presentan terminación bipiramidal. Son de color ligeramente rosa a incoloros, transparentes a sub transparentes con una clara estructura interna de zonación oscilatoria, que en algunos casos es irregular (Fig. 5-6), típica de circones magmáticos.

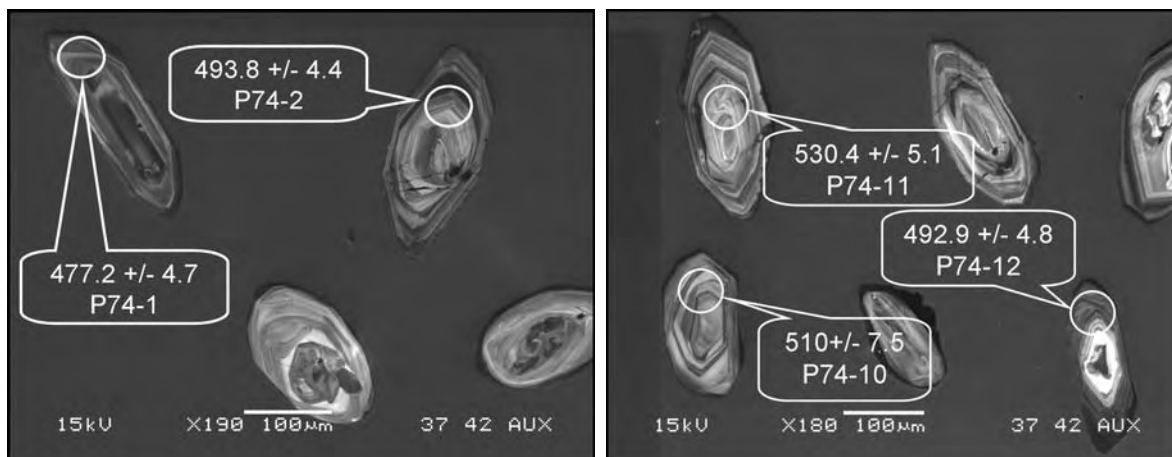


Fig. 5-6. Imagen de circones de la muestra P-74, en donde se observa la clara zonación.

En todos los cristales, se observó que los sobre-crecimientos parten de un núcleo no muy bien definido, como para catalogarlo de circón heredado. La mayoría de núcleos de circones heredados exhiben bordes definidos y forma euhedral.

Doce circones fueron analizados para la muestra (Tabla 5-4) del Granito de Mogote y la información isotópica esta contenida en la figura 5-7.

Tabla 5-4. Información isotópica de la muestra P-74 correspondiente al Granito de Mogote.

Grano	% $^{206}\text{Pb}_c$	ppm U	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age		$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$		$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$		$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$		$\pm\%$
1	0,06	315	0,18	477.2	± 4.7	13.01	1.0	0.0566	1.8	0.6	2.1	0.07684	1.0			
2	0,09	515	0,10	493.8	± 4.4	12.56	0.93	0.0578	1.3	0.634	1.6	0.07962	0.93			
3	0,04	549	0,10	498.5	± 4.4	12.44	0.92	0.05754	1.2	0.6378	1.5	0.0804	0.92			
4	--	627	0,10	518.7	± 4.5	11.93	0.91	0.05662	1.2	0.6541	1.5	0.08379	0.91			
5	0,15	397	0,12	476.6	± 4.5	13.03	0.98	0.05723	1.7	0.605	2.0	0.07673	0.98			
6	0,01	391	0,13	489.8	± 4.6	12.67	0.97	0.05703	1.5	0.621	1.8	0.07894	0.97			
7	0,11	371	0,17	497.1	± 4.7	12.47	0.99	0.0576	1.6	0.637	1.9	0.08017	0.99			
8	--	555	0,13	512.7	± 4.5	12.08	0.92	0.05697	1.2	0.65	1.6	0.08278	0.92			
9	0,10	174	0,63	490.6	± 5.5	12.65	1.2	0.0578	2.2	0.63	2.5	0.07907	1.2			
10	0,04	75	0,93	510	± 7.5	12.15	1.5	0.0578	3.3	0.656	3.7	0.0823	1.5			
11	0,01	366	0,48	530.4	± 5.1	11.66	0.99	0.0565	2.1	0.669	2.3	0.08577	0.99			
12	0,19	343	0,14	492.9	± 4.8	12.58	1.0	0.0572	1.9	0.627	2.2	0.07947	1.0			

Como se puede observar en esta tabla, la mayoría de los datos son concordantes con una baja relación $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ y conducen a una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $493,8 \pm 5,2$ Ma (Cámbrico Tardío), representando la edad de cristalización del plutón.

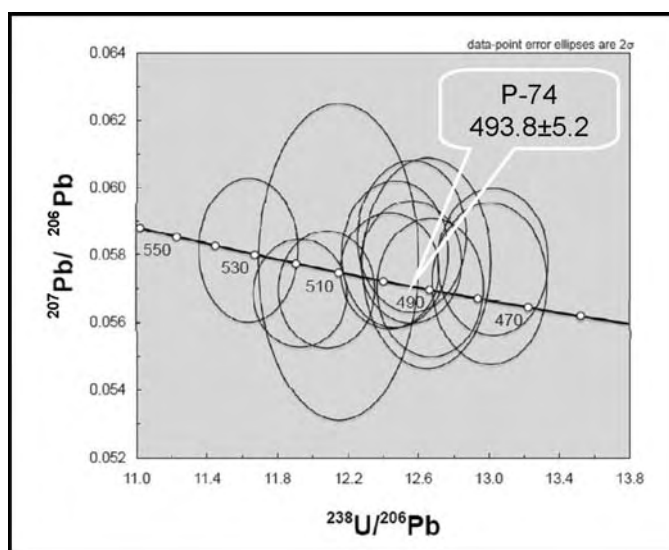


Fig. 5-7. Diagrama Concordia para la muestra P-74 del Granito de Mogote.

5.1.4. Granito de Mata Oscura 1

Los circones extraídos de la muestra P-110, tienen tamaño medio, que varía entre 80 y 200 μ m de longitud (Fig. 5-8) y con terminación piramidal.

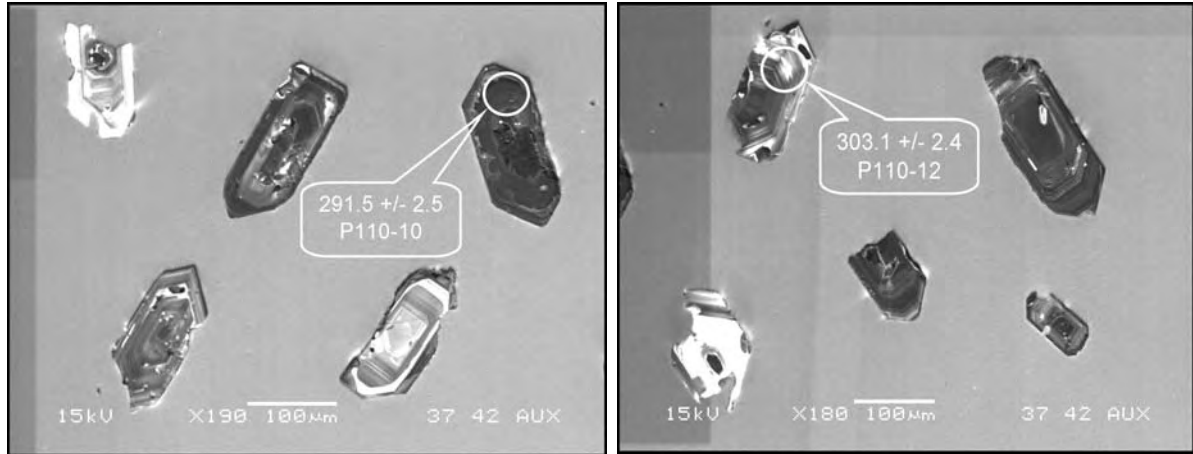


Fig. 5-8. Imagen de la muestra P-110.

Son cristales prismáticos elongados, transparentes, con algunas fracturas, muy escasas inclusiones, con caras prismáticas bien definidas que en ocasiones son piramidales. Los granos son homogéneos y de forma euhedral a subhedral, con buen desarrollo de estructura interna de zonación oscilatoria, similar a los típicos circones magmáticos. En algunos casos presentan núcleo irregular, sin una buena definición de circón heredado. Se caracterizan por ser prismáticos, transparentes a poco transparentes, de incoloro a ligeramente rosa.

Tabla 5-5. Información isotópica de la muestra P-110 correspondiente al Granito de Mata Oscura.

Grano	% $^{206}\text{Pb}_c$	ppm U	^{232}Th $\mu^{238}\text{U}$	^{206}Pb $\mu^{238}\text{U}$ Age	$^{238}\text{U}/$ $^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*$ $\mu^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*$ $\mu^{235}\text{U}$	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*$ $\mu^{238}\text{U}$	$\pm\%$
1	0,02	1476	0,79	287.3 ± 2.4	21.95	0.85	0.05138	1.3	0.3228	1.5	0.04557	0.85
2	0,09	1764	1,21	297 ± 2.4	21.21	0.84	0.05171	1.2	0.3361	1.5	0.04714	0.84
3	1,17	289	1,15	157.5 ± 2	40.43	1.3	0.0461	9.9	0.157	10	0.02473	1.3
4	0,07	3064	0,68	301.7 ± 2.4	20.87	0.81	0.05231	0.86	0.3455	1.2	0.04791	0.81
5	0,20	1392	0,50	287 ± 2.4	21.97	0.86	0.0527	1.3	0.3308	1.5	0.04552	0.86
6	--	2085	1,13	295.4 ± 2.4	21.33	0.83	0.05185	0.92	0.3352	1.2	0.04689	0.83
7	1,14	2459	0,53	277.6 ± 2.3	22.73	0.83	0.0534	2.1	0.3238	2.3	0.044	0.83
8	0,35	769	0,78	274.7 ± 2.5	22.97	0.92	0.052	2.3	0.3119	2.5	0.04354	0.92
9	7,10	562	0,76	293.6 ± 3.5	21.46	1.2	0.046	13	0.295	14	0.0466	1.2
10	0,12	1259	0,84	291.5 ± 2.5	21.62	0.86	0.05286	1.3	0.3371	1.6	0.04625	0.86
11	0,12	1862	0,94	291.7 ± 2.4	21.6	0.84	0.0531	0.89	0.339	1.2	0.04629	0.84
12	0,04	3936	0,95	303.1 ± 2.4	20.77	0.81	0.05251	0.66	0.3486	1.0	0.04815	0.81

De la totalidad de la muestra (P-110), doce circones fueron seleccionados y analizados (Tabla 5-5) y la información isotópica es mostrada en el gráfico Concordia de la figura 5-9.

En la tabla anterior se puede observar que la información, en su mayoría, es concordante con una baja relación $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ lo que implica una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $294,1 \pm 3,1$ Ma (Pérmico Temprano) para la cristalización de esta unidad.

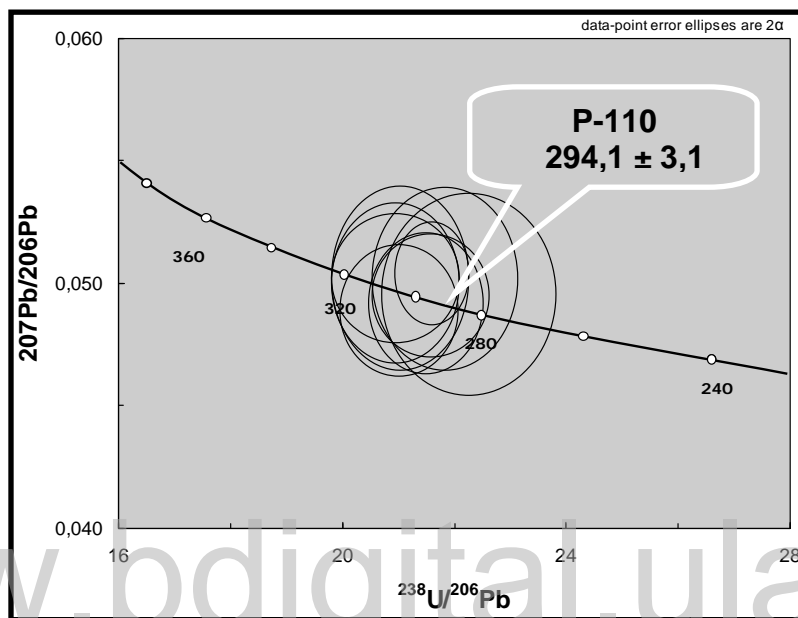


Fig. 5-9. Diagrama Concordia para la muestra P-110, del Granito de Mata Oscura.

5.1.5. Granito de Piñero

Los cristales de circón de la muestra P-233 (Fig.5-10), están caracterizados por constituir parte de una población homogénea, en su mayoría, euhedrales, con terminaciones piramidales y estructura de zonación oscilatoria regular. El tamaño promedio es de $120 \mu\text{m}$ de longitud.

La información isotópica fue obtenida de doce circones (Tabla 5-6) y la información fue graficada en el diagrama Concordia de la figura 5-11. Los resultados isotópicos, en su mayoría son concordantes y se observa que tienen baja relación $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, lo que conlleva a una edad de $289 \pm 2,9$ Ma (Pérmico Temprano), representando la cristalización para esta unidad.



Fig. 5-10. Imagen de circones provenientes del Granito de Piñero (muestra P-233).

Tabla 5-6. Información isotópica de la muestra P-233 correspondiente al Granito de Piñero.

Spot	% $^{206}\text{Pb}_c$	ppm U	^{232}Th ^{238}U	^{206}Pb ^{238}U Age	^{238}U $^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*$ $^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*$ ^{235}U	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*$ ^{238}U	$\pm\%$
P233-1	0.26	2688	0.66	291.2 \pm 2.3	21.64	0.82	0.05323	0.9	0.3392	1.2	0.04622	0.82
P233-2	0.05	1015	0.79	294.2 \pm 2.5	21.42	0.88	0.05257	1.2	0.3384	1.5	0.04669	0.88
P233-3	2.72	2712	0.78	136.8 \pm 1.2	46.61	0.88	0.052	3.6	0.1538	3.7	0.02145	0.88
P233-4	2.56	4046	0.52	294.2 \pm 3.2	21.42	1.1	0.0585	15	0.377	16	0.04669	1.1
P233-5	0.74	1039	0.86	237.7 \pm 2.1	26.62	0.9	0.0522	2.8	0.2702	2.9	0.03756	0.9
P233-6	0.04	9582	0.91	313.6 \pm 2.4	20.06	0.79	0.05281	0.41	0.3629	0.89	0.04984	0.79
P233-7	--	778	0.73	285.2 \pm 2.6	22.11	0.95	0.05092	1.5	0.3176	1.8	0.04523	0.95
P233-8	4.09	4089	1.24	271.4 \pm 2.3	23.26	0.87	0.0527	6.9	0.312	7.0	0.04299	0.87
P233-9	0.35	1442	0.59	269.4 \pm 2.3	23.43	0.86	0.05136	1.8	0.3022	2.0	0.04268	0.86
P233-10	0.20	718	0.89	288.2 \pm 2.6	21.87	0.92	0.05364	1.4	0.3382	1.7	0.04572	0.92
P233-11	0.13	470	0.68	287.5 \pm 2.8	21.93	0.98	0.05309	1.8	0.3348	2.0	0.0456	0.98
P233-12	0.66	2163	0.45	287.5 \pm 2.4	21.93	0.84	0.051	3.4	0.321	3.5	0.04561	0.84

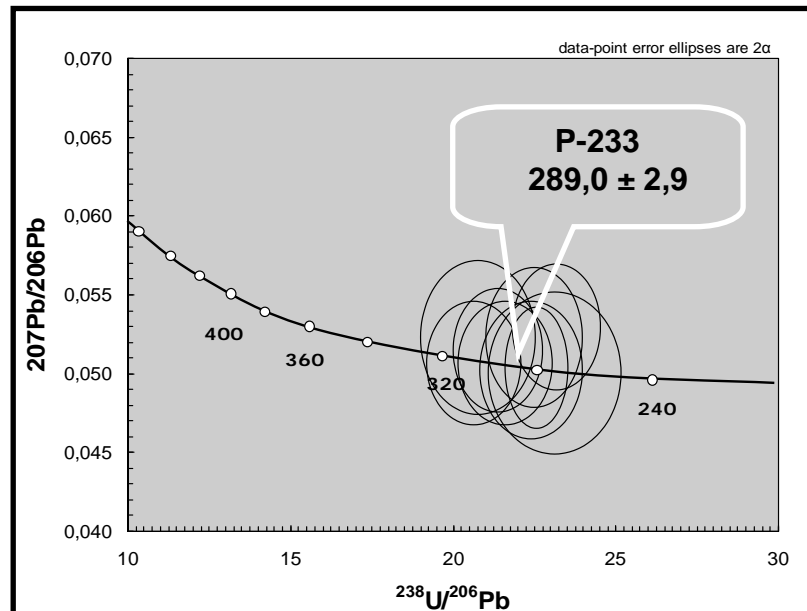


Fig. 5-11. Diagrama Concordia, correspondiente al Granito de Piñero (P-233).

5.1.6. Resumen de la geocronología

Se obtuvieron cinco nuevas edades U / Pb a partir de muestras tomadas de rocas graníticas y volcánicas de la región de El Baúl, Venezuela. La geocronología se llevó a cabo utilizando la técnica SHRIMP-RG y los resultados se resumen en la tabla 5-7.

Tabla 5-7. Resultados geocronológicos de unidades del macizo de El Baúl.

Unidad	Edad (U/Pb)	Período
Super-Asociación Guacamayas		
Riolita de La Segoviera	283,3 ± 2,5 Ma	Pérmico Temprano
Riolita de El Corcovado	286,4 ± 2,8 Ma	Pérmico Temprano
Asociación Granítica El Baúl		
Granito de Piñero	289,0 ± 2,9 Ma	Pérmico Temprano
Granito de Mata Oscura	294,1 ± 3,1 Ma	Pérmico Temprano
Granito de Mogote	493,8 ± 5,2 Ma	Cámbrico Tardío

www.bdigital.ula.ve

6. INTERPRETACIONES GENERALES

6.1. MODELO EVOLUTIVO

La combinación de la información de campo con la geoquímica y las nuevas edades U-Pb, proveen un marco tectónico conveniente para el análisis del significado de las unidades del macizo de El Baúl.

Entre 600 y 270 Ma, los continentes Gondwana y Laurasia colisionaron para formar Pangea. La colisión de estos continentes cerró el océano Reico (Fig. 6-1) el cual se encontraba entre Laurentia y Gondwana, al norte de Suramérica y fue la culminación de un largo período de formación de montañas, en el margen norte del Gondwana.

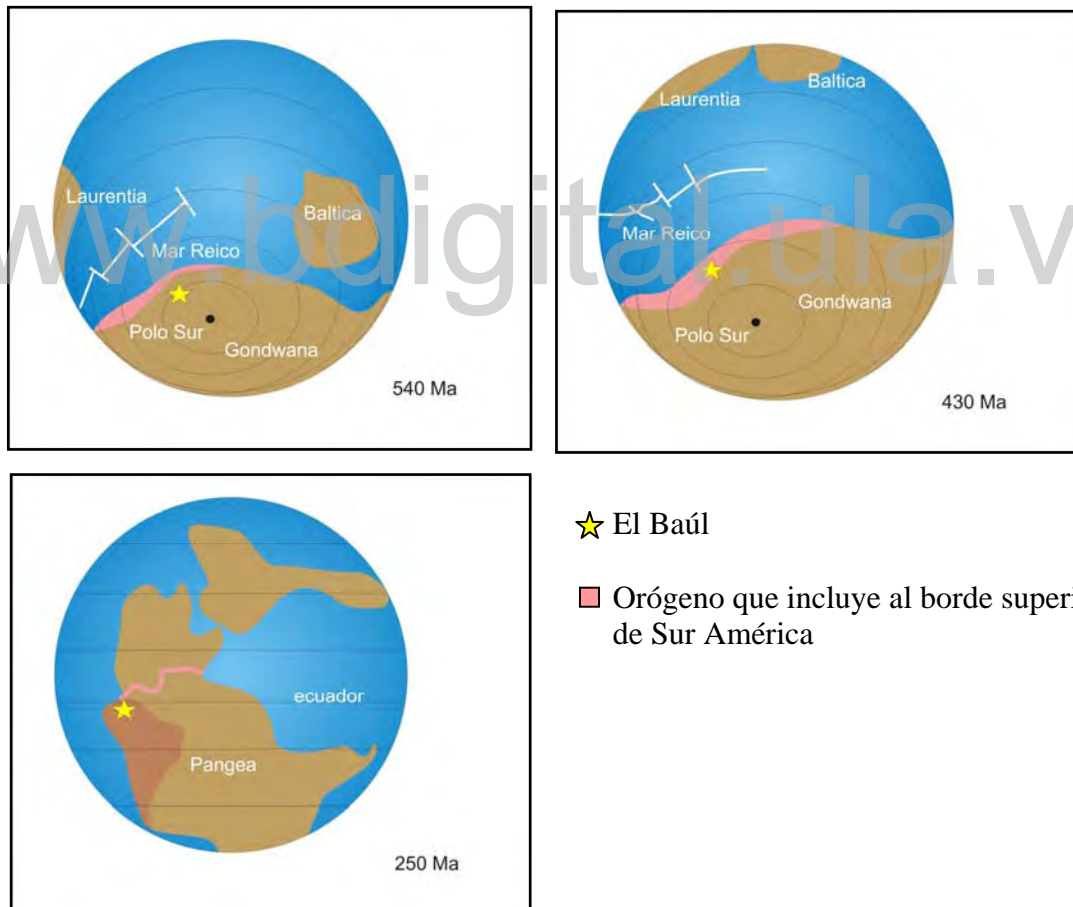


Fig. 6-1. Evolución del cierre del Mar Reico. En tiempos pre-Pangea, hace más de 250 Ma, la parte norte del bloque continental de Sudamérica, estaba rodeada por cinturones orogénicos paleozoicos que orlaban al cratón de Guayana, no existiendo todavía ni la placa del Caribe, ni el arco de Grenada.

La geología de estos tres continentes (Laurentia, Amazonia y Báltica) envuelven la subducción y la separación de bloques continentales, tales como la formación de los océanos Reico e Iapetus BRENDAN (*et al.* 2008). Para entender las fuerzas que crearon el océano Reico, debemos colocarnos entre 650 y 500 Ma, cuando los márgenes de América del Sur y África experimentaban una compleja evolución.

Las orogénesis que implican este evento son la Tacónica y la Apalachiana. La Tacónica comenzó hace 600 Ma y terminó hace 430 Ma (Fig. 6-2).

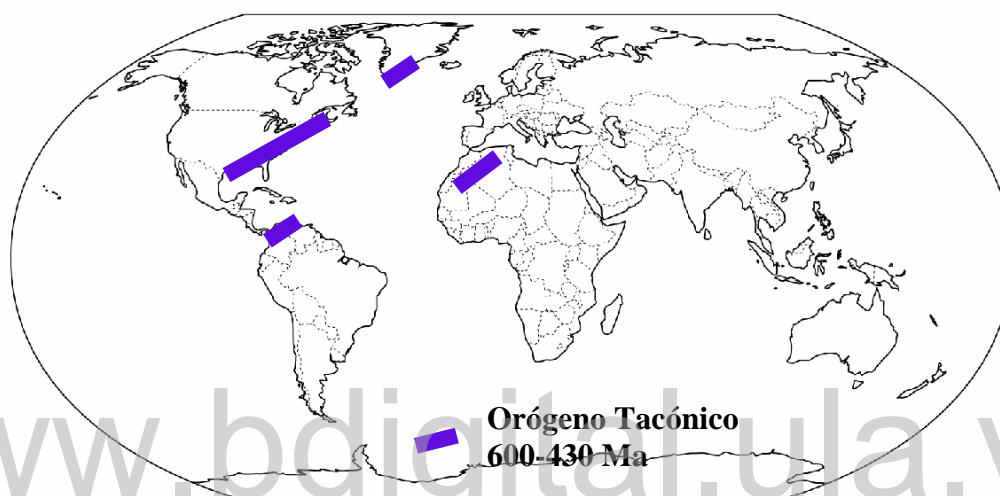


Fig. 6-2. Distribución de la orogénesis Tacónica en la actualidad.

La orogénesis Apalachiana comprendió el periodo entre 360 Ma y 270 Ma. En el esquema de la figura 6-3, se puede observar ambas orogénesis las cuales afectaron al macizo de El Baúl.

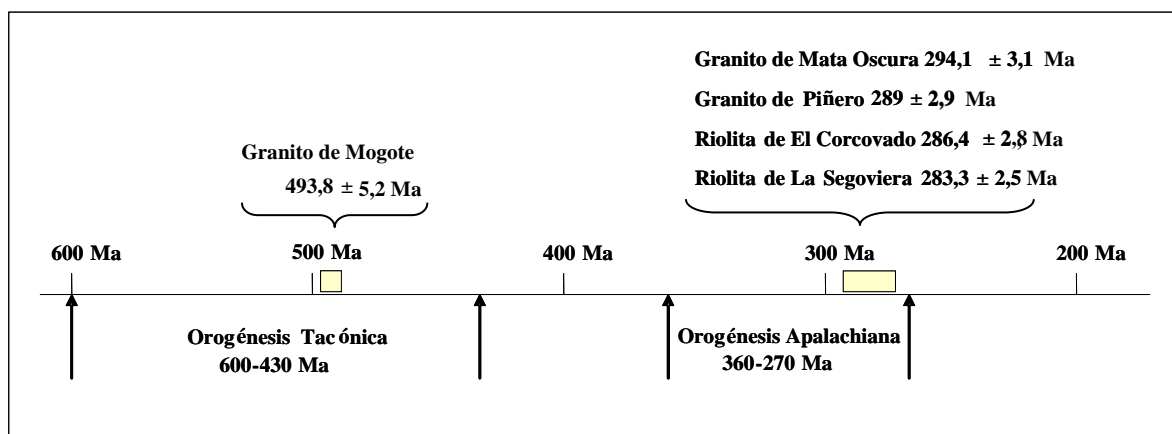


Fig. 6-3. Esquema donde se pueden ubicar las unidades de granito y riolita del macizo de El Baúl en las diferentes orogénesis.

El Granito de Mogote con su edad U-Pb de $493,8 \pm 5,2$ Ma, se ubica dentro de la orogénesis Tacónica mientras que los granitos de Mata Oscura y Piñero, así como las riolitas de El Corcovado y La Segoviera, corresponden al final de la orogénesis Apalachiana.

Durante este proceso subductivo, que involucro la orogénesis Tacónica, se genera un magma en la cuña mantelar, por deshidratación de la losa (slab) de subducción, que transmite el agua a la cuña y disminuye su punto de fusión. Este magma basáltico asciende y se acumula en la base de la corteza, generando calor y como consecuencia fundiéndola parcialmente. Este magma resultante, proveniente de la fusión de rocas sedimentarias asciende a través de la corteza y se emplaza en niveles someros, de donde resulta el Granito de Mogote, el cual es catalogado como poco evolucionado (Fig. 6-4).

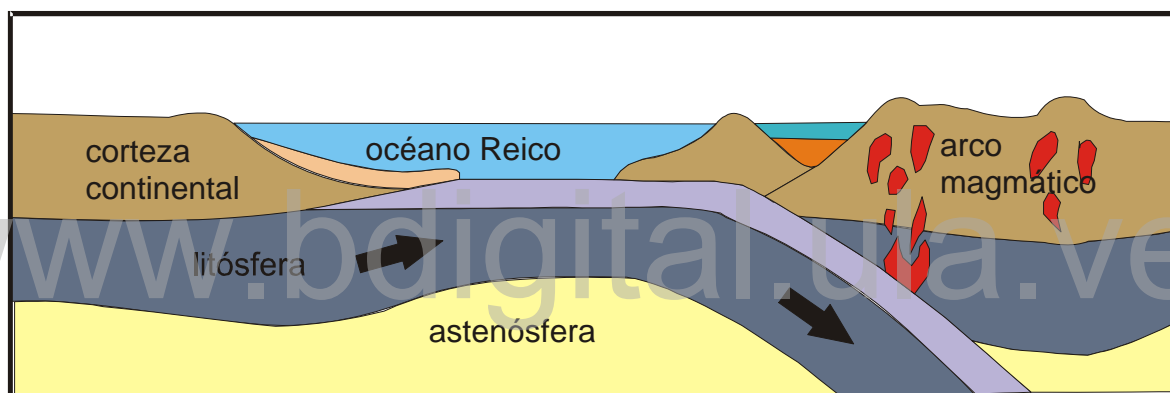


Fig. 6-4. Esquema donde se puede ubicar al Granito de Mogote (en rojo), del macizo de El Baúl, en la orogénesis Tacónica (Cierre del océano Reico).

Posteriormente se lleva a cabo la orogénesis Apalachiana que comenzó, hace 360 Ma y finalizó aproximadamente hace 270 Ma. Es al final de este evento (post orogénico) donde se ubican a los granitos de Mata Oscura y Piñero, asociados a vulcanismo riolítico (Riolita de El Corcovado y Riolita de La Segoviera. Este es un periodo de relajación de tensiones que se sitúa entre los 10 y 100 Ma después que la deformación-compresión ha terminado. WINTER (2001) llama a este período “transicional” ya que considera el término “post-orogénico” difícil de clasificar, debido a que sin orogenia no pudo haber ocurrido, pero se origina justo después del verdadero evento orogénico. De esta manera es clasificado por algunos investigadores como anorogénico y por otros como orogénico, mientras que el

término “transicional, posee aspectos de cada uno y se consideran regímenes distensivos (Fig. 6-5).

De esta manera la corteza continental inferior sufre una fusión parcial por descompresión, generado por el colapso de bloques a niveles más profundos. Esto genera un magma, el cual se emplaza en niveles corticales profundos, dando lugar los granitos de Mata Oscura y Piñero, los cuales se catalogaron como altamente evolucionados.

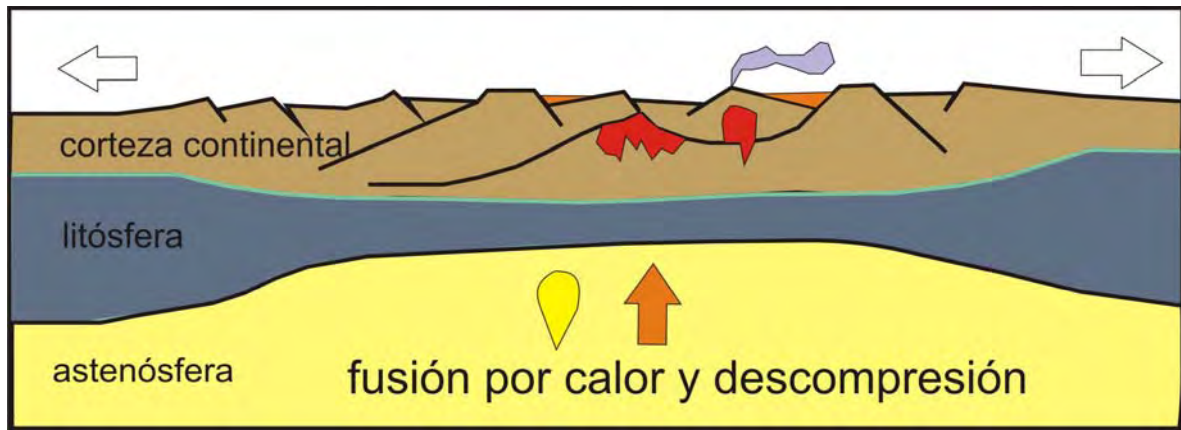


Fig. 6-5. Diagrama esquemático ilustrando una fase de relajamiento de ambiente de Arco Continental y la formación de una fusión parcial, generando grani toides (en rojo) del tipo Mata Oscura y Piñero.

6.2. MAGMATISMO

6.2.1. Cámbrico

Las interpretaciones y clasificaciones realizadas indican que el Granito de Mogote fue emplazado, en relación al principal evento que ha sido adscrito a la orogénesis Tacónica, el cual fue probablemente controlado por eventos deformacionales del Ordovícico y Devónico. El granito exhibe fábricas y texturas que pueden ser correlacionados con un campo particular de tensión regional (LOPEZ DE LUCHI *et al.* 2004).

El Granito de Mogote, del Cámbrico Tardío, es sin-tectónico respecto a los eventos deformativos de la orogénesis Tacónica (GOSEN *et al.* 2001) y pudo haberse emplazado en sedimentos probablemente del tipo de las formaciones Hato Viejo y Carrizal, del Cámbrico Temprano, durante el cierre de la cuenca. El magma que produjo al Granito de Mogote, provendría mayormente de fundidos de roca metasedimentaria, derivados de una corteza

media (Epizona), en donde las presiones eran menores de 8 kbar. El cierre de la cuenca podría estar relacionado con el océano Reico (MURPHY *et al.* 2008) el cual existía hace aproximadamente 500 Ma. Este océano se formó cuando dos continentes antiguos (Avalonia y Carolina) se separaron en el margen norte del Gondwana. La colisión continental que marcó el fin de este océano, hace unos 350 Ma a 300 Ma, fue un evento importante en la evolución de la Pangea. Esta fue la culminación de un período de formación de montañas sobre el margen norte del Gondwana. Estas fuerzas crearon los Apalaches del este de Norte América, el cinturón de montañas Variscanas, en Europa, las montañas del Anti Atlas, en el noroeste de África y los Andes de Colombia y por consiguiente influyeron en la formación del magma correspondiente al Granito de Mogote. Con la desintegración de la Pangea estos terrenos se dispersaron en un área muy amplia. Los remanentes del Granito de Mogote son el resultado de un levantamiento y posterior erosión de la corteza, correspondiente a un magmatismo que posiblemente se desarrolló a través de un sistema de fallas asociado con la colisión en una zona de subducción.

6.2.2. Pérmico

Los granitoides del Pérmico Temprano están controlados por el evento Apalachiano y son post orogénicos. El magmatismo responsable de la formación de las unidades GP, GO, S, Rs y Rc, se genera a finales de este evento tectónico, reconocido en el borde noroeste del cratón africano (VILLENEUVE 2005) y que afectó el borde norte de Gondwana. Estos pulsos magmáticos se generaron por fundido de roca ígnea a niveles profundos de la corteza (Mesozona), en donde las presiones eran mayores de 8 kbar, por descompresión adiabática desarrollada durante la fase postorogénica y de transición de este evento tectónico y tienen una diferencia de ± 5 Ma entre GP y GO y de 3 Ma respecto a Rs y Rc. Debido a los caracteres químicos entre GP y GO, se considera que estos provienen de la misma fuente y que son un evento independiente del Granito de Mogote, del Cámbrico Tardío.

6.3. ESTRUCTURA REGIONAL

El macizo de El Baúl es el resultado de esfuerzos de cizalla de dirección este-oeste que causaron un patrón de sistema de fallas en echelón, lo que produjo los movimientos de bloques completos a través de este grupo de fallas transcurrentes dextrales con rumbo

aproximado de N45°O. Se considera que este sistema en “echelón” (Fig. 6-6) domina el rasgo estructural del macizo, aunque en el campo no se visualizaron, debido a que las trazas están cubiertas por los sedimentos aluvionales. Con este fallamiento se interpreta que el macizo sufrió esfuerzos de cizalla en dirección E-O.

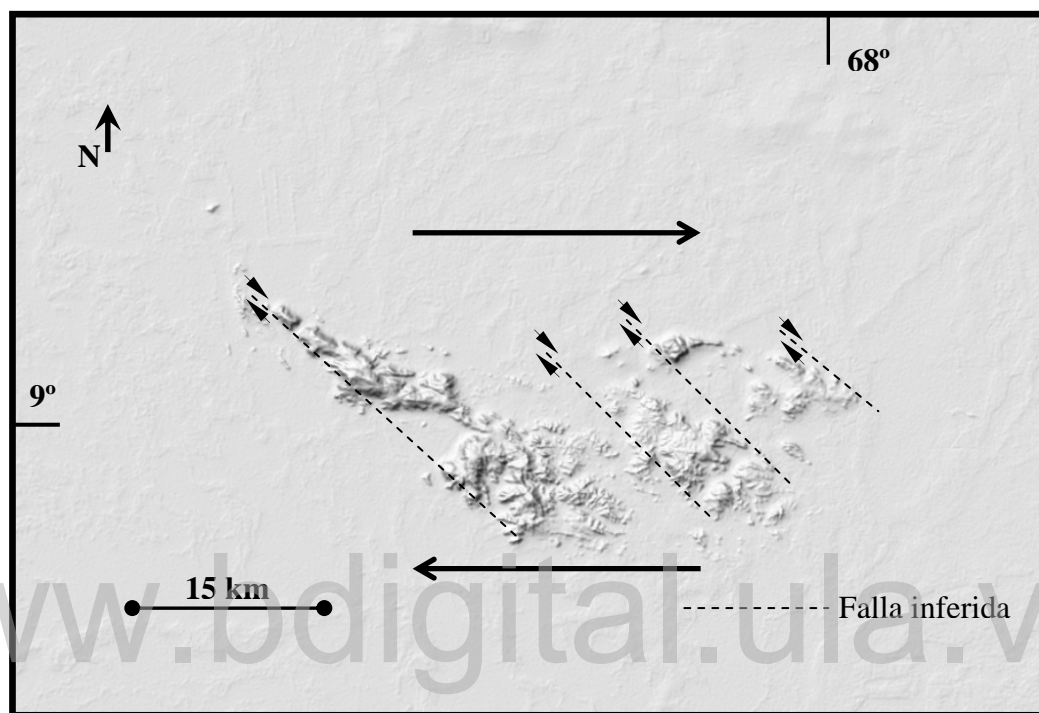


Fig. 6-6. Esquema de fallamiento regional inferido sobre un modelo digital de elevación del macizo de El Baúl (fragmento de GARRITY *et al*, 2004)

6.4. RESUMEN DEL MODELO EVOLUTIVO

La geología regional en la región de El Baúl indica dos eventos ígneos y dos metasedimentarios. Los ígneos plutónicos corresponden a los granitos de Mogote (Cámbrico Tardío), Mata Oscura y Piñero (Pérmico Temprano), mientras que los ígneos volcánicos a la Asociación Latítica El Peñón y a la Asociación Riolítica Teresén (Pérmico Temprano). Los eventos metasedimentarios son la Filita de Mireles (Ordovisico) y las rocas de la Asociación Metasedimentaria Barbasco (Pre-Pérmico?).

Cámbrico

La historia se inicia a fines del Cámbrico, cuando el Granito de Mogote se origina en un margen continental activo sobre una zona de subducción (modelo tipo andino) (Figs. 4-29, 4-30) en el norte de Gondwana, para la época en que el océano Reico se estaba cerrando, relacionado a la orogénesis Tacónica (Caledoniana) (el empobrecimiento en Nb que se observa en la figura 4-10, lo caracteriza como tal, además de la alta concentración de Rb y la baja de Zr, Hf y Sr). Esta subducción genera la fusión de rocas sedimentarias, formadas a partir de sedimentos originalmente ricos en arcillas, dando lugar a un fundido, el cual cristaliza como un leuco monzogranito de textura porfídica. Esta textura que representa una temprana cristalización de grandes cristales de feldespato potásico durante un ligero enfriamiento, seguido por granos menos gruesos. La poca presencia de textura perítica sugiere que el cuerpo se terminó de enfriar aceleradamente, sin permitir exsolver más Na como albita. Después del breve enfriamiento, asciende y se emplaza en niveles someros de la corteza, en una cámara magmática situada a menos de 8 km de la superficie (epizona), lo que implicó un enfriamiento más rápido y por consiguiente la cristalización final del plutón ($493,8 \pm 5,2$ Ma) con minerales de menor tamaño. En el ascenso de este magma se incorporan fragmentos de la roca caja, lo que podría explicar la presencia de cristales de plagioclasa con inclusiones de sillimanita (fibrolita), es de hacer notar que algunas plagioclasas contienen este mineral y otras no. Además la alta concentración de Fe_2O_3 y MgO que lo ubican en el campo “magnesiano” implican contaminación por asimilación de la roca caja.

El carácter peraluminico (Fig. 4-1), alcalino-cálcico (Fig. 4-7), dos micas (Figs. 8.C-5, 8.C-6) (Tabla 3-3), con corindón normativo ($> 2\%$) (Tabla 9.E-5), un ASI $> 1,1$ (Fig. 4-1) y $< 3,2\%$ en Na_2O (Tabla 9.E-1), revela que este magma estaba saturado en alúmina, en parte, probablemente por su protolito sedimentario. La presencia de minerales hidratados tales como biotita (Tabla 3-3) implica que este magma estaba favorecido por presencia de agua. La concentración de SiO_2 (Tabla 9.E-1) y las características antes señaladas, junto con las relaciones $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,35$ y $\text{La}/\text{Yb}_{\text{CN}} = 3,75$ (Fig. 4-11), implican que el fraccionamiento fue moderado y que este granito tipo S es algo evolucionado.

Es posible que este granito se haya intrusionado en formaciones del Cámbrico Temprano, quizás semejantes a Hato Viejo y Carrizal o equivalentes, sólo que las

relaciones de campo se desconocen debido a que estas no afloran, sino que son reconocidas en pozos exploratorios en el oriente del país.

Ordovícico

Los sedimentos finos de la Filita de Mireles, se depositan a comienzos del Ordovícico indicando el fin de una transgresión (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980) sobre sedimentos del Cámbrico y es posteriormente a esta y anterior al Pérmico cuando se depositan los sedimentos de la Asociación Metasedimentaria El Barbasco. Debido a que no se tienen edades de esta asociación y a las relaciones de campo, se sugiere como unidad del pre-Pérmico y post Ordovícico. En este período pre-Barbasco debió ocurrir el evento metamórfico de bajo grado con deformación moderada que permitió generar las pizarras y filitas de Mireles.

Pérmico (Plutonismo)

En el Pérmico Temprano y a finales de la orogénesis Apalachiana (Herciniana), cuando las tensiones ya habían terminado en el norte de Gondwana, es cuando comienza un relajamiento tectónico y adelgazamiento cortical, de manera que la corteza continental inferior sufre una fusión parcial por descompresión adiabática, generado por el colapso de bloques a niveles más profundos. Esto genera un magma que se emplaza tanto en niveles inferiores corticales (Granito de Mata Oscura) como en niveles superiores (Granito de Piñero). Ambos granitos son coevales (REE-PM y REE-CN indican tendencias similares) (Fig. 4-20) y post orogénicos (Figs. 4-30, 4-32, 4-34), ubicándose al final de esta orogénesis (Fig. 6-3), en un período que se sitúa entre los 10 y 100 Ma después de la deformación-compresión. La mineralogía de estos cuerpos (Tablas 3-4, 3-6) es generalmente uniforme: cuarzo, plagioclasa (An_{1-11}), feldespato potásico, biotita, muscovita y opacos. Las fases menores incluyen apatito, titanita, opacos y circón los cuales en su mayoría, están como inclusiones en biotita. La clorita y epidoto son minerales producto de transformaciones posteriores.

Granito de Mata Oscura

El Granito de Mata Oscura proviene de un mismo magma pero tiene dos pulsos, lo que produce dos facies, a saber: Granito de Mata Oscura 1 (leucomonzogranito y sienogranito) y Granito de Mata Oscura 2 (monzogranito), los cuales pudieron ascender independientemente para emplazarse en niveles de la corteza inferior, de la misma cámara magmática (mesozona) a más de 8 km de la superficie, en donde cristalizó ($294,1 \pm 3,1$ Ma), lo que implicó un lento enfriamiento, con la formación de cristales gruesos (hasta 12 mm de diámetro).

El carácter peraluminico a levemente metaluminico (Fig. 4-1), subalcalino (Figs. 4-4, 4-7), sin corindón normativo (Tabla 9.E-5) y un ASI $< 1,1$ (Fig. 4-1), revela que el magma que produjo al Granito de Mata Oscura 1 (GO1) no estaba saturado en alúmina y se le considera más evolucionado (Fig. 4-36) debido, entre otros, a la alta concentración de SiO_2 (74-75 %), mientras que el Granito de Mata Oscura 2 (GO2), metaluminico (Fig. 4-1) y alcalino (Fig. 4-7) con corindón normativo $< 1\%$ (Tabla 9.E-5), un ASI $< 1,1$ (Fig. 4-1) y una concentración de SiO_2 (Tabla 9.E-1) menor que GO1, es considerado menos evolucionado (Fig. 4-36). Ambos son catalogados como del tipo I debido a que las concentraciones de Na_2O es $>$ de 3,2% (Tabla 9.E-1), la relación A/CNK es $< 1,1$ (Fig. 4-1), tienen diópsido normativo y $< 1\%$ de corindón normativo (Tabla 9.E-5). Las relaciones $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,13$ y $\text{La}/\text{Yb}_{\text{CN}} = 5,5$, implican que el fraccionamiento fue muy pronunciado y que ambos son muy evolucionados. Esto se evidencia con el contenido de plagioclasa en ambos granitos (Tabla 4-3). El pulso correspondiente a GO2, fue más hidratado y tuvo asimilación de la roca caja debido a los altos valores en la concentración de Al_2O_3 y Fe_2O_3 (15 y 4 % respectivamente) (Tabla 9.E-1).

La presencia de minerales hidratados tales como biotita, hornblenda y allanita (Tabla 4-3) en GO2 implica que este magma contenía mayor cantidad de agua que el de GO1 y fue más afectado por actividad hidrotermal tardía. La presencia de las texturas "meso" y anti-perfítica que exhiben estos granitoides (Fig. 8.C-8d, e y f) y que están en la misma roca junto a la perfítica, pudiese ser debido a una mezcla de magmas (SILVA *et al.* 2000).

Granito de Piñero

El Granito de Piñero, el cual cristaliza 5 Ma mas tarde ($289,0 \pm 2,9$ Ma) que GO, en un ambiente de distensión, es catalogado como medianamente evolucionado, peraluminico a medianamente metaluminico (Fig. 4-1), leuco-monzogranito y sienogranito (Tabla 3-6), calco-alcalino (Fig. 4-2) a sub-alcalino (Figs. 4-4, 4-7), con $< 1\%$ de corindón normativo (Tabla 9.E-5), un ASI $< 1,1$ (Fig. 4-1), esfena (Tabla 3-6) y una concentración de 74 % de SiO₂ (Tabla 9.E-1), lo que lo caracteriza como bien diferenciado (Fig. 4-36) y evolucionado del tipo I. Las relaciones Eu/Eu* (0,12) y La/Yb_{CN} (7,3) reflejan que GP tuvo buen fraccionamiento.

Este granito es coeval (Fig. 4-20) con GO (REE-PM y REE-CN indican tendencias similares) y el tamaño de grano, más fino (Fig. 3-12), hace pensar que ascendió por el sistema de fracturas creado por la distensión, a niveles someros de la corteza se emplazó en una roca precalentada, lo que podría explicar el tamaño del grano y buena evolución. La textura gráfica (Fig. 3-13) que caracteriza a esta unidad indica una rápida y simultánea cristalización de cuarzo y feldespato potásico de un fluido que se enfrió a profundidades someras (< 8 km) de la Epizona.

Dentro de esta unidad hay una subunidad (apéndice 9.F), reconocida en campo y cartografiada, llamada Granito de Piñero alterado. La alteración podría ser debido a una mayor actividad hidrotermal tardía a finales de la orogénesis y se manifiesta con el alto contenido de sericita, exhibiendo sólo el cuarzo como mineral inalterado (Fig. 3-17).

La textura mirmequítica que caracteriza al grupo de granitoides fue formada por metasomatismo (a escala muy local) y exsolución (COX *et al.* 1979) lo cual fue sometido el macizo posteriormente. Los esfuerzos impuestos a los cuerpos granitoides están soportados por la extinción ondulatoria y sobrecrecimiento del cuarzo, micropliegues en biotita y moscovita, microfallas en plagioclasas (apéndice 9.C), siendo esto la respuesta de esfuerzos regionales post-emplazamiento, impuestos a los granitoides de El Baúl.

El empobrecimiento de Eu y Sr, la alta relación Rb/Sr y la baja en Sr/Ba son consistentes con la temprana cristalización de plagioclasa.

Minerales secundarios tales como epidoto, titanita y fluorita, sericitización de feldespatos y cloritización de biotita son los resultados de una actividad hidrotermal tardía (apéndice 9.C).

Pérmico (Vulcanismo)

El plutonismo granítico del Pérmico Temprano fue seguido por un vulcanismo al final de la orogénesis Apalachiana (Hercínica), en un ambiente de transición (WINTER 2001). Las fisuras creadas por la distensión, facilitaban la salida de pulsaciones sucesivas de magmas ácidos en forma de coladas correspondiente a la Asociación Riolítica Teresén que comprende a la Riolita de El Corcovado ($286,4 \pm 2,8$) Ma y a la Riolita de La Bandola y a la Asociación Latítica El Peñón, que comprende a la Latita Cuarcífera de El Oso y a la Riolita de La Segoviera ($283,3 \pm 2,5$ Ma). Diques de Riolita de El Corcovado, cortan a las rocas metasedimentarias de El Barbasco mientras que otros de diorita, aplita, diabasa y vetas de cuarzo, están asociados con este vulcanismo, ya que los mismos cortan a las rocas plutónicas y Metasedimentarias de El Barbasco (apéndice 9.F). En el área sur oeste del cerro Ave María, la presencia de una brecha de falla (Figs. 3-47, 3-49) entre la sienita y la Riolita de La Bandola, apoya la teoría de que los contactos de los granitoides con la roca caja son tectónicos, esto aunado a que no se observaron aureolas de contacto.

Estas riolitas son peraluminicas con una relación $A/CNK > 1,1$ y de afinidad subalcalina (Fig. 4-25). Los componentes mayoritarios de las riolitas demuestran que están saturadas en sílice (73 a 78 %), son potásicas ($K_2O > Na_2O$) con moderada concentración de Al_2O_3 (11,9-14,22 %), K_2O (3,22-5,15 %) y baja en Na_2O (0,02-0,05 %)(Tabla 9.E-2).

Ambas unidades de riolita muestran características de un magma subalcalino postorogénico (Fig. 4-37), con alta concentración en K_2O y baja abundancia relativa de TiO_2 así como el empobrecimiento relativo de Nd, Ba, Sr y el enriquecimiento de Th y U (Figs. 4-26, 4-27).

Evolución del macizo

En el Jurásico ocurre la fragmentación de Pangea, separando el norte de sur América, seguido por una subsidencia durante el Cretácico Temprano (Aptiense). A partir de este período el macizo de El Baúl queda como una zona positiva en un prolongado tiempo de

erosión y peni planación, que dio por resultado la casi total eliminación de la cubierta paleozoica (MARTÍN 1961) que estaba sobre el cinturón Paleozoico. Esto queda soportado debido a que las formaciones Aguardiente, en el estado Barinas y Canoa, Tigre en el estado Guárico, muestran adelgazamiento (KISER & BASS 1985) hacia el área de El Baúl, lo cual indica cierta elevación estructural del macizo durante el Aptiense-Albiense. Durante el Cretácico Tardío los mares avanzan hacia el sur y este, cubriendo los estados Guárico, Anzoátegui y Monagas. Hacia el suroeste la transgresión se extendió hasta Guasualito y Bruzual, manteniéndose el macizo de El Baúl como una zona positiva entre estos mares. En el Oligoceno se desarrollo una transgresión que permitió la acumulación de los sedimentos de la Formación La Pascua.

La forma del macizo El Baúl fue probablemente controlada por el último evento tectónico del área, y se considera que su posición actual no es la original. Puede que el macizo haya migrado por tectonismo desde el norte para ocupar la actual posición.

www.bdigital.ula.ve

7. SUMARIO, CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

SUMARIO

- En el área de estudio afloran rocas plutónicas, volcánicas y metasedimentarias junto a depósitos cuaternarios, dispuestas de la manera que aparece en la Tabla 7-1.

Tabla 7-1. Resumen de unidades geológicas aflorantes en el área de estudio.

Rocas metasedimentarias y sedimentos no consolidados				
Edad	Siglas ⁽¹⁾	Unidades geológicas		
Cuaternario	Qal	Aluvión		
	Qlr	Ladera Rampa		
Pre-Pérmico (?) Post-Ordovícico (?)	Pre-P?Bc	Asociación Metasedimentaria Barbasco	Cuarcita de Cañaote	
	Pre-P?Bcc		Metaconglomerado de Cayetano (Unidad no cartografiable)	
	Pre-P?Bce		Metapelita de Cerrajón	
	Pre-P?Bcej		Metalimolita de Jobito	
Cámbrico Tardío a Ordovícico Temprano	CA4o1m	Filita de Mireles		

Rocas ígneas					
Pérmico Temprano	P1Gps	Super Asociación Guacamayas	Asociación Latítica El Peñón	Riolita de La Segoviera	
	P1Gpo2			Latita Cuarcífera de El Oso 2	
	P1Gpo1			Latita Cuarcífera de El Oso 1	
	P1Gtb2		Asociación Riolítica Teresén	Riolita de La Bandola 2	
	P1Gtb1			Riolita de La Bandola 1	
	P1Gtt			Riolita de Tirado	
	P1Gtc			Riolita de El Corcovado	
Pérmico Tardío (?)	P?Db	Asociación Granítica El Baúl	Intrusivos tardíos	Diabasa (Db)*	
	P?Dr			Diorita (Dr)*	
	P?Bs			Sienita (S)*	
	P?Ba			Aplita (A)*	
Pérmico Temprano	P1Bp		Granito de Piñero (GP)*		
	P1Bpa		Granito de Mata Oscura (GO).	Granito de Piñero alterado (GPa)	
	P1Bm			Granito de Mata Oscura 1 (GO1)*	Granito de Mata Oscura 2 (GO2)*
Cámbrico Tardío	CA4Bm		Granito de Mogote (GM)*		

(1) Siglas utilizadas en los mapas del apéndice 9.F.

(*) Siglas utilizadas en el texto.

- De la clasificación petrográfica para la Asociación Granítica El Baúl, se tiene que las rocas de Granito de Mogote corresponden a monzogranito, mientras que las de Granito de Piñero y Granito de Mata Oscura se distribuyen principalmente en el campo de sienogranito, y monzogranito. La Sienita se distribuye en el campo de sienita y cuarzo sienita y los diques Diorita y Diabasa se concentran en el campo de diorita.

- Se realizaron análisis químicos de roca total a 22 muestras, correspondientes a las unidades: Granito de Mogote (GM), Granito de Mata Oscura (Granito de Mata Oscura 1 y Granito de Mata Oscura 2), Granito de Piñero (GP) y Sienita (S) y a 8 muestras, que corresponden a las unidades: diorita (Dr), diabasa (Db), Rirolita de La Segoviera (RS) y Rirolita de El Corcovado (RC).

- El Granito de Mogote, Granito de Mata Oscura y Granito de Piñero fueron estudiados por el método geocronológico de U-Pb en circón. La información isotópica se señaló en la curva de gráficos Concordia y aportaron las siguientes edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de cristalización: de $493,8 \pm 5,2$ Ma Granito de Mogote; $294,1 \pm 3,1$ Ma Granito de Mata Oscura y $289 \pm 2,9$ Ma Granito de Piñero.

Dos muestras de rocas volcánicas también fueron analizadas y aportaron las siguientes edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de cristalización: $286,4 \pm 2,8$ Ma Rirolita de El Corcovado y $283,3 \pm 2,5$ Ma Rirolita de La Segoviera.

Granito de Mogote

- Esta unidad se presenta en cuerpos de granito con textura pegmatítica y pseudorapakivi, dispersos en la sabana, en cerros tipo Inselberg o cerro-isla, en cuerpos de forma cómica, que varían de 50 cm hasta 30 m de altura y se extiende al norte del macizo, en los cerros Mogote, en un área aproximada total de 1 km^2 , a ambos lados de la carretera El Baúl-Tinaco y en el hato Corralito, específicamente como parte de los cerros Yagrumal e Hilera de Piedras.

- A nivel de afloramiento el Granito de Mogote presenta meteorización esferoidal (piel de cebolla), mientras que mesoscópicamente se observa textura porfídica a pegmatítica tipo pseudo rapakivi, como ya había sido descrito por MARTÍN (1961).
- El aspecto pseudo rapakivi que presenta Granito de Mogote, se debe posiblemente a la acumulación irregular de grandes cristales de feldespato potásico, que crecieron en suficiente líquido (VERNON & PATERSON 2008) y el sobrecrecimiento (aspecto rapakivi) sobre estos cristales se debe a la formación tardía de cristales de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, que en la fase final, se acumularon a su alrededor, en cristales de menor tamaño, debido al posterior rápido enfriamiento y por consiguiente a la disminución de la presión litostática.
- La presencia en el Granito de Mogote de sillimanita (tipo fibrolita) incluido dentro de algunos cristales de plagioclasas y en otros no, sugiere a estas plagioclasas como cristales residuales de una fusión parcial, con lo que podrían representar restitas. El modelo de restitas presentado por CHAPPELL *et al.* (1987) apoya esta teoría y abarca una variedad de componentes restíticos de una fase fundida del magma, lo que explicaría las variaciones petrográficas dentro de esta unidad geológica.
- Los cristales de biotita del Granito de Mogote (y en algunas muestras del Granito de Mata Oscura 2) poseen inclusiones de circón con halos pleocroicos que rodean al cristal de circón. Según GENTRY (1973), estos halos se producen por la emisión de partículas α , producto de la desintegración radiactiva de pequeñas cantidades de uranio, torio y sus hijos como polonio contenidos en el circón, que producen una destrucción de la estructura cristalina de la biotita alrededor del circón, generando zonas pleocroicas en forma de capas concéntricas de coloración oscura y patrones circulares, que en algunos casos son de hasta 0,15 mm de diámetro.
- Dos tipos de pseudomorfos fueron observados en el Granito de Mogote, son suhedrales a anhedrales y prismáticos. Unos son transformados a mica blanca en cristales granulares que se distribuyen hacia los bordes, con posible minerales de clorita, concentrados hacia el centro del

mineral. Algunos de estos pseudomorfos presentan hábito cristalino semejante al granate, lo que podría indicar que este fue el mineral primario.

Granito de Mata Oscura

- Este es el granitoide dominante en la región y además de aflorar en cuerpos dispersos en la sabana en forma dómica, en la región de Mata Oscura, Corralito y Cerro Bartolo, se extiende hasta las adyacencias de la región de El Mercado, a unos 60 km al noreste del poblado El Baúl.
- El Granito de Mata Oscura posee características petrográficas con ciertas variaciones, en los cerros de La Extremadura y en el cerro El Guayabo, lo que colocaría a estas rocas como una sub unidad, usando los términos Granito de Mata Oscura 1 (GO1), para la unidad mayoritaria y Granito de Mata Oscura 2 (GO2), para la minoritaria.
- Se establecieron características de campo y petrográficas entre el Granito de Mata Oscura 1 y el Granito de Mata Oscura 2, como se muestra a continuación: Principalmente el Granito de Mata Oscura 2 contiene hornblenda, allanita, biotita con halos pleocroicos y granate, mientras que el Granito de Mata Oscura 1 no. Además se presenta muy compacto y de grano más fino, mientras que el Granito de Mata Oscura 1 es menos compacto y grano medio a grueso.
- El Granito de Mata Oscura 1 y el Granito de Mata Oscura 2 presentan textura pertítica, meso y antipertítica, mientras que el Granito de Mogote y Granito de Piñero exhiben la pertítica. El más común es el tipo flama, en donde las lamelas pueden estar aisladas, pero en general están interconectados irregularmente, seguido por el tipo parches.

Granito de Piñero

- Es una unidad de litología uniforme. Se presenta de color rosado, grano fino, equigranular y textura alotriomórfica. Sin embargo, se pudo cartografiar partes de esta unidad, con signos

de alteración hidrotermal, que referimos como Granito de Piñero alterado. De las observaciones de campo se tiene que en general Granito de Piñero alterado se presenta muy transformado a sericita y el color fresco es gris verdoso moteado en tonos oscuros.

- El Granito de Piñero se caracteriza por exhibir textura gráfica. La hipótesis que más tiene fuerza en la formación de esta textura, es la cristalización simultánea de cuarzo y feldespato potásico, en donde el cuarzo gráfico está restringido dentro de la fase del feldespato potásico quien es el mineral hospedador. En la mayoría de los casos, la textura gráfica se relaciona y está junto a la textura mirmequítica en donde el cuarzo vermicular esta en intercrecimiento con la ortosa.

- El contacto de Granito de Piñero con la Metalimolita de Jobito (subunidad de la Metapelita de Cerrajón), fue observado como de falla en la zona norte de la casa de hato Piñero.

- En la subunidad que hemos denominado como Granito de Piñero alterado, no son tan evidentes las texturas gráficas y peritítica debido a la alta transformación de la roca. El único mineral que se observa claramente y se preserva, es el cuarzo, mientras que los demás, presentan alto estado de transformación y están muy encubiertos por la sericita.

Intrusiones tardías

- Los diques de diabasa se presentan intrusivos en el Granito de Mata Oscura y el Granito de Piñero, en la zona nor-central del macizo, en los cerros Mástrantal y Guayabo, en el área de Mata Oscura y en el cerro con Monte, en el área de Piñero. El espesor varía desde algunos cm hasta 3 m.

- La diabasa presenta pseudomorfos formados posiblemente a partir de olivino primario. La *calcita* se encuentra junto con la *serpentina* como producto final de transformación de este mineral.

- Los afloramientos de diques de diorita, se ubican en las regiones de Mata Oscura (cerro Pelón) y Piñero (cerro con Monte). Éstos son intrusivos en los granitos de Mata Oscura y Piñero, respectivamente. El espesor y longitud, varía desde centímetros hasta metros.
- En la diorita, la hornblenda, es producto de la transformación de la augita, el cual en algunos casos, se observa como reliquia. La *clorita* es posiblemente, producto de la transformación del anfíbol.
- Los diques de textura aplítica intrusivos tanto en roca plutónica como en las metasedimentarias, se presentan en diferentes longitudes de hasta 1000 m y espesores centimétricos.
- En la sienita se observó que el anfíbol, es producto de la transformación del clinopiroxeno (augita) el cual en sus bordes a pasado a hornblenda y en algunos casos a anfíbol verde-azul (barroisita). Se observó hornblenda con núcleo de augita. En ocasiones también está presente la *clorita* como transformación del anfíbol.

Rocas volcánicas

- De las rocas de la Super-Asociación Guacamayas, se analizaron unas pocas muestras, correspondientes a la Riolita de Corcovado y Riolita de La Bandola, pertenecientes a la Asociación Riolítica Teresén y la Riolita de La Segoviera y Latita Cuarcifera de El Oso, pertenecientes a la Asociación Latítica El Peñón.
- La Riolita de El Corcovado exhibe textura porfídica conformada por cristales de plagioclasa de hasta 3 mm de longitud y cuarzo de hasta 1,5 mm de longitud, de forma euhedral a anhedral ambos, embebidos en una matriz félsica de grano medio a fino. Los fenocristales de cuarzo, en esta unidad, tienen forma bipiramidal lo que indica que estos cristalizaron a alta temperatura.

- La textura de reacción que presentan algunos fenocristales con la matriz, de la Riolita de El Corcovado, tales como la concentración de minerales diminutos alrededor de ortosa y cuarzo, podrían ser el resultado de una rápida disminución de la presión del magma acercándose a niveles más someros.
- Los bordes en bahía que presentan algunos fenocristales de cuarzo en la Riolita de El Corcovado, podría tratarse de reabsorción del cristal por el magma. El desequilibrio térmico/composicional es presumiblemente el causante de esta reacción.
- La Riolita de La Bandola exhibe fenocristales de cuarzo de hasta 3 mm embebidos en una matriz microporfídica, félsica, en combinación con una fina distribución de hematita que atraviesa toda la roca junto con bandas de tonalidad verde (clorita).
- La Latita Cuarcífera de El Oso es de aspecto masiva, moteada de color gris rojizo a rojo vino tinto, densa con fractura concoidea a subconcoidea a irregular. La textura es afanítica a microporfídica. El color de meteorización es de violeta a marrón oscuro.
- La Riolita de La Segoviera exhibe textura porfídica conformada por cristales subhedrales de plagioclasa de hasta 4 mm y fragmentos de cuarzo policristalino embebidos en una matriz félsica de grano fino. El color de meteorización es en tonos beige a rojizo, posiblemente debido a la caolinitización y al óxido de hierro.
- Las vacuolas presentes en La Riolita de La Segoviera son alargadas lo que implica un rápido ascenso en un magma a alta temperatura.
- Los fenocristales de plagioclasa presentan bordes corroídos, redondeados y en bahía, debido a la rápida disminución de la presión en ascenso a la superficie y por la reabsorción de estos cristales por el magma. Los bordes de reacción con la matriz transformados a sericita, podrían también ser consecuencia de este mismo evento.

Rocas metasedimentarias

- Se analizaron algunas muestras de la Filita de Mireles y de la de la Asociación Metasedimentaria El Barbasco (Metapelita de Cerrajón, Metalimolita de Jobito, Cuarcita de Cañaote y Metaconglomerado de Cayetano).
- La Filita de Mireles es carbonácea, foliada de aspecto pizarroso y microplegada, presenta manchas de forma oval que aparentan ser estructuras sedimentarias o que también podría tratarse de efectos diagenéticos.
- La muestra de la Metapelita de Cerrajón, fue colectada en un afloramiento de la fila de Los Novillos, cerca del sector Ojo de Agua y se presenta densa y con alto grado de meteorización, con colores que varían desde rojo violáceo, bermellón, blanco verdoso a blanco crema, meteorizando a color marrón rojizo y pardo verdoso. La coloración violácea se acentúa en algunas áreas y se destaca un moteado blanco de unos 3 mm de diámetro. Esto es debido a la composición cuarzo feldespática combinado con de óxido de hierro. Presenta tamaño de grano entre 0,01 y 0,07 mm, muy pobremente escogida y textura anastomosada creada por la alineación planar de los filosilicatos junto con los paquetes de cuarzo. El predominio de estas rocas es de origen arcilloso.
- Las muestras estudiadas de la Metalimolita de Jobito, una sub unidad de la Metapelita de Cerrajón, fueron colectadas en afloramientos del cerro El Guaical, cerca de Hato Piñero y entre los sectores de Cogollar y Mata de Agua, a 3 km de la entrada al Hato Piñero, via El Baúl. Es una roca con cuarzo microcristalino embebido en una matriz muy fina, que al microscopio se hace muy difícil de identificar. Presenta tamaño de grano entre 0,01 y 0,07 mm, es pobremente escogida con una matriz muy fina, que junto con la hematita le da a la roca la tonalidad rojiza. Se observa la orientación de minerales tipo filosilicatos que forman textura planar.
- Las muestras estudiadas de la Cuarcita de Cañaote, fueron colectadas en afloramientos del Cerro Cayetano, a 1 km al sur de la hacienda de Hato Piñero. Es densa y compacta, de color

verde azulado, moteada en blanco (cuarzo microcristalino embebido en una matriz muy fina) que con la meteorización y el contenido de hematita, grada de color marrón rojizo a pardo verdoso violáceo. Presenta débil foliación y textura granoblástica, con tamaño de grano entre 0,05 y 0,2 mm y es muy pobremente escogida.

- Los efectos diagenéticos de las rocas metasedimentarias en general son: compactación media, lo que se evidencia en algunos cristales de clorita y moscovita, que aparecen en paquetes anastomosados; la disolución de granos de cuarzo que se manifiesta por los bordes discontinuos e irregulares que presentan; la transformación de plagioclasa a sericita (30%) y posiblemente de la biotita a clorita, aunque es más posible que esta última sea de origen detrítico.

- Las muestras del Metaconglomerado de Cayetano, fueron colectadas en las faldas del flanco nororiental del cerro más alto de los cerros de Cayetano, los cuales se ubican, a 1 km al sur de la hacienda de Hato Piñero.

- Este metaconglomerado lítico es una roca de color verde grisáceo, compuesta por fragmentos de cuarzo de hasta 1,5 cm de diámetro, con matriz intersticial muy fina, la cual esta combinada con granos de cuarzo intersticial de menor tamaño. La roca es compacta de color blanco a rojizo y verde azulado, que con la meteorización y el contenido de hematita, grada de color marrón claro a rojizo y pardo verdoso violáceo. Presenta foliación incipiente.

- MARTÍN (1961) describe este metaconglomerado, pero no lo cartografía. Las muestras descritas en este trabajo, fueron colectadas como cantos, en el mismo sitio que MARTÍN (1961) indica, sin embargo no se ubicaron los afloramientos. Al no ser cartografiable, no puede ser identificable como unidad, por lo tanto se debe invalidar su nombre.

- De acuerdo al análisis petrográfico, es evidente que el grupo de rocas metasedimentarias (Fitita de Mireles y Asociación Metasedimentaria Barbasco), fue sometido a un metamorfismo regional de bajo grado con diferentes grados de deformación, siendo en la Filita de Mireles más intenso. De esta se podría establecer una asociación mineralógica original probable, la

cual estaría formada por los minerales: cuarzo – Albita – muscovita – clorita, lo que podría corresponder a una facies metamórfica de los esquistos verdes, subfacies de la clorita. Por tanto se establecen unas probables condiciones que fueron alcanzadas para esta unidad, en donde la temperatura podría haber variado entre 150 y 250 °C, con una baja presión correspondiente a una profundidad de soterramiento menor de 15 km.

Modelo petrogenético ígneo

Granito de Mogote

- El Granito de Mogote corresponde a rocas peraluminicas, alcalino-cálcicas y muestran un significativo empobrecimiento de Sr, sugiriendo que el magma pudo haber sido generado por la fusión parcial de rocas metasedimentarias ricas en alúmina de la corteza media.
- La concentración de SiO₂, de Al₂O₃ y el alto contenido de corindón normativo, así como las demás características geoquímicas, sugieren que Granito de Mogote, poco evolucionado con valores de Rb entre 271 y 399 ppm y valores de Ba entre 111 y 150 ppm, es del tipo S, cuya cámara magmática estaba a nivel superficial (< de 7 km), en la corteza cortical, en donde la presión de agua era muy importante.
- Las tendencias de los valores de REE-PM y REE-CN, tienen un patrón de buen fraccionamiento de LREE en comparación con las HREE que tienen una tendencia plana. De esta manera se sugiere que el fraccionamiento tiene patrones (La/Yb_N = 3,75) típicos de la corteza media continental superior y correspondería a profundidades menores de 7 km (Epizona) (TAYLOR & MCLENNAN 1985).
- El empobrecimiento relativo de Nb en los diagramas REE-PM, es un comportamiento característico para los granitoides sintectónicos generados en zonas de subducción (TAYLOR & MCLENNAN 1985).
- El alto contenido en Mg y Fe₂O₃, sugiere asimilación y contaminación por rocas máficas.

- Basado en las características de la tabla 7-2, en la clasificación alfabética de granitoides de WHITE (1979) y complementado con la petrografía (Granito de Mogote con granate; Granito de Piñero y Granito de Mata Oscura con hornblenda) se sugiere, que la fuente magmática para el Granito de Mogote, fue de origen metasedimentario (granito tipo S), e ígneo para el resto del grupo de granitoides (granito tipo I).

Tabla 7-2. Características geoquímicas de las unidades de granitoides.

Unidades	Peralumínico	Metalumínico	Subalcalino	alcalino	alcalino-cálcico	calco-alcalino	A/CNK
GM	x			x	x		>1,1
GP	x	x (leve)	x		x	x	<1,1
GO1	x	x (leve)	x		x	x	<1,1
GO2		x	x	x			<1,1
S	x	x (leve)		x			<1,1

Granito de Mata Oscura, Granito de Piñero y Sienita

- GO1, GO2, GP y S muestran características geoquímicas similares a aquellos granitoides post tectónicos-anorogénicos. Rocas con alta concentración álcali-cálcico y con abundante concentración en SiO₂, son consideradas granitoides muy evolucionados, post-orogénicos-anorogénicos (MANIAR & PICCOLI 1989).
- Las tendencias de los valores de REE-PM y REE-CN, muestran un patrón de buen fraccionamiento de LREE en comparación con las HREE que tienen una tendencia plana. De esta manera las relaciones La/Yb_{CN} de GO (11,41) y GP (14), indican un fraccionamiento medio, típico de la corteza continental media (TAYLOR & MCLENNAN 1985).
- La relación ternaria entre los elementos Rb, Ba y Sr permite observar la tendencia del grupo a la diferenciación magmática. De esta manera, se puede apreciar que el Granito de Piñero es el más altamente diferenciado y evolucionado (diferenciación muy tardía), con altos valores de Rb (432 - 594 ppm) y bajos valores de Ba (42-126 ppm) seguido por la Sienita, el Granito de Mata Oscura 1 y el Granito de Mata Oscura 2.

- Debido al empobrecimiento relativo de Nb y a las demás características geoquímicas, además del bajo o nulo contenido de corindón normativo, se le podría atribuir una misma fuente de una fusión parcial de rocas graníticas provenientes de la corteza media cortical, entre 7 y 16 km, correspondiente a la Mesozona, mientras que para el Granito de Piñero una menos profunda (>7 km) (BUDDINGTON 1959).
- La ausencia de rocas máficas, la peraluminosidad a leve metaluminosidad y el empobrecimiento relativo de Nb, sugiere una fuente postorogénica-anorogénica para estas unidades. El empobrecimiento relativo de Eu y Sr son el resultado de una temprana cristalización fraccionada de plagioclasa o por la retención de estos elementos en feldespatos en la fuente, durante la fusión parcial.
- El hecho de que el Granito de Mata Oscura 2 tenga concentraciones mucho más altas de Zr, La, Ce, Sm y Hf, podría implicar que este grupo de rocas forman parte de heterogeneidad dentro del mismo granito, a causa de contaminación del magma por asimilación, en su ascenso a niveles mas superficiales o podrían representar un pulso magmático independiente, pero comagmático con Granito de Mata Oscura 1.
- La textura mirmequita que exhiben estos granitoides está formada por exsolución o cristalización directa durante la deformación del cuerpo (PITCHER 1993). Esta deformación es soportada por las microfracturas que presentan algunos minerales y la extinción ondulatoria del cuarzo, la torsión en plagioclasa, biotita y moscovita las cuales son el resultado de fenómenos post-emplazamiento, en respuesta de las tensiones regionales impuestas en granitoides.
- Minerales secundarios observados en los diferentes tipos de granitoides, tales como epidoto, esfena, sericitización de feldespatos y cloritización de biotita es el resultado de una actividad hidrotermal tardía.

- Las relaciones La/Yb_{CN} de S (14,23) indican un fraccionamiento medio, típico de la corteza continental media (TAYLOR & MCLENNAN 1985).

Diabasa y Diorita

- En los diagramas de variación de elementos mayoritarios, la diabasa (Db) corresponde a un magma menos evolucionado en comparación con la diorita (Dr) que se presenta más fraccionada y evolucionada. Sin embargo, se observa que, forman parte de la una misma serie de diferenciación magmática debido a que las muestras definen una línea de descenso.
- Las relaciones La/Yb_{CN} de Dr y Db (11,18), indican un fraccionamiento medio, típico de la corteza continental media (TAYLOR & MCLENNAN 1985).

Volcánicas

- La riolitas son peralumínicas con una relación $\text{A/CNK} > 1.1$ y de afinidad subalcalina. Los elementos mayoritarios demuestran que están saturadas en sílice (73 a 78 %), son potásicas ($\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$) con moderada concentración de Al_2O_3 (11,9-14,22 %), K_2O (3.22-5,15 %) y baja en Na_2O (0,02-0,05 %). La concentración en K_2O y la baja abundancia relativa de TiO_2 está en concordancia con una afinidad continental.
- El empobrecimiento relativo de Nd, Ba, Sr y el enriquecimiento de Th y U y la ubicación de las muestras de roca de Riolita de La Segoviera y Riolita de El Corcovado en el diagrama de discriminación de ambientes tectónicos de la figura 4-37, indican que estas, son características de un magma de margen continental activo, postorogénico, con probablemente contaminación cortical del manto superior.

Modelo geodinámico ígneo

- El Granito de Mogote, del Cámbrico Tardío, es sin-tectónico respecto a los eventos deformativos del evento Tacónico (GOSEN *et al.* 2001) y probablemente pudo haberse

emplazado en sedimentos de las formaciones Hato Viejo y Carrizal o equivalentes, del Cámbrico Temprano, durante el cierre de la cuenca, lo cual podría estar relacionado con el océano Reico (MURPHY *et al.*, 2008) existente hace aproximadamente 500 Ma.

- El magmatismo responsable de la formación tanto de los granitoides como de las riolitas (Pérmico temprano), está controlado por el evento Apalachiano (Herciniano) y son post orogénico-anorogénico, respecto a este evento tectónico, reconocido en el borde noroeste del cratón africano (VILLENEUVE 2005) y que afectó el borde norte de Gondwana. Este es un periodo de relajación de tensiones que se sitúa entre los 10 y 100 Ma después que la deformación-compresión ha terminado. Estos pulsos magmáticos se generaron por descompresión adiabática desarrollada durante la fase postorogénica y de transición de este evento tectónico y tienen una diferencia de ± 5 Ma entre el Granito de Piñero y el Granito de mata Oscura y de 3 Ma respecto a la Riolita de La Segoviera y la Riolita de El Corcovado.

- Para el grupo de muestras de diorita y diabasa se sugiere una fuente principal mantelar, mostrando una afinidad con rocas ígneas intraplaca.

CONCLUSIONES

Al norte del cratón de Guayana, en el basamento de rocas expuestas en pozos exploratorios de petróleo en las cuencas sedimentarias Barinas-Apure y Oriental de Venezuela, ha sido reconocido un cinturón Paleozoico de rocas metasedimentarias y graníticas (FEO-CODECIDO *et al.* 1984). Esto ha sido sugerido como producto de un episodio de tectónica de compresión (SMITH 1980, FEO-CODECIDO *et al.* 1984, BARTOK 1993, AUDEMARD 1991 y DUERTO *et al.* 2007). El cinturón se formó en el extremo norte de Gondwana, producto de la colisión continental con Laurentia, durante el Paleozoico temprano, continuando con actividad magmática en el Paleozoico Tardío, en relación con la sutura Pangea. Este cinturón Paleozoico plegado del norte de América del Sur, también está bien documentado en la Cordillera Central colombiana y bien expuesto en el flanco oriental del Macizo de Santander (IRVING 1975), e incluye rocas volcánicas y otras rocas metamórficas con determinaciones radiométricas que van de 433 a 277 Ma de edad (FEO-CODECIDO *et al.* 1984).

Las nuevas edades radiométricas obtenidas en este trabajo, conducen a una interpretación del macizo de El Baúl como parte de un cinturón Paleozoico del basamento. De esta manera, geocronológicamente, este macizo se puede correlacionar con los granitoides de los Andes de Mérida (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980, CASE & HOLCOMBE 1986), el plutón de granodiorita de El Amparo, en Paraguaná (FEO CODECIDO *et al.* 1974) y las rocas ígneas infrayacentes a las cuencas sedimentarias (SMITH 1980). La geología de El Baúl muestra más afinidad con los Andes de Mérida, que de un "Arco" o prolongación del escudo de Guayana hasta la península de Paraguaná.

Los nuevos resultados muestran dos pulsos magmáticos, y se sugiere:

1) El Granito de Mogote del Cámbrico Tardío representa un evento magmático-granítico temprano del cinturón Paleozoico. Probablemente, el Granito de Mogote intrusionó (orogénesis Taconica) a las formaciones Hato Viejo y Carrizal (Cámbrico Temprano) o equivalentes, que suprayacen un basamento precámbrico de edad Parguazensis (1545 ± 20 Ma) (MENDOZA 2005). Este basamento Cámbrico pericratónico, era parte del proto-margen noroeste del Gondwana (MENDOZA 2005), incluyendo el Macizo de Santander.

2) Las rocas del Pérmico Temprano (granitos de Piñero y Mata Oscura) fueron emplazadas en niveles corticales someros, en un período de relativa calma, al final de la orogénesis Apalachiana, junto con flujos riolíticos de lava correspondiente al evento volcánico de

Guacamayas, por lo que ambos pueden ser parte del mismo evento ígneo, emplazados a distinta profundidad y ambientes someros. Los diques riolíticos de este último evento también cortan unidades metasedimentarias y graníticas.

Entre estos dos ciclos ígneos ocurrió la sedimentación de la Filita de Mireles, la cual se depositó a comienzos del Ordovícico indicando el fin de una transgresión del Cámbrico Temprano (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980) representando facies marinas plataformales, lo cual indica la máxima profundización de la cuenca. Es posteriormente a esta y anterior al Pérmico cuando se depositan los sedimentos de la Asociación Metasedimentaria El Barbasco. Esto se sugiere debido a las relaciones de campo y a la ausencia de dataciones de esta asociación, la cual podría formar parte de la sedimentación Paleozoica que se distribuyó desde Perijá hasta Guárico (FEOCODECIDO *et al.* 1984). Este autor menciona la presencia de rocas metasedimentarias paleozoicas a lo largo de los estados Barinas, Portuguesa, Cojedes y Guarico.

A continuación se presenta una tabla comparativa, en donde se indica el actual estatus actual del macizo de El Baúl y lo que se tenía antes del presente trabajo.

Antes		Después (Viscarret)
Jurásico	Super Asociación Guacamayas	
Pérmico	Granitos de Mogote, Piñero y Mata Oscura	Super Asociación Guacamayas, Granitos de Piñero y Mata Oscura
Carbonífero		Cuarcita de Cañaote
Devónico		Metaconglomerado de Cayetano
Silúrico		Metapelita de Cerrajón Metalimolita de Jobito
Ordovícico	Asociación Metasedimentaria El Barbasco y Filita de Mireles	Filita de Mireles
Cámbrico		Granito de Mogote

RECOMENDACIONES

- Realizar estudio cartográfico, petrográfico y químico mas detallado a rocas de las unidades de la Super-Asociación Guacamayas, para obtener una evolución petrogenética más clara de las rocas volcánicas.

- Realizar estudio diagenético y geocronológico U-Pb en cristales de circón detríticos contenidos en rocas de la Asociación Metasedimentaria El Barbasco, con el fin de determinar su historia evolutiva y relación geológica con el Granito de Mogote, el Granito de Piñero y el Granito de Mata Oscura. El estudio geocronológico determinaría las edades de los circones contentivos en las rocas metasedimentarias, los cuales serían de diferentes proveniencias y edades. De esta manera se podría ubicar en el tiempo a esta Asociación.
- Un estudio de huellas de fisión en apatitos, serían conveniente para comprender mejor la historia de exhumación del macizo.

www.bdigital.ula.ve

8. BIBLIOGRAFÍA

- ANÓNIMO 1957. *Note on geochemical analysis of rock samples from the southern Andean foothills and the El Baúl area*. Creole Petroleum Corporation. Informe EPC-9264. Trabajo no publicado.
- AUDEMARD F. 1991. *Tectonics of western Venezuela*. Rice University. Houston, Texas. Thesis submitted for the degree Doctor of Philosophy. Trabajo no publicado.
- BARTOK P. 1993. Pre-breakup geology of the Gula of Mexico-Caribbean: Its relation to Triassic and Jurassic rift systems of the region: *Tecto*. 12:441- 459.
- BARTOK P. 2003. The peripheral bulge of the Interior Range of the Eastern Venezuela Basin and its impact on oil accumulation, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics*. *AAPG Memoir* 79:925-936.
- BATCHELOR R. A. & P. BOWDEN. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chem. Geol.* 48:43-55.
- BERMÚDEZ M., P. ALSON & J. MORA. 2005. Ecuación fundamental de la edad para la datación de minerales y su adaptación a la ecuación práctica para el método de huellas de fisión. *Rev. Fac. Ing. UCV*, 20(2):95-102.
- BEST M.G. 1982. *Igneous and Metamorphic Petrology*. W. H. Freeman, San Francisco, p. 630.
- BELLIZZIA A., N. PIMENTEL & R. BAJO. 1976. *Mapa geológico-estructural de Venezuela*. Caracas: Ministerio de Minas e Hidrocarburos, División de Exploraciones Geológicas / FONINVES. [Mapa escala 1:500.000].
- BLACK J. R. 1956. *Mapa F-6, geología de superficie*. Creole Petroleum Corporation. Informe 4200 11-6. [Escala 1:100.000].
- BLACK J. R. & J. H. PANTIN. 1956. *Geology and correlation of the paleozoic of the El Baúl Hills, Edo. Cojedes*. Creole Petroleum Corporation. Informe EPL-04095. Trabajo no publicado.
- BLANCO J. & A. LASSER. 2000. *Geología de las rocas ígneas de la región Los Cerrillos-El Horno, en el estado Trujillo*. Caracas: UCV. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero geólogo. Trabajo no publicado.
- BLIN B. 1989. *Le front de la Chaîne Caraïbe Vénézuélienne entre la Serranía de Portuguesa et la région de Tiznados*. L'Université de Bretagne Occidentale (UBO). Brest. France. These de doctorat. Trabajo no publicado.
- BONINI W. 1984. Magnetic provinces in western Venezuela. *Geol. Soc. Amer. Memoir* 162:161-173.
- BUCHER W. H. 1949. Tectónica de Venezuela. *Bol. Asoc. Venez. Geol., Min. y Pet.* 1(1):155-176.

- BUCHER W. H. 1950. *Mapa geológico-tectónico de los Estados Unidos de Venezuela*. Caracas: Ministerio de Fomento / Servicio Técnico de Minería y Geología. [Mapa escala 1:1.000.000].
- BUCHER W. H. 1952. Geologic structure and orogen history of Venezuela. *Geol. Soc. Amer. Memoir* 49.
- BUDDIGTON A. F. 1959. Granite emplacement with special reference to North America. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 70:671-747.
- BURKLEY L. A. 1976. *Geochronology of the Central Venezuelan Andes*. Unpublished PhD thesis. Case Western Reserve University, 150 p.
- CABRERA E. 1985. *El Paleozoico en los Llanos venezolanos*. Reunión de expertos de la Asociación Regional de Empresas de Petróleo y gas Natural en Latinoamérica y el Caribe, 23 p.
- CASE J. E. & T. L. HOLCOMBE. 1986. *Geologic-tectonic map of the Caribbean region*. U.S. Geological Survey, Mapa escala 1:2 500 000.
- CEBALLOS E. & M. MOLINA. 2002. *Estudio geológico de la Formación Mireles, Grupo El Barbasco, área El Baúl, estado Cojedes*. Mérida: Universidad de Los Andes, Facultad de Ingeniería, Escuela de Ingeniería Geológica. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geólogo. Trabajo no publicado. (Reproducido en Geos 40, UCV, Caracas.
- CHAPPELL B. W. & A. J. R. WHITE. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geol.* 8:173-4.
- CHAPPELL B. W., A. J. R. WHITE & D. WYBORN. 1987. The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. *Jour. Petro.* 28(6):1111-1138.
- CIEN - COMITÉ INTERFILIALES DE ESTRATIGRAFÍA Y NOMENCLATURA. 1997. *Léxico Estratigráfico Electrónico de Venezuela INTEVEP-PDVSA*. [Documentación en línea y en CD]. Disponible: www.pdvsa.com/lexico [Consulta: 2008, enero]
- COMPSTON W., I. S. WILLIAMS & C. MEYER. 1984. U-Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe. *Jour. of Geoph. Res., Supplement* 89:B525-B534.
- COMPSTON W., I. S. WILLIAMS, J.L. KIRSCHVINK, Z. ZHANG & M.A. GUOGAN. 1992. Zircon U-Pb ages for the Early Cambrian time-scale. *Jour. Geol. Soc. London* 149:171-184.
- CONDIE K. C. 1989. *Plate Tectonics & Cristal Evolution*. Third Edition. Pergamon Press, 476 p.
- CORPOCENTRO - CORPORACIÓN DE DESARROLLO DE LA REGIÓN CENTRAL. 1995. *Ubicación y caracterización de posibles yacimientos comerciales de feldespato zona de Mata Oscura, municipio El Pao, estado Cojedes*. Valencia: CORPOCENTRO, Informe preparado para el Ministerio de Energía y Minas, concesión minera "Baúl I". Informe IND-3645,95. Trabajo no publicado.
- COX K. G., J. D. BELL & R. J. Pankhurst. 1979. *The interpretation of igneous rocks*. Allen & Unwin. London, 229 p.

- CPC (CREOLE PETROLEUM CORPORATION) [CONSORCIO CON MENE GRANDE OIL COMPANY. VENEZUELA ATLANTIC REFINING COMPANY. PAN VENEZUELAN OIL COMPANY. RICHMOND EXPLORATION COMPANY. SOCONY MOBIL OIL COMPANY OF VENEZUELA. VENEZUELAN SUN OIL COMPANY]. 1959. *Geological interpretation of the El Baúl-Apure magnetometer survey*. Informe EPL-00617. Trabajo no publicado.
- CPC (CREOLE PETROLEUM CORPORATION). 1963. *Mapa E-6. Geología de superficie*. Caracas. [Escala 1:100.000]. Trabajo no publicado.
- DALLMUS K. F. & F. A. SUTTON. 1938. *Preliminary report geological field work in western Guárico*. Caracas: Creole Petroleum Corporation. Informe EPC-9609. Trabajo no publicado.
- DAVILA M. 1984. *Geoquímica del uranio en la zona granítica del macizo de El Baúl, estado Cojedes*. Caracas: Instituto de Geoquímica. UCV. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Licenciado en Química. Trabajo no publicado.
- DUCLOZ CH. 1947. *Geological report El Baúl massif, Cojedes, Venezuela*. Caracas: Texas Petroleum Company. Informe PLC-000734,47. Trabajo no publicado.
- DUERTO L., A. PICO & P. BASTOS. 2007. *Tectonic History of Espino Graben, central Venezuela: A new perspective*. PDVSA-Exploración. División Oriente. Puerto La Cruz. Venezuela. No publicado.
- ENGLEMAN R. 1935. Geology of Venezuelan Andes. *AAPG Bull.* 19(6):769-792.
- ESCALONA N. 1977. Formaciones propicias para la exploración de uranio en la región de los llanos y en la región oriental de Venezuela. *Memoria V Congreso Geológico Venezolano*. Caracas 3:1023-1038.
- FAURE G. 1998. *Principles of isotope geology*. Second edition. New York: Simons & Schuster 589 p.
- FEO-CODECIDO G. 1954a. *Notas petrológicas sobre formaciones que afloran en la región de El Baúl, estado Cojedes*. Caracas: Mene Grande Oil Company. Informe EPC-9605. Trabajo no publicado.
- FEO-CODECIDO G. 1954 b. *Notas petrológicas sobre formaciones que afloran en la región de El Baúl, estado Cojedes*. *Bol. Geol.* 3(8):109-121.
- FEO-CODECIDO G. 1959. *Observaciones radiométricas preliminares en la región del El Baúl, Estado Cojedes*. Caracas: Compañía Shell de Venezuela. Informe EPC-1411.18. Trabajo no publicado.
- FEO-CODECIDO G. 1961. *Observaciones radiométricas preliminares en la región de El Baúl, estado Cojedes*. *Memoria III Congreso Geológico Venezolano. Bol. Geol. Publicación Especial* 3(4):1681-1697.
- FEO-CODECIDO G. 1963. Notes to accompany the Venezuelan contribution to the addition of a World Geological map scale 1:5.000.000. *Bol. Asoc. Venez. Geol., Min. y Pet.* 6(10):290-307.
- FEO CODECIDO G., B. C. MARTÍN & P. BARTOK. 1974. Guía de la excursión a la Península de Paraguaná. *Bol. Asoc. Venez. Geol., Min. y Pet.* 33.

- FEO-CODECIDO G., F. SMITH, N. ABOUD & E. DI GIACOMO. 1984. Basement and Paleozoic rocks of the Venezuelan llanos basins. *Geol. Soc. Amer. Memoir* 162: 175-187.
- FRANCKEN C. & R. LAKEMAN. 1954. *Geological and petrological report on the El Baúl massif*. Caracas. Informe PLC EP-1256. Trabajo no publicado.
- FREDERICKSON E. A. 1958. Lower Tremadocian trilobites from Venezuela. *Jour. Paleo.* (Tulsa) 32(3):541-543.
- FROST B. R., C. G. BARNES, W. J. COLLINS, R. J. ARCULUS, D. J. ELLIS & C. D. FROST. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Jour. Petro.* 42(11):2033-2048.
- GENTRY R. 1973. Radioactive Halos. *Annual Rev. Nucl. Sci.* 23:1-9.

GENTRY

- GEYH M. A. & H. SCHLEICHER. 1990. *Absolute age determination: physical and chemical dating methods and their applications*. Berlín: Springer-Verlag 508 p.
- GLASSLEY W. & A. MEIKE. 1999. Using arrested solid-multiphase reactions in geological materials to deduce the rate of crustal uplift. *Properties of Complex Inorganic Solids 2*. Springer.
- GONZÁLEZ DE JUANA C., M. I. AROZENA & C. PICARD. 1980. *Geología de Venezuela y sus cuencas petrolíferas*. Caracas Ed. Foninves, 911 p.
- GONZÁLEZ F., R. CAPOTE, L. BARBERO, J. M. INSUA & J. J. MARTINEZ. 2008. Primeros resultados en huellas de fisión en apatito en el sector Lugo-Ancas (noroeste de la Península Ibérica). *Geogaceta* 40:79-82.
- GOSEN W., W. LOSKE & C. PROZZI. 2001. New isotopic dating of intrusive rocks in the Sierra de San Luis (Argentina): implications for the geodynamic history of the Eastern Sierras Pampeanas. *Journal South American Earth Sciences* 15:237-250.
- GRANDE S. 2007. Ciclos tectónicos representados en la Cordillera de La Costa. *Geos* (UCV) Caracas 39:134 + 40 ppt. en CD.
- HACKLEY C., F. URBANI, A. W. KARLSEN & C. P. GARRITY. 2005. *Geologic Shaded Relief Map of Venezuela* [Documento en línea]. Disponible: <http://pubs.usgs.gov/of/2006/1109/> [Consulta: 2008, enero 11].
- HARKER A. 1909. *The Natural History of Igneous Rocks*. Macmillan. New York, 1185 p.
- HARRIS N. B. W., J. A. Pearce & A. G. Tindle. 1986. *Geochemical characteristics of collision-zone magmatism*. Collision Tectonics. *Geol. Soc. Spec. Publi.* 19:67-81.
- HEA J. P. & A. B. WHITMAN. 1960. Estratigrafía y petrología de los sedimentos precretácicos de la parte norte-central de la Sierra de Perijá, estado Zulia, Venezuela. *Memorias. III Congreso Geológico Venezolano*. Caracas. 1:351-376.
- HEDBERG H. D. 1950. Geology of the Eastern Venezuela Basin (Anzoategui-Monagas-Sucre-Eastern Guarico portion). *Geol. Soc. Am. Bull.* 61(11):1173-1216.
- HEGNER E., M. KOLBEL-EBERT & J. LOESCHKE. 1998. Post collisional Variscan lamprophyres (Black Forest Germany): Ar-40/Ar-39 phlogopite dating, Nd, Pb, Sr isotope, and trace elements characteristics. *Lithos* 45:395-411.

- HOFMANN A. W. 1988. Chemical differentiation of the Earth; the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth Plan. Sci. Letters* 90:297-314.
- HOFFMAN E. L. 1992. Instrumental Neutron Activation in Geoanalysis. *Jour. Geoch. Explor.* 44:297-319.
- HTESC (HUNTING TECHNICAL AND EXPLORATION SERVICES LIMITED). 1958. *Aeromagnetic interpretation El Baúl-Apure área, Venezuela*. Venezuelan Atlantic Refining Company, Creole Petroleum Corporation, Socony Mobil Oil Company of Venezuela, Richmond Exploration Company. Hunting Technical and Exploration Services Limited. Caracas. Informe PLC 000855, 58. Trabajo no publicado.
- INGEOMINAS (Instituto Colombiano de Geología y Minería). 2007. *Atlas Geológico de Colombia. Servicio Geológico*. INGEOMINAS, Bogotá. 9 planchas a 1:500.000.
- IRVING T. N. & W. R. A. BARAGAR. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.* 8:523-548.
- IRVING E. M. 1975. The structural evolution of the northernmost Andes of Colombia. *Bol. Geol., Ingeominas* 19: 89.
- JOHNSON G. D. 1950. *Photogeological report, Cojedes*. Caracas: Creole Petroleum Corporation. Trabajo no publicado.
- KAMEN KAYE M. 1956. Slides and hinge lines in central Venezuela. *AAPG Bull.* 40(5):1024-1028.
- KARSTEN H. 1858. Über die geognostischen Verhältnisse des westlichen Columbien, der heutigen Republiken Neu-Granada und Ecuador. 32nd *versammlung Deutscher Naturforscher und Ärzte zu Wien im September 1856* (p. 80-117). Amtlicher Bericht Viena.
- KARSTEN H. 1886. *Géologie de l'ancienne Colombie bolivarienne, Venezuela. Nouvelle-Grénade et Ecuador*. Berlín. Traducción al español de p. 7-22 en "Idea general de la geología de Venezuela" con notas de A. ERNST, *Rev. Téc. del Min. de Obras Públicas* (Caracas), 2(13):51-56, 2(14):110-112, 2(15):156-159, 2(17):270-272, 2(18):324-328, 1912.
- KISER G. & I. BASS. 1985. La reorientación del arco de El Baúl y su importancia económica. *Memoria IV Congreso Geológico Venezolano* 6:5122-5135.
- KOBAYASKI T. 1937. Cambro-Ordovician shelly faunas of South America. *Tokio Univ., Fac. Sci., Jour.* 2(4):369-514.
- KROGH T. E. 1982. Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geoch. et Cosmo. Acta* 46:637-649.
- LAFOREST R. 1955. *Mapa geológico de la República de Venezuela*. Caracas: Ministerio de Minas e Hidrocarburos, Dirección de Geología. [Escala 1:1.000.000].
- LAYA J. & R. PÉREZ. 2007. Nuevas perspectivas sedimentológicas y estratigráficas del paleozoico inferior en los andes venezolanos. *Geos* 39: 20 + 32 p. en CD. Caracas: Universidad Central de Venezuela.

- LEONZI L. 1984. *Prospección geoquímica de uranio en la región de El Baúl, estado Cojedes*. Caracas: Instituto de Geoquímica. UCV. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Licenciado en Química. Trabajo no publicado.
- LESNIAK S. W. 1930. *Geological report of state of Cojedes and portions of the states of Portuguesa, Zamora, Apure and Guárico Venezuela*. Maracaibo: Lago Petroleum Corporation. Informe EP -24222. Trabajo no publicado.
- LEUZINGER P. 1953. *Geological report on the El Baul area, District of Girardot, state of Cojedes. Appendix by G. Feo C. Mene Grande Oil Co. C.A.* Caracas. Informe 000821, 53. Trabajo no publicado.
- LIDDLE R. A. 1928. *The geology of Venezuela and Trinidad*. USA, Fort Worth: J. P. Mac Gowan.
- LIDDLE R. A. 1946. *The geology of Venezuela and Trinidad* (2^{da} edición). USA, Ithaca: Paleon. Res. Inst.
- LOUREIRO D., J. MORA & M. OSTOS. 1993. Pre-Mesozoic rectangular network of crustal discontinuities: One of the main controlling factors of the tectonic evolution of northern south America (Abstract). *AAPG Bull.* 77(2):327.
- LUDWIG K. R. 2003. Isoplot/Ex version 3.00. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center Special Publication* 4:73.
- MASCLE A., P. LETOUZEY, B. BIJU-DUVAL, B. BECUE & T. ROSSI. 1990. *Geological map of the Caribbean*. Paris: Edit. Technip. Mapa escala 1:2.500.000.
- MACDONALD W. D., & N. D. OPDIKE. 1974. Triassic paleomagnetism of northern South America. *AAPG Bull.* 58(2):208-215.
- MACDONALD G. A. & T. KATSURA. 1964. Chemical composition of Hawaiian lavas. *J. petrol.* 5:82-133.
- MANIAR P. D. & P. M. PICCOLI. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull.* 101:635-643.
- MAYNC W. 1956. Formación Mireles. *Léxico Estratigráfico de Venezuela. Bol. Geol., Publicación Especial* 1:430-431.
- MATSUDA J., M. MUROTA & K. NAGAO. 1990. He and Ne isotopic Studies on the extraterrestrial material in deep-sea sediments. *J. Geophys. Res.* 95:7111-17.
- MARTÍN BELLIZZIA C. 1961. Geología del macizo de El Baúl, estado Cojedes. *Memoria III Congreso Geológico Venezolano. Bol. Geol. Publicación Especial* 3(4):1463-1530.
- MARTÍN BELLIZZIA C. 1968. Edades isotópicas de rocas venezolanas. *Boletín de Geología* 9(19):356-380.
- MENDOZA V. 2005. *Geología de Venezuela*. Escudo de Guayana, Andes venezolanos y Cordillera de La Costa. *Geos* 38:121-122 + 418 p. in CD. Caracas: Universidad Central de Venezuela.
- MILLER J. B. & A. MARTÍNEZ. 1972. Sucesión estratigráfica La Pascua-Roblecito que bordea el Arco de El Baúl. *Memoria IV Congreso Geológico Venezolano. Boletín de Geología. Publicación Especial* 5(3):1735-1757.

- MIYASHIRO A. 1970. Nature of alcalic volcanic Rocks series. *Contribution Mineral Petrol.* Bd. 66: 91-104.
- MURPHY J. B., G. GUTIÉRREZ, R. NANCE, J. FERNANDEZ, J. DUNCAN, C. QUESADA, R. STRACHAN & J. DOSTAL. 2008. Tectonic Plates Come Apart at the Seams. *Amer. Sci.* 96(2):129-137.
- NACSN - NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE. 2005. North American Stratigraphic Code. *AAPG Bull.* 89(11):1547-1591.
- NAVELEK P. & M. LIU. 2004. Petrology and thermal constrains on the origin of leucogranites in collisional orogens. *Transactions Royal Society Edinburgh: Earth Sci.* 95:73-85.
- OPIYO-AKECH N., J. TARNEY & M. HOSHINO. 1999. Petrology and geochemistry of granites from Archean terrain north of lake Victoria, Western Kenya. *Jour. Afri. Earth Sci.* 29:283-300.
- PATTERSON M. & J. G. WILSON. 1953. Oil Fields of Mercedes Region, Venezuela. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 37(12):2705-2733.
- PATÍÑO DOUCE A. E. 1997. Generations of Metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology* 25:743-746.
- PATTERSON J. M. 1949. *West end Maturin basin, the Baul uplift and Barinas basin: geological report.* Caracas: Texas Petroleum Company. Informe PLC 000854,49. Trabajo no publicado.
- PEARCE J. A., B. E. GORMAN & T.C. BIRKETT. 1975. The $\text{TiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 24:419-426.
- PEARCE J. A. & M. L. NORRY. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. to Miner. and Petro.* 69:33-47.
- PEARCE J. A. 1983. The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In: HAWKESWORTH, C.J., Norry, M.J. (Eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva, Nantwich, pp. 230-249.
- PEARCE J. A., N. B. W. HARRIS & A. G. TINDLE. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Jour. of Pet.* 25:956-983.
- PÉREZ S. 1984. *Prospección geoquímica de uranio en el macizo de El Baúl. Estado Cojedes, Venezuela.* Caracas: Universidad Central de Venezuela. Instituto de Geoquímica. Trabajo para optar al título de Magíster en Geoquímica. Trabajo no publicado.
- PÉREZ S. & R. SIFONTES. 1985. *Prospección geoquímica de uranio en el macizo de El Baúl. Estado Cojedes. Venezuela. Memoria VI Congreso Geológico Venezolano* 6:1965-1978.
- PIDGEON R. T., D. FURFARO, A. K. KENNEDY, A. A. NEMCHIN, W. VAN BRONSWIJK & W. A. TODT. 1994. Calibration of zircon standards for the Curtin SHRIMP II. *Abstracts of Eighth International Conference on Geochronology. Cosmo. and Isot. Geol.* 251.

- PINZÓN W. 2008. *Caracterización geológica del basamento del borde norte del graben de Espino*. Mérida: Universidad de Los Andes. Escuela de Ingeniería Geológica. Trabajo final del grado para optar al título de Ingeniero Geólogo. Trabajo no publicado.
- PITCHER W. S. 1993. *The nature and origin of granite Rocks*. Chapman and Hall, Glasgow, 321 p.
- POCOCK A. F., A. F. ATAMANCHUK, W. WEAVER & E. M. DAVIN. 1955. *Geology of the Tinaco-El Baúl-Calabozo área*. Caracas: Richmond Exploration Company. Informe 003425, 55. Trabajo no publicado.
- PORTILLA A. 1993. Tectonic events and structural configuration of the Barinas to Apure basin (Abstract). *AAPG Bull*, 77(2):341.
- PORTILLA A. 1996. El Baúl Arch; has it divided the Oriental and Barinas-Apure basins? (Abstract). *AAPG Bull*. 80(8):1325.
- PORTILLA A. 2000. The Arauca, Mérida and El Baúl Arches in the Barinas-Apure basin, western Venezuela: New evidences related to their existence and importance in hydrocarbon exploration (Abstract). *AAPG Bull*. 84(13):117.
- PRYER L. L. & P. Y. F. ROBIN. 1995. Retrograde metamorphic reactions in deforming granites and the origin of flame perthite. *J. Met. Geol*. 14:645-658.
- PRYER L. L. & P. Y. F. ROBIN. 1996. Differential stress control on the growth and orientation of flame perthite: a paleostress-direction indicator. *Jour. Struct. Geol*. 18(9):1151-1166.
- QI L., J. HU & C. GREGGOIRE. 2000. Determination of trace elements in granites by inductively coupled plasma mass spectrometry. *Talanta* 51:507-513.
- REYES A. 2007. Edad y relaciones de campo del Grupo El Barbasco, macizo de El Baúl. *Geos* 39: 202 + 119 p. en CD. Caracas: Universidad Central de Venezuela.
- RINCÓN L. 1984. *Determinación de la concentración de uranio en la masa granítica de El Baúl, estado Cojedes*. Caracas: Instituto de Geoquímica. UCV. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Licenciado en Química, opción geoquímica. Trabajo no publicado.
- ROD E. 1955. Trilobites in metamorphic rocks of El Baúl, Venezuela. *AAPG Bull*. 39(9):1865-1869.
- RODDICK J. C. 1987. Generalized numerical error analysis with applications to geochronology and thermodynamics: *Geoch. et Cosmoch. Acta* 51:2129-2135.
- ROLLINSON H. R. 1995. *Using Geochemical Data*. Longman Ed., United Kingdom, 332 p.
- SHELLNUTT J. G., & M. ZHOU. 2002. Rifting-related, Permian ferrosyenites in the Panxi region of the Emeishan large Igneous province, SW China. *Geoch. et Cosm. Acta* 70: 579.
- SHORT K. C. 1955. *Geological report on the foreland area north and northeast of El Baúl*. Informe EPC-1307. Trabajo no publicado.
- SHORT K. C. 1956a. *The sediments of the El Baúl area*. Caracas: Compañía Shell de Venezuela. Informe EP-1374. Trabajo no publicado.

- SHORT K. C. 1956b. *Further comments on the geology of the El Baúl area*. Caracas: Compañía Shell de Venezuela. Informe EP-1375. Trabajo no publicado.
- SILVA M., A. M. NEIVA & M. J. WHITEHOUSE 2000. Geochemistry of enclaves and host granites from the Nelas area, central Portugal. *Lithos* 50:153-170.
- SIMPSON C. & R. P. WINTSCH. 1989. Evidence for deformation-induced K-felspar replacement by myrmekite. *Jour. Metam. Geol.* 7:261-275.
- SIEVERS W. 1896. Karten zur phisikalischen Geographie von Venezuela. *Petermans Mitt.* 42: 125-129, 149-155, 197-201.
- SIFONTES R., C. YÁNEZ, N. ANGULO, J. TORRES, L. ZERPA, C. LÓPEZ EYZAGUIRRE & J. PASQUALI ZANÍN. 1985. *Informe final del proyecto de prospección geoquímica de uranio según el contrato No. 444/82 suscrito entre CADAPE (Compañía Anónima de Administración y Fomento Eléctrico) y la Universidad Central de Venezuela*. Caracas: Instituto de Geoquímica. UCV.
- SMITH F. 1962. *Mapa geológico-tectónico del norte de Venezuela*. Caracas: Primer Congreso Venezolano de Petróleo. [Mapa litografiado, escala 1:1.000.000].
- SMITH F. 1980. *El basamento y las rocas paleozoicas en la parte norte de Venezuela*. Caracas: Corpoven S.A. Trabajo no publicado.
- STERN R. A. 1997. The GSC Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP): analytical techniques of zircon U-Th-Pb age determinations and performance evaluation. *Age and Isotopic Studies: Report 10, Geol. Surv. of Can., Current Research 1997-F*, 1-31.
- STMG (SERVICIO TÉCNICO DE MINERÍA Y GEOLOGÍA, MINISTERIO DE FOMENTO). 1937. Mapa geológico preliminar de la parte norte de Venezuela. *Memoria I Congreso Geológico Venezolano*. Caracas. *Bol. Geol. Min.* 1(2-4). [Escala 1:5.000.000].
- SUN S. & W. F. McDONOUGH. 1989. Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: Implications for mantle composition and processes. In A. D. Saunders and M. J. Norry (eds.). *Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. London Spec. Publ.* 42:313-345.
- TAYLOR R. P. & D. F. STRONG. 1980. The topsails igneous complex: Silurian-Devonian peralkaline magmatism in western Newfoundland. *Can. Jour. Earth Sci.* 17(4):425-439.
- TAKASHI Y. & N. TADAO. 2008. The mechanism of myrmekite formation deduced from steady-diffusion modelling, based on petrography: Case study of the Okueyama granitic body, Kyushu, Japan. *Lithos* 106:237-260
- TAYLOR S. R. & S. M. MCLENNAN. 1985. *The continental crust: Its composition and evolution*. Blackwell, Oxford, p.312.
- TEGGIN D. 1984. Determinaciones radiométricas de edad en los Andes venezolanos. *Act. Cien. Venez.* 35:374-381.
- TERA F., & G. J. WASSEMBURG. 1972. U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. *Earth Plan. Sci. Lett.* 14:281-304.

- TOMALIN W. G. C. & L. KEHRER. 1937. *Geological report on the region between San Juan de Los Morros - Tinaquillo and Calabozo - El Baúl in the states of Guárico and Cojedes*. Informe EP-221. Trabajo no publicado.
- TURNER F. J. 1981. *Metamorphic Petrology. Mineralogical Field and Tectonics Aspects*. MacGraw-Hill. New York. 403 p.
- UJUETA G. 1993. Arcos y lineamientos de dirección noroeste-sureste en las cuencas subandinas de Venezuela y Colombia. *Geol. Colom.* 18:95-106.
- ULRYCH J., F. FEDIUK, M. LANG & P. MARTINEC. 2004. Late Paleozoic volcanic Rocks Intra-Sudetic Basin, Bohemian Massif: petrological and geochemical characteristics. *Chemie der Erde* 64:127-153.
- URBANI F. 2002. Nomenclatura de las unidades de rocas ígneas y metamórficas de la Cordillera de la Costa. *Geos* 35: 61 + 142 p. en CD. Caracas: Universidad Central de Venezuela.
- URBANI F. 2004. El lineamiento Cuaternario de Calabozo, Venezuela. *Geos* 37: 72 + 12 p. en CD. Caracas: Universidad Central de Venezuela.
- URBANI F. 2005. Nomenclatura y síntesis de las unidades ígneo-metamórficas de la Cordillera de la Costa. *Geos* 38: 41 + 23 p. en CD. Caracas: Universidad Central de Venezuela.
- URBANI F. 2007. Las regiones de rocas ígneas y metamórficas del norte de Venezuela. *Memoria IX Congreso Geológico Venezolano*. *Geos* 39: 93 + 11 p. en CD. Caracas: Universidad Central de Venezuela.
- URBANI F. 2008. Revisión de la nomenclatura de las unidades de rocas ígneas y metamórficas del norte de Venezuela. *Bol. Acad. Fís., Mat. y Nat.* 68(3):27-43.
- VERNON R. H. 1976. *Metamorphic Processes: Reactions and Microstructure Development*. Allen & Unwin. London, 247 p.
- VERNON R. H. 1999. Quartz and feldspar microstructures in metamorphic rocks. *Can. Miner.* 37:513-524.
- VERNON R.H. & S.R. PATERSON. 2008. How late are K-feldspar megacrysts in granites? *Lithos* 104:327-336.
- VILLAMIL T. 2003. Regional hydrocarbon systems of Colombia and western Venezuela. Their origin, potential, and exploration. En: C. Bartolini, R. T. Buffler & J. Blickwede, eds. *The circum-gulf of México and the Caribbean: Hydrocarbons habitats, basin formation, and plate tectonics*. *AAPG Memoir* 79:697-734.
- VILLENEUVE M. 2005. Paleozoic basins in West Africa and Mauritanide thrust belt. *Jour. Afric. Earth Sci.* 43:166-195.
- VISCARRET P. 2004. Estudio integral del Paleozoico no metamorfozados (formaciones Sabaneta, Caparo y Palmarito) en los Andes de Mérida. Venezuela. *Geos* 37:72+127 p. en CD. Caracas: Universidad Central de Venezuela.

- VISCARRET P. & F. URBANI. 2005. Algunos aspectos de la geología de la región de El Baúl, estado Cojedes. *I Jornadas Venezolanas de Geología de Rocas Ígneas y Metamórficas. Geos.* 38: 49 + 28 p. en CD. Caracas: Universidad Central de Venezuela.
- VISCARRET P. & F. URBANI. 2008. Retrospectiva de los estudios geológicos del macizo de El Baúl, estado Cojedes. Venezuela. *Aula y Ambiente, UPEL*, Caracas. En prensa.
- WAGNER G., & VAN DEN HAUTE P. 1992. *Fission track dating*. Netherlands: Solid Earth Sciences Library, Kluwer Academic Publishers.
- WHALEN J. B., K. L. CURRIE & B. W. CHAPPELL. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Min. Pet.* 95: 407- 419.
- WETHERILL G. W. 1956. Discordant uranium-lead ages I: *Transactions American Geophysical Union* 37:320-326.
- WINTER J. 2001. *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice-Hall. 699 p.
- WILSON R. A. 1930. *Reconnaissance report on the states of Anzoategui, Guárico and Cojedes*. New York: Mene Grande Oil Company. Informe EP-9492. Trabajo no publicado.
- WILLIAMS I. S. 1998. Chapter 1: U–Th–Pb Geochronology by Ion Microprobe. In: McKibben, M. A., Shanks III, W. C., Ridley, W. I. (Eds.), *Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes. Rev. Econ. Geol.* 7:1-35.
- WINTER J. 2001. *Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall. New Jersey. 699 p.
- YUND R. & D. ACKERMAN. 1979. Development of perthite microstructure in the Storm King granite. *Min. Pet.* Berlín. 70(3): 273-280.
- ZHOU J. & X. LI. 2006. Geoplot: An Excel VBA program for geochemical data plotting. *Comp. & Geoscience*. 32:554-560.