

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**GEOLOGÍA DE LAS ROCAS GRANITOIDES DE UNA REGIÓN
AL SUR DE VALERA, AREA NORTE, ESTADO TRUJILLO**

Trabajo Especial de Grado
presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela por la Br.
Ochoa Linde, Elisa para
optar al Título de Ingeniero Geólogo

Caracas, Noviembre de 2005

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**GEOLOGÍA DE LAS ROCAS GRANITOIDES DE UNA REGIÓN
AL SUR DE VALERA, AREA NORTE, ESTADO TRUJILLO**

Tutor Académico: Ramón S. Sifontes

Trabajo Especial de Grado
presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela por la Br.
Ochoa Linde, Elisa para
optar al Título de Ingeniero Geólogo

Caracas, Noviembre de 2005

Caracas, noviembre de 2005

CONSTANCIA DE APROBACIÓN

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Ingeniería Geológica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por la Bachiller Elisa Ochoa Linde, titulado:

“Geología de las Rocas granitoides de una región al sur de Valera, área norte, estado Trujillo”

Consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducente al Título de Ingeniero Geólogo, y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas expuestas por la autora, lo declaran APROBADO

Prof. Sebastián Grande
Jurado

Prof. Franco Urbani
Jurado

Prof. Ramón Sifontes
Tutor Académico

DEDICATORIA

A Oksana, Adriana y Carlos, mi Santísima Trinidad de fuerza, coraje y paciencia

A mi abuela Halyna Krychevska de Linde

A mi abuelo Iván Linde Voronin, donde quiera que esté,

Дуже дякую, Дід

*He descubierto todos los arcanos
He desnudado misterios seculares
Me han sido reveladas las verdades*

*He sentido la voz en mi oído derecho
He escrito con mi mano en la arena tibia
He limpiado la sangre reseca de viejas heridas*

*Hoy –trashumante-
he emprendido un viaje sin retorno
a la búsqueda infinita de los nombres
a la mañana abierta, clara, franca
A mi yo más cierto y escondido*

*He bebido a mi salud
he visto el alba
he recibido al sol con un conjuro*

*He auscultado el aire de la tarde
y guardado la lluvia de la noche
He desmantelado las mentiras
He abierto todas las puertas*

*Hacia la estrella alta
hacia el espacio abierto
hoy he emprendido el camino*

Elisa Ochoa Linde

No importa que tan lento vayas, mientras no te detengas

Confucio

AGRADECIMIENTOS

A la Ilustre Universidad Central de Venezuela, por permitirme formarme en sus aulas y por la vida que hallé fuera de ellas.

A la Escuela de Geología, Minas y Geofísica y a la Facultad de Ingeniería porque en ellas creo haber recibido una formación profesional de calidad.

A mi tutor Profesor Ramón S. Sifontes por la maravillosa oportunidad de trabajar en este proyecto, su disposición y su infinita paciencia.

Al Profesor Franco Urbani por sus muchas recomendaciones y su siempre buena disposición

Al CDCH, por haber proporcionado el financiamiento de este trabajo, en el marco del proyecto PG=03.30.4380.1999.

Al Profesor Tommaso Tosiani por sus muchas recomendaciones, su ayuda y su amistad. Te debo el haber conseguido esta tesis. Gracias.

Al Profesor Sebastián Grande, por tantas conversaciones interesantes y apasionadas sobre granitos, y por su ayuda con las secciones finas.

Al Profesor Peter Moticska, por lo que aprendí con él acerca de reconocimiento de minerales, su ayuda con la petrografía de las muestras y por su ayuda y sugerencias.

Al Profesor Rafael Falcón por su apoyo, amistad y preocupación y por sus recomendaciones para este trabajo.

Al Profesor Marino Ostos, por su ayuda con las secciones finas y por estar pendiente y dispuesto a responder tantas preguntas.

Al Profesor Franck Audemard, por las interesantes discusiones sobre Los Andes de Mérida y su perenne buen humor.

Al Profesor Franklin Yoris por sus enseñanzas y regaños.

Al Profesor Ricardo Alezones por estar siempre ahí, tan paciente antes mis inquietudes –geológicas y menos terrenas- y responder tantas y tantas preguntas. En verdad, vales oro. Mi agradecimiento hacia ti no cabe en estas páginas.

Al personal del laboratorio de secciones finas del ICT, especialmente a los señores Carrillo y Arturo, por su ayuda y solicitud.

Al personal que ha laborado en la Biblioteca de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica, tanto en el pasado como en el presente, especialmente a la Lic. Aura Marina de Agüero, el Sr. Marcos Flores, la Lic. Morella Mikaty de Castillo y a Harold, Marlene y un agradecimiento especialísimo al Ing. Eduardo Castillo.

A las profesoras Mónica Martíz y Olga Rey por su ayuda, preocupación y buena disposición

Al Profesor Alejandro Pérez por su ayuda, sus consejos y preocupación.

Al Profesor Manuel Martínez, por su apoyo durante el trabajo de campo y por su preocupación y regaños paternales.

Al Profesor Omar Rojas†, por su ayuda y por haber estado siempre pendiente.

Al Profesor Hugh Rollinson del Cheltenham & Gloucester College of Higher Education, por aclararme algunas dudas sobre el tratamiento de datos geoquímicos y la geoquímica de granitoides. A los profesores Kurt Hollocher del Union College de Nueva York, y Ken Wohletz, autor del programa MAGMA, por responder mis preguntas con prontitud.

A Eunice y María Auxiliadora, muchas gracias por todos los favores y diligencias.

A mis padres, Oksana Linde y Carlos Ochoa. Mamá, gracias por creer en mí más que nadie. Supiste mi vocación antes que yo misma. Papá, gracias por esperar tanto. Gracias a ambos por haber aguantado tantos trasnochos y arranques de mal humor. Gracias por sus ejemplos de vida y por tooodas las segundas.

A Adriana Ochoa, mi hermana, por su paciencia, su ayuda y su apoyo y por trasnocharse conmigo. Eres la mejor.

A Alonso Vera, por su cariño y apoyo. Gracias por toda tu ayuda.

A mis brujas: Lilian Navarro, por creer y persistir, y por todas sus acertadas recomendaciones y halones de oreja; Leticia Ortega, por sus recomendaciones y disposición a ayudar; Gabriela Carrillo, por su apoyo y disposición a ayudar; Gabriela Marcano, por sus recomendaciones y buenos deseos. Las quiero, niñas.

A Eduardo Carrillo y Ana Paredes, por tener siempre palabras adecuadas.

A Jorge Barrera, por ayudarme con las muestras para geoquímica.

A Jesús Eduardo Rojas y Alejandro Alarcón, por su ayuda en la elaboración del mapa.

A Ramón González y Herbert Fournier por las discusiones útiles. Gracias Ramón por los artículos

A Juan Carlos Suárez, Gustavo Nieto y Jesús Padilla, por muchas cosas. Los quiero, panas.

A Lenín González y Antonio Ughi por ayudarme en momentos críticos. A Giovanni Prada y Humberto Delgado, gracias infinitas por prestarme la máquina en el momento más crítico de todos y por todas las segundas. Fueron unos ángeles.

A mis compañeros durante la fase de campo Ana Beatriz Lasser, José Miguel Blanco y Oliver Sánchez -el conductor más salvaje- por su ayuda durante esa etapa.

A mis amigos Gaby, Gabriela, Lilian, Leticia, Rafael, Tommaso, Eduardo, Manuel, Alejandro, Ricardo –gracias por la música-, Ignacio Sabino (el pana), Marvin, Ana Lisbeth, Fabio, Juan Carlos (el Hombre de Azul), Diego Van Berkel, Gélide, Iván R., Crelia, Jesús Padilla, Jesús Hernández, Vero, Gustavo S., Jorge M., Roberto S., Eduardo P., Carlos, Mariela López, el Malandro, Joel, Pablo, Lenín, Antonio. A todos aquellos que me hicieron más fácil la sonrisa cuando más hacía falta. A todos los que me hicieron pensar.

A mis preparadores Noelia Baptista, Redescal Uzcátegui, Rolando Benítez, Tulio Peraza, María Verónica Castillo, Paúl Romero, Franco Márquez -y sus suplentes- e Iván Rubesa, por toda la paciencia y el tiempo extra.

A mis alumnos de Mineralogía Óptica por alimentar en mí el gusto por la docencia y la pasión por la petrografía.

A mis compañeros del Orfeón Universitario, siempre pendientes.

A todas aquellas personas que, directamente o indirectamente tuvieron que ver con este trabajo y con mi formación. Si dejé de mencionar a alguien, fue por descuido involuntario.

Ochoa L., E.

GEOLOGÍA DE LAS ROCAS GRANITOIDES DE UNA REGIÓN AL SUR DE VALERA, AREA NORTE, ESTADO TRUJILLO

**Tutor Académico: Prof. Ramón Sifontes. Tesis. Caracas, UCV. Facultad de
Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. 2005, 207 p.**

Palabras claves: granitoides, petrografía, geoquímica, Valera, Andes

Resumen

El Granito de Valera-La Puerta (RAMÍREZ *et al.*, 1972; BURKLEY, 1976) aflora en un área de aproximadamente 100 km² al sur de la ciudad de Valera, Estado Trujillo. El objetivo de este estudio es la caracterización geológica y geoquímica de las rocas granitoides expuestas en un área de unos 25 km², ubicada al sur de la ciudad de Valera, entre las coordenadas geográficas (UTM) N: 1.018.000 -1.026.000 y E: 317.000 -326.000, así como un esbozo de su posible historia tectono-magmática.

Se llevaron a cabo análisis geoquímicos en roca total, para elementos mayoritarios y traza. En cuanto a su carácter geoquímico, las rocas son principalmente peraluminicas, altas en K y de afinidad calcoalcalina. De las relaciones entre los elementos litófilos y su comportamiento se infiere una contribución de corteza continental y quizá de manto sub-cortical; en este caso, la contribución podría ser de flujo de calor, más que de aporte de material.

De acuerdo con la clasificación modal de la IUGS (LE BAS & STRECKEISEN, 1991) las rocas estudiadas son principalmente granitos *in sensu stricto*, con algunas granodioritas y tonalitas y cantidades menores de sienitas, diorita y monzodiorita. Con base en la clasificación modal y la textura, se definen dos unidades informales: la Unidad de Metagranitoides y la Unidad de Gneises Graníticos. Se encuentran algunas venas pegmatíticas de poca importancia. Las rocas de ambas unidades exhiben grados variables de deformación y muestran caracteres tanto de tipo frágil como de tipo dúctil. Mineralógicamente, ambas unidades son similares, con abundancia de micas (reflejo de su carácter peraluminico) y minerales de alteración.

Los granitoides son en general blastoporfidicos, excepto por las metagranodioritas oscuras aflorantes al NW del área estudiada, que son más bien equigranulares. En el campo, se nota orientación de las micas. Los gneises graníticos muestran orientación con desarrollo de textura lepidoblástica, sombras de presión y desarrollo incipiente de bandas de cuarzo.

Las texturas consideradas como primarias o debidas a procesos magmáticos son: porfidica-poiquilitica, granítica (equigranular) y zonada. Las texturas y estructuras que atestiguan procesos magmáticos tardíos y post-magmáticos son: intercrecimientos mirmekítico y pertítico, maclado secundario, alteración, transformación polimórfica. Las evidencias de deformación y cataclasis son variadas y frecuentes e incluyen: extinción ondulatoria, plegamiento de granos, trituración de

granos, fracturas y flujo cataclástico. Las evidencias de recristalización se encuentran como mosaicos poligonales, bordes aserrados de granos, reducción de tamaños de grano y pérdida de extinción ondulatoria. El intercrecimiento mirmekítico se encuentra en los metagranitoides así como en los gneises graníticos, pero no se sabe si es un proceso magmático tardío o está relacionado con la deformación, o es una combinación de ambos.

En cuanto a su discriminación tectónica, las rocas muestran características de ambientes colisionales (incluyendo a los tardíos y post-colisionales) y de zona de subducción. El análisis en conjunto de estos discriminantes con las características químicas, petrográficas y mineralógicas, así como las relaciones de campo sugiere que las rocas pudieron formarse durante un evento colisional relacionado durante un lapso entre el Neoproterozoico Tardío y Paleozoico Temprano (Cámbrico), probablemente en dos pulsos.

ÍNDICE GENERAL

<i>DEDICATORIA</i>	<i>III</i>
<i>AGRADECIMIENTOS</i>	<i>V.</i>
<i>RESUMEN</i>	<i>VIII</i>
<i>ÍNDICE GENERAL</i>	<i>X</i>
<i>ÍNDICE DE FIGURAS</i>	<i>XVI</i>
<i>ÍNDICE DE TABLAS</i>	<i>XVIII</i>
<i>CAPÍTULO I</i>	<i>1</i>
<i>INTRODUCCIÓN</i>	<i>1</i>
1.1.-Objetivos Generales	1
1.2.- Objetivos Específicos	1
1.3.-Localización del área de estudio	1
1.4.- Metodología	2
1.5. - Trabajos Previos	3
<i>CAPÍTULO II</i>	<i>7</i>
<i>GEOGRAFÍA FÍSICA</i>	<i>7</i>
2.1.- Los Andes: Fisiografía	7
2.2.- Topografía y relieve	7
2.3.- Erosión y meteorización.	8
2.4.- Terrazas aluviales o mesas	8
2.5.- Drenaje	8
2.6.- Clima	9
2.6.1.- Temperatura	9
2.6.2.- Precipitación	9
2.6.3.- Humedad	9
2.7.- Vegetación	10
<i>CAPÍTULO III</i>	<i>11</i>
<i>MARCO TEÓRICO</i>	<i>11</i>
3.1.- Introducción	11
3.2.- Características químicas de algunos minerales accesorios de importancia petrogenética y geoquímica	11
3.2.1.- Grupo del Epidoto	12
3.2.1.1.- Epidoto y clinozoisita	12
3.2.1.2.- Alanita	13
3.2.2.- Monacita	13
3.2.3.- Estabilidad alanita/monacita	14
3.2.4.- Apatito	15
3.2.5.- Circón	15
3.2.6.- Esfena	15
3.2.7.- Minerales secundarios y productos de alteración y/ reemplazo	16
3.2.7.1.- Cloritización	16
3.2.7.2.- Sericitización	17
3.2.7.3.- Saussuritización	17
3.3.- Texturas comunes en rocas graníticas	17
3.3.1.- Intercrecimiento Mirmekítico	18

3.3.2.- Intercrecimientos Pertíticos	19
3.4.- Metamorfismo dinámico (cataclástico)	20
3.4.1.- Texturas metamórficas y cataclásticas (y evidencias de recristalización dinámica)	20
3.4.2.- Recristalización y mosaicos poligonales	21
3.5.- Diagramas de Variación	22
3.5.1.- Definiciones y advertencias acerca de su utilización	22
3.5.2.- Diagramas Tipo Harker	22
3.5.3.- La relación ternaria Ba-Rb-Sr de El Bouseily & El Sokkary (1975)	23
3.5.4.- Interpretación de diagramas de variación	23
3.6.- Diagramas para clasificación de rocas ígneas	25
3.6.1.- Diagramas TAS	25
3.7.- Diagramas para la caracterización de series y tendencias	25
3.8.- Diagramas multielementales o Spidergrams	26
3.8.1.- Consideraciones acerca de los diagramas multi-elementales	26
3.9.- Elementos traza de importancia	26
3.9.1.- Elementos Litófilos	26
3.9.2.- Elementos del grupo de las Tierras Raras	27
3.9.2.1.- La anomalía de Europio	29
3.9.2.2.- Efectos de los minerales accesorios en la geoquímica de las tierras raras, Y, Th y U	30
3.10.- Estado de Oxidación	30
3.11.- Evolución magmática	32
3.11.1.- Diversificación de magmas	32
3.11.1.1.-Fusión parcial	32
3.11.1.1.1.- Fusión parcial de metapelitas y generación de granitos peraluminicos	32
3.11.1.2.- Diferenciación magmática	33
3.11.1.3.- Mezcla de magmas y fuentes mixtas	33
3.11.1.3.1.- Evidencias petrográficas de mezcla	33
3.11.1.4.- Contaminación y asimilación	34
3.11.4.1.1.- Enclaves	35
3.12.- El concepto de batolito	36
3.13.- Acerca de las relaciones entre fallamiento y plutonismo	36
3.14.- Ambientes tectónicos.	37
3.15.- La clasificación alfabética de los granitoides	37
3.15.1.- Características de la clasificación alfabética relevantes a este trabajo	38
3.16.- Diagramas discriminantes tectónicos	38
3.17.- Clasificación de Pitcher (1982)	40
3.18.- Clasificación tectónica de Barbarin (1990)	41
3.19.- Consideraciones teóricas para la evolución de Los Andes de Mérida en el marco tectónico global Neoproterozoico-Paleozoico	41
CAPÍTULO IV	47
GEOLOGÍA REGIONAL	47
4.1.- Introducción	47
4.2.- Estratigrafía Regional	47
4.2.1.- Precámbrico	47
4.2.1.1.- Origen de la formaciones precámbricas.	48
4.2.2.- Paleozoico Temprano	49
4.2.3.- Paleozoico Tardío	50
4.2.3.1.- Paleozoico Tardío metamorfozado	50
4.2.3.2.- Paleozoico Tardío con poco o ningún metamorfismo	53
4.2.3.2.1.- Origen de las unidades del Paleozoico Tardío con poco o ningún metamorfismo	54
4.3.- El Granito de Valera-La Puerta	55
4.4.- Otros cuerpos graníticos	55

4.5.- Geología Estructural regional	57
4.5.1.- Generalidades	57
4.5.2.- Estructuras Principales	57
4.6.- Historia Geológica	59
4.7.- Deformación en la Cordillera de Mérida.	61
CAPÍTULO V	64
GEOLOGÍA LOCAL	64
5.1.- Introducción	64
5.2.- Unidades litológicas	64
5.2.1.- Unidad de Metagranitoides (Umg)	65
5.2.1.1.- Metamonzogranitos (mmg)	65
5.2.1.2.- Metagranodioritas (mgd)	67
5.2.1.3.- Metasienita (ms)	71
5.2.1.4.- Metadiorita (md)	71
5.2.1.5.- Metamonzodiorita (mmd)	72
5.2.2.- Unidad de Gneises graníticos (Ugg)	73
5.2.2.1.- Gneis monzogranítico (gmg)	73
5.2.2.1.1.- Enclave microtonalítico	74
5.2.2.2.- Gneis tonalítico (gt)	75
CAPÍTULO VI	78
PETROGRAFÍA	78
6.1.- Introducción	78
6.2.- Mineralogía modal	78
6.2.1.- Cuarzo	78
6.2.2.- Feldespato Potásico	80
6.2.3.- Plagioclasa	81
6.2.4.- Micas	83
6.2.4.1- Biotita	83
6.2.4.2- Moscovita	84
6.2.5.- Clorita	84
6.2.6.- Anfíbol	85
6.2.7.- Sillimanita	87
6.2.8.- Minerales opacos	87
6.2.9.- Granate	87
6.2.10.- Turmalina	91
6.2.11.- Grupo del Epidoto	93
6.2.11.1.- Epidoto y clinozoisita	93
6.2.11.2. - Alanita	94
6.2.12.- Apatito	97
6.2.13.- Esfena	98
6.2.14.- Circón	99
6.2.15.- El “epidoto radiactivo”: ¿monacita o xenotima?	100
6.2.16.- Calcita	101
6.3.- Texturas y Estructuras	102
6.3.1.- Texturas Primarias	102
6.3.2.- Texturas Secundarias	103
6.3.2.1.- Intercrecimiento Mirmekítico	103
6.3.2.2.- Intercrecimientos Pertíticos	103
6.4.- De las segregaciones	104

6.5.- Texturas Metamórficas y Cataclásticas (y evidencias de recristalización dinámica)	104
6.5.1.- Evidencias de deformación y cataclasis	104
6.5.1.1.- Recristalización y los mosaicos poligonales	106
6.5.1.2.- Fracturas	107
6.6.- Clasificación Modal	107
6.6.1.- El Índice de color (IC)	107
6.7.- Minerales Secundarios y Productos de Alteración y/ reemplazo	109
<i>CAPÍTULO VII</i>	<i>112</i>
<i>GEOQUÍMICA</i>	<i>112</i>
7.1.- Introducción	112
7.2.- Composición química	112
7.2.1.- Elementos mayoritarios	113
7.2.1.1.- Índice de diferenciación (DI) de Tremblay et al. (1994)	113
7.2.1.1.1.- DI de Tremblay et al. vs. Óxidos Mayoritarios	113
7.2.1.2.- Diagramas tipo Harker	113
7.2.1.3.- Norma CIPW	114
7.2.1.3.1.- Cálculo de la Norma CIPW	114
7.2.1.3.2.- Clasificación según el triángulo QAP de Le Bas & Streckeisen (1991)	114
7.2.1.3.3.- Diagrama de O'Connor-Barker	114
7.2.2.- Elementos trazas	114
7.2.2.1.- Relaciones inter-elementales de interés	118
7.2.2.2.- Diagramas binarios variados	118
7.2.2.3.- Carácter químico de los granitodes de la región de Valera.	119
7.2.2.3.1.- El corindón normativo	119
7.2.2.3.2.- Índices de Shand y de Saturación de Alúmina (Maniar & Piccoli, 1989)	119
7.2.2.3.3.- Diagramas Na-K-Ca de Barker & Arth (1976) y SiO ₂ -K ₂ O de Gill (1981)	119
7.2.2.3.4.- Diagramas Ternarios de Ba-Rb-Sr de El Bousseily & El Sokkary (1975)	119
7.2.3.- Elementos del Grupo de las Tierras Raras	120
7.2.3.1.- Tierras raras contra óxidos (elementos) mayoritarios	121
7.2.3.2.- DI vs. Elementos traza y Tierras Raras (Tremblay et al., 1994)	121
7.3.- Diagramas discriminantes tectónicos	121
7.3.1.- Diagramas de Pearce et al., 1984 (tomados de Rollinson 1993)	133
7.3.2.- Diagramas de Harris et al. (1986)	133
7.3.3.- Diagramas de Maniar & Piccoli (1989) para la discriminación de granitoides	133
7.3.4.- Diagrama de Batchelor & Bowden	136
<i>CAPÍTULO VIII</i>	<i>140</i>
<i>DISCUSIÓN E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS</i>	<i>140</i>
8.1.- Interpretación de resultados petrográficos	140
8.1.1.- Acerca de las variaciones de color en la biotita	140
8.1.2.- Productos de alteración	140
8.1.2.1.- Cloritización	141
8.1.2.2.- Moscovita secundaria y Sericitización	141
8.1.2.2.1.- Sericitización	141
8.1.2.2.2.- La moscovita secundaria	142
8.1.2.3.- Leucoxeno	142
8.1.2.4.- De la calcita	142
8.1.4.- Grupo del Epidoto	143
8.1.4.1.- Epidoto "radioactivo"	144
8.1.5.- El maclado del microclino	145

8.1.6.- De las segregaciones	146
8.1.7.- Evidencias petrográficas de contaminación y mezcla de magmas	146
8.1.8.- Texturas Reliquias	147
8.1.9.- Texturas Metamórficas y Cataclásticas. Evidencias de recristalización dinámica	147
8.1.9.1.- Evidencias de deformación y cataclasis	147
8.1.9.2.- Significado de los caracteres deformacionales	148
8.2.- Interpretación de resultados geoquímicos	149
8.2.1.- Elementos mayoritarios y DI de Tremblay et al. (1994)	149
8.2.2.- Diagramas Harker y fraccionamiento	149
8.2.3.- Diagramas multi-elementales (Spidergramas)	150
8.2.4.- Corindón normativo y silimanita modal. Carácter peraluminico de las rocas granitoides	152
8.2.5.- Elementos del Grupo de las Tierras Raras	152
8.2.5.1.- Interpretación del comportamiento de las Tierras Raras	152
8.2.6.- Elementos traza	154
8.2.6.1.- Comportamiento de Zr, Hf, Th, Y, Sc	154
8.2.6.2.- Los HFSE: Comportamiento de K, Rb, Cs, Ta, Nb (Ba, Sr)	155
8.2.6.3.- Patrones y relaciones de elementos trazas y su relación con ambientes tectónicos de formación	155
8.2.7.- Evolución post-magmática de las rocas granitoides	156
8.2.8.- Ambientes tectónicos de formación y rocas fuente de las rocas granitoides de Valera-La Puerta	157
8.2.8.1.- Diagramas discriminantes tectónicos	157
8.2.8.2.- La clasificación alfabética y las rocas granitoides de la región sur de Valera	158
8.2.8.3.- Posibles fuentes y ambientes tectónicos de formación de los granitoides de la región Valera-La Puerta	159
8.2.9.- De las condiciones de cristalización	159
8.2.10.- Metamorfismo de las rocas granitoides de la región de Valera-La Puerta	160
8.2.11.- Emplazamiento de los cuerpos graníticos, fallas e intrusión.	161
8.2.12.- Orígenes de los Enclaves	161
<i>CONCLUSIONES</i>	<i>163</i>
<i>RECOMENDACIONES</i>	<i>166</i>
<i>BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS</i>	<i>167</i>
<i>APÉNDICE A</i>	<i>182</i>
• Cálculo de la norma CIPW:	182
• Tratamiento previo de los datos geoquímicos.	182
• Programas utilizados: ventajas y desventajas	182
Cálculo de la Norma CIPW y clasificación Normativa	182
Tratamiento previo de los datos geoquímicos	183
Breve descripción de los programas utilizados y razones para su escogencia	183
<i>APÉNDICE B: DE LA MIRMEKITA Y SU ORIGEN</i>	<i>187</i>
<i>APÉNDICE C: DE LA CATACLASIS Y LA DE RECRISTALIZACIÓN</i>	<i>189</i>
• Cataclasitas	189
• Texturas metamórficas y cataclásticas (y evidencias de recristalización dinámica)	189
• De la recristalización y los mosaicos poligonales	189
Cataclasitas	189
Texturas metamórficas y cataclásticas (y evidencias de recristalización dinámica)	189
De la recristalización y los mosaicos poligonales	191
<i>APÉNDICE D: LA CLASIFICACIÓN "ALFABÉTICA" (S-I-A-M) DE LOS GRANITOIDES</i>	<i>193</i>
<i>APÉNDICE E: DEL EPIDOTO MAGMÁTICO</i>	<i>196</i>

<i>APÉNDICE F: RELACIONES ENTRE MAGMATISMO Y AMBIENTE TECTÓNICO</i>	<i>197</i>
• Granitos anorogénicos	197
• Magmatismo colisional	197
• Granitoides continentales orogénicos (Winter, 2001)	197
• Granitoides post-orogénicos	197
Granitos anorogénicos	197
Magmatismo colisional	197
Granitoides continentales orogénicos (Winter, 2001)	198
Granitoides post-orogénicos	198
<i>APÉNDICE G: RESIDENCIA DE REE, Y, Th Y U EN GRANITOS (BEA, 1996)</i>	<i>200</i>
<i>APÉNDICE H: REACCIONES DE FUSIÓN PARCIAL PARA PRODUCIR FUNDIDOS GRANÍTICOS</i>	<i>202</i>
<i>APÉNDICE I: DESMEZCLA DE RESTITAS</i>	<i>204</i>

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: localización del área de estudio	3
Figura 3.1: clasificación de Pitcher (1982) para granitoides según ambiente tectónico	46
Figura 3.2: clasificación de WINTER (2001) para granitoides, según al ambiente tectónico	45
Figura 5.1: afloramiento de metamonzogranito	65
Figura 5.2: detalle de metamonzogranito con megacristales rosados de feldespto potásico	66
Figura 5.3: fotomicrografías de monzogranito mostrando un porfidoclasto de feldespatos potásico, mirmekita y micas	67
Figura 5.4: tres vistas de la segregación (TV-156) en metagranodiorita	70
Figura 5.5: fotomicrografía de metamonzodiorita mostrando maclado secundario en plagioclasa	73
Figura 5.6: vista general de gneis monzogranítico. La moscovita se muestra tanto en “libritos” como en forma de escamas de clivaje	74
Figura 5.7: enclave microtonalítico. La plagioclasa muestra alteración	75
Figura 5.9: afloramiento de gneis tonalítico	76
Figura 5.10: fotomicrografía de gneis tonalítico, mostrando la textura gneísica característica.	77
Figura 6.1: cuarzo formando mosaicos irregulares	79
Fig. 6.2: megacristal de feldespatos potásico y cristales formando un mosaico poligonal	81
Figura 6.3: a) maclado Albita-periclino (enrejado) bien desarrollado en microclino; b) cristal de feldespatos potásico con maclado combinado Carlsbad y Albita-periclino)	82
Figura 6.4: a) plagioclasa mostrando maclado según Ley de Periclino; b) maclado secundario en plagioclasa.	86
Figura 6.5: fotomicrografías de plagioclasa con maclado Carlsbad-Albita	86
Figura 6.6: (a) y (b): pleocroísmo de la biotita, bajo luz polarizada plana; halos pleocróicos alrededor inclusiones de circón (cr) ; (c) y (d), muestran una escama de clivaje isótropa con inclusiones de circón y libritos de varias dimensiones	88
Figura 6.7: a) moscovita creciendo en clivajes de plagioclasa vista bajo polarizadores cruzados; b) moscovita, biotita y moscovita fina, junto con cuarzo. En (c) y (d) se observa moscovita bien desarrollada, acompañada de cuarzo, plagioclasa y biotita	89
Figura 6.8: (a) y (b): clorita con inclusiones de esfena y quizá epidoto, microgranulares. En (c) y (d) se observan clorita, minerales del grupo del epidoto y esfena microgranular	90
Figura 6.9: cristales de anfíbol, en corte longitudinal y corte basal	91
Figura 6.10: dos ejemplos de silimanita (sil)	92
Figura 6.11: ejemplos de granate euhédrico a subhédrico, con diferentes grados de desarrollo de cristales	92
Figura 6.12 : ejemplos de granate euhédrico a subhédrico, con cristales muy fracturados. Las fracturas se encuentran rellenas	93
Figura 6.13: cortes basales y longitudinales de turmalina de color pardo verdoso.	94
Figura 6.14: zonación composicional en cortes basales de turmalina	95
Figura 6.15.: fotomicrografías de epidoto euhédrico y zonado, bajo luz polarizada plana. También hay biotita y esfena	95
Figura 6.16: fotomicrografías de epidoto subhédrico incoloro a débilmente coloreado	96
Figura 6.17: alanita con sobrecrecimiento de epidoto, inclusiones de esfena y “corona” calcítica	97
Figura 6.18: zonación alanita-epidoto. También se observan esfena y biotita, todas en tonos pardos	98
Fig. 6.19: a) cristal de apatito fracturado y deformado; b) cristal subhédrico de apatito en biotita	99
Figura 6.20: agregado de esfena pleocróica. También hay biotita parda (biot) y epidoto	99
Figura 6.21: esfena euhédrica pleocróica, acompañada de biotita, epidoto, plagioclasa y cuarzo	100
Figura 6.22: fotomicrografías de monacita. Quizá, cristales de xenotima o circón	101
Figura 6.23 : fotomicrografías de circón, mostrando un halo pleocroico en clorita	102
Figura 6.24: fotomicrografía de calcita deformada	102
Figura 6.25: cristal de plagioclasa, con desarrollo de mirmekitas en el contacto con un fenocristal de feldespatos potásico	104

Figura 6.26: (a) mirmekita intracristalina asociada con moscovita; (b) cristal subhédrico de plagioclasa mostrando mirmekitas en el borde, en contacto con un cristal de feldespató potásico; (c) lóbulos mirmekíticos en el borde de un cristal de feldespató potásico	105
Figura 6.27: tres ejemplos de los efectos de la deformación en plagioclasas. (a): formación de subgranos en un cristal maclado simple; (b): maclado flexionado ; (c): microfalloamiento	108
Fig. 6.28: Mosaico poligonal de feldespató potásico. Se observan fracturas conjugadas	109
Figura 6.29: textura de microbrecha mostrando mosaicos de recristalización y clastos rodeados de material triturado	110
Figura 6.30: diagrama APQ para las muestras de la zona San Pablo-Cadenas	111
Figura 7.1 : Diagramas TAS para la clasificación de rocas ígneas plutónicas según: a) Li (1999); b) Wilson (1989)	117
Figura 7.2 : Diagramas tipo Harker para las rocas granitoides de Valera-La Puerta	122
Figura 7.3 : índice de diferenciación (DI) de Tremblay <i>et al.</i> (1994) vs. óxidos, de las rocas granitoides de Valera-La Puerta	123
Figura 7.4: a) Diagrama de O'Connor-Barker (1979) para la clasificación de rocas granitoides; b) clasificación de LE BAS & STRECKEISEN (1991)	126
Figura 7.5: Diagrama de El Bousseily & El Sökkary (1975) para la clasificación de granitoides	127
Figura 7.6. : Diagramas multielementales de Thompson et al (1982) y Pearce (1983)	128
Figura 7.8: diagramas binarios variados	130
Figura 7.10: diagramas binarios variados para algunos elementos traza y relaciones entre éstos	132
Figura 7.11: diagramas de Gill (1981), Shand y Barker & Arth (1976)	134
Figura 7.12: Diagrama de Tierra Raras de las rocas de la región de Valera-El Horno.	135
Figura 7.13: comportamiento de Tierras Raras seleccionadas vs. SiO ₂	137
Figura 7.14: Relación entre el DI de Tremblay <i>et al.</i> , 1994 y elementos traza seleccionados	137
Figura 7.15: Diagramas discriminantes tectónicos para las rocas granitoides de Valera-La Puerta según Pearce <i>et al</i> (1984)	138
Figura 7.16: Diagramas discriminantes tectónicos para las rocas granitoides de Valera-La Puerta según Harris <i>et al.</i> , 1986	138
Figura 7.17: Diagramas discriminantes tectónicos para las rocas granitoides de Valera-La Puerta de acuerdo con Maniar & Piccoli (1989)	139
Figura 7.18: Diagramas discriminantes tectónicos para las rocas granitoides de Valera-La Puerta de acuerdo con Batchelor & Bowden (1984)	139

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 3.1: texturas más frecuentes en rocas graníticas (SHELLEY, 1997)	18
Tabla 3.2 : ambientes tectónicos según ROLLINSON (1993, después de Pearce et al., 1984)	42
Tabla 3.3: clasificación tectónica de BARBARIN (1990)	46
Tabla 6.1: clasificación IUGS de las rocas estudiadas	111
Tabla 7.1: composición química de las muestras estudiadas	115
Tabla 7.1 (<i>cont.</i>): composición química de las muestras estudiadas	116
Tabla 7.2: resultados de los cálculos de la norma CIPW	124
Tabla 7.3: relaciones inter-elementales de interés	125
Tabla D.1: texturas y procesos de deformación según condiciones de P-T (Hibbard, 1995)	190

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1.-OBJETIVOS GENERALES

El presente trabajo, tiene como objetivos principales:

- la caracterización geológica y geoquímica de las rocas granitoides aflorantes al sur de ciudad de Valera, área norte, en el Estado Trujillo
- cubrir el último requisito para optar al título de Ingeniero Geólogo de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela.

1.2.- OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Los objetivos del Trabajo Especial de Grado son:

- Caracterizar, mediante petrografía y geoquímica, los cuerpos granitoides que afloran en el área de estudio
- Hacer un esbozo acerca de la historia evolutiva y el ambiente tectónico de formación de dichos cuerpos granitoides
- Determinar la posibilidad de localizaciones de depósitos minerales en esta área.

1.3.-LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El Granito de Valera-La Puerta aflora en una franja ubicada entre los ríos Momboy y Motatán, entre las poblaciones de Valera y La Puerta, Estado Trujillo, en Los Andes de Mérida. El área estudiada se encuentra dentro de dicha franja, comprendiendo unos 25 km².

Las coordenadas geográficas (UTM) del área de estudio están comprendidas entre N: 1.018.000 -1.026.000 y E: 317.000 -326.000.

Los límites geográficos aproximados del área son: al norte una línea entre las poblaciones de El Bizcocho y Cadenas, al sur una línea entre las poblaciones de San

Pablo y Santa Rita, al oeste la carretera que une las poblaciones de Valera-Mendoza-La Puerta y al este, la carretera troncal que une Valera con la población de Timotes (Estado Mérida).

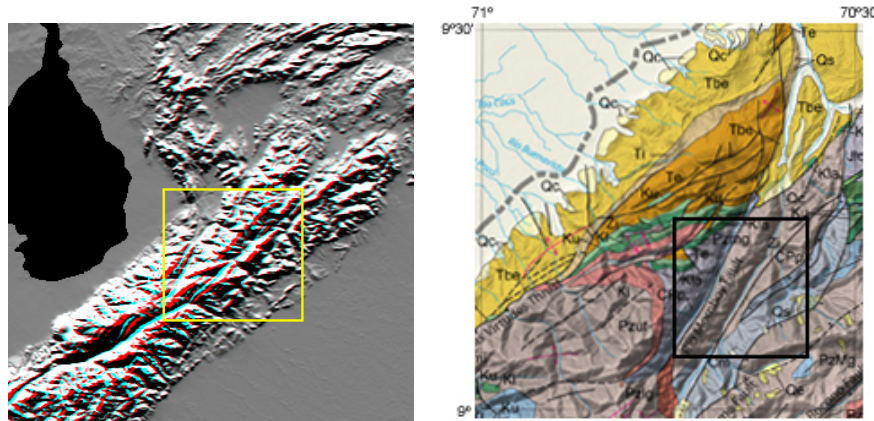


Figura 1.1: localización del área en estudio

1.4.- METODOLOGÍA

El trabajo consistió de cuatro fases: 1) fase previa al trabajo de campo (fase de investigación), 2) fase de campo, 3) fase de laboratorio, 4) análisis de los datos y elaboración del informe final.

La primera fase consistió en la búsqueda y recopilación de información bibliográfica y cartográfica de la zona a estudiar, con especial énfasis en la geología del área. Se realizó una exploración de campo previa al trabajo principal, para conocer el estado de las vías de acceso y diseñar una estrategia de levantamiento.

Durante la fase de campo, se hizo el levantamiento geológico del área siempre siguiendo las carreteras principales que sirven de límites al este y al oeste del área estudiada, con el objeto de reconocer la existencia de variaciones tanto laterales como verticales en su composición mineralógica y textura, así como sus relaciones de campo. La toma de muestras, se realizó en las zonas donde la roca se encontró más fresca y menos deformada. El levantamiento y la toma de muestras se hicieron sólo en las carreteras, debido a que los altos niveles de meteorización del granito en las cimas de la montaña dificultaban el trabajo en estas zonas.

Durante la fase de laboratorio, se prepararon las muestras de roca para la elaboración de secciones finas y análisis químicos; estos últimos análisis se hicieron por contrato con una empresa extranjera (ACTLABS, Inc., Ontario, Canadá.). Las secciones finas fueron sometidas a análisis petrográficos convencionales; los datos de los análisis químicos remitidos por ACTLABS fueron tratados con el programa MINPET para la elaboración de diagramas variados.

Finalmente, se llevó a cabo la discusión e interpretación de los datos obtenidos del trabajo de campo y los resultados experimentales, con el fin de plasmar las conclusiones pertinentes.

1.5. - TRABAJOS PREVIOS

La geología de los Andes venezolanos o Cordillera de Mérida ha sido estudiada por diversos autores entre los cuales destacan los trabajos de COMPAÑÍA SHELL DE VENEZUELA Y CREOLE PETROLEUM CORPORATION (1964), KOVISARS (1972), SHAGAM (1972), GARCÍA Y CAMPOS (1972, 1977), GARCÍA (1976).

Son escasos los trabajos que incluyen al área de este estudio puesto que, en general, los trabajos existentes abarcan la región desde Mendoza hacia el suroeste y oeste. Sin embargo, los trabajos de GARCÍA Y CAMPOS (1972, 1977a, 1977b) y GARCÍA (1976) proporcionan información valiosa acerca de las proximidades de la ciudad de Valera. BURKLEY (1976) y CORDANI *et al.* (1985) proporcionan información acerca de la edad del Granito de Valera-La Puerta.

MARTÍN-BELLIZZIA (1968) hizo una recopilación de datos radiométricos en rocas graníticas intrusivas en terrenos precámbricos y paleozoicos, a fin de establecer, apoyada en datos geológicos, la secuencia de eventos graníticos. Dado el carácter variado en cuanto a texturas y composición de los cuerpos graníticos emplazados en rocas paleozoicas, estos podrían corresponder a fases diferentes del proceso termotectónico de la orogénesis del Paleozoico Temprano (Ordovícico Tardío-Silúrico Temprano), equivalente al episodio inicial de la orogénesis del Silúrico Tardío-Devónico (Caledoniana), representada en los Andes venezolanos por el hiato Devónico-Carbonífero Temprano. Las unidades del Paleozoico Tardío sufrieron

deformación, tectonismo e intrusiones graníticas en el intervalo Pérmico-Triásico, correspondiente a la orogénesis del Paleozoico Tardío (equivalente a la Orogénesis Herciniana).

GARCÍA Y CAMPOS (1972) estudiaron las rocas Paleozoicas que afloran en la zona ubicada al norte y este de la falla del Río Momboy, en las regiones al norte y oeste de La Puerta, norte y oeste de Mendoza Fría y de Monte Carmelo, Estado Trujillo. El nombre de Formación Los Torres es propuesto para designar a un conjunto de rocas metamórficas expuestas en el Páramo de Los Torres, que se encuentran en contacto discordante con las formaciones Sierra Nevada y Río Momboy, a la cual asignan una edad Paleozoico Temprano. Además, dividen a la Formación Río Momboy, en dos miembros: uno Temprano llamado Mocojó y uno Tardío llamado Mendoza. Según los autores, la intrusión del Granito de Valera-La Puerta es evidencia de una orogénesis intensa ocurrida durante el Paleozoico Temprano.

KOVISARS (1972) estudió la geología de una porción de los Andes Centrales venezolanos, donde describió rocas pertenecientes a las formaciones Sierra Nevada y El Águila y a la secuencia cretácica de Venezuela Occidental, así como los cuerpos graníticos conocidos como Granodiorita de El Carmen y Adamelita de La Culata y otros cuerpos graníticos menores (los stocks de Los Nevados, Las Cruces, Los Pañuelos y Portachuelos del Alambre).

RAMÍREZ, GARCÍA Y CAMPOS (1972) estudiaron una región de alrededor de 1200 km² de superficie, la cual abarca la parte nororiental del Estado Mérida y parte de los estados Barinas y Trujillo. La edad de las rocas estudiadas se extiende desde el Precámbrico hasta el Cuaternario. El Granito de Valera-La Puerta fue descrito como un granito cuarzo-feldespático-biotítico-moscovítico, de grano medio a grueso con fenocristales tabulares de feldespatos, macizo y diaclasado, intrusivo en Sierra Nevada. Según los autores, el Granito de Valera-La Puerta pasa transicionalmente al sur a los augengneises de Sierra Nevada y al norte está en contacto de falla con la Formación Río Momboy. Con base en las edades radiométricas publicadas por Arnold en 1961, correspondientes al Devónico Medio a Tardío, los autores

consideran que el cuerpo estaba emergido para la época de la sedimentación de Río Momboy, la cual debió ocurrir durante el Pennsylvaniano y el Pérmico (Permo-Carbonífero). Además, estos autores estudiaron las principales estructuras existentes en el área de Timotes; éstas son las fallas de Boconó, Tuñame, Río Momboy y Río Motatán.

USECHE Y FIERRO (1972) describieron varios afloramientos de granitos pertenecientes al Grupo Iglesias, en la región de Pregonero.

BURKLEY (1976) hizo análisis radiométricos de cuarenta y tres (43) muestras de rocas de los Andes Centrales de Venezuela incluyendo las localidades de La Puerta y Valera. Este autor reconoce tres o quizás cinco períodos diferentes de actividad ígnea en Los Andes Centrales Venezolanos: un período Precámbrico Tardío (Neoproterozoico) hace 600 Ma, al menos un período Ordovícico, un período tentativo Silúrico-Devónico temprano y un período Permo-Triásico. Además, señala que varios plutones andinos contienen material cortical heredado como resultado de anatexis, asimilación de xenolitos, o una combinación de ambos procesos. Este autor proporciona información geocronológica y genética sobre el Granito de Valera en particular, señalando una edad de cristalización de 595 ± 40 Ma. y un origen ígneo para el mismo.

GARCÍA JARPA (1976) describió en el área del Páramo de Los Torres, dos pequeños cuerpos intrusivos en las formaciones Los Torres y Río Momboy, conocidos como Granodiorita de Los Torres y Granodiorita de Los Mujías.

CAMPOS (1977b) describió dos cuerpos graníticos en la región de Calderas, ambos intrusivos en la Formación Cerro Azul; éstos son el Granito de Cerro Azul y el Granito de Calderas.

CANELÓN Y RAMÍREZ (1977) mencionan la existencia de varios cuerpos plutónicos relativamente pequeños, de composición variable desde granitos hasta dioritas y pegmatitas, todos ellos limitados a las rocas de la facies Sierra Nevada del Grupo Iglesias.

FIERRO (1977) estudió un área de 3500 km^2 , en parte de los Estados Barinas y Mérida, donde se encuentran expuestas rocas con edades que abarcan desde el

Precámbrico al Reciente. En el área estudiada, fueron descritos los granitos de La Soledad, El Carrizal y Los Granates.

GARCÍA Y CAMPOS (1977a) estudiaron una región de 1500 km² de superficie que abarca parte de los Estados Trujillo y Zulia. La columna estratigráfica estudiada incluye rocas cuyas edades se extienden desde el Precámbrico hasta el Cuaternario.

GARCÍA Y CAMPOS (1977b) describieron una serie de estructuras y elaboraron una síntesis tectónica de la región de Valera-Escuque. Los autores indican que en la región se distinguen dos estilos tectónicos diferentes, uno de los cuales actuó hasta el Permo-Triásico (orogénesis Herciniana) y el otro desde entonces hasta nuestros días. El primer estilo tectónico incluye dos períodos principales de deformación, uno equivalente a la orogénesis Caledoniana y representado por las intrusiones del Paleozoico Medio en la región, y uno Permo-Triásico. Mientras el período Caledoniano fue principalmente compresivo, el evento Permo-Triásico se caracterizó por movimientos principalmente verticales.

CORDANI *et al.* (1985) presentaron los resultados de análisis radiométricos realizados sobre treinta y cinco (35) muestras recopiladas en los Andes Centrales venezolanos, entre las cuales se incluyen dos muestras tomadas en el granito de Valera-La Puerta. De estas muestras, se reportan edades K-Ar de 208±5 Ma y Rb-Sr de 490±40 Ma para la primera, mientras que la segunda tiene una edad Rb-Sr de 490±40 Ma.

BLANCO y LASSER (2000) definieron tres unidades litológicas, a saber, la Unidad de Metagranitoides, la Unidad de Ortogneises y la Unidad de Pegmatitas, con afinidad calcoalcalina y peraluminica, con tendencia al granito tipo "S" formado en un margen convergente de placas, probablemente tipo Andes, y con una edad de cristalización entre el Neoproterozoico y el Paleozoico Temprano.

CAPÍTULO II

GEOGRAFÍA FÍSICA

2.1.- LOS ANDES: FISIOGRAFÍA

En los estados Mérida y Trujillo los Andes venezolanos se dividen en dos serranías paralelas entre sí, separadas por los valles de los ríos Chama y Mocotíes y por el valle del río Motatán en la parte nororiental. La serranía del Norte incluye la cordillera de Tovar, la cordillera de Norte o sierra de La Culata; la cordillera de Trujillo y la cordillera de los Humocaros, mientras que la serranía del Sur está formada por la serranía del Batallón, las sierras de Mérida, las serranías de Mérida, las serranías de Calderas, las serranías de Sanare y las serranías de Portuguesa.

En el límite político de los estados Trujillo y Mérida, los Andes se dividen en tres ramales; cordillera del Norte o sierra de La Culata, la cual dobla unos 30° al norte y desaparece debajo de los sedimentos de la cuenca del Lago de Maracaibo; el ramal central denominado, cordillera de Trujillo y las serranías de Portuguesa, las cuales se extienden hacia el noreste, llegando hasta el estado Lara. La Cordillera de Trujillo tiene picos notables como: La Teta de Niquitao, 4.006 metros y el Páramo de Cendé, 3.652 metros. El ramal sur es dividido por el valle del río Boconó, siendo su parte suroccidental conocida con el nombre de serranía de Calderas, mientras que su ramal norte se conoce con el nombre de sierra de Portuguesa (FREILE, 1965).

2.2.- TOPOGRAFÍA Y RELIEVE

En el área correspondiente al granito de Valera-La Puerta, la morfología del terreno varía un poco, según el flanco del cuerpo granítico. En el lado oeste, las laderas muestran pendientes relativamente suaves y quizá un poco convexas, mientras que en el flanco oriental las pendientes son regulares y empinadas y se hacen más o menos convexas localmente. Las cimas son redondeadas.

2.3.- EROSIÓN Y METEORIZACIÓN.

El agua es el principal factor contribuyente a la meteorización y erosión del área de estudio y son frecuentes los derrumbes, especialmente durante la temporada de lluvias. En muchos sitios, las rocas muestran fuerte meteorización y las rocas se encuentran casi descompuestas.

2.4.- TERRAZAS ALUVIALES O MESAS

En un recorrido hacia Valera, estado Trujillo, desde Pampán a través de La Concepción, se cruza la mesa Carvajal, en la cual se encuentra situado el aeropuerto de Valera; esta masa corresponde a una llanura aluvial plana (terrace) que se levanta a unos 650 metros sobre el nivel del mar, inclinada hacia el oeste.

Desde su parte más alta, hasta el lecho del río Motatán, a unos 440 metros, existen cinco terrazas a diferentes niveles, incluyendo una pequeña en proceso de formación. También se evidencian terrazas aluviales entre Motatán y Valera, y en el valle del río Jiménez, al sur de Pampán, Estado Trujillo, donde algunas tienen hasta 33 metros de alto en diferentes lugares, con apariencia de haber sido depositadas como sedimentos lacustres.

Continuando desde Valera hasta Timotes, Estado Mérida, la antigua carretera de los Andes sigue el río Motatán y cerca de la ciudad de Timotes, la cual está construida sobre una extensa terraza, las terrazas aluviales se hacen nuevamente muy prominentes. En Timotes, el río pasa cercano del límite oriental y se angosta debido a la presencia de estas terrazas. (FREILE, 1965).

2.5.- DRENAJE

En el área en estudio, destacan los ríos Motatán y Momboy, los cuales pertenecen, de acuerdo con FREILE (1965), a un sistema de ríos con dirección noreste que drenan sus aguas hacia el Lago de Maracaibo. Estos ríos, cuyos cauces están controlados por la fallas homónimas, corren paralelos hasta las cercanías de Valera donde se juntan en un solo cauce para continuar su curso hacia su desembocadura.

El drenaje secundario presenta un patrón de sub-paralelo a ramificado y consiste en su mayoría, de quebradas de régimen desconocido que discurren por valles estrechos. La densidad del drenaje es mayor hacia las zonas de litología metamórfica. El afluente más importante lo constituye la Quebrada de Cuevas, la cual se incorpora al cauce del río Motatán en la población homónima.

2.6.- CLIMA

De acuerdo con la clasificación de Pittier (en FREILE, 1965), el área de Valera-La Puerta pertenece al piso climático conocido como zona de tierra templada subtropical, ubicada entre los 1.000 y 2.800 metros de altura, con una temperatura anual entre 12° y más de 20° C.

2.6.1.- TEMPERATURA

La temperatura media anual varía entre 27° C en las partes más bajas de los Andes, los cuales no corresponden a esta provincia fisiográfica (p. Ej. Motatán) y 5° C, en los páramos. La variación diurna es por lo general grande, especialmente en las zonas ubicadas a alturas entre 2.000 y 4.000 metros sobre el nivel del mar. Ej. Trujillo (790 m) t. máx. 30, 8°, t. min. 16, 1°.

2.6.2.- PRECIPITACIÓN

Los meses más secos son los comprendidos entre diciembre a febrero y los de mayor precipitación son los comprendidos entre abril a octubre. Las lluvias se inician en abril o principios de mayo.

Trujillo tiene ciertas diferencias en su ciclo de precipitación con los otros estados andinos, ya que los meses más secos son, enero, febrero, junio-julio y noviembre-diciembre y los de mayor precipitación, marzo a mayo y septiembre-octubre. En la parte sur de los estados Táchira, Mérida y Trujillo, existe un corto período seco durante junio y julio, conocido localmente con el nombre de “veranito de San Juan” (FREILE, 1965).

2.6.3.- HUMEDAD

Existe una considerable variación en la humedad relativa en esta provincia fisiográfica, debido a las diferencias en vegetación y de elevación existente en ella.

Los datos precisos son escasos y poco seguros, pero la mayor humedad se presenta en la parte suroccidental y sur del estado Táchira, como también en los páramos de los estados Mérida y Trujillo (FREILE, *ibid*).

2.7.- VEGETACIÓN

La vegetación observada en el área de estudio varía un poco según el tipo de sustrato. En los suelos desarrollados sobre el cuerpo granítico, esta consiste principalmente de gramíneas, cocuizas, vegetación arbustiva y pocos árboles altos.

CAPÍTULO III

MARCO TEÓRICO

3.1.- INTRODUCCIÓN

En este capítulo se reúnen algunos de los conceptos más relevantes para la discusión de los resultados de este estudio y la elaboración de las conclusiones pertinentes. Algunas explicaciones *in extenso* se encuentran en los apéndices.

3.2.- CARACTERÍSTICAS QUÍMICAS DE ALGUNOS MINERALES ACCESORIOS DE IMPORTANCIA PETROGENÉTICA Y GEOQUÍMICA

La importancia del conjunto de minerales descrito a continuación, reside principalmente en su capacidad para concentrar y fraccionar a los elementos del grupo de las Tierras Raras y a los elementos Y, Th y U.

Respecto a los minerales accesorios frecuentes en rocas graníticas, es interesante notar lo siguiente: 1) el circón es el mineral accesorio más frecuente en rocas graníticas y puede formar intercrecimientos complejos con xenotima –con la cual es isoestructural- y con monacita (BEA, 1996) y que las características ópticas de estos minerales son muy similares, lo cual dificulta su identificación, 2) la descomposición de monacita puede producir apatito y epidotos –alanita e incluso epidoto rico en TR- como coronas o reemplazos parciales (FINGER *et al.*, 1998; STANISŁAWSKA, & MICHALIK, 2003; BROSKA & WILLIAMS, 2005).

La fuente de elementos para la formación de xenotima secundaria en las rocas graníticas resulta de la lixiviación de P e (Y + TR), principalmente de circón y apatito. La esfena primaria, presente sólo en los diferenciados tempranos de la serie tipo-I, indica un incremento en la fugacidad de oxígeno del fundido primario. Los minerales accesorios que contienen TR tiene estabilidades restringidas en el régimen de fluidos, de tal manera que durante la alteración post-magmática, estas fases sufren cambios composicionales significativos e incluso se descomponen.

3.2.1.- GRUPO DEL EPIDOTO

En este aparte se incluyen a la clinozoisita ($\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{O}(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{SiO}_4)(\text{OH})$) y al Epidoto o Pistacita ($\text{Ca}_2\text{Fe}^{3+}\text{Al}_2\text{O}(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{SiO}_4)(\text{OH})$) -los cuales forman una serie de solución sólida- y a la Alanita, de fórmula $(\text{Ca}, \text{Ce}, \text{La})_2(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})_3(\text{SiO}_4)(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{OH})$.

BARDINTZEFF & YANEV consideran que la alanita y el epidoto forman una serie completa. GIÈRE & SORENSEN (2005) señalan que siempre hay pequeñas cantidades de REE en los minerales del grupo del epidoto. BEA (1996) señala que el epidoto magmático tiene altos contenidos de LREE y U y moderados contenidos de HREE, Y y Th. DAHLQUIST (2001) encuentran valores relativamente altos de ciertas TR y relativamente bajos de Zr e Y en epidotos de las granodiorita de la Sierra de Chepes.

3.2.1.1.- EPIDOTO Y CLINOZOISITA

Estos dos minerales forman parte de una serie en la cual hasta el 35% del aluminio octaédrico es reemplazado por Fe^{3+} en el epidoto, mientras que usualmente la clinozoisita tiene un poco más de 7% de hierro octaédrico (NESSE, 1991). Así, el paso de clinozoisita a pistacita viene dado por la incorporación de hierro férrico en la estructura. Las principales características distintivas entre la clinozoisita y el epidoto, son los colores de interferencia, el signo óptico y el color natural. Sin embargo, las variedades de clinozoisita más ricas en hierro pueden ser ligeramente pleocróicas y el epidoto puede mostrar colores de interferencia anómalos (HEINRICH, 1965). Por todo esto, para facilitar la descripción, se tratará a esta serie de solución en conjunto.

En rocas ígneas, el epidoto puede ser un mineral primario, aunque es más común como mineral deutérico. La clinozoisita suele ser un producto de saussuritización de la plagioclasa, mientras que el epidoto puede resultar de la alteración de hornblenda, biotita o clinopiroxeno.

3.2.1.2.- ALANITA

En la fórmula básica señalada al inicio de esta sección, otros elementos tales como Y, Na, U, Th, Mg, Ti, Sn, V pueden estar sustituyendo al Ca^{2+} (¿y al Al^{3+} ?) (NESSE, 1991.) HEINRICH (1965) menciona sustituciones por Be y Mn. Además, el (OH) puede ser reemplazado por F y O, mientras que el Si puede ser reemplazado por P. DAHLQUIST (2001) encuentra que los contenidos de Y y Zr son bajos mientras que el Th es alto, siendo este el elemento más abundante, junto con las REE livianas.

A diferencia del epidoto, la alanita suele ser un mineral primario en rocas ígneas félsicas en intermedias, incluyendo granitos y granodioritas (NESSE, 1991). DAHLQUIST (2001) encuentra la alanita siempre asociada al epidoto. Señala este autor, que en las rocas granitoides de las Sierra de Chepes resulta difícil cuantificar la alanita en roca total, debido a su distribución heterogénea. La alanita es el segundo más importante vehículo de LREE en granitoides (después de la monacita). La alanita primaria puede ser encontrada en todos los tipos de granito excepto en los más peralumínicos ($\text{ASI} > 1,2$) ricos en fósforo y es especialmente abundante en granitos con epidoto magmático. La alanita secundaria es muy común aún en los granitos más peralumínicos. Este mineral concentra Tierra Raras livianas, las cuales llegan a un 14-18%.

La descomposición de alanita es común, usualmente con epidoto rico en REE como producto (BROSKA & WILLIAMS, 2005).

3.2.2.- MONACITA

La monacita (LREEPO_4) es el mineral accesorio de Tierras Raras más frecuente en rocas graníticas –y en particular rocas peralumínicas- donde se la encuentra como cristales diminutos, generalmente incluidos dentro de biotita (BEA, 1996). Su composición varía ampliamente debido a las sustituciones entre las REE, los efectos de la solución sólida con cheralita y huttonita y el reemplazo parcial de Th por U.

La monacita sin características de alteración ocurre dentro de granos de óxidos de Fe-Ti o apatito. La monacita rodeada por plagioclasas, biotita (o minerales

resultantes de la transformación de biotita (clorita, epidoto, titanita), feldespato potásico o cuarzo está más o menos descompuesta. La formación de apatito es el proceso de alteración más extendido está controlado por la disponibilidad de iones de Ca en solución. El Ca es liberado principalmente durante la sericitización y albitización de plagioclasas. Diferentes tipos de procesos de alteración de monacita se pueden atribuir a diferentes condiciones (T, P) durante diferentes períodos de alteración de granitoides o a variaciones locales de la composición química de los fluidos.

3.2.3.- ESTABILIDAD ALANITA/MONACITA

La presencia de monacita o alanita se explica por las diferentes solubilidades de estos minerales en relación con el índice de saturación de alúmina del granito huésped, así como su fO_2 . La relación de estabilidad alanita-monacita en granitos es importante para el reconocimiento de las series graníticas de tipos S e I. La alanita precipita preferentemente en rocas graníticas metalumínicas o (ligeramente peralumínicas), antes que en rocas peralumínicas con mayores fO_2 o contenidos de agua. Generalmente la precipitación de alanita y monacita disminuye efectivamente las concentraciones totales de REE en el fundido residual. Pero los contenidos de tierras raras de varios tipos de granito pueden también ser una función de otros factores.” (BROSKA & WILLIAMS, 2005).

A temperaturas relativamente bajas, la alteración de monacita es posible a partir de fluidos magmáticos *subsolidus*. Bajo estas condiciones, la monacita se descompone y cristaliza apatito enriquecido en REE livianas sobre los granos de monacita. La monacita que ha sido sobreimpresa en la facies de la anfíbolita se descompone a alanita via una zona intermedia de apatito (FINGER ET AL. 1998, BROSKA AND SIMAN, 1998). Este apatito, en coronas de monacita-alanita-epidoto usualmente tiene concentraciones bajas de REE. La xenotima también es inestable en la facies de la anfíbolita y su alteración resulta en la formación de epidoto rico en Y como coronas alrededor de granos de xenotima, y también puede contener apatito rico en Y en una zona intermedia. La descomposición de alanita es común y el producto

de alteración es usualmente un epidoto rico en REE. La esfena se puede descomponer para formar alanita y epidoto de REE y estos ocurren como pequeños parches dentro de la esfena. (BROSKA & WILLIAMS, 2005)

3.2.4.- APATITO

De fórmula química general $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$. El Mn y el Sr pueden sustituir parcialmente al Ca (KLEIN & HURLBUT, 1985). Otros cationes que pueden sustituir al Ca^{2+} , son: Na^+ , Ba^{2+} , Mg^{2+} , Eu^{2+} , Pb^{2+} , Mn^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Eu^{3+} , Y^{3+} , LREE^{3+} . El P^{5+} o el grupo $(\text{PO}_4)^{3-}$ pueden ser sustituidos por Si^{4+} , SO_4^{2-} y CO_3^{2-} , entre otros (<http://www.geol.lsu.edu/henry/Geology7900/Apatite/Apatite.htm>). Especialmente frecuente en monzogranitos y granodioritas peraluminicos, sus contenidos de REE, Y, Th y U son muy variables, dependiendo de la aluminosidad. En rocas peraluminicas se encuentran los apatitos más ricos en estos elementos. El apatito puede concentrar además Th y U (BEA, 1996; STANISŁAWSKA, & MICHALIK, 2003).

3.2.5.- CIRCÓN

Su composición química varía dentro de un amplio espectro debido al reemplazo de Zr^{4+} por Hf^{4+} , Th^{4+} y U^{4+} , así como por la solución sólida con xenotima, lo cual introduce elevadas cantidades de Y y HREE en la red cristalina del circón. El contenido de U en este mineral puede llegar hasta un 10% de UO_2 . El Y puede llegar hasta 6% las Tierras Raras hasta 2%. El incremento de REE e Y con el incremento de P, sugiere que la solución sólida con xenotima es el principal mecanismo para la incorporación de estos elementos.

3.2.6.- ESFENA

En la esfena, de fórmula CaTiSiO_5 , otros elementos pueden estar sustituyendo al Ca, al Ti y al O: el Ca puede ser sustituido por Na y REE; el Ti por Fe^{3+} , Al y Nb; el O puede ser sustituido en parte por F y OH. Además, puede haber cantidades menores de Fe^{2+} , Cr, V, Mn, Mg y Sr. Hay una variedad que contiene cantidades

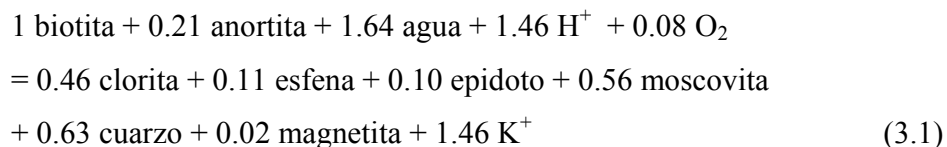
relativamente grandes de Sn, y algunos tipos son ligeramente radioactivos por la presencia de Th. (HEINRICH, 1965). HEINRICH (*ibid.*) señala además que en la esfena con más de 0.5 % de óxidos de hierro combinados, las variaciones de color pueden ser correlacionadas con el grado de oxidación del hierro.

3.2.7.- MINERALES SECUNDARIOS Y PRODUCTOS DE ALTERACIÓN Y/ REEMPLAZO

Incluidos en el grupo de los minerales secundarios hay minerales formados por la adición de material subsecuentemente a la solidificación de la roca o por alteración de minerales ya presentes en la roca. Se cree que generalmente ésta ocurre durante las últimas etapas de cristalización mientras los fluidos residuales calientes (por ejemplo agua y dióxido de carbono) infiltran el agregado cristalino y convierten los silicatos libres de agua en formas hidratadas (PARKER, 1987). El hecho de que los productos de reemplazo están frecuentemente confinados a sitios más bien específicos indica la ausencia de difusión extendida en la roca, y en las reacciones comunes de hidratación, las tasas de crecimiento dependen de la tasa de aporte de fluido” (SHELLEY, 1993).

3.2.7.1.- CLORITIZACIÓN

EGGLETON & BANFIELD (1985, en SHELLEY, 1993) proponen la siguiente reacción acoplada para la cloritización en un granito (a 340°):



El K⁺ liberado por esta reacción sericitiza la plagioclasa, y el calcio liberado de la plagioclasa es usado para producir epidoto y esfena, mezclada dentro de los filosilicatos. La reacción conserva el Mg en la clorita. En términos de la estructura laminar, la coherencia es casi perfecta.

3.2.7.2.- SERICITIZACIÓN

El crecimiento de sericita requiere la adición de agua y K^+ , y la sericitización sólo puede ocurrir si hay disponibilidad de fluidos ricos en agua (SHELLEY, 1997). Una importante fuente de K^+ puede ser encontrada en la cloritización de la biotita: el K^+ liberado reacciona con el componente de anortita de la plagioclasa para liberar Ca^{2+} , y la plagioclasa zonada es sericitizada más fácilmente en las partes ricas en An (SHELLEY, *ibid*). HEINRICH (1965) señala que en algunos casos, sólo un juego de lamelas de macla es reemplazado preferentemente.

3.2.7.3.- SAUSSURITIZACIÓN

En la saussuritización, la adición de agua cambia el componente anortítico a epidoto (o clinozoisita o zoisita), y la plagioclasa residual es dejada como albita. La saussurita se forma bajo las mismas condiciones que caracterizan la facies de los esquistos verdes (SHELLEY, *ibid*). La sericita y la calcita frecuentemente acompañan al epidoto y la albita.

3.3.- TEXTURAS COMUNES EN ROCAS GRANÍTICAS

De acuerdo con SHELLEY (1993), la textura **granítica** representa la combinación final, al término de la cristalización de una mezcla de granos de tamaños y formas más o menos parejos, algunos ligeramente tabulares y euhédricos, otros anhédricos. De acuerdo con este autor, los minerales más euhédricos son la hornblenda (cuando está presente), la biotita y la plagioclasa; el feldespato potásico puede ser euhédrico a anhédrico.

Asimismo, dice SHELLEY (*op. cit.*), que las plagioclasas están fuertemente zonadas típicamente desde andesina a oligoclasa sódica o albita. En las muestras correspondientes a este trabajo no es muy frecuente la zonación de la plagioclasa, pero el tipo más frecuente es la oligoclasa.

La textura poiquilítica, en la cual fenocristales de feldespato potásico encierran a otros minerales, es común en rocas graníticas. Esta textura no necesariamente implica un orden de cristalización y en la mayoría de los casos es

debida, al menos en parte, a cristalización simultánea de los minerales incluidos y el feldespato (SHELLEY, 1993).

Tabla 3.1: texturas más frecuentes en rocas graníticas (SHELLEY, 1997)

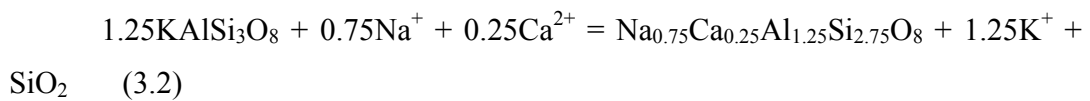
Primarias	Por cristalización magmática	Granítica
		Poiquilítica
Secundarias	Por enfriamiento o metamorfismo posterior	Pertítica
		Mirmekítica
		Triclinización del feldespato potásico
	Por actividad deutérica o hidrotermal	Cloritización
		Sericitización
		Saussuritización
	Por deformación	Maclado secundario en plagioclasa
		Maclado enrejado del feldespato potásico
		Deformación dúctil del cuarzo
		Flexión de micas

3.3.1.- INTERCRECIMIENTO MIRMEKÍTICO

SHELLEY (1997) describe a la mirmekita como un intercrecimiento de bastoncillos ramificados de cuarzo acomodados en un cristal sencillo de plagioclasa, en el cual los bastones de cuarzo adyacentes tienen la misma orientación de la red y se extinguen conjuntamente. “Las mirmekitas parecen haber crecido hacia adentro a partir de los límites de los granos, invadiendo y reemplazando el feldespato potásico; los bastoncillos de cuarzo se ramifican en esa dirección, y la plagioclasa puede ser euhédrica o tener una apariencia bulbosa representando una configuración mínima de área superficial respecto al volumen” (SHELLEY, 1997). La mirmekita se encuentra comúnmente a lo largo del contacto entre cristales de feldespato alcalino en rocas graníticas. Sin embargo, es posible que se generen mirmekitas intracristalinas como se puede observar en la foto-micrografía 6.26 a. Los cristales de plagioclasa típicamente tienen una relación epitaxial con los cristales huéspedes adyacentes (HIBBARD, 1995).

El modelo propuesto por SIMPSON & WINTSCH (1989) para la formación de mirmekitas requiere sólo la preexistencia de un megacristal de feldespato potásico en una matriz de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico. Un estado de esfuerzo no-hidroestático se desarrolla en la roca granítica y los grandes *augen* de feldespato

potásico actúan como elevadores de la tensión, de manera tal que los esfuerzos normales son mayores a lo largo de aquellos márgenes que enfrentan la dirección de acortamiento incremental. A lo largo de los márgenes deformados del feldespato potásico, el equilibrio composicional es destruido y sucede una reacción de reemplazo, la cual se expresa en la ecuación (1) de Becke (1908; en SIMPSON & WINTSCH, 1989).



No descartan Simpson & Wintsch (*op. cit.*), la formación de mirmekitas en granitos no deformados, en ausencia de un campo de esfuerzo diferencial local, aunque acotan que la mayor parte de los granitos presentan evidencias de deformación de red cristalina, en la forma de extinción ondulatoria y formación de subgranos.

Apunta Moorhouse (1959) que la mirmekita es especialmente típica de granodioritas y monzonitas cuarcíferas (adamelitas), aunque se puede desarrollar en granitos.

3.3.2.- INTERCRECIMIENTOS PERTÍTICOS

“Muchos autores consideran a la desmezcla como el mecanismo que forma los intercrecimientos pertíticos finos. Esta desmezcla ocurre con relativa facilidad entre fases ricas en K y fases ricas en Na. Sin embargo, las pertitas más gruesas, como las de vena y las de parche, se atribuyen a engrosamiento deutérico temperaturas por debajo de los 400° C (Parsons & Brown, 1984; en SHELLEY, 1993) o procesos de reemplazo” “Aunque la pertita coherente de grano fino casi ciertamente es resultado de exsolución, los ejemplos gruesos, menos coherentes resultan de engrosamiento inducido por fluidos”. De acuerdo con Smith & Brown, (1988, en SHELLEY, *op. cit.*) diferentes tipos de pertitas pueden ser encontrados en un mismo cristal.

3.4.- METAMORFISMO DINÁMICO (CATACLÁSTICO)

El metamorfismo dinámico o cataclástico, es el metamorfismo que tiene lugar a lo largo de superficies de falla o zonas de cizalla, como resultado de la intensa deformación de la roca en la zona inmediata del movimiento.

3.4.1.- TEXTURAS METAMÓRFICAS Y CATACLÁSTICAS (Y EVIDENCIAS DE RECRISTALIZACIÓN DINÁMICA)

Cuando las rocas han estado sometidas a altas tasas de deformación, cuando esta cesa, la energía liberada induce una re-cristalización rápida. La formación de bordes suturados sería el primer paso en esta re-cristalización, mediante el proceso de recuperación (*recovery*). Si la temperatura es lo suficientemente alta, la re-cristalización progresa de modo que los bordes se van suavizando. En etapas más avanzadas, los límites de granos se harán más rectos, y eventualmente se formará una textura granoblástica por re-cristalización (WINTER, 2001) cuya expresión se encuentra en los mosaicos poligonales.

La cataclasis o metamorfismo dinámico se reconoce por las siguientes características (SHELLEY, 1997):

1. -Plegamiento de granos, particularmente filosilicatos, cuarzo y calcita, ya sea por “*buckling*” en la compresión o en respuesta a la deformación diferencial alrededor de algún grano tenaz, tal como feldespato,. El plegamiento puede involucrar deformación plástica, maclado, o flujo cataclástico e incluso puede afectar minerales relativamente duros como el feldespato;

2. -Ruptura de granos (cataclasis), particularmente minerales no dúctiles tales como el feldespato, pero también filosilicatos relativamente dúctiles. Típicamente, los fragmentos más pequeños son untados (“*smearred out*”) a lo largo de planos de cizalla para formar colas, mientras que el grano original padre puede desarrollar extinción ondulatoria y volverse alargado debido a microfallamiento.

3. -Deformación plástica, la cual incrementa la relación de aspecto de los minerales dúctiles tales como el cuarzo y la calcita para producir “cintas” (*ribbons*) y es responsable de parte del plegamiento mencionado en el punto 1 de esta lista.

La distinción entre los efectos de recristalización estática y los de recristalización dinámica es difícil, especialmente porque en el primer caso puede haber modificaciones por deformación tardía y en el segundo puede haber modificaciones por recristalización tardía. Por otra parte, la recristalización estática puede deberse a un incremento del flujo de calor, a una reducción de los defectos de red después de la deformación, o a una combinación de ambos procesos.

3.4.2.- RECRISTALIZACIÓN Y MOSAICOS POLIGONALES

“*In sensu stricto*, el término recristalización se refiere al reemplazo de un mineral existente por otros granos del mismo mineral. Puede referirse al reemplazo de un grano por un número de granos más pequeños o a un área policristalina donde el número y/o forma y/u orientación de los cristales cambia (SHELLEY, 1997, p.266).

La reducción de los tamaños de grano es una característica común a las rocas producidas por cataclasis y las producidas por recristalización dinámica y usualmente es difícil diferenciar cuál de los dos procesos originó este tipo de relación entre cristales.

Idealmente, la recristalización estática o post-tectónica produce un mosaico estable, con ángulos diedros de 120°. Por otra parte, la recristalización dinámica o sin-tectónica, acompaña a la deformación y frecuentemente está caracterizada por la perpetuación de los caracteres de deformación, granos elongados y estructuras de subgranos, y bordes aserrados de granos, aunque a altas temperaturas se pueden desarrollar mosaicos estables similares a aquellos producidos por recristalización estática” (SHELLEY, 1997). El tamaño de los granos y los subgranos disminuye con el incremento del esfuerzo diferencial. La modificación del tamaño de grano relacionado con el esfuerzo también ocurre si el incremento de la temperatura causa recristalización estática post-deformacional, y algunos granos podrían ajustar su tamaño al perderse el esfuerzo. DEN BROK (---) señala que el cuarzo deformado dúctilmente bajo condiciones de metamorfismo de la facies de los Esquistos Verdes, frecuentemente es recristalizado a numerosos subgranos más pequeños.

3.5.- DIAGRAMAS DE VARIACIÓN

3.5.1.- DEFINICIONES Y ADVERTENCIAS ACERCA DE SU UTILIZACIÓN

Un diagrama de variación es un diagrama binario o ternario que muestra las relaciones entre varios parámetros químicos de las rocas ígneas en una serie (*suite*) y está diseñado para revelar relaciones genéticas y la naturaleza de los procesos que han afectado la serie (BATES & JACKSON, 1984)

ROLLINSON (1993; p. 73) advierte acerca la utilización de diagramas de variación acotando que, a veces las tendencias en un diagrama de variación son producidas artificialmente por los procesos numéricos utilizados en la graficación de los datos y no significan relaciones geoquímicas automáticamente. A este respecto, el caso más frecuente es el llamado *problema de la suma constante* o *problema de cierre* (Chayes, 1960, en CLARK, 1992 y en ROLLINSON, 1993; Chayes, 1964 en WINTER, 2001) el cual se origina por el hecho de que cuando se expresa la composición de una roca en porcentajes (de óxidos de elementos mayoritarios), la suma de los elementos mayoritarios siempre será igual a 100%. Por esto, los distintos componentes del conjunto de datos porcentuales no son libres de variar independientemente y muchas veces se producen correlaciones que lucen mejores de los que son en realidad. Así, cuando las proporciones de algunos óxidos se incrementen, las de otros deberán, forzosamente, disminuir.

Dicho lo anterior, cualquier interpretación o inferencia hecha con base en la utilización de este tipo de diagramas, debe ser cuidadosa. ROLLINSON (*op. cit.*) señala que si no se puede, por cualquier razón, dar un trato estadístico a los valores o poner cuidado especial en los cálculos, entonces una alternativa saludable es la utilización de varios y diferentes diagramas de variación. WINTER (2001), por su parte, señala que los diagramas de variación son extremadamente útiles pero deben ser utilizados como un paso inicial hacia la interpretación rigurosa y de ser posible, como prueba de hipótesis.

3.5.2.- DIAGRAMAS TIPO HARKER

Los diagramas de Harker son diagramas binarios en los cuales se grafica la sílice (SiO₂) en el eje x y fueron popularizados, a partir de la *Natural History of*

Igneous Rocks de Alfred Harker en 1909 (ROLLINSON; 1993). De acuerdo con ROLLINSON (*op. cit.*) la utilización de este tipo de diagrama reviste tres problemas inherentes al hecho de que el SiO₂ es siempre el óxido más abundante : 1) una tendencia negativa, 2) riesgo de correlaciones falsas, 3) reducida dispersión de los valores al incrementarse el SiO₂.

Con la elaboración de estos diagramas se pretende intentar identificar algunos de los procesos de variación del magma (cristalización o fusión).

3.5.3.- LA RELACIÓN TERNARIA BA-RB-SR DE El Bouseily & El Sokkary (1975)

Estos autores proponen un diagrama ternario que utiliza a los elementos Ba-Rb y Sr para trazar las tendencias de diferenciación de granitoides. Los autores presentan datos de dioritas, dioritas cuarcíferas, granodioritas, granitos normales, granitos anómalos y granitos fuertemente diferenciados. Los “granitos normales” incluyen a los tipos similares a los granitos bajos en Ca de Turekian & Wedepohl (1961, en EL BOUSEILY & EL SOKKARY, 1975). Bajo el término “granitos anómalos” incluyen a los granitos rapakivi y aquellos que son producto de metasomatismo y granitización, cambios químicos postmagmáticos o que no fueron formados por un mecanismo simple. Los granitos fuertemente diferenciados muestran empobrecimiento en Ba y enriquecimiento en Rb y representan una etapa muy tardía de diferenciación.

3.5.4.- INTERPRETACIÓN DE DIAGRAMAS DE VARIACIÓN

La interpretación de este tipo de diagramas, debe ser cuidados. Un punto particularmente interesante tiene que ver con las correlaciones lineales.

“Un diagrama de dos elementos altamente incompatibles cuyos coeficientes de fraccionamiento globales (*bulk*) cristal-líquido sean semejantes, producirá una correlación lineal. Esto es, la razón entre los dos elementos variará poco durante la cristalización fraccionada” (CHRISTIANSEN *et al.*, 1988; ROLLINSON, 1993). Al utilizar dos elementos de coeficientes de fraccionamiento muy similares, como es el caso del

Rb y el Sr, en un modelo de cristalización fraccionada, CHRISTIANSEN *et al.* (op. cit.) obtiene curvas de evolución sólida y evolución líquida muy difíciles de distinguir. Las variaciones producidas son muy parecidas a las inicialmente interpretadas como producto de la separación de restita de un magma granítico por Compston & Chappell (1979; en CHRISTIANSEN *et al.*, 1988). Entonces este autor señala la necesidad de comparar elementos con contraste geoquímico (es decir, con coeficientes de fraccionamiento sustancialmente diferentes) para tratar de dilucidar los mecanismos de variación magmática. El problema con los elementos altamente incompatibles, es que muy pocos elementos lo son realmente en fundidos graníticos (ROLLINSON, 1993).

Como mencionan CHRISTIANSEN *et al.* (op. cit.), estas variaciones lineales han sido atribuidas a separación de restitas. De acuerdo con CHAPPELL & WHITE (1992) “para aquellos granitos tipo-I en los cuales la variación es debida a separación de fundido y restita, los diagramas de variación muestran altos grados de correlación. Para los granitos tipo-S, las correlaciones son mucho más pobres, y esto es atribuido a su derivación de fuentes más heterogéneas”

Wall *et al.* (en CHAPPELL, 1996) establecieron que “la mezcla (“mixing”) es la causa clásica de variación lineal en los diagramas de Harker de elementos mayoritarios y trazas” Reid *et al.* (*ibidem*) atribuyeron la variación lineal en los diagramas de elementos mayoritarios a la interacción entre magmas máficos que intruyeron la corteza inferior y magmas félsicos producidos por fusión parcial que resultó de las temperaturas aumentadas”. WINTER (2001) señala, sin embargo, que esta variación lineal no siempre se observa en los diagramas Harker que contienen a dos series de composiciones extremas (basálticas y riolíticas) y en cambio se observan líneas curvas que deben ser atribuidas a la participación de otros procesos (de algún tipo de fraccionamiento). Además, si ocurre mezcla de más de dos magmas, pueden generarse líneas curvas. Por otro lado, las variaciones lineales en los diagramas de variación, no son garantía de mezcla de magmas y en cambio pueden ser atribuidos a la cristalización fraccionada de una fase

3.6.- DIAGRAMAS PARA CLASIFICACIÓN DE ROCAS ÍGNEAS

El diagrama diseñado por O'Connor en 1965 y corregido por Barker en 1979 (referencias extraídas de ROLLINSON, 1993; PAL *et. al.*, 2001, CHAMPION & SMITHIES,) para la clasificación de rocas granitoides, utiliza las proporciones normativas de los feldespatos (Ab-An-Or) recalculadas a 100% distribuidas en un diagrama ternario. Señala ROLLINSON (*op.cit.*) que el diagrama está diseñado para utilizar la norma molecular de Barth-Niggli; sin embargo, el mismo autor considera que la norma CIPW, cuyos parámetros difieren de los de la norma de Barth-Niggli en 2%, es mejor (2001, com. elec.) PAL *et. al.* (2001) agregan a este diagrama un campo adicional de monzonitas cuarcíferas en lo que sería parte del campo original de los granitos.

3.6.1.- DIAGRAMAS TAS

Se denomina de esta manera, por sus siglas en inglés (Total Álcalis vs. Silica) a un conjunto de diagramas que presentan las relaciones entre la sílice y los álcalis. Éstos son casos especiales de los diagramas tipo Harker y dentro de este grupo se cuentan los de WILSON (1989) y LI (1999), que son utilizados en este trabajo. La finalidad de estos diagramas de álcalis versus sílice, es obtener el nombre de la roca de acuerdo con la conocida clasificación de Streckeisen.

3.7.- DIAGRAMAS PARA LA CARACTERIZACIÓN DE SERIES Y TENDENCIAS

Los diagramas FAM que describen tendencias de fraccionamiento cristalino según dos (o tres) series: la calco alcalina y la toleítica (y la alcalina), si bien son de uso bastante extendido, deben ser manejados con cuidado. HALL (1996) comenta que, el hecho que un conjunto de muestras sea graficable en uno de estos diagramas ternarios, con la apariencia de una *serie magmática*, no significa que sean producto de la cristalización fraccionada de un mismo magma parental. Más aún, existen fuertes objeciones respecto a la relación cogenética de las rocas que siguen una tendencia calcoalcalina y respecto de la cristalización fraccionada como un mecanismo para la petrogénesis de granitoides (HALL, *op.cit.*; p. 244; NELSON, 2000). ROLLINSON (2001, *com. elec.*) considera que este tipo de diagramas no es muy útil para granitoides y

prefiere la utilización del diagrama Na-K-Ca de BARKER & ARTH (1976) o aún los diagramas tipo Harker de variación de sílice.

3.8.- DIAGRAMAS MULTIELEMENTALES O SPIDERGRAMS

3.8.1.- CONSIDERACIONES ACERCA DE LOS DIAGRAMAS MULTI-ELEMENTALES

ROLLINSON (1993) considera que para mantener la consistencia con los perfiles de Tierras Raras es recomendable la normalización a condrito de las muestras a utilizar, en un diagrama multi-elemental, siempre de acuerdo con los valores de THOMPSON *et al.* (1982, en ROLLINSON, *op. cit.*). Sin embargo, dado que para rocas corticales es más probable haber derivado de basaltos tipo MORB que del manto, es recomendable la elaboración de un diagrama multi-elemental con los valores normalizados al patrón del MORB, de acuerdo con los datos de Pearce (1983, en ROLLINSON, 1993). Por lo tanto, se elaboraron diagramas multi-elementales de acuerdo con estos dos patrones.

3.9.- ELEMENTOS TRAZA DE IMPORTANCIA

3.9.1.- ELEMENTOS LITÓFILOS

Bajo esta denominación se agrupan aquellos elementos que tienen afinidad por las estructuras de silicatos (RICHARDSON & MC SWEEN, 1989). En este grupo se incluyen los elementos litófilos de ión grande (LILE por sus siglas en inglés) o de baja fuerza de campo (LFSE) y elementos de alta fuerza de campo (HFSE por sus siglas en inglés). En el grupo de los LILE se incluyen Cs, Rb, Ba, K, Pb^{2+} , Eu^{2+} y Sr. En el grupo de los HFSE se incluyen las tierras raras (TR o REE por sus siglas en inglés), Y, Sc, Th, U^{4+} y U^{6+} , Pb^{4+} , Zr, Hf, Ti, Nb, Ta. El comportamiento y las relaciones de estos elementos se utilizan para modelar procesos de diferenciación e inferir ambientes tectónicos.

Los elementos litófilos de ión grande (LILE), tales como Rb, Ba, K y Eu son los más móviles en fluidos acuosos y los elementos de alta fuerza de campo (HFSE), tales como Zr, Hf, Ti, Nb y Ta, los menos móviles. Las concentraciones de los elementos LIL pueden ser una función del comportamiento de una fase fluida,

mientras que las concentraciones de los elementos HFS están controladas por la química de la fuente y los procesos cristal/fundido que han tenido lugar durante la evolución de la roca (ROLLINSON, 1993).

Entre los elementos cuya distribución con frecuencia tiene un fuerte control mineralógico, están el Zr, controlado por circón, el P, controlado por apatito, el Sr sustituyendo al Ca^{2+} en la plagioclasa, el Ti, el Nb y el Ta, controlados por la ilmenita, el rutilo o la esfena (ROLLINSON, 1993; p. 148). La anomalía del Nb es característica de la corteza continental y puede indicar la implicación de ésta en los procesos magmáticos.

Ba, Rb y Sr. El Ba no es empobrecido en el magma hasta etapas muy tardías de la secuencia de diferenciación (EL BOUSEILY & EL SOKKARY, 1975). En rocas ácidas, el contenido de Sr disminuye a medida que disminuye el contenido de Ca. En rocas graníticas, la relación Ca/Sr empieza a elevarse debido a la presencia de grandes cantidades de feldespatos alcalinos los cuales remueven del magma parte del Sr que de otro modo sería incorporado en la plagioclasa. La relación Ba/Sr en una serie de diferenciación está gobernada por la relación entre los feldespatos potásicos y la plagioclasa.

3.9.2.- ELEMENTOS DEL GRUPO DE LAS TIERRAS RARAS

Debido a su radio iónico, los elementos del grupo de la Tierras Raras sustituyen fácilmente al Ca en las estructuras de los minerales formadores de rocas. Usualmente están concentrados en el apatito, la monacita y la esfena, pero también se encuentran en cantidades significativas en feldespatos, piroxenos y anfíboles. El granate y los piroxenos toman HREE y los feldespatos, el apatito, la esfena y la alanita, toman LREE (HALL, 1996). “La carga y los radios iónicos comparativamente grandes (Lu 0,85 –La 1,06) de las Tierras Raras, junto con su baja concentración, sugiere que ellos deberían mostrar una tendencia relativamente pequeña a reemplazar a los elementos mayoritarios durante la cristalización magmática...”. La retención de clinopiroxeno y granate en el manto superior puede explicar el fraccionamiento de HREE (incluyendo al Y) observado en las rocas ígneas”. (MASON & MOORE, 1982)

Excepto por el Eu, el cual está principalmente concentrado en los feldespatos, donde se encuentra el 90% de la concentración de Eu en roca total, los minerales mayoritarios tienen poca importancia para el fraccionamiento de Tierras Raras (BEA, 1996; PAL *et al.*, 2001; HESS, 1989) y juegan un papel muy subordinado con respecto a los accesorios (Gromet & Silver, 1983, en BEA, *op. cit.*), especialmente en los sistemas peraluminicos. En general, el fraccionamiento de cantidades mínimas de minerales accesorios influirá notablemente en el fraccionamiento de REE, Y, Th y U entre el fundido y los sólidos, simplemente porque los accesorios contienen la mayor parte de estos elementos (BEA, 1996). El granate y los piroxenos toman HREE y los feldespatos y el apatito toman LREE (HALL, 1996). Los minerales tales como la alanita pueden cristalizar incluso en estadios tempranos, incorporando LREE. A este respecto, ROLLINSON (1993) señala que el empobrecimiento extremo en Tierras Raras Pesadas (HREE) respecto de las Tierras Raras Livianas (LREE) se debe muy probablemente a la existencia de granate en la roca fuente, puesto que hay una gran variación en los coeficientes de fraccionamiento de la Tierras Raras. La variación en los coeficientes de fraccionamiento es menos extrema en los líquidos félsicos que en los máficos). (Por otro lado, NARDI & BONIN (1991) señalan que granitos con biotita muestran un empobrecimiento en HREE).

En líquidos félsicos la tendencia al empobrecimiento en Tierras Raras (REE o TR) en general, puede deberse a la cristalización de fases accesorias ricas en TR (REE) como la alanita, la monacita, la esfena, el circón y apatito, o incluso otras fases menores y más raras. Aunque las cantidades en las cuales se encuentran usualmente estos elementos son frecuentemente menores al 1%, sus altos coeficientes de fraccionamiento les imparten una influencia muy grande sobre el patrón de Tierras Raras.

La naturaleza y, en algunos casos, la composición de los accesorios ricos en REE, Y, Th y U cambia sistemáticamente con la química de roca total, sobre todo con el carácter aluminico (BEA, 1996).

3.9.2.1- LA ANOMALÍA DE EUROPIO

El Europio es fraccionado por la cristalización de feldespatos y en especial de plagioclasas, donde sustituye al Ca^{+2} (1.00 Å) cuando está en su forma divalente Eu^{+2} (1.17 Å). El Europio divalente es compatible en la plagioclasa y el feldespato potásico, mientras que el Eu^{+3} es incompatible. Entonces la remoción de feldespato de un fundido durante cristalización fraccionada o fusión parcial de una roca que retiene feldespato en la fuente dará lugar a una anomalía negativa de Europio (ROLLINSON, 1993). Por tanto, esta anomalía habla de la participación de la plagioclasa durante el fraccionamiento cristal-líquido. Además la presencia de Eu^{+2} puede dar información acerca de las condiciones de oxidación en la fuente magmática, puesto que bajo condiciones oxidantes el Eu es trivalente, pero bajo condiciones reductoras se le encuentra como Eu^{+2} (HALL, 1996) o en ambos estados, y entonces las proporciones dependerán del estado redox del sistema (RICHARDSON & MC SWEEN, 1989).

Las anomalías de Eu están controladas principalmente por los feldespatos, particularmente en los magmas félsicos, ya que el Eu (presente en el estado divalente) es compatible en la plagioclasa y el feldespato potásico, en contraste a las Tierras Raras trivalentes las cuales son incompatibles. En una menor medida, la hornblenda, la esfena, el clinopiroxeno, el ortopiroxeno y el granate pueden contribuir a la anomalía de Eu en fundidos félsicos, aunque en un sentido opuesto al de los feldespatos (produciendo una anomalía positiva).

Cuando la posición graficada para el Europio cae fuera de la tendencia general definida por los otros elementos en un diagrama de TR, se está en presencia de una anomalía de Europio. Si la composición graficada se encuentra por encima de la tendencia general, se habla de una anomalía positiva; si se encuentra por debajo, se trata de una anomalía negativa.

El valor de la anomalía de Europio puede ser derivado gráficamente, o bien calculado, comparando la concentración medida (Eu) con una concentración esperada, obtenida de la interpolación entre los valores normalizados de Sm y Gd (Eu^*). Así, la relación Eu/Eu^* es una medida de la anomalía de Europio y un valor

mayor que 1.0 indica una anomalía positiva, mientras que un valor menor que 1.0 indica una anomalía negativa. En este caso se utiliza la media geométrica, según recomiendan Taylor & McLennan (1985; en ROLLINSON, 1993). Así, en este caso se utiliza la siguiente fórmula:

$$Eu/Eu^* = Eu_N / \sqrt{[(Sm_N) \cdot (Gd_N)]} \quad (\text{Ec. 3.4})$$

3.9.2.2.- EFECTOS DE LOS MINERALES ACCESORIOS EN LA GEOQUÍMICA DE LAS TIERRAS RARAS, Y, TH Y U

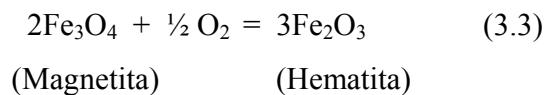
“El fraccionamiento de diminutas cantidades de accesorios influirán dramáticamente en el fraccionamiento de REE, Y, Th y U entre el fundido y los sólidos, simplemente porque los accesorios contienen la mayor parte de estos elementos” BEA (1996) asegura que los minerales mayoritarios juegan un papel muy subordinado con respecto a los accesorios (Gromet & Silver, 1983, en BEA, 1996), especialmente en los sistemas peraluminicos. El comportamiento de los minerales accesorios durante la fusión parcial depende de si están ubicados en límites grano de fases mayoritarias o incluido dentro de éstas. En el primer caso, los accesorios están disponibles para el fundido y reaccionan con él y en el segundo caso permanecen físicamente aislados del fundido por lo cual no pueden reaccionar, o pueden ser arrastrados como inclusiones si los minerales mayoritarios son incorporados al fundido como cristales restíticos.

BEA (*op. cit.*) consigue que la fracción de apatito localizada en límites de minerales mayoritarios es de un 80%, mientras que la fracción de monacita, xenotima y circón localizada en límites de mayoritarios es menor al 20%. Más del 70% de la masa de estos tres minerales está como inclusiones dentro de biotita, la cual controla entonces el comportamiento de REE, Y, Th y U durante la segregación de fundidos.

3.10.- ESTADO DE OXIDACIÓN

La fugacidad de oxígeno del fundido influye notablemente la cristalización de ciertas fases, especialmente aquellos minerales que contienen hierro, como los óxidos

(magnetita, hematita, ilmenita) o los silicatos de hierro (olivino, piroxenos). En general, la fugacidad de oxígeno durante la cristalización de rocas ígneas no es lo suficientemente baja para la formación de hierro nativo o wüstita ni lo suficientemente altas para la formación de hematita (HALL, *op. cit.*). En las rocas ígneas normales el hierro está presente comúnmente en los silicatos ferromagnesianos, y un incremento en la fugacidad de oxígeno estaría marcado por la formación de magnetita a expensas de los silicatos que contienen hierro (*Ibidem*). La verdadera razón de Fe_2O_3 a FeO en rocas ígneas cristalinas no es una medida directa de la fugacidad de oxígeno porque también depende de la composición total, incluyendo otros componentes además del hierro y el oxígeno (Dickenson & Hess, 1987, en HALL, 1996). Para un fundido de composición fija, la fugacidad de oxígeno afecta fuertemente la relación $\text{FeO}/\text{FeO}_{1.5}$ o $\text{Fe}^{+2}/\text{Fe}^{+3}$ del hierro en los fundidos silíceos. Al aumentar la fugacidad de oxígeno disminuirá la relación $\text{Fe}^{+2}/\text{Fe}^{+3}$ del fundido. A altas fugacidades de oxígeno, la mayor parte del oxígeno se encuentra como Fe^{+3} y la cristalización de hematita, magnetita y otras fases con hierro férrico son favorecidas. En condiciones fugacidad de oxígeno baja, el hierro puede estar como Fe^{+2} , y es incorporado principalmente en óxidos de Fe-Ti como la ilmenita ($\text{Fe}^{+2}\text{TiO}_3$) o en olivino y piroxenos (HESS, 1989). Cuando coexisten la magnetita y la hematita, la fugacidad de oxígeno (f_{O_2}) es controlada por el equilibrio magnetita-hematita:



Además de la formación de minerales de hierro, las condiciones de oxidación del fundido influyen en la incorporación de los cationes de Europio y por lo tanto relación $\text{Eu}^{+2}/\text{Eu}^{+3}$.

3.11.- EVOLUCIÓN MAGMÁTICA

3.11.1.- DIVERSIFICACIÓN DE MAGMAS

Este es un proceso que engloba la separación de diferentes fases de composición contrastante. Esta separación puede ocurrir durante la fusión o la cristalización, cuando coexisten las fases en estados diferentes. Los mecanismos de diversificación de magmas son , según WINTER (2001):

- 1.- Fusión parcial,
- 2.- Diferenciación magmática,
- 3.- Mezcla de magmas,
- 4.- Asimilación

3.11.1.1.-FUSIÓN PARCIAL

3.11.1.1.1.- FUSIÓN PARCIAL DE METAPELITAS Y GENERACIÓN DE GRANITOS PERALUMÍNICOS

De acuerdo con HESS (1989) se puede inferir, a través de cálculos de balance de masa, que más de 15-25 % de fundido granítico puede ser extraído de una fuente meta-sedimentaria peraluminica. En general se considera que la fusión parcial es un proceso esencialmente “seco”, y que el agua involucrada en el mismo es producto de reacciones de descomposición de fases hidratadas (CLARKE, 1992; SPEAR *et al.* 1999, en WINTER, 2001; CLEMENS, 2003). La cantidad de agua está limitada y su actividad amortiguada por el equilibrio con los silicatos hidratados (cordierita, biotita y moscovita). Señala además este autor que la primera aparición de migmatitas coincide usualmente con la descomposición de la moscovita, pero que es improbable que esta reacción produzca suficiente agua para completar la fusión a la temperatura del *minimum*.

DOSTAL & CHATTERJEE (1995) mencionan que pueden ser producidos fundidos graníticos peraluminicos por fusión, en ausencia de fluidos, de rocas pelíticas o una mezcla de rocas pelíticas y tonalíticas.

Señala CLEMENS (2003) que las fuentes más apropiadas para la generación de magmas de tipo-S son las metagrauvas, incluyendo algunos tipos volcánicos lábiles, y algunas metatonalitas. Si se considera que los magmas de tipo-S no son mezclas complejas de varios tipos de rocas, los datos geoquímicos e isotópicos sugieren una fuente de metagrauvas.

3.11.1.2.- DIFERENCIACIÓN MAGMÁTICA

La diferenciación magmática es un proceso de diversificación de magmas que implica dos procesos principales: 1.-) creación de una diferencia de composición producida por el fraccionamiento de los elementos en respuesta a variaciones de P, T, o composición y , 2.-) la preservación de esta diferencia por fraccionamiento por segregación de los productos (WINTER, 2001).

La diferenciación magmática comprende a la cristalización fraccionada, el transporte de volátiles y la inmiscibilidad de líquidos.

3.11.1.3.- MEZCLA DE MAGMAS Y FUENTES MIXTAS

Es difícil probar la existencia de mezcla de magmas. CHAPPELL (1996; p. 467) señala que la mezcla de magmas puede ocurrir, en la fuente y los magmas después de ser fraccionados, como parece sugerir la presencia de circones heredados en granitos tipo-I del Bega Batholith. Los enclaves no pueden ser utilizados como un criterio inequívoco de mezcla, pues sus orígenes podrían ser otros (cumulados, márgenes enfriados o restita); más aún, los enclaves dicen muy poco o nada acerca de la fuente de los granitoides estudiados (CLEMENS, 2003).

De acuerdo con CLEMENS (*op. cit.*) los magmas de tipo-S y tipo-I usualmente retienen sus identidades, lo cual sugiere mezcla limitada de fuente, mezcla limitada de magmas y asimilación limitada. Es decir, que existen los tipos intermedios, pero probablemente sus volúmenes son poco importantes.

3.11.1.3.1.- EVIDENCIAS PETROGRÁFICAS DE MEZCLA

Los conjuntos minerales y texturas de desequilibrio (plagioclasas y piroxenos de composiciones radicalmente diferentes, cuarzo y olivino en coexistencia,

fenocristales corroídos y parcialmente reabsorbidos) son evidencias de mezcla de magmas (WINTER, 2001). De acuerdo con HIBBARD (1995), el apatito acicular es común en rocas que muestran características texturales compatibles con mezcla (“mixing”) de magmas.

3.11.1.4.- CONTAMINACIÓN Y ASIMILACIÓN

Varios autores proponen algún mecanismo de mezcla –en general imperfecta- o contaminación de magmas félsicos por magmas máficos para la generación de enclaves máficos o microgranulares (confer. CHAPPELL, 1996; CLEMENS, 2003). La presencia de enclaves suele considerarse como la evidencia más conspicua de contaminación. Cantagrel *et al* (1984, en CHAPPELL, *op. cit.*) dicen que la frecuencia de los enclaves máficos atestigua un mecanismo de mezcla (“mixing”) de magma en la petrogénesis de granitoides.

Los ejemplos de contaminación más obvios son aquellos en los cuales la asimilación es incompleta y muchos xenolitos son modificados pero no completamente digeridos.

Los contaminantes que ofrecen una mayor oportunidad para la modificación del magma son aquellos ricos en componentes de bajo punto de fusión, tales como las rocas argiláceas, arcosas y grauvacas, pero los productos de fusión de estas rocas son de una composición granítica muy similar a la de las rocas ígneas no contaminadas. Debido a que la composición promedio de la corteza continental está entre las composiciones del granito y el basalto, aún la contaminación de gran escala por una mezcla de rocas corticales podría llevar a una roca ígnea de composición normal. (HALL, 1996). HALL (*op. cit.*) y PARKER (1987) mencionan un origen por contaminación para las dioritas y su asociación con granitos.

Acerca de la asimilación, señala (WINTER (2001; p.346) que en el caso de los fundidos corticales es difícil, si no imposible, estimar el alcance de los procesos de asimilación, porque numerosos aportes corticales pueden ocurrir en cualquier punto desde la fuente hasta el nivel de emplazamiento”.

3.11.4.1.1.- ENCLAVES

Bajo este nombre -que no reviste ninguna connotación genética- se agrupa a los fragmentos de otras rocas, (usualmente melanocráticos,) incluidos en rocas graníticas (leucocráticas). Los enclaves varían en tamaño desde cientos de metros a milímetros, en forma desde trapezoidales hasta elipsoidales o esféricos, en color de oscuros a claros, en textura de metamórficos (usualmente hornfels esquistosos o gnéisicos) a ígneos, y en composición desde prácticamente cualquier litología hasta graníticos.

Los diferentes orígenes posibles para los enclaves son (CLARKE, 1992; CHAPPELL, 1996; CLEMENS, 2003):

1.- **autolitos o enclaves cognatos**: relacionados genéticamente con el resto del plutón, representando ya sea fragmentos sólidos de una fase temprana más máfica del plutón o cristalización recurrente de minerales máficos de grano fino en preferencia respecto a los minerales félsicos, en respuesta a sub-enfriamiento ligero y nucleación heterogénea, o aún productos de enfriamiento violento (*quench products*) como resultado de la reducción de la presión de agua;

2.- **enclaves microgranulares (o enclaves máficos)**: que pueden ser el resultado de la mezcla de dos magmas inmiscibles de composiciones diferentes en la misma intrusión, en la cual el magma más máfico se enfría contra el otro; en la práctica, en rocas graníticas, los enclaves no resultan verdaderamente máficos, sino tonalíticos (CLEMENS, 2003);

3.- **restitas** o residuo refractario de la región de fusión parcial. CLEMENS (2003) propone que los enclaves usualmente considerados como restitas son en realidad xenolitos de corteza media;

4.- **xenolitos** o verdaderos fragmentos de roca caja, preservadas en varios estadios de asimilación por el magma granítico; como xenocristales puede haber cristales residuales de circones heredados, granate o cordierita).

3.12.- EL CONCEPTO DE BATOLITO

De acuerdo con HALL (1996; p. 71) un batolito es un conjunto de plutones que no necesariamente comparten la misma edad, tipo de magma y modo de emplazamiento. Los componentes individuales de los batolitos frecuentemente son muy diferentes entre sí, en sus modos de intrusión y pueden haber sido emplazados con diferencias temporales de miles o aún millones de años. La apariencia masiva de los batolitos es una consecuencia de producción repetida y voluminosa de magma granítico en la misma región durante un período de actividad orogénica. Un batolito es entonces, un tipo de área donde los plutones individuales son tan numerosos que se solapan o intersecan entre sí, y no un tipo de intrusión.

Los batolitos son características principales del magmatismo de arco continental. A lo largo del borde occidental de América se localiza una franja de batolitos Mesozoicos a Terciarios, llamados de tipo Cordillerano (WINTER, 2001, p. 330).

Los plutones individuales que conforman un batolito varían en tamaño, pero los más grandes raramente tienen más de 30 km de longitud, y muchos son más pequeños. Acerca del tiempo de solidificación y enfriamiento de los plutones, CLEMENS (2003) señala que está en el orden de los miles a los cientos de miles de años.

3.13.- ACERCA DE LAS RELACIONES ENTRE FALLAMIENTO Y PLUTONISMO

PATERSON & SCHMIDT (1999) hacen una serie de consideraciones acerca de los elementos que deben ser analizados cuando se buscan relaciones entre plutonismo y fallamiento. Considerando, entre otras cosas el carácter tridimensional de las fallas y la escala de observación, estos autores recalcan la importancia de establecer las posibles relaciones espaciales entre fallas y plutones sobre una base estadística, analizando poblaciones de cada uno de estos elementos. Señalan PATERSON & SCHMIDT (*op. cit.*) que, aún cuando sea posible establecer relaciones espaciales entre poblaciones de fallas y plutones, esto no necesariamente indicaría una relación causativa entre el fallamiento y la generación y ascenso de magmas.

3.14.- AMBIENTES TECTÓNICOS.

WINTER (2001) presenta una clasificación de ambientes tectónicos (fig. 3.2) que resume las de BARBARIN (1990) y PITCHER (1982) (fig. 3.1). El autor define tres ambientes principales con las siguientes características **Anorogénico** se refiere al magmatismo intraplaca o en un margen divergente de placas (de tipo rift). **Post-orogénico**, es el magmatismo que tiene lugar después del verdadero evento orogénico. WINTER (op. cit.) lo llama “**transicional**”, con el significado de que no es realmente ninguno de los dos, pero tiene aspectos de ambos. Con más detalle se describe cada tipo en el apéndice G.

3.15.- LA CLASIFICACIÓN ALFABÉTICA DE LOS GRANITOIDES

En su concepción original, CHAPPELL & WHITE (1974) definen dos tipos contrastantes de granitos a los cuales consideran derivados por fusión parcial de dos tipos diferentes de materiales fuente -ígneos y sedimentario- cuyas características son heredadas de las rocas fuente. Estos granitos, denominados por estos autores de tipo-I y tipo-S, fueron derivados de rocas fuente de origen fundamentalmente diferente, unas formadas por depositación en la corteza y las otras por acreción bajo la misma (CHAPPELL & WHITE, 1992, p. 18). Siguiendo las conclusiones de WHITE & CHAPPELL (1984, citados en CHAPPELL & WHITE, *ibidem*), estos autores definen a los granitos de Tipo-S como Sedimentarios o Supracorticales y a los de Tipo-I, como Ígneos o Infracorticales.

La propuesta original de CHAPPELL & WHITE (1974; 1992; en SHELLEY, 1993) se basa en una categorización de los granitoides de acuerdo al material cortical del cual son derivados por fusión parcial; esto es, si son de origen ígneo o sedimentario. La distinción entre estos tipos se hace con base en criterios petrográficos y químicos y relaciones de campo. HINE *et al* (1978, en KANEN, 2001) encontraron que los granitoides tipo-S se encuentran en el campo de granito/adamelita, mientras que los granitoides tipo-I se encuentran en el campo de granodiorita/tonalita/monzodiorita. De acuerdo con CLEMENS (2003) el rango petrográfico de las rocas tipo-S abarca desde tonalitas más bien máficas hasta leucogranitos.

(Para más detalles acerca de esta clasificación, consultar el apéndice E)

3.15.1.- CARACTERÍSTICAS DE LA CLASIFICACIÓN ALFABÉTICA RELEVANTES A ESTE TRABAJO

Respecto a los granitos de tipo-S CLEMENS (2003) dice se pueden generar rocas fuertemente peraluminicas (característica típica de los tipo-S) a través de fusión parcial de fuentes metaluminicas no sedimentarias (p.e, rocas anfíbolíticas). Este autor dice que las rocas graníticas peraluminicas pueden no tener siempre protolitos metasedimentarios. Chappell (1966, en CLEMENS, *op. cit*) infirió que la fuente de los granitos con hornblenda no podía haber sido sedimentaria y propuso que los magmas resultaron de fusión parcial de rocas ígneas más viejas. CLEMENS (2003) proporciona una serie de argumentos según los cuales la mejor fuente para los magmas graníticos de tipo-S son las metagrauvas, como se discute en el aparte de la fusión parcial.

Para la generación de granitoides tipo-I, ROBERTS & CLEMENS (1993) encuentran que los tipos altos en K deben haber sido derivados de la fusión parcial en ausencia de fluidos, de rocas meta-ígneas corticales máficas a intermedias, calcoalcalinas, altas en K a transicionales, sin necesidad de una contribución del manto. Sin embargo, en los tipos calcoalcalinos más bajos en K, la participación del manto podría tener alguna importancia.

3.16.- DIAGRAMAS DISCRIMINANTES TECTÓNICOS

Uno de las principales aplicaciones de la geoquímica en el estudio de las rocas ígneas es la discriminación de ambientes tectónicos de formación. La utilización de diagramas para discriminar ambientes tectónicos es una práctica muy común. Estos diagramas son construidos a partir de datos geoquímicos, generalmente pares o ternas de elementos inmóviles en condiciones de metamorfismo y meteorización. Aunque existen algunos diagramas basados en elementos mayoritarios, la mayoría de los más utilizados se elaboran con elementos traza. CREASER & CHACKO (<http://ntsर्व.gis.nrcan.gc.ca/panlithoprobe/creaser.htm>) señalan que estos esquemas pueden llevar a conclusiones erróneas debido a la tendencia de los granitos de imitar

las características geoquímicas de la roca fuente, reflejando así el ambiente tectónico de aquellas antes que reflejar su propio ambiente de formación. En cambio, estos autores prefieren utilizar índices normativos, isótopos de oxígeno e isótopos radiogénicos de Nd y Pb.

WINTER (2001) observa que, debido a la complejidad de los procesos ígneos y los procesos metamórficos subsecuentes que pueden afectar notablemente la geoquímica de los granitoides (fases accesorias, fuentes mixtas, interacción de volátiles y fusión parcial y acumulación de restitas), la determinación de ambientes tectónicos es una tarea infructuosa.

La discriminación de los tipos de granitoides se hace con base en una serie de características tanto químicas como mineralógicas. En particular CHAPPELL & WHITE (1974, 1992) y MANIAR & PICCOLI (1989), aún cuando proponen una clasificación química, toman en cuenta los tipos y proporciones de feldespatos y minerales ferromagnesianos. Igualmente BARBARIN (1990) basa su clasificación en parte en la presencia o no de ciertos minerales en las rocas granitoides según su ambiente tectónico.

Varios esquemas de clasificación han sido propuestos para rocas graníticas, basados en proporciones de elementos mayoritarios o trazas o combinaciones de éstos. Entre estos esquemas, los de PEARCE *et al* (1984), MANIAR & PICCOLI (1989), BATCHELOR & BOWDEN (1985) y HARRIS *et al.* (1986), así como la clasificación de BARBARIN (1990) han sido considerados para este trabajo y son brevemente descritos a continuación.

MANIAR & PICCOLI (1989) definen dos ambientes tectónicos principales, el orogénico y el anorogénico, pero al mismo tiempo y más importante aún, ellos definen siete contextos o tipos tectónicos. El esquema propuesto por estos autores se basa en la utilización de elementos mayoritarios y características petrográficas. Además, estos autores encuentran alguna relación entre los tipos petrográficos y el ambiente tectónico.

HARRIS *et al.* (1986) considera cuatro tipos básicos: ambiente tectónico colisional, arco volcánico, intra-placa y dorsal oceánica. En la modificación de este

diagrama el campo colisional se expande hacia los tipos sin-colisional y colisional tardío y post-colisional, y se elimina el campo de dorsal oceánica. El diagrama ternario Hf-Rb/10-Ta x 3 propuesto por Harris *et al.* (1986, en ROLLINSON, 1993), permite discriminar entre granitos de piso oceánico, granitos de arco volcánico y granitos Intraplaca, aunque los granitos de ambiente tectónico colisional se encuentran diseminados a través del límite arco volcánico/intra-placa. Una modificación de este diagrama para expandir el campo de los granitos colisionales usando Hf-Rb/30-Ta x 3, subdivide a los granitos colisionales en granitos sin-colisionales y granitos colisionales tardíos y post-colisionales. Los otros campos en el diagrama son el de los granitos intraplaca y el de los granitos de arco volcánico.

Por último, BATCHELOR & BOWDEN (1985) definen siete campos: fraccionados del manto (1), pre-colisión de placas (2), levantamiento post-colisión (3), orogénico tardío (4), anorogénico (5), sin-colisional (6) y post-orogénico (7). Parece haber algún solapamiento entre los campos sin-colisional y de pre-colisión de placas y orogénico tardío.

ROLLINSON (1993) llama la atención acerca de la importancia de considerar la movilidad de los elementos al construir diagramas para la discriminación de ambientes tectónicos. Este autor hace especial referencia al Rb, (elemento este utilizado por de PEARCE *et al.*, 1984 y HARRIS *et al.*, 1986) del cual señala que es muy inmóvil en fluidos hidrotermales. PEARCE *et al.* (1984, en ROLLINSON, 1993) consideran que la acumulación de plagioclasa en granitos podría desplazar los granitos de los campos intra-placa y de dorsal oceánica hacia el campo de arco volcánico en los diagramas Nb-Y y Rb-(Y+Nb), mientras que a través de la acumulación de minerales ferromagnesianos y fases minoritarias, ocurriría un desplazamiento de los granitoides sincolisionales y de arco volcánico hacia los campos intra-placa y de dorsal oceánica.

3.17.- CLASIFICACIÓN DE PITCHER (1982)

PITCHER (1982) construye una clasificación para rocas graníticas fanerozóicas de acuerdo a su ambiente geológico:

- Tipo Pacífico: arco de islas oceánicas
- Tipo Andino: arco continental
- Tipo Herciniano: colisión continental oblicua
- Tipo Caledoniano: levantamiento post-cierre

En esta clasificación, el autor utiliza los tipos alfabéticos en la diferenciación de ambientes, pero señala la posibilidad de mezcla (ver p. 31, Pitcher, *op. Cit*: los Granitos Nuevos, a pesar de tener características de tipo-I no se parecen a los tipos cordilleranos; son los de ambientes de levantamiento post-colisional). La figura 3.1 muestra esta clasificación.

3.18.- CLASIFICACIÓN TECTÓNICA DE BARBARIN (1990)

BARBARIN (1990) considera tres grupos petrogenéticos principales de granitoides según su origen: un grupo de origen cortical orogénico (tipo-C), un grupo híbrido orogénico de origen mixto (tipo-H) y un grupo de origen mantelar anorogénico, con dos clases: una toleítica (tipo-T) y una alcalina (tipo-A). De acuerdo con este autor, la mayoría de los granitoides orogénicos se origina en el contacto corteza-manto e involucra componentes corticales y derivados del manto, cuyas proporciones relativas varían en los diferentes granitoides híbridos (BARBARIN, *ibidem*).

3.19.- CONSIDERACIONES TEÓRICAS PARA LA EVOLUCIÓN DE LOS ANDES DE MÉRIDA EN EL MARCO TECTÓNICO GLOBAL NEOPROTEROZOICO-PALEOZOICO

En el lapso transcurrido entre 750 y 550 Ma, la disgregación de Rodinia y la amalgamación de Gondwana coincidieron. Al mismo tiempo ocurrió rifting, de manera diacrónica, en los márgenes occidental y oriental de Laurentia (CONDIE, 1997). Es posible que varios micro-continentes se hayan separado de Gondwana durante este tiempo.

Varios autores señalan la existencia de similitudes entre las cordilleras de Los Andes y Los Apalaches. BURKLEY (1976) encuentra que los estudios radiométricos

Tabla 3.2 : ambientes tectónicos según ROLLINSON (1993, después de Pearce et al., 1984)

Tipo de granito según su ambiente tectónico (Rollinson, 1993, después de Pearce et al, 1984)

Granitos de dorsal oceánica (ORG)

- Granitos asociados con dorsales oceánicas normales
- Granitos asociados con dorsales oceánicas anómalas
- Granitos asociados con dorsales de cuenca detrás de arco
- Granitos asociados con cuencas de antearco

Granitos de arco volcánico (VAG)

- Granitos en arcos oceánicos dominados por basaltos toleíticos
- Granitos en arcos oceánicos dominados por basaltos calco-alcalinos
- Granitos en márgenes continentales activos

Granitos intra-placa (WPG)

- Granitos en complejos anulares intracontinentales
- Granitos en corteza continental atenuada
- Granitos en islas oceánicas

Granitos colisionales (COLG)

- Granitos sin-tectónicos asociados con colisión continente-continente
 - Granitos post-tectónicos asociados con colisión continente-continente
 - Granitos sin-tectónicos asociados con colisión continente-arco
-

en los Apalaches indican un período de actividad ígnea Precámbrico-Cámbrico en general similar a las edades por él documentadas y reflejadas en los granitos de Valera-La Puerta y Pedraza. Más aún, la comparación de la actividad ígnea Meso-Paleozoica muestra coincidencias interesantes (*ibidem*). FORERO SUÁREZ (1990) encuentra coincidencias paleofaunísticas entre el borde nor-occidental de Sudamérica y la región de Los Apalaches y Nuevo México y con base en esto considera que los bordes continentales de Norte y Sudamérica se unieron durante el choque entre Norte América y Gondwana durante el lapso Silúrico-Devónico Temprano, coincidiendo con la Orogénesis Ouachita. El alóctono descrito por este autor, es el Terreno Chibcha al cual aluden BELLIZZIA & PIMENTEL (1994) y se sitúa al occidente y nor-occidente de los Andes de Mérida. Estos autores consideran que el Terreno Mérida - del cual forman parte las rocas de este estudio- fue estructurado durante el Herciniano-Alleghaniano y que si bien pudo provenir de Los Apalaches (u otro

terreno peri-Gondwánico), es más probable que proviniera del Bloque Maya o Yucatán.

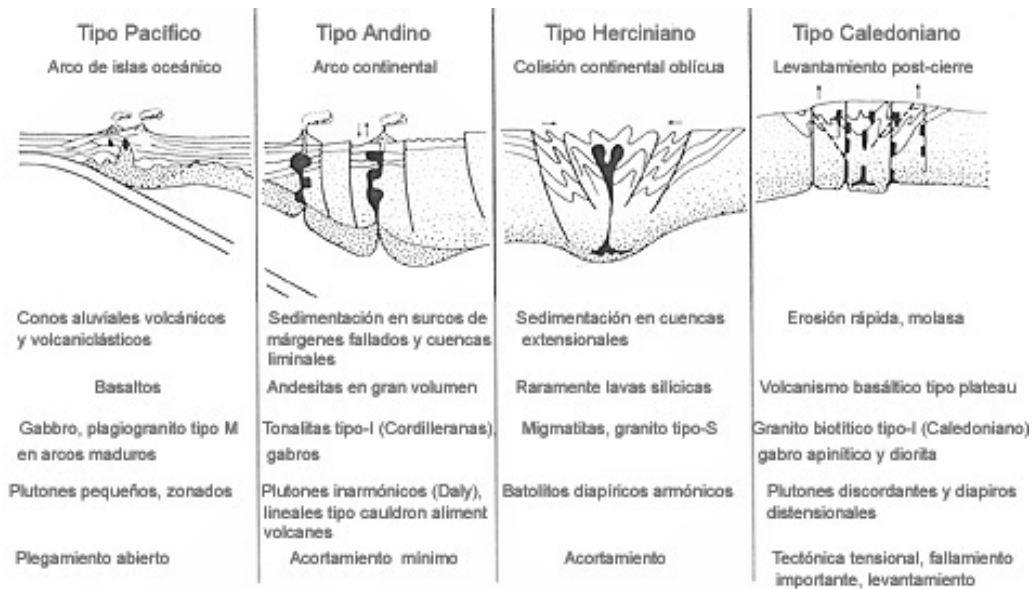


Figura 3.1: clasificación de tipos granitoides según el ambiente tectónico (PITCHER, 1982)

DALZIEL *et al.* (1994) consideran que los sistemas Andino y Apalache podrían tener un origen común y que el margen Apalache de Laurentia chocó con el margen proto-Andino de Gondwana en diferentes posiciones relativas durante el Paleozoico Temprano y Medio; finalmente, la sutura de Norteamérica y Gondwana coincidió con el evento Alleghaniano de la Orogénesis Apalache (DALZIEL *et al.*, 1992)

NANCE *et al.* (2002) señalan la existencia de varios terrenos exóticos dentro del Orógeno Apalache-Caldoniano, de los cuales Avalonia es el más importante. Para la evolución de Avalonia, proponen estos autores una secuencia según la cual se desarrollaron arcos oceánicos maduros entre 750-650 Ma, los cuales fueron agregados a Gondwana alrededor de 650 Ma, seguidos por el desarrollo de un margen continental entre 635-570 Ma, durante lo que consideran el magmatismo avaloniano más importante. De acuerdo con estos autores, el paso de la subducción Neoproterozoica a un régimen de plataforma, sin una colisión intermedia, ocurrió

durante el Cámbrico. El choque de este micro-continente con Laurentia, ocurrió durante el Ordovícico-Silúrico (cierre del Iapetus) y fue sucedido por la orógenesis Apalache-Caledoniana (NANCE *et al.*, *op. cit.*; CONDIE, 1997). Otros arcos peri-Gondwánicos son Carolina y Cadomia . Los terrenos de afinidad peri-Gondwánica en Mesoamérica son Oaxaquia, el Bloque Yucatán y el Bloque Chortis (NANCE *et al.*, 2002).

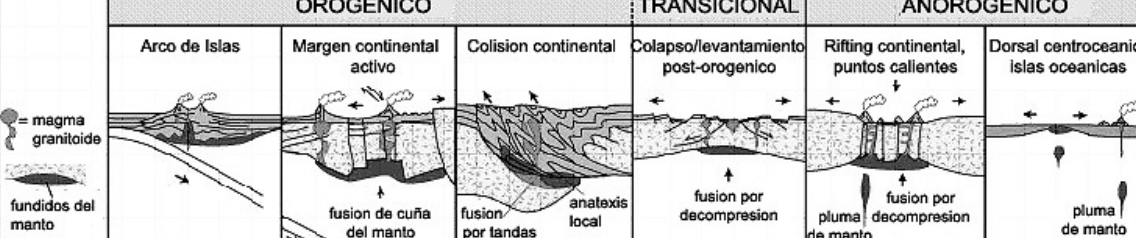
	OROGENICO			TRANSICIONAL	ANOROGENICO	
	Arco de Islas	Margen continental activo	Colision continental	Colapso/levantamiento post-orogenico	Rifting continental, puntos calientes	Dorsal centroceanica islas oceanicas
						
Ejemplos	Bouganville, Islas Salomon, Papua Nueva Guinea	Cordillera Mesozoica batolitos de las Americas Occidentales, Terreno Gander	Manaslu y Lhotse (Nepal), Macizo Armoricano de Bretaña	Plutones Caledonianos tardios de Bretaña, Basin and Range, Variscano tardio, Proterozoico Septentrional temprano	Complejos anulares de Nigeria, rift de Oslo, Provincia Ignea Terciaria, punto caliente de Yellowstone	Ofolitas de Oman y Troodos; Intrusivos de Islandia, e Islas Ascension y Reunion
Geoquimica	Calco-alcalina > toleit Tipo-M & Hibrido I-M Metaluminico	Calco-alcilino Tipo-I > Tipo-S Met-Al a sl. Per-Al	Calco-alcilino Tipo-S Peraluminico	Calco-alcilino Tipo-I Tipo-S (Tipo A) Metalum a Peralum	Alcalino Tipo-A Peralcalino	Toleitico Tipo-M Metaluminico
Tipos rocosos	diorita cuarcifera en arcos maduros	tonalita & granodiorita > granito o gabro	migmatitas y leucogranitos	granodiorita bimodal + diorita-gabro	granito, sienita + diorita-gabro	plagiogranito
Minerales asociados	hblid > biot	hblid, biot	biot, mosc, hblid, gt Al-sil, cord	hblid > biot	hblid, biot, aegirina, fayalita, riebl., arved.	hblid
Vulcanismo asociado	Basalto de arco de islas a andesita	Andesita y dacita en gran volumen	frecuentemente no hay	basalto y riolita	Lavas alcalinas, tobas y relleno de calderas	MORB y basaltos de isla oceanica
Clasificacion Barbarin (1990)	T _{IA} toleita arco de islas	H _{CA} hibrida calco-alcilina	C _{ST} C _{CA} C _{CI} tipos continentales	H _{LO} hibrido orogenico tardio	A alcalino	T _{OR} toleita dorsal oceanica
Pearce et al. (1984)	VAG (granitos de arco volcanico)		COLG (granitos colisionales)		WPG y ORG (granitos intraplaca y de dorsal oceanica)	
Maniar & Piccoli (1989)	IAG granito de arco de islas	CAG gran. arco continental	CCG gran. colision continent.	POG granito post-orogenico	RRG CEUG rift & abortado/punto caliente	OP plagiogranito oceanico
Origen	Fusion parcial de maficos derivados del manto	Fusion parcial de fundidos maficos derivados del manto + contribucion cortical	Fusion parcial de material cortical reciclado	Fusion parcial de corteza inferior + contribucion de manto y corteza media	Fusion parcial de manto y corteza inferior (anhidra)	Fusion parcial de manto y cristalización fraccionada
Mecanismo de fusion	Energia de subduccion: transferencia de fluidos y especies disueltas de la placa a la cuña. Fusion de la cuña, transferencia de calor hacia arriba		Engrosamiento tectonico mas calor cortical radiogenico	Calor cortical mas calor del manto (astenosf. en ascenso + magmas)	Punto caliente y/o ascenso adiabatico del manto	

Figura 3.2: clasificación de WINTER (2001) para granitoides, de acuerdo al ambiente tectónico

Tabla 3.3: clasificación tectónica de BARBARIN (1990)

Tipos de Granitoides		Ambiente tectónico	
Leucogranitos intrusivos de 2 micas	CST	Zonas de Colisión o Post-colision	Granitoides orogénicos
Granitoides peraluminicos autóctonos	CCA		
Granitoides peraluminicos intrusivos	CCI		
Granitoides potásicos calco-alcalinos (Alto K - Bajo Ca)	HLO	Zonas de Subducción	
Granitoides calco-alcalinos (Bajo K - Alto Ca)	HCA		
Granitoides toleíticos de arco de islas	TIA	Zonas de Rifting o Doming	Granitoides anorogénicos
Granitoides toleíticos de dorsal centroceánica	TOR		
Granitoides alcalinos y peralcalinos	A		

CAPÍTULO IV

GEOLOGÍA REGIONAL

4.1.- INTRODUCCIÓN

La región de Los Andes venezolanos o Andes de Mérida, está conformada por rocas sedimentarias, metamórficas e ígneas cuyas edades van desde el Precámbrico hasta el Reciente.

La geología de los Andes venezolanos o cordillera de Mérida ha sido estudiada por diversos autores entre los cuales destacan los trabajos de COMPAÑÍA SHELL DE VENEZUELA Y CREOLE PETROLEUM CORPORATION (1964), KOVISARS (1972), SHAGAM (1972), GARCÍA Y CAMPOS (1972, 1977), GARCÍA (1976), BURKLEY (1976), BELLIZZIA y PIMENTEL (1994). A continuación se presenta un resumen de la geología de los Andes venezolanos, en el cual el énfasis se hará en las formaciones precámbricas y paleozoicas, que son las más importantes para tratar de explicar el origen e historia de las rocas granitoides del presente trabajo .

4.2.- ESTRATIGRAFÍA REGIONAL

4.2.1.- PRECÁMBRICO

Las rocas precámbricas que se encuentran en la región de Los Andes, afloran en dos zonas distintas y separadas geográficamente por la hendidura axial de la zona de falla de Boconó. En la zona meridional son conocidas con el nombre de Formación Bella Vista y en la zona central y centro-norte son conocidas con el nombre de Grupo Iglesias (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980).

Definido originalmente por Kündig (1938, en L.E.V., 1997), BELLIZZIA Y PIMENTEL (1994) le dan el nombre de Complejo Iglesias al conjunto de rocas que conforman el basamento del terreno Mérida, y lo dividen en tres asociaciones: Sierra Nevada, Bella Vista y Tostós. De acuerdo con BELLIZZIA Y PIMENTEL (*op.cit.*) la unidad se compone principalmente de esquistos y gneises cuarzo-feldespático-micáceo-granatíferos, ortogneises graníticos y anfibolitas; localmente se encuentran

cuerpos lenticulares de cuarcitas, migmatitas y mármoles, y en el tope de la sección, esquistos pelíticos bien laminados con estaurolita, silimanita y cianita. Asimismo, llaman Asociación Bella Vista al basamento del Bloque Caparo.

4.2.1.1.- ORIGEN DE LA FORMACIONES PRECÁMBRICAS.

SHAGAM (1972) considera que los esquistos y gneises de Sierra Nevada representan areniscas feldespáticas, ortocuarcitas (cuarzoarenitas) y lutitas originales, con cherts y lentes de caliza menores, las cuales sugieren un ambiente de plataforma. Este autor dice, sin embargo, que el gran espesor de sedimentos de esta unidad (5-7 km. como mínimo) sugiere un surco formado por hundimiento lento, en proceso de relleno con depósitos mayormente de aguas someras. De igual modo propone que el espesor estimado de arenisca de grano fino, cherts y lutitas de la facies Tostós/Bella Vista posiblemente representa la continuación del hundimiento del mismo surco o un ciclo más joven.

Por su parte KOVISARS (1972) considera que "las mineralogías y relaciones estratigráficas de las rocas de Sierra Nevada son las de una secuencia sedimentaria metamorfizada" y deduce una fuente primaria ígnea. Este autor postula los sedimentos originales de la Formación Sierra Nevada como "una secuencia espesa y algo monótona de metapelitas y metarenitas intercaladas, interestratificadas con metamargas (?) menores". Este autor interpreta los conjuntos mineralógicos de esta unidad como productos de metamorfismo regional en la facies de la anfíbolita.

Según la edición electrónica del L.E.V. (1997; <http://www.pdv.com/lexico>), el conjunto litológico de la Asociación Bella Vista, que consiste de esquistos sericíticos y cloríticos, pizarras, filitas y lutitas filíticas y esquistos argiláceos, posiblemente representa la sedimentación de clásticos silíceos gruesos y argiláceos en ambiente de plataforma. BELLIZZIA Y PIMENTEL (1994) indican que localmente se presentan bandas irregulares de anfíbolitas y volúmenes menores de basaltos oliviníferos, bajo la forma de diques o sills, que representarían una actividad volcánica fisural en la Asociación Bella Vista. Según estos autores, el protolito del Complejo Iglesias, considerado mayormente de origen sedimentario, es en parte de origen magmático, de acuerdo a las características petrológicas, geoquímicas y magmáticas.

BURKLEY (1976) señala que las facies Sierra Nevada y Bella Vista fueron depositadas en un intervalo entre 1400 Ma y 600 Ma, posiblemente de manera simultánea y compartiendo, al menos en parte, la misma área fuente. Ambas unidades fueron intrusionadas por granitos (Valera en Sierra Nevada y Pedraza en Bella Vista) hace alrededor de 600 Ma, sufriendo metamorfismo regional antes del Ordovícico Medio; sin embargo, no se sabe si el metamorfismo de ambas facies fue simultáneo o si éstas habían sido metamorfizadas anteriormente. Por su parte BELLIZZIA y PIMENTEL (1994) indican una edad de 465 Ma para los augengneises de Puente Real, pertenecientes a la Formación Sierra Nevada y una edad de 400 Ma para los esquistos de esta formación en la región de Chacantá.

4.2.2.- PALEOZOICO TEMPRANO

Los afloramientos del Paleozoico Temprano se encuentran en el flanco sudeste de Los Andes, en la región de Caparo (estados Mérida y Barinas) y están representados por las formaciones Caparo y El Horno. Estas unidades forman parte del Bloque Caparo definido por BELLIZZIA y PIMENTEL (1994).

Las formaciones Caparo y El Horno consisten de rocas sedimentarias depositadas en una zona de plataforma. Durante la depositación de Caparo esta plataforma estuvo caracterizada por una alternancia de facies litorales y de mar abierto, mientras que durante la depositación de El Horno ocurrió fuerte subsidencia y corrientes de turbidez en la parte distal de la plataforma (PIMENTEL *et al.*, 1992).

La Formación Caparo suprayace discordantemente a la Asociación Bella Vista. Según PIMENTEL *et al.* (*op. cit.*) las relaciones de esta unidad con las demás formaciones, son de carácter tectónico. Esta unidad se caracteriza por una litología de limolitas y areniscas con intercalaciones de conglomerados, lutitas y calizas, y algunos niveles calcáreos y carbonáceos cuyo contenido fosilífero, especialmente rico en graptolites, permite ubicarla en el Ordovícico Medio (Caradociense).

Suprayacente a Caparo, en probable discordancia regional e hiatus, se encuentra la Formación El Horno. La litología de esta unidad consiste de una porción basal compuesta principalmente por areniscas y conglomerados, seguidas por

lodolitas y limolitas micáceas, intercaladas con areniscas de grano fino. A veces el material fosilífero está representado por limolitas silíceas, calcáreas, calizas silíceas bioclásticas, que se intercalan con areniscas macizas y areniscas arcillosas de grano fino y algunos niveles conglomeráticos. En varios lugares se encuentran rocas volcánicas meteorizadas que posiblemente representan diques básicos que cortan la secuencia. (BELLIZZIA y PIMENTEL, 1994). La fauna de esta unidad permite asignarle una edad Silúrico Temprano-Tardío.

4.2.3.- PALEOZOICO TARDÍO

La secuencia del Paleozoico Tardío en Los Andes venezolanos consiste de rocas metamórficas y sedimentarias, depositadas en ambientes de profundidad variable. Diferentes autores se han referido a la complejidad estratigráfica del Paleozoico de Los Andes venezolanos.

4.2.3.1.- PALEOZOICO TARDÍO METAMORFIZADO

La secuencia metamorfizada está representada por las formaciones Mucuchachí, Tostós, Cerro Azul, El Águila, Los Torres y Río Momboy, unidades estas que forman parte del Terreno Mérida definido por BELLIZZIA y PIMENTEL (1994). Actualmente se proponen correlaciones entre las unidades mencionadas anteriormente. De acuerdo con BELLIZZIA y PIMENTEL (*op. cit.*) el conjunto presenta un metamorfismo regional variable entre los esquistos verdes y la anfibolita estaurólítica y es frecuente en las metapelitas la presencia de andalucita, cianita y silimanita. Diferentes autores (GARCÍA, 1976; KOVISARS, 1972; RAMÍREZ *et al.*, 1972) establecieron condiciones de metamorfismo para estas formaciones. Las formaciones Los Torres y Río Momboy sufrieron metamorfismo en las facies de los esquistos verdes y de la anfibolita, la Formación Tostós en la facies de los esquistos verdes; las formaciones Mucuchachí y Cerro Azul en la zona de la clorita de la facies de los esquistos verdes.

La Formación Mucuchachí está constituida por una secuencia monótona de pizarras y pizarras limosas, con intercalaciones de metareniscas y localmente metaconglomerados, mármoles, metachert y rocas metavolcánicas, asociadas

localmente a mineralizaciones de Zn, Cu, Pb y Ag (BELLIZZIA y PIMENTEL, 1994; L.E.V., 1997 (<http://www.pdv.com/lexico>)). En la región de Timotes, RAMÍREZ *et al.* (1972) las rocas más típicas dentro de esta unidad son las filitas y pizarras, que se intercalan con cuarcitas, metareniscas y metalimolitas. La edad de esta unidad ha sido considerada Carbonífero o Permo-Carbonífero (SHELL & CREOLE, 1964; BELLIZZIA & PIMENTEL, 1994), con base en su contenido paleontológico. Marechal, 1983 (cit. en BELLIZZIA & PIMENTEL, 1994), da una edad de 289 ± 10 Ma para una metapelita. TEGGIN *et al.* (1985), por otra parte, sugieren una edad de entre 450 Ma y 500 Ma para al menos una parte de las rocas de Mucuchachí en la región de Bailadores.

La Formación Tostós constituye una secuencia de pizarras, filitas, esquistos, gneises de grano fino, rocas silíceas masivas y anfibolitas (L.E.V. (1997; <http://www.pdv.com/lexico>)). De acuerdo con BELLIZZIA y PIMENTEL (*op. cit.*), se encuentran esquistos, filitas, anfibolitas y metaconglomerados. De acuerdo a una datación K-Ar realizada en esquistos por CORDANI *et al.* (1985) la cual da como resultado una edad absoluta de 280 ± 9 Ma, la edad de esta unidad correspondería al Carbonífero Tardío-Pérmico Temprano. BURKLEY (1976) obtuvo una edad de 425 ± 30 Ma para una dacita intrusiva en Tostós.

La Formación Cerro Azul está constituida por filitas y esquistos sericíticos laminados con delgadas intercalaciones de cuarcitas. La edad de la unidad había sido considerada anteriormente Paleozoico Temprano. Sin embargo, BELLIZZIA y PIMENTEL (1994) reportan una edad Rb-Sr de 290 Ma (Carbonífero Tardío).

La Formación El Águila está constituida por tres miembros. El Miembro Cuarcitas de El Gavilán está compuesto por cuarcitas e intercalaciones locales de filita. El Miembro de El Balcón está compuesto por filitas y metalimolitas y es la sub-unidad predominante en la Formación El Águila. El Miembro Calizas de Cebolleta es un mármol silíceo que grada a filitas calcáreas. En zonas cercanas a la falla de Gavilán y la intrusión de El Carmen, se encuentra estaurolita (KOVISARS, 1972). La edad de esta unidad se considera Carbonífero -Pérmico.

Según GARCÍA & CAMPOS (1972) la Formación Los Torres está compuesta por metaconglomerados, esquistos estaurolíticos granatíferos, cuarcitas calcáreas,

filitas, anfibolitas, cuarcitas micáceas y metalimolitas, constituyendo estas últimas la litología predominante. GARCÍA (1976) redefinió completamente la litología de esta unidad la cual, según él esta conformada por esquistos calcáreo-biotíticos, esquistos biotíticos con o sin granate, esquistos biotítico-granatífero-estaurolíticos, esquistos cuarzo-micáceos y metaconglomerados. GARCÍA & CAMPOS (*op. cit.*) consideran a esta unidad de edad Paleozoico Temprano, mientras que GARCÍA (*op. cit.*) la considera de edad Paleozoico Tardío.

La Formación Río Momboy está formada por dos secciones. La sección inferior Mocojón, consiste de filitas biotíticas intercaladas con cuarcitas y la sección superior Mendoza, consiste de calizas cristalinas fosilíferas y filitas, con cantidades menores de cuarcitas laminadas en capas muy delgadas. La fauna de esta unidad permite asignarle una edad Permo-Carbonífero.

4.2.3.1.1.- Paleoambientes de depositación de las unidades del Paleozoico Tardío metamorfizado

BELLIZZIA y PIMENTEL (1994) indican que las asociaciones Tostós y Mucuchachí representan una espesa secuencia de pizarras, filitas y metareniscas que exhibe muchos de los rasgos característicos de turbidita y fueron depositadas en una cuenca angosta y profunda del tipo surco. De acuerdo con el <http://www.pdv.com/lexico>, las rocas de la Formación Tostós fueron acumuladas principalmente en una cuenca larga y relativamente estrecha, en aguas poco profundas, lejos de corrientes activas y de la acción de las olas, en un ambiente fuertemente reductor. Aunque SIFONTES y GARCÍA (1975, citados por GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980) y SHAGAM (1969; citado por GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980) reportaron estructuras características de flujos turbidíticos en Mucuchachí, los restos de plantas fósiles encontrados por Pfefferkorn (1977, en <http://www.pdv.com/lexico>) indican ambientes de pantanos y marismas.

CAMPOS (1972, en <http://www.pdv.com/lexico>) considera que la depositación de los sedimentos de la Formación Cerro Azul ocurrió en una ambiente cercano a la plataforma, por debajo del tren de olas.

Según KOVISARS (1972), la erosión y hundimiento de la Formación Sierra Nevada del Precámbrico, favorecieron el desarrollo de una cuenca sedimentaria paralela al rumbo del eje andino actual, en la cual se depositó la Formación El Águila y las unidades equivalentes.

GARCÍA y CAMPOS (1972) proponen que la depositación de la Formación Los Torres ocurrió bajo condiciones euxínicas en un ambiente bastante profundo sin corrientes de fondo, o en una cuenca restringida con acceso limitado al mar. Entre áreas levantadas de Sierra Nevada y Los Torres se desarrollaron canales que fueron invadidos por los mares durante el Paleozoico Tardío, depositándose entonces la sección inferior de la Formación Río Momboy, bajo condiciones similares a las de la depositación de Los Torres. Para el final del ciclo paleozoico se rellenó el canal, depositándose la sección calcárea superior.

4.2.3.2.- PALEOZOICO TARDÍO CON POCO O NINGÚN METAMORFISMO

Según BELLIZZIA y PIMENTEL (1994) el Paleozoico Tardío no metamorfizado, integrado por las formaciones Sabaneta y Palmarito, constituye la cobertura sedimentaria del Bloque Caparo.

La Formación Sabaneta es discordante sobre rocas del Paleozoico Temprano y el Paleozoico Tardío metamorfizado (<http://www.pdv.com/lexico>; CAMPOS, 1977b). La litología de esta unidad se divide en dos miembros. El miembro inferior constituye una secuencia de areniscas gruesas a guijarrosas con cantidades subordinadas de lutitas carbonosas, y el miembro superior consiste en una intercalación de lutitas y limolitas, con la fracción más fina dominando hacia el tope. En las cercanías de Mérida, la formación es una brecha de grandes bloques y peñones de pizarras y cuarcitas (SHELL & CREOLE, 1964). CAMPOS (1977b) señala que asociados a los sedimentos finos se encuentran conglomerados a veces brechoides. BELLIZZIA y PIMENTEL (1994) reportan flujos lávicos locales. En algunas localidades, la unidad exhibe metamorfismo de bajo grado con el desarrollo de pizarras en las capas de grano fino (SHELL & CREOLE, *op. cit.*). La edad de esta formación se considera Carbonífero Tardío-Pérmico Temprano.

La Formación Palmarito es transicional en su base con otras unidades del Paleozoico Tardío, incluida la Formación Sabaneta. La litología de esta unidad se caracteriza por una secuencia de lutitas, limolitas y margas, que gradan hacia arriba a calizas marinas (SHELL & CREOLE, 1964). CAMPOS (1977b) señala la presencia de areniscas conglomeráticas en la región de Calderas. ARNOLD (1966, en <http://www.pdv.com/lexico>) dividió a esta formación en un miembro inferior clástico y un miembro superior de calizas. El miembro inferior comienza con una secuencia arenosa a limosa, con restos de plantas y lechos delgados de carbón; las areniscas se hacen calcáreas hacia arriba y aparecen fósiles marinos; siguen lutitas y lutitas limosas, con algunos lechos de margas arenosas y algunas capas de caliza fosilífera. El miembro superior consiste de calizas duras, a veces cristalinas con delgadas intercalaciones de margas fosilíferas. En algunas regiones se observa metamorfismo de bajo grado (RAMÍREZ *et al.*, 1972; GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980). La fauna encontrada en la unidad, permite asignarle una edad Carbonífero Tardío-Pérmico Medio

4.2.3.2.1.- ORIGEN DE LAS UNIDADES DEL PALEOZOICO TARDÍO CON POCO O NINGÚN METAMORFISMO

La Formación Sabaneta es una formación terrígena de origen continental, caracterizada por marcados cambios de facies y su distribución está asociada a su carácter de depósitos piemontinos en forma de cuña, que se adelgazan rápidamente (<http://www.pdv.com/lexico>). Cerca de las áreas de origen la formación es gruesa, poco deformada y bien preservada; lejos del área tipo es delgada, plegada y localmente imbricada (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980).

De acuerdo con el <http://www.pdv.com/lexico>, las evidencias faunales señalan una transición entre aguas de poca profundidad y salinidad variable, en parte salobres, y aguas más profundas con salinidad marina normal. RAMÍREZ *et al.* (1972) consideran que las abundantes faunas de la unidad indican depositación en un ambiente marino de aguas someras. HOOVER (1976, en GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, *op. cit.*), indica que los sedimentos fueron depositados en una variedad de ambientes marinos de aguas cálidas y someras bajo condiciones de moderada energía. De

acuerdo con GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*(*op. cit.*) la Formación Palmarito, puede considerarse como representante de un ciclo transgresivo general que comienza en el Pérmico y que cubre extensas zonas de la región andina.

4.3.- EL GRANITO DE VALERA-LA PUERTA

El Granito de Valera-La Puerta fue descrito por RAMÍREZ, GARCÍA Y CAMPOS (1972) como un granito cuarzo-feldespático-biotítico-muscovítico, de grano medio a grueso con fenocristales tabulares de feldespatos; es macizo y diaclasado, e intrusivo en Sierra Nevada. Según los autores, el Granito de Valera-La Puerta pasa transicionalmente al sur a los augengneises de Sierra Nevada y al norte está en contacto de falla con la Formación Río Momboy. BURKLEY (1976) obtiene una edad de cristalización de 595 ± 40 Ma en circones por el método U/Pb y señala un origen ígneo para el mismo. Señala este autor que la textura del granito sugiere la sobreimposición de una fábrica metamórfica y aunado a esto, considera a las edades reportadas en la literatura previamente (Bass & Shagam, ; Martín-Bellizzia, 1968; ambos citados por BURKLEY, *op. cit.*) como evidencias de un evento termal.

4.4.- OTROS CUERPOS GRANÍTICOS

A lo largo de la Cordillera de Mérida se encuentran varios cuerpos graníticos de distintas edades.

Además del Granito de Valera los cuerpos con edades neoproterozoicas reportadas (BURKLEY, 1976) son los granitos de Pedraza y de Caparo Superior y el Dique de Isidro. El Granito de Pedraza, con una edad de cristalización de 585 ± 25 Ma, es considerado intrusivo en Bella Vista. El Granito de Caparo Superior tiene una edad inferida de 615 ± 40 Ma. El dique de Isidro es descrito por Burkley (*op. cit.*) como un dique micáceo de pocos metros de ancho, intrusivo en Río Momboy y con una edad de 750 Ma. BURKLEY (1976) considera que este cuerpo tiene componentes radiogénicos heredados.

KOVISARS (1972), describió la Granodiorita de El Carmen, cuya edad fue estimada en 225 ± 25 Ma por BURKLEY (1976) y la Adamelita de La Culata

(KOVISARS, *op. cit.*). BURKLEY (*op. cit.*) considera que este cuerpo tiene la misma edad que la Granodiorita de El Carmen. KOVISARS (1972) describió otros cuerpos graníticos menores (los stocks de Los Nevados, Las Cruces, Los Pañuelos y Portachuelos del Alambre).

El Granito de Timotes fue descrito por Ramírez *et al.* (1972) y su edad, estimada por BURKLEY (1976) en 435 ± 30 Ma.

La Granodiorita de Los Torres y la Granodiorita de Los Mujés (GARCÍA, 1976): situados en el área del Páramo de Los Torres, son dos pequeños cuerpos intrusivos en las formaciones Los Torres y Río Momboy.

USECHE Y FIERRO (1972) describieron varios afloramientos de granitos pertenecientes al Grupo Iglesias, en la región de Pregonero.

Los granitos de Cerro Azul y de Calderas, fueron descritos por CAMPOS, (1977b). Ubicados en la región de Calderas, ambos son intrusivos en la Formación Cerro Azul.

FIERRO (1977) describió los granitos de La Soledad, El Carrizal y Los Granates. BURKLEY (1976) asignó una edad de cristalización de 475 ± 65 al Granito de La Soledad.

CANELÓN Y RAMÍREZ (1977) mencionan la existencia de varios cuerpos plutónicos relativamente pequeños, de composición variable desde granitos hasta dioritas y pegmatitas, todos ellos limitados a las rocas de la Facies Sierra Nevada del Grupo Iglesias.

BURKLEY (1976) hizo análisis radiométricos de cuarenta y tres (43) muestras de rocas de los Andes Centrales de Venezuela incluyendo las localidades de La Puerta y Valera. Este autor reconoce tres o quizás cinco períodos diferentes de actividad ígnea en Los Andes Centrales Venezolanos: un período Precámbrico Tardío (Proterozoico Tardío) hace 600 Ma, al menos un período Ordovícico, un período tentativo Silúrico-Devónico temprano y un período Permo-Triásico. Además, señala que varios plutones andinos contienen material cortical heredado como resultado de anatexis, asimilación de xenolitos, o una combinación de ambos procesos. Este autor proporciona información geocronológica y genética sobre el Granito de Valera en

particular, señalando una edad de cristalización de 595 ± 40 Ma y un origen ígneo para el mismo.

PITCHER (1982) menciona que hacia el E de la Cordillera Central Colombiana hay “una línea paralela de plutones consistente de granitos ligeramente peraluminicos”.

4.5.- GEOLOGÍA ESTRUCTURAL REGIONAL

4.5.1.- GENERALIDADES

En la región de Timotes, RAMÍREZ *et al.* (1972) consideraron que las estructuras más importantes son la zona de falla de Boconó, y las fallas de Tuñame, Río Motatán y Río Momboy, todas paralelas entre sí con rumbo noreste, producidas por compresión regional predominante noroeste-sureste antes del Triásico. Además, los autores antes citados describieron algunas estructuras menores, dentro de cuatro franjas delimitadas por las fallas de Boconó, Tuñame y Río Momboy.

En la región de Valera-Escuque, GARCÍA y CAMPOS (1977b), opinan que las estructuras más resaltantes son un conjunto de fallas orientadas paralelamente a la dirección de la Cordillera, y en menor escala, al noroeste de su área de estudio, una serie de anticlinales y sinclinales en las formaciones del Cretácico y del Terciario. Las fallas son: La Quebrada-La Pedregosa, Loma del Medio-Quebrada Agua Clara, Río Momboy, Río Motatán, Río Buena Vista, La Cienagueta-El Pedregal y Caus-Caraño y la Falla de Las Virtudes. Los pliegues son: Anticlinal de Boscán, Anticlinal de San Rafael del Baño, Secuencia volcada de Isnotú-Vichú y Masas alóctonas.

KOVISARS (1972) identifica en su estudio la zona de falla de Boconó, y la fallas de Gavilán y Las Virtudes, así como otras fallas menores (Falla de Molina, Falla de Los Pañuelos).

4.5.2.- ESTRUCTURAS PRINCIPALES

Las principales estructuras, de las anteriormente nombradas son las zona de fallas de Boconó y Valera y las fallas Gavilán, Las Virtudes, Tuñame, Río Momboy y Río Motatán.

La Zona de Falla de Boconó constituye la estructura activa más importante de Los Andes venezolanos. Esta zona de fallas consiste de una faja de valles y depresiones tectónicas alineadas y otros rasgos alineados, con una anchura de 1 a 5 km, con un rumbo aproximado de N45E y con una longitud de aproximadamente 500 km, entre la Depresión del Táchira y el Mar Caribe. Existen evidencias diversas acerca del carácter rumbo-deslizante dextral de la falla, la cual ha sido estudiada por diferentes autores durante los últimos cuarenta años. La evidencia más resaltante es la existencia de cuencas en tracción, además de el desplazamientos de distintos rasgos geomorfológicos. Sin embargo, se han encontrado evidencias locales de un movimiento normal de la falla (SCHUBERT & VIVAS, 1993). Algunos autores han postulado un desplazamiento principal vertical (perpendicular a la falla) a lo largo de la Falla de Boconó, con un bloque deprimido con respecto al otro (GIEGENGACK et al., 1976; GRAUCH, 1975; SHAGAM, 1972, 1975; todos en SCHUBERT & VIVAS, 1993).

De acuerdo con SCHUBERT & VIVAS (1993) el Sistema de Fallas de Boconó-Morón-El Pilar corta y desplaza el extremo oeste de las montañas del Caribe, y corta transversalmente a la Cordillera de Mérida, por lo cual se considera como una estructura externa a ambas cordilleras y posterior a la formación de ellas y en consecuencia, la edad máxima de este rasgo tectónico es terciaria tardía.

La zona de fallas de Valera fue nombrada por Rod (1956, en SCHUBERT & VIVAS, 1993) en incluida por él en un grupo de fallas complementarias a la zona de fallas de Boconó. Según SOULAS (1985, cit. por SCHUBERT & VIVAS, *op. cit.*), la zona de fallas de Valera tiene una longitud de 220 a 240 km, y puede dividirse en un segmento al norte de Valera, con una orientación N-S y un segmento al sur de Valera, con una orientación N30E. En el segmento norte, la falla de Valera se presenta en forma de pequeñas trazas rectilíneas *en echelon*, formando en algunos casos pequeñas cuencas en tracción. El movimiento de la falla es principalmente rumbo-deslizante sinistral, con una componente vertical.

La falla del Río Momboy, comienza paralela al grano estructural de la cordillera, con dirección noreste y siguiendo el curso del valle del río del mismo nombre, desde la región de Timotes hasta los alrededores de Valera (RAMÍREZ &

CAMPOS, 1977b). Al llegar a la región de Valera-Motatán, la falla se arquea y al alcanzar las estribaciones de la serranía de Trujillo toma un rumbo NNO, donde se conoce como falla de Valera. (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980).

La falla de Tuñame se extiende por aproximadamente 50 km desde Apartaderos (estado Mérida) hasta el noreste de Tuñame (estado Trujillo). El desplazamiento es normal y rumbo deslizante, probablemente dextral (SCHUBERT & VIVAS, *op. cit.*).

En el área de Apartaderos y a lo largo del pie del picacho El Gavilán (páramo Mucuchíes, estado Mérida) se localiza la falla de Gavilán, con un movimiento inverso de ángulo alto y se dirige al noreste a lo largo del valle del río Motatán (KOVISARS, 1972).

Según KOVISARS (*op. cit.*) la falla de Las Virtudes es una falla inversa de ángulo alto, de gran desplazamiento y buzamiento al sur. GARCÍA & CAMPOS (1977b) señalan que el rumbo aproximado de la falla es N60E.

RAMÍREZ & CAMPOS (1977b) señalan que desde la región de Timotes, la falla del río Motatán sigue el curso del río Motatán, pasando luego al sur de Quebrada de Cuevas, desde donde continúa con rumbo noreste hasta el oeste de San Lázaro, estado Trujillo. Estos autores opinan que se trata de una falla normal con buzamiento alto hacia el sureste.

4.6.- HISTORIA GEOLÓGICA

La cordillera de Mérida es un bloque estructural complejo con una historia de deformación múltiple. Según CASE *et al.* (1990) este bloque está caracterizado por un levantamiento vertical Terciario Tardío y un alto nivel de sismicidad. KOHN *et al.* (1984) infieren una edad Neógeno Tardío para la fase más joven de levantamiento de Los Andes. Estos autores sugieren que el levantamiento de Los Andes comprendió primero el levantamiento del margen nor-occidental en el Oligoceno hasta el Mioceno, seguido por el levantamiento del margen sur-oriental en el Mioceno Tardío y por el levantamiento rápido de Los Andes Centrales en el Plio-Pleistoceno. La

secuencia sedimentaria y volcánica del Jurásico (Formación La Quinta) representa un período de “rifting”. Durante el Cretácico prevaleció un régimen de margen pasivo.

Los eventos orogénicos ocurridos en los Andes venezolanos o Andes de Mérida ocurrieron a finales del Precámbrico, en el Paleozoico Temprano-Medio (coincidiendo con la orogénesis Caledoniana), en el lapso Permo-Triásico, finales del Cretácico, Eoceno Tardío y Mio-Plioceno. Las edades isotópicas de las rocas granitoides comprenden eventos de emplazamiento en el Precámbrico Tardío, el Cámbrico Tardío a Ordovícico Temprano, el Devónico y el Pérmico a Triásico Temprano (MARTÍN-BELLIZIA, 1968; BURKLEY, 1976; CORDANI *et al.*, 1985).

CASE *et al.* (1990) señalan que, asumiendo un cratón sudamericano fijo, el levantamiento de los Andes septentrionales probablemente está relacionado con la convergencia relativa hacia el este de la Placa de Nazca, ubicada al oeste y la convergencia relativa hacia el sur de la Placa del Caribe sobre el lado norte del bloque andino septentrional.

Las reconstrucciones paleotectónicas recientes de Burke (1976) y Burke *et al.* (1984) (ambos en MOJICA *et al.*, 1996), entre otros, sugieren que durante el Triásico-Jurásico el extremo noroccidental de Suramérica se encontraba adherido al continente norteamericano, a la altura del Golfo de México. Burke *et al.* (*op. cit.*) asumen la presencia de los llamados Bloques de Chortis y Yucatán, al oeste y noroeste de Colombia. Durante el Triásico-Jurásico se habría iniciado la separación paulatina de dichas masas continentales, a través de una paleodorsal del Caribe.

YORIS & OSTOS (1997) refieren que los terrenos Precámbricos alóctonos iniciaron su adosamiento a Sudamérica durante el Paleozoico Temprano (Orogénesis Caledoniana: 543-385 Ma) y posteriormente ocurrió la sutura del alóctono al Paleozoico Tardío durante la Orogénesis Herciniana (385-245 Ma). La última colisión tuvo su inicio a fines del Mesozoico (Cretácico). Durante el Paleozoico Temprano (Ordovícico-Silúrico) se soldaron terrenos alóctonos del Paleozoico Temprano, representadas en Los Andes de Mérida por rocas graníticas y sedimentarias de edad Ordovícico-Silúrico y metasedimentarias de edad Ordovícico. Como parte de la historia de la agregación del alóctono del Paleozoico

Tardío contra el Paleozoico Temprano (previamente suturado), se reconocen rocas graníticas producto de la subducción por debajo del borde norte de la Placa Suramericana; entre dichas rocas son de mencionar las de la región de El Baúl de edad pérmica y las de edad Carbonífero que se encuentran en el subsuelo de las cuencas Oriental, Barinas-Apure y Maracaibo. Las rocas sedimentarias del cinturón adosado incluyen secuencias de edad Carbonífero y Pérmico tanto en la sierra de Perijá como en Los Andes

BELLIZZIA y PIMENTEL (1994) señalan que el Terreno Mérida, previo a su traslado tectónico, ha podido estar ubicado originalmente en cualquiera de los cinturones hercinianos tales como: Los Apalaches, África o Europa gondwánica; no obstante, en base a las características tectónicas, estratigráficas y magmáticas, consideran que el Bloque Mérida ha debido proceder del Bloque Maya o Yucatán. Señalan además los autores, que los núcleos ígneo-metamórficos de las provincias descritas como Bloque Caparo (autóctono) y Terreno Mérida, fueron estructurados durante las tectogénesis Brasiliana o Panafricana y Herciniana, respectivamente.

4.7.- DEFORMACIÓN EN LA CORDILLERA DE MÉRIDA.

Rod (1986, en SCHUBERT & VIVAS, 1993; p. 223) postuló que la deformación que originó a la Cordillera de Mérida actual comenzó en el Eoceno Tardío, con la formación de un grupo de fallas rumbo-deslizantes conjugadas, y un campo de esfuerzo horizontal principal orientado en dirección oeste-noroeste. Esta dirección de compresión ha sido confirmada por varios autores (Kellog & Bonini, 1982; Scheidegger & Schubert, 1989; Macellari, 1982, 1984; todos en SCHUBERT & VIVAS, *op. cit.*). Macellari (*ibidem*) dedujo este campo de esfuerzos oeste-noroeste en el Táchira y “consideró que actuó entre el Mioceno Tardío y el Plioceno Temprano; posteriormente postuló un esfuerzo orientado francamente del noreste al sureste. Otro análisis de la región (Meier *et al.*, 1987; en SCHUBERT & VIVAS, 1993) llegó a la conclusión que prácticamente toda la deformación andina venezolana es Neógena.

Por todo lo anterior, SCHUBERT & VIVAS (1993) suponen que la tectónica Cuaternaria de la Cordillera de Mérida refleja la tectónica del Terciario Tardío. Esta

tectónica consiste principalmente de levantamientos y hundimientos de bloques corticales (fallamiento normal e inverso) y fallamiento rumbo-deslizante.

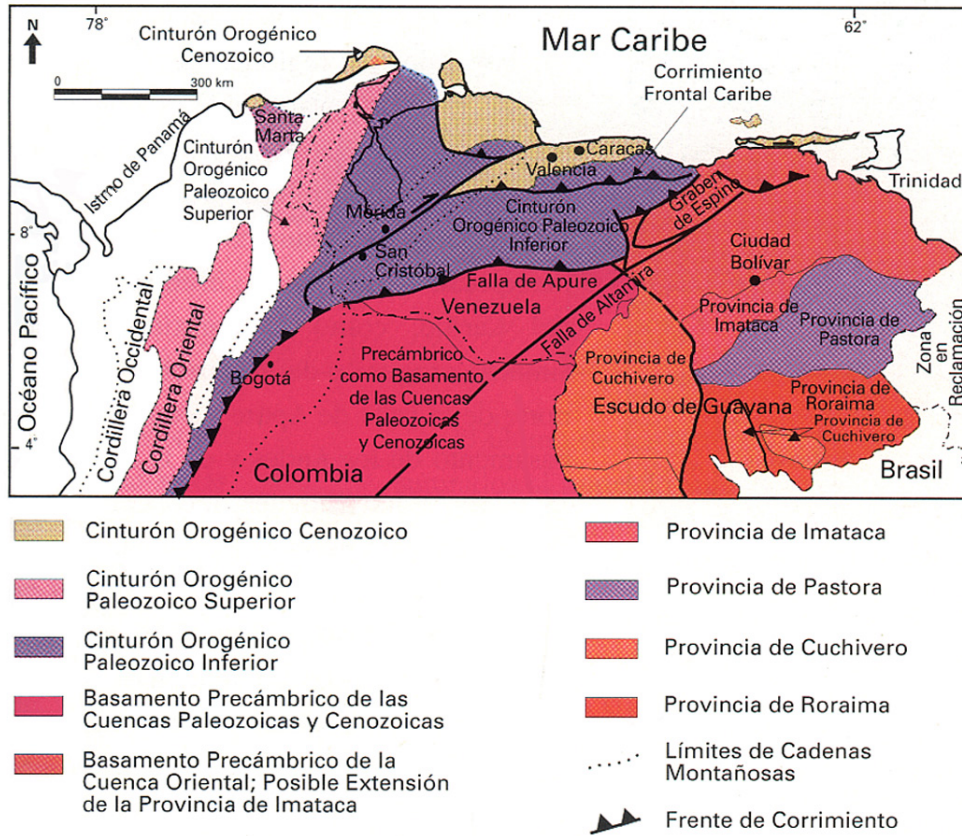


Figura 4.1: Mapa de distribución de terrenos alóctonos en el Norte de Sudamérica en los cuales hay rocas precámbricas (tomado de Yoris & Ostos, 1997)

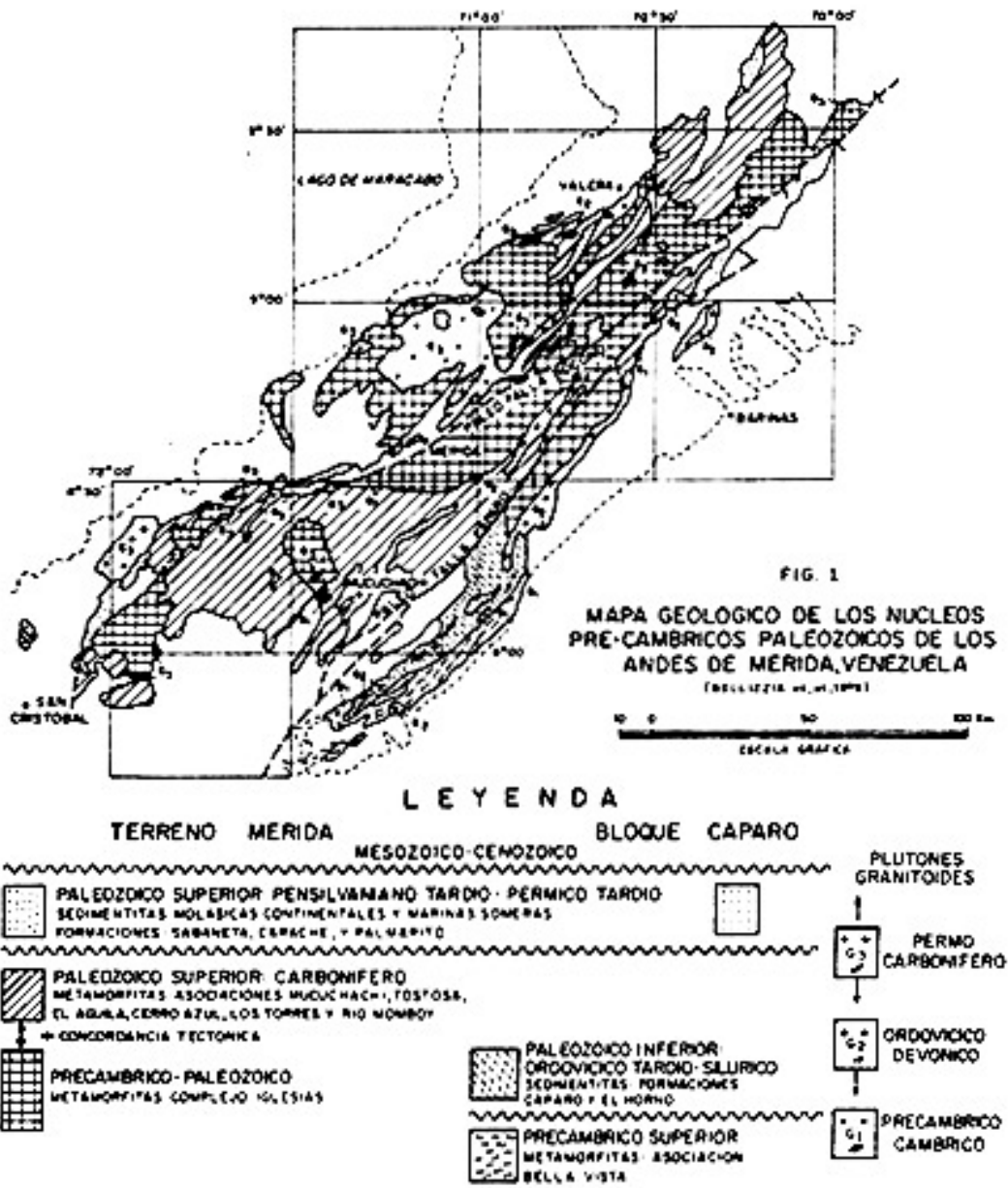


Figura 4.2: Mapa geológico de los núcleos Precámbricos y Paleozoicos de Los Andes de Mérida, Venezuela (Tomado de BELLIZIA y PIMENTEL, 1994)

CAPÍTULO V

GEOLOGÍA LOCAL

5.1.- INTRODUCCIÓN

El cuerpo ígneo conocido como Granito de Valera-La Puerta, aflora en una franja que va desde las cercanías de Valera hacia La Puerta y se prolonga hasta La Lagunita, estado Trujillo. Considerado como intrusivo en las rocas de la Formación Sierra Nevada (KOVISARS, 1972; RAMÍREZ, GARCÍA Y CAMPOS, 1972; BURKLEY, 1976). RAMÍREZ *et al.* (1972) dicen de este cuerpo que pasa transicionalmente al sur a los augengneises de Sierra Nevada.

En la zona abarcada por este estudio, no se observaron contactos intrusivos entre el cuerpo granítico y la roca caja. Sin embargo, se observaron variaciones laterales importantes, tanto petrológicas como texturales.

Las rocas asociadas –de edad Paleozoico- son meta-sedimentarias, en las facies de los esquistos verdes y la anfíbolita, de composición pelítica.

5.2.- UNIDADES LITOLÓGICAS

Con base en las características petrográficas y texturales observadas tanto en el campo como en el laboratorio, en la zona en estudio se definieron dos unidades litológicas principales. Estas unidades, fueron a su vez subdivididas, de acuerdo con los tipos litológicos presentes. Entre las variaciones texturales encontradas en el campo se observan, p.e., “esquistos” o “gneises esquistosos” que suelen constituir franjas más foliadas dentro de los macizos rocosos, y que aparentemente son productos de deformación por fallas. Las variaciones hacia estos tipos gnéisicos o esquistosos, se suceden en pocos metros. Se observa una especie de vetas que parecen zonas de cataclasis o milonitización.

5.2.1.- Unidad de Metagranitoides (Umg)

5.2.1.1.- Metamonzogranitos (*mmg*) (80%)

5.2.1.2.- Metagranodioritas (*mgd*) (3%)

5.2.2.3.- Metasienita (*ms*) (2%)

5.2.2.4.- Metadiorita (*md*) (<1%)

5.2.2.5.- Metamonzodiorita (*mmd*) (<1%)

5.2.2.- Unidad de Gneises graníticos (*Ugg*)

5.2.2.1.- Gneises monzograníticos (*gm*) (7%)

5.2.2.2.- Gneises tonalíticos (*gt*) (6%)

5.2.1.- UNIDAD DE METAGRANITOIDES (*Umg*)

5.2.1.1.- METAMONZOGRANITOS (*mmg*)

Esta unidad comprende la mayor parte del área en estudio, ocupando un 80% del total. Los afloramientos suelen tener una cubierta de vegetación más o menos densa, y están fracturados y diaclasados (fig.5.1). En general los afloramientos están bastante meteorizados, pudiendo llegar la roca a estar bastante descompuesta.



Figura 5.1: afloramiento de metamonzogranito.

El metamonzogranito es una roca microclínico-cuarzo-plagioclásico-biotítico-moscovítica. La roca es más o menos foliada, con textura blastopoiquilitica. El grado de foliación varía, siendo ésta más marcada en la porción este del área. Así mismo, se observan variaciones laterales en la cantidad de fenocristales.

En superficie fresca, la roca presenta color blanco a gris claro; localmente (extremo NE del área), la coloración del feldespato potásico es rosada a rojiza, lo que

le imparte un color rosado al granito (fig. 5.2). La meteorización se da en tonos amarillentos.



Figura 5.2: detalle de metamonzogranito con megacristales rosados de feldespto potásico

La mineralogía de la unidad consiste de cuarzo (27%), plagioclasa (26%), feldespatos potásico (30%), biotita (6%) y moscovita (3,5%), con cantidades trazas de apatito, circón, opacos y, más raramente, turmalina. También se encuentran silimanita y granate, probablemente metamórficos. Los minerales de alteración son clorita (1,5%), epidoto, esfena, leucóxeno, sericita y arcillas finas, calcita. El intercrecimiento mirmekítico es un elemento petrográfico importante y promedia un 3%. La figura 5.3, muestra fotomicrografías de muestras de monzogranito.

Las evidencias de deformación y otros procesos secundarios, observadas a nivel microscópico, consisten de fracturas conjugadas, plegamiento de micas, fracturas rellenas de calcita o clorita, maclado secundario.

Se encuentran inyecciones pegmatíticas de cuarzo y moscovita, así como de feldespatos. También se encuentran enclaves microgranitoides ovoides, cuyas dimensiones están alrededor de 90x40 mm. En términos de geoquímica, las

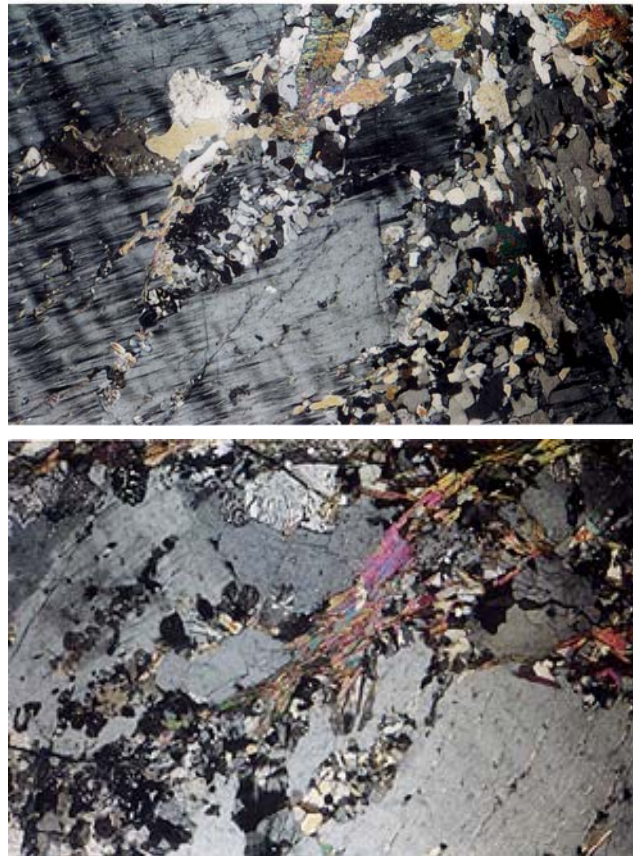


Figura 5.3: fotomicrografías de monzogranito mostrando un pórfidoclasto de feldespato potásico, mirmekita y micas (longitud de eje menor: 3,6 mm)

características más resaltantes de esta unidad son $\sim 70,4\% \text{SiO}_2$, índice de saturación de alúmina (ASI) $\sim 1,22$ y corindón normativo (Co) $> 2,5$. En cuanto a su discriminación tectónica, los monzogranitos caen, en general, en los campos sincolisionales.

5.2.1.2.- METAGRANODIORITAS (mgd)

Esta unidad se divide en dos porciones distintas del área en estudio, correspondientes a dos fases diferentes, ocupando un 3% del área total estudiada.

Al NW de la zona en estudio, se encuentra una fase más oscura que se llamó en el campo “granito negro” y que aquí se denominará *fase oscura*; en SE del área estudiada hay una fase más clara y de grano un poco más grueso, que aquí se denominará *fase clara*.

Las *fase oscura* tiene una exposición de unos 250 m, en un afloramiento fracturado y cizallado y cubierto de vegetación baja y arbustiva. La metagranodiorita oscura es una roca plagioclásico-cuarzo-biotítico-moscovítica-microclínica. La roca presenta textura equigranular hipidiomórfica y grano fino a medio (1-2 mm) Es una roca de color gris muy oscuro, que meteoriza a tonos pardo amarillentos.

Mineralógicamente, esta fase se compone de cuarzo (~28%), plagioclasa (~31%), feldespato potásico (~4%), biotita (~15%), moscovita (~5%), epidoto (~1,7%) -posiblemente magmático- y cantidades traza de apatito (0,6%), circón, turmalina, esfena, óxi-hidróxidos y alanita. Como minerales de alteración se encuentran epidoto y esfena microgranulares, clorita y calcita en pequeñas cantidades, así como sericita. Se encuentra hasta ~10% de mirmekita. Se observa zonación concéntrica en las plagioclasas. Una peculiaridad de esta granodiorita oscura, la representa la coloración de los silicatos que contienen hierro y/o titanio, tales como biotita, epidoto y esfena. Los ejemplares de epidoto encontrados suelen estar coloreados en grado variable dentro de una misma muestra, y la zonación es frecuente. Por su parte, la esfena muestra un pleocroísmo suave, pero evidente. Ambos minerales alcanzan un buen desarrollo y frecuentemente son euhédricos y a veces hasta presentan maclas. La biotita muestra pleocroísmo en tonos pardo verdosos. Este conjunto mineralógico exhibe características que lo distinguen del resto de las rocas del área estudiada. Las características de deformación encontradas incluyen la extinción ondulatoria de micas y fracturas en grano y roca, así como maclado secundario en plagioclasa. Las figuras 6.5(b) y 6.15 a 6.18 muestran la mineralogía característica de la fase oscura de la metagranodiorita.

En esta sub-unidad se encuentra una segregación “tonalítica”, en la cual, a una escala centimétrica, se encuentran un nivel muy cuarzoso, con micas y turmalina, que va pasando a una zona más rica en micas y minerales opacos, y de ahí a un horizonte compuesto mayoritariamente por plagioclasa mirmekítica y micas. La turmalina se encuentra distribuida en todos los niveles y los óxidos superan el 1%. Estos cambios texturales son visibles en muestra de mano. Las figuras 5.4 y 6.7(b), 6.13, 6.14 corresponden a esta segregación.

Se encuentran inyecciones pegmatíticas de cuarzo o feldespatos potásico, de hasta 40 cm de espesor. En estas inyecciones, el color del feldespato varía entre rosado y blanco.

El análisis geoquímico realizado en una muestra de esta unidad, arroja varios nombres diferentes según el esquema de clasificación utilizado (monzonita cuarcífera, granodiorita-cuarzodiorita, sienodiorita).

La fase clara consiste en una roca cuarzo-plagioclásico-biotítico-microclínico-moscovítica de grano medio, con textura blastoporfídica y ligeramente orientada, con foliación variable lateralmente. La roca presenta un color fresco blanco-grisáceo verdoso y meteoriza a gris-pardo verdoso. Los fenocristales son poiquilíticos y alcanzan los 60 mm. El tamaño de grano promedio es de 2mm. También se encuentran “libritos” de mica subhédricos de varios centímetros. La fase clara aflora como un macizo diaclasado, muy meteorizado y con vegetación abundante.

Mineralógicamente, la *fase clara* se compone de cuarzo (~40%), plagioclasa (~27%), feldespato potásico (7,5%), biotita (~13%), moscovita (5,6%) y cantidades traza de apatito, circón, epidoto “radioactivo” y opacos. Como minerales de alteración se encuentran trazas de epidoto, clorita y sericita (~1%). La plagioclasa mirmekítica alcanza cerca del 2%. Se observa pertita en láminas. Las evidencias de deformación encontradas en sección fina incluyen fracturas, maclado secundario, flexión de micas y extinción ondulatoria. En las figuras 6.7 (c) y (d) se observa una vista de la fase clara de la metagranodiorita.

Las diferencias de mineralogía –particularmente en lo comentado arriba acerca de los colores de la esfena, el epidoto y la biotita- entre las dos fases de esta unidad, sugieren diferencias en las condiciones redox o quizá contribuciones de fuentes un poco diferentes, puesto que la mineralogía de la fase clara presenta características más acordes con los granitoides tipo-S y la fase oscura con los granitoides tipo-I. (ver apéndice E). Sin embargo, por una lado, la presencia de turmalina es una característica que se corresponde mejor con granitoides de tipo-S y, por otro lado, los diagramas geoquímicos de las muestras estudiadas parece indicar que la metagranodiorita oscura es cogenética con las demás rocas del área.

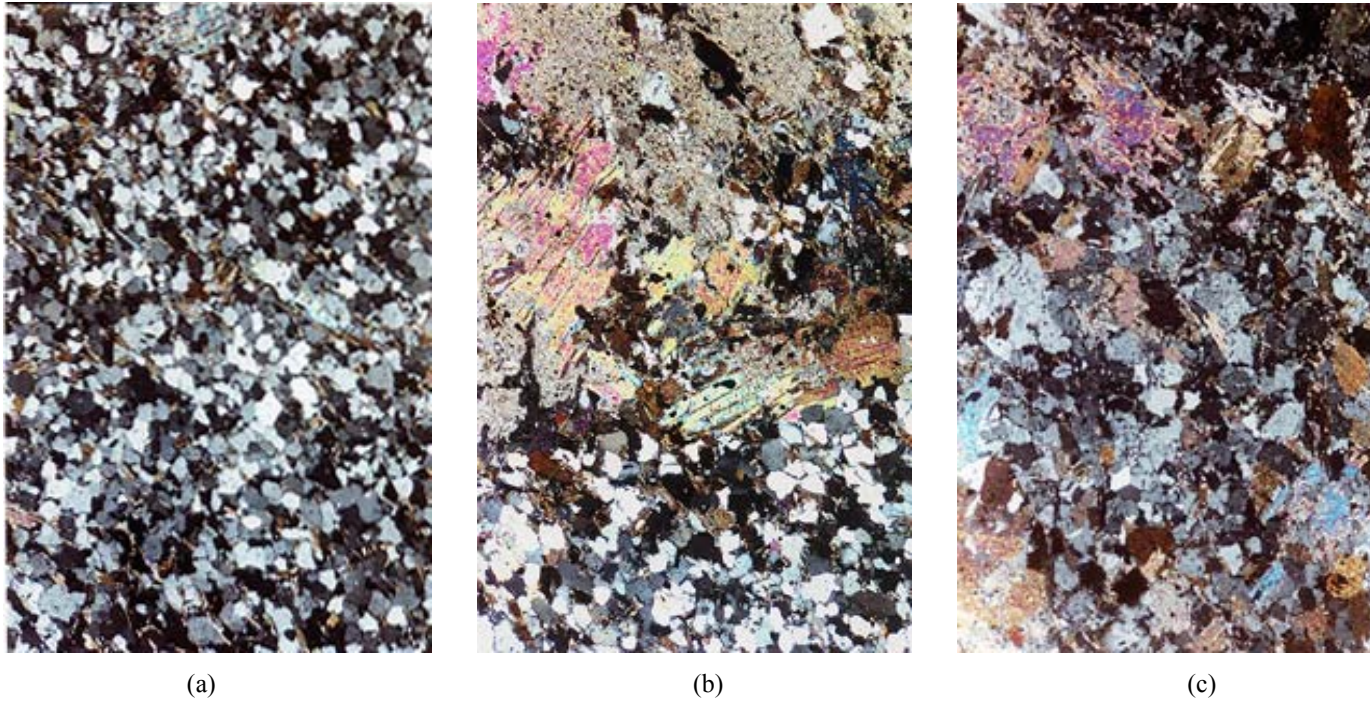


Figura 5.4: tres vistas de la segregación (TV-156) en metagranodiorita. Nótese la variación en el contenido de cuarzo y micas. (longitud eje menor: 3,6 mm en (a), (b) y (c))

5.2.1.3.- METASIENITA (*ms*)

Esta unidad aflora en el NE del área, ocupando cerca del 2% del total. Es una roca microclínico-cuarzo-plagioclásico-micácea. La metasienita es una roca de gramo medio a grueso y textura blastoporfídica. Los fenocristales alcanzan los 80 mm y tienen inclusiones de biotita. El color fresco de la roca es rosado salmón a blanco, respondiendo a variaciones propias del color del feldespato potásico; la meteorización produce un color pardo amarillento. La textura de la roca varía en cuanto al grado de foliación.

La mineralogía de la unidad consiste de cuarzo (9%), plagioclasa (7,6%), feldespato potásico (71,75 %), moscovita (~3%), biotita (~2%), cantidades traza de circón, apatito e ilmenita y minerales de alteración tales como esfena, leucoxeno y epidoto microgranulares, además de clorita y calcita. El intercrecimiento mirmekítico tiene un valor promedio de cerca del 1%. El feldespato potásico muestra intercrecimientos perfiticos en forma de pequeños parches. Al microscopio se observan evidencias de deformación, tales como fracturas conjugadas, flexión de micas y maclado secundario; como evidencias de recristalización encuentran mosaicos poligonales. Un detalle de los mosaicos de cuarzo se observa en la figura 6.1.

Se encuentran inyecciones pegmatíticas de cuarzo + moscovita, cizalladas, y segregaciones de turmalina + cuarzo, también cizalladas. También se encuentran inyecciones cuarzo-feldespáticas.

5.2.1.4.- METADIORITA (*md*)

Ubicada en el cuadrante NE del área, aflora en contacto con las unidades de Metamonzogranito y Gneis Tonalítico, ocupando un 3%.

Se trata de una roca plagioclásico-anfibólica-clorítica, de fábrica equigranular hipidiomórfica, con textura más o menos nematoblástica y grano medio (3-4 mm). La roca presenta un color blanco grisáceo en superficie fresca y meteoriza en crema con tintes amarillentos y parduzcos. Se encuentran fracturas rellenas de lo que al microscopio parece prehnita.

A nivel microscópico, es notoria la alteración de la plagioclasa para formar saussurita (mezcla de epidoto microgranular y arcillas) y de la biotita para formar clorita en asociación con epidoto y esfena microgranulares. Después del anfíbol, el mineral máfico más importante es la clorita, producto de alteración de la biotita, de la cual quedan escasos remanentes.

La mineralogía de este litotipo consiste de: plagioclasa (85% del cual ~el 61% está alterada), actinolita (5,5%) y clorita (~4%). En conjunto, la moscovita y la biotita no alcanzan el 1%. Las plagioclasas están zonadas. En cuanto a los minerales accesorios, los opacos tienen un 1,25%. Se encuentran también calcita (0,7%), epidoto (1,4%), menos de 1% de prehnita ¿?, así como cantidades traza de circón y quizá monacita, esfena y granate. Las figuras 6.8 (c) y (d), 6.9 y 6.12 muestran la mineralogía característica de esta unidad.

Se observan evidencias de deformación, tales como maclado secundario y extinción ondulatoria y de recristalización, tales como mosaicos poligonales de plagioclasa y de cuarzo.

5.2.1.5.- METAMONZODIORITA (*mmd*)

El litotipo abarca menos del 1% del área comprendida en este estudio y se encuentra en contacto con el metamonzogranito y el gneis monzogranítico. La metamonzodiorita es una roca plagioclásico-microclínico-clorítico-moscovítico-cuarzosa. Es una roca de grano medio, inequigranular, blastoporfídica, con fenocristales poiquilíticos. El tamaño de éstos alcanza los 30 mm. El color es superficie fresca es gris pálido verdoso y el color de meteorización es gris pardo verdoso.

A nivel microscópico, el principal mineral máfico es la clorita, producto de la alteración de biotita. La composición mineralógica consta de plagioclasa (~60%), feldespato potásico (10,6%), clorita (10%), moscovita (3%), cuarzo (2,4%); la biotita aparece como manchas y en cantidades traza, por lo que se le considera un remanente de cloritización. Los minerales accesorios incluyen cantidades traza de apatito (poco menos de 1%), circón y “epidoto radioactivo”. La roca se muestra muy alterada, lo cual se evidencia en la abundancia la calcita (9%) y la asociación de clorita con

epidoto microgranular y esfena-leucoxeno microgranulares (cerca de 2%). Se observa maclado secundario, fracturas y flujo cataclástico como evidencias de deformación. La figura 5.5 es una fotomicrografía de metamonzodiorita.

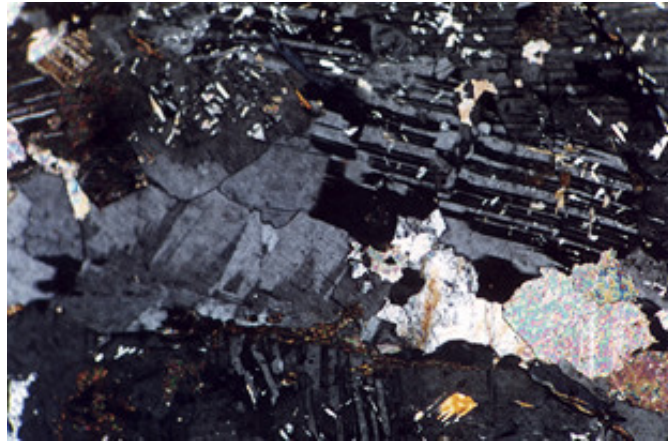


Figura 5.5: fotomicrografía de metamonzodiorita mostrando maclado secundario en plagioclasa (eje menor = 0,9 mm)

5.2.2.- UNIDAD DE GNEISES GRANÍTCOS (Ugg)

5.2.2.1.- GNEIS MONZOGRANÍTCO (gmg)

Esta unidad ocupa cerca del 6% del área estudiada y está ubicada en el extremo SE de la misma, siendo atravesada por la falla de Motatán. Los afloramientos muestran fuerte fracturamiento y cizallamiento. Éstos se caracterizan por una cobertura vegetal más o menos abundante, compuesta por gramíneas, ágaves y arbustos y por estar muy meteorizados. El gneis monzogranítico es una roca cuarzo-plagioclásico-feldespático-biotítica-moscovítica, cuyo color en superficie fresca varía entre gris claro y gris medio; los colores de meteorización son pardos, grisáceos y amarillentos. La roca es de grano medio, foliada y blastoporfídica, con variaciones locales en la foliación, debido, aparentemente, a variaciones en el contenido de micas. Las variaciones laterales de textura son la norma.

La mineralogía de esta unidad se caracteriza por cuarzo (23%), plagioclasa (27%), feldespato potásico (30%), biotita (8%), moscovita (4,5%). Se encuentran cantidades trazas de circón, silimanita, minerales opacos, “epidoto radioactivo” y como productos de alteración, clorita, esfena, sericita y arcillas finas y epidoto en

cantidades importantes (1,4%). La mirmekita alcanza un 3,25%. Se encuentra pertita en parches y láminas delgadas. La figura 5.6 muestra una vista general de monzogranito en sección fina.

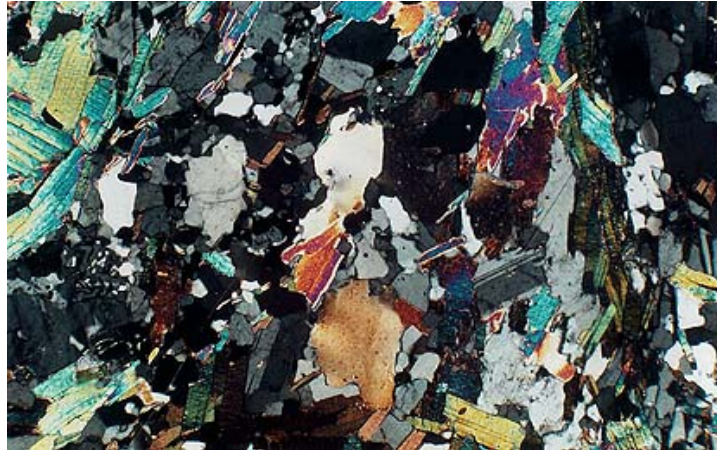


Figura 5.6: vista general de gneis monzogranítico. La moscovita se muestra tanto en “libritos” como en forma de escamas de clivaje (eje menor = 2,26 mm)

Se encuentran venas de cuarzo. Algunas diaclasas están rellenas. Puntualmente, la roca parece una protomilonita. Los efectos de deformación son reconocibles tanto a escala mesoscópica como a escala microscópica. La microbrecha con flujos cataclásticos es una característica de esta unidad, y consiste en granos angulosos en una matriz más fina de material triturado (figura 6.29). La recrystalización se manifiesta en forma de mosaicos poligonales (fig. 6.2).

5.2.2.1.1.- ENCLAVE MICROTÓNALÍTICO

En la unidad de gneis monzogranítico se encontró un enclave microtonalítico, de geometría ovoide y color gris muy oscuro. La mineralogía de este enclave está compuesta por un 19% de cuarzo, 54% de plagioclasa y 22% de biotita, con cantidades traza de moscovita (~0,2%), silimanita y circón. Los accesorios más importantes son el apatito (1,5%) y los minerales opacos (1,25%). Como productos de alteración hay cantidades traza de epidoto y esfena microgranular-leucoxeno. La figuras 5.9 y 5.10 muestran dos vistas del enclave microtonalítico.



Figura 5.7: enclave microtonalítico. La plagioclasa muestra alteración (eje menor = 2,26 mm)

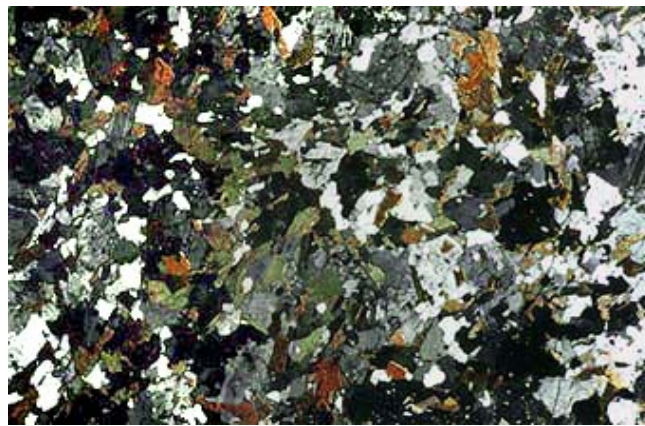


Figura 5.8: Otra vista de enclave microtonalítico. El mineral con color de interferencia verde es biotita (eje menor = 3,6 mm)

5.2.2.2.- GNEIS TONALÍTICO (*gt*)

Este litotipo aflora en dos lugares en el este , ocupando un poco más del 5% de la misma. En el extremo SE del área, la unidad está en contacto con el gneís monzogranítico y se ubica muy cerca de la traza de la falla de Motatán. Los afloramientos se observan muy diaclasados y cizallados y muestran una exposición entre 70 y 110 m (fig. 5.7). Se observa abundante vegetación (gramíneas, ágaves, arbustos, árboles medianos) y la roca está muy meteorizada, a descompuesta.

En superficie fresca, el color de la roca es blanco grisáceo y meteoriza a pardo grisáceo y blanco. La roca es blastoporfidica y foliada, aparentemente protomilonítica. Los fenocristales tienen inclusiones de mica. El gneís tonalítico es una roca plagioclásico-cuarzo-biotítica-moscovítico-microclínica de grano medio.



Figura 5.9: afloramiento de gneis tonalítico

A lo largo del afloramiento se observan variaciones texturales tales como cambios en la cantidad de mica, cambios en el tamaño y cantidad de los fenocristales y bandeamiento, lo cual se traduce en variaciones en la calidad de la foliación. Se encuentran venas de cuarzo.

En cuanto a su mineralogía, la unidad se compone de un 30% de cuarzo, 45% de plagioclasa, feldespato potásico (~2%), biotita (13%), moscovita (~3,5%). Como minerales accesorios se encuentran apatito, silimanita, circón, alanita, “epidoto radioactivo” y minerales opacos (¿magnetita? y cantidades menores de hematita) alcanzando, en conjunto, cerca del 2%. Además se encuentran epidoto y esfena -en parte microgranulares-, clorita (~1%), y sericita-arcillas (2%). La mirmekita alcanza un 2%. El feldespato potásico es perítico. Las figuras 5.8 y 6.6 (c-d) muestran la textura y mineralogía del gneis tonalítico.

La evidencia de deformación encontradas a nivel microscópico incluyen fractura de granos frágiles, plegamiento de micas, maclado secundario en plagioclasas, extinción ondulatoria. Como evidencias de recristalización se encuentran mosaicos poligonales y hasta desarrollo de bandas de tectosilicatos.

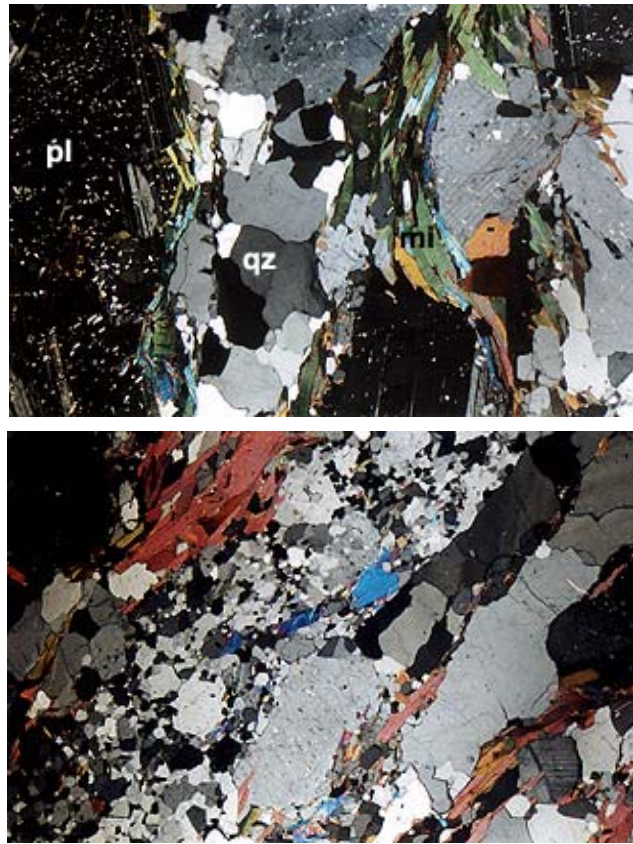


Figura 5.10: fotomicrografía de gneis tonalítico, mostrando la textura gneísica característica. Obsérvese los mosaicos y bandas de cuarzo (eje menor = 3,6 mm en ambas fotomicrografías)

CAPÍTULO VI

PETROGRAFÍA

“One petrographer’s granite might be another’s granodiorite or quartz syenite”

P.Hess (1989)

6.1.- INTRODUCCIÓN

En este capítulo se tratan los resultados del análisis petrográfico modal convencional, realizado a las muestras en secciones finas. Este análisis comprende la descripción de los minerales, las texturas y las micro-estructuras, tanto primarios, como secundarios. Estos elementos serán utilizados posteriormente como base para la clasificación modal de las rocas, el esbozo de su origen e historia de cristalización (petrogénesis) y los procesos secundarios de metamorfismo, alteración y deformación sufridos por dichas rocas.

El análisis por estimación de porcentajes puede llevar a distintos resultados cuando es realizado por distintos petrógrafos. En algunas casos, los megacristales de feldespatos potásicos ocupan todo el campo de la sección fina, lo cual, de no tratarse apropiadamente, podría influir en el nombre final de la roca.

6.2.- MINERALOGÍA MODAL

6.2.1.- CUARZO

En general, el cuarzo se encuentra formando mosaicos o bandas como “agregados” de granos anhédricos (fig. 6.1; 6.6 c-d). Raramente se lo encuentra como granos individuales. En el caso de rocas que presentan evidencia de deformación, los granos individuales son los de mayor tamaño, pero siempre hay otros granos menores adyacentes a éstos. Los bordes de los granos pueden ser irregulares, así como los contactos entre ellos. Los términos “cóncavo-convexo” y “suturado” utilizados comúnmente para describir relaciones entre granos, en rocas clásticas son descriptivos, hasta cierto punto, de las relaciones observadas en el presente trabajo.

Este tipo de relaciones entre granos parece corresponder con la llamada “*textura consertal*” (MACKENZIE *et al*, 1995). Cuando forman mosaicos poligonales, los bordes de los cristales son rectos y en algunos pocos casos pueden ser casi aserrados.

En general se observa extinción ondulatoria en grado variable, en especial en los cristales más grandes. En los cristales que conforman los mosaicos poligonales, generalmente la extinción es completa; las razones de esto se discuten más adelante.

En el presente trabajo se encuentran dos tipos de mosaicos de cuarzo. En el primer tipo, los componentes presentan bordes irregulares; en el segundo tipo los componentes tienen bordes rectos y están en ángulos de 120° C, formando polígonos más o menos regulares.

El tamaño de los granos puede ser tan pequeño como 0.056 mm ó 0.028 mm en zonas de trituración (casos excepcionales) o entre 0.112 mm y 0.18 mm. El tamaño modal varía entre 0.45 mm y casi 1 mm, con los granos mayores de hasta (1.80 x 0.45) mm en bandas o hasta 2.475 mm en granos individuales. Las zonas policristalinas pueden tener 6.4 mm.

Los granos de cuarzo, mineral este que se encuentra en franjas o “parches”, muestran bordes bastante regulares, casi poligonales y forman mosaicos

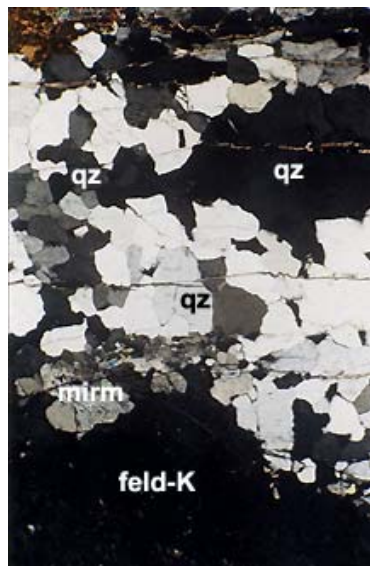


Figura 6.1: cuarzo formando mosaicos irregulares (eje menor fotomicrografía = 2,26 mm) (TV-144; *metasienita*)

6.2.2.- FELDESPATO POTÁSICO

El feldespato potásico en general se presenta en cristales anhédricos a subhédricos y se lo encuentra frecuentemente como fenocristales poiquilíticos cuyo tamaño puede ser de 15 mm ó ser mayor que el campo de la sección fina y en estos casos el resto de los minerales están incluidos en el feldespato potásico. Los bordes, cuando se pueden observar, son regulares, bastante rectos en la dirección más larga. En ocasiones, estos fenocristales se ven interrumpidos por mosaicos, fracturas o mirmekitas intragranulares.

Es frecuente la presencia de intercrecimientos mirmekíticos hacia los bordes de los cristales más grandes de feldespato potásico. Se encuentran intercrecimientos peritéticos a veces en parchecitos, a veces en láminas finas. En algunos casos se observa alteración, con el aspecto de un polvillo pardo-grisáceo compuesto probablemente por minerales de arcilla.

En algunos casos parece que hubiese zonación, la cual se observa como una distribución irregular del maclado en el cristal. Se encuentra maclado simple según la Ley de Carlsbad y maclado polisintético combinado albita-periclina (descrito en lo sucesivo y por comodidad como *maclado enrejado*). A veces el maclado parece estar flexionado. En el aparte *acerca del maclado* se hacen algunas consideraciones especiales respecto a esta característica. En la figura 6.3 se observa dos ejemplos de maclado de microclino.

Son frecuentes los mosaicos poligonales de cristales de feldespato potásico (figura 6.2).

Acerca del maclado:

En el campo, los fenocristales de feldespato fueron descritos como ortosa por presentar maclado según la Ley de Carlsbad y un color rosado debido a inclusiones microscópicas de hematita. Sin embargo, el examen petrográfico de las muestras, reveló las siguientes características: *i*) en la mayoría de los casos, se encuentra maclado enrejado, con grados de desarrollo variables. En los casos en los cuales las maclas están bien desarrolladas, se habla de microclino; *ii*) en algunos casos se observan grandes cristales con maclado según Carlsbad, e incluso combinaciones

carlsbad-enrejado (albita/periclina). Entre éstos, sobretodo en los casos en los cuales se encuentra la combinación, el maclado enrejado no está muy bien desarrollado. El maclado polisintético puede mostrarse como un enrejado de desarrollo variable, en lo que se refiere a los ángulos que forman los elementos de las maclas, así como en la nitidez de las mismas. De esta manera, puede encontrárselo con un aspecto fusiforme y hasta filiforme, prácticamente sin apariencia reticular, o como mallas perfectamente nítidas, con los elementos de macla ortogonales.

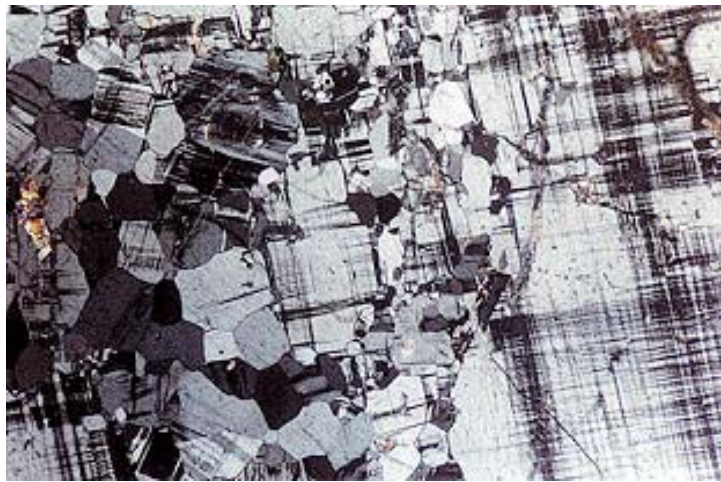


Fig. 6.2: esta fotomicrografía muestra un megacrystal de feldespato potásico y cristales formando un mosaico poligonal. El maclado enrejado puede observarse con claridad en la mayor parte de los cristales (eje menor = 3,6 mm) (TV-003 ; *gneis monzogranítico*)

Sin embargo, a veces el maclado se encuentra distribuido irregularmente en la superficie del cristal, con apariencia de pequeños parches.

6.2.3.- PLAGIOCLASA

Este es uno de los minerales esenciales y está presente en casi la totalidad de las muestras.

En general se la encuentra como cristales subhédricos de hábito alargado o listonado. El clivaje no siempre es visible, pero en ciertos cortes pueden observarse hasta dos direcciones. En general presentan maclado polisintético según las leyes de albita, albita-carlsbad y periclina. Las figuras 6.4 y 6.5 muestran los tipos de maclado

observados en las muestras estudiadas. A veces se observa zonación en forma de parches.

Los tamaños más frecuentes oscilan entre un poco más de 1 mm y 3,74 mm. Se encuentran fenocristales de hasta 7,2 mm x 4,5 mm y los tamaños máximos casi siempre están entre los 4,5 mm y los 6,39 mm. El tamaño mínimo registrado es en un mosaico de plagioclasa compuesto por unidades de 0,168 mm.

En lo que a su composición química se refiere, en algunos casos se logró identificar mediante el método de Michel-Lévy para especímenes con maclado

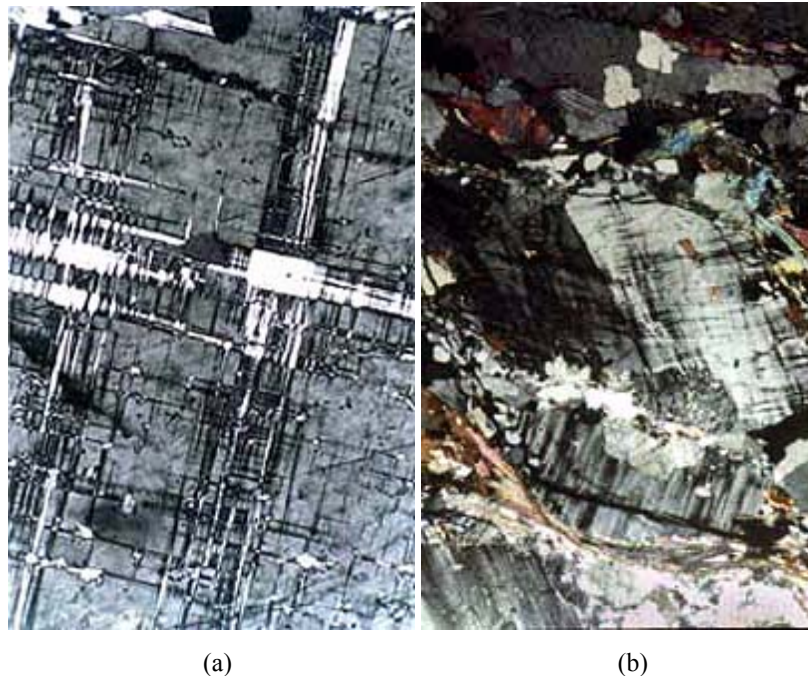


Figura 6.3: a) maclado Albita-periclino (enrejado) bien desarrollado en microclino (TV-001) *gneiss monzogranítico*; b) en el centro de esta fotomicrografía se observa un cristal de feldespato potásico con maclado combinado Carlsbad y Albita-periclino (TV-121; *gneiss monzogranítico*). (eje menor = 0,9 mm (a); 3,6 mm (b))

según la Ley de Albita, y el resultado se encuentra entre oligoclasa y andesina.

Frecuentemente muestra alteración. Los minerales de alteración pueden ser arcillas (probablemente caolinita), sericita o una mezcla de ésta y epidoto microgranular (saussurita). La alteración puede mostrarse dispersa en el grano o localizada –generalmente hacia el centro del grano- e incluso se observa alteración

selectiva en juegos de macla. En varios casos, se encuentran cristales de moscovita creciendo dentro de los cristales de plagioclasa, alineados con una o dos direcciones de clivaje. (ver fig. 6.5 b)

Este mineral muestra evidencias de deformación, en ocasiones muy acusadas. Entre éstas se encuentran el maclado secundario -con flexión e incluso ahusamiento de lamelas de macla- y las microfallas. Incluso se encuentra un caso de lo que parece formación de subgranos (por re-cristalización) (muestra TV-X). Ejemplos de estos efectos en las figuras 6.4 b y 6.27.

6.2.4.- MICAS

En todas las muestras excepto una (TV-158) se encuentran ambas micas. A veces se las encuentra interdigitadas y otras veces parecen tener direcciones ortogonales.

6.2.4.1- BIOTITA

Este mineral se encuentra en la mayoría de las secciones finas, en forma de libritos anhédricos a subhédricos, con bordes más o menos regulares. La distribución de este mineral es en general homogénea, pero varía según se trate de una roca gnéisica o granítica. En el primer caso, forma textura lepidoblástica y por lo tanto se distribuye en bandas discontinuas.

Los tamaños de grano son muy variables, con longitudes entre los 0,36 mm y los 0,8 mm. En varias muestras se observa plegamiento de los “libritos” micáceos y hasta kink-bands.

Los colores de la biotita pueden ser tonos de marrón rojizo o pardo verdoso, siempre con pleocroísmo muy fuerte, entre el amarillo paja pálido y el marrón rojizo o el pardo verdoso y el amarillo pálido, respectivamente. Ocasionalmente se observa zonación composicional. Son frecuentes las inclusiones de circón y quizá monacita y también se encuentran apatito y epidoto. Las figuras 6.6 (a) y (b) son un ejemplo de pleocroísmo e inclusiones en biotita.

6.2.4.2- MOSCOVITA

La moscovita se encuentra en varias formas. Se presenta como “libritos” de diferentes longitudes y espesores, bien cortos y anchos o alargados y finos. A veces los cristales pequeños se encuentran formando agregados. Los tamaños de grano más frecuentes están entre los 0,25 mm y 0,315 mm; los mayores llegan a 4,140 mm x 2,115 mm. La figura 6.7 muestra varios ejemplos de moscovita.

Es frecuente encontrar moscovita secundaria –generalmente como pequeños cristales de sericita- sobre plagioclasas, creciendo paralela a una dirección de clivaje (fig. 6.7 a). El tamaño de la moscovita fina alcanza comúnmente los 0,011 mm y puede ser tan pequeña como 0,002 mm (sericita).

En varias de las muestras analizadas son evidentes rasgos de deformación tales como flexión o plegamiento suave, fractura y extinción ondulatoria.

6.2.5.- CLORITA

Este mineral se encuentra como libritos de bordes irregulares. También pueden encontrarse escamas y hasta formando abanicos (sección fina TV-P1). Los tamaños de grano pueden llegar a los 1,8 mm, siendo el mínimo de 0,14 mm.

El color natural y la intensidad del pleocroísmo son variables. El color puede ser verde amarillento pálido o muy pálido con pleocroísmo a verde pálido o claro, amarillento verdoso a verde amarillento con pleocroísmo débil, o también verde azulada pleocróica hacia verde amarillento pálido. Los colores de interferencia son anómalos, y pueden presentarse como azules grisáceos o azul de Prusia, pardo, vino o gris verdoso, e incluso combinaciones de éstos en un mismo grano. Las escamas son pseudo isótropas y su color de interferencia es casi negro.

Frecuentemente junto con la clorita se encuentran cristales de epidoto y/o esfena microgranulares, dispuestos en general a lo largo de la dirección de clivaje y en algunos casos también hay magnetita. A veces puede haber inclusiones de circón formando halos pleocróicos.

Por otra parte, se tienen las relaciones de este mineral con la biotita, con la cual frecuentemente se encuentra interdigitada, como un producto de alteración de ésta .

Aparte la alternancia de hojas (o capas) que se presenta en los cortes longitudinales, las secciones basales muestran parches de biotita considerada remanente. A veces se interdigita con moscovita. La figura 6.8 muestra buenos ejemplos de clorita, su color natural, su forma y sus diferentes colores de interferencia.

6.2.6.- ANFÍBOL

Este mineral se encontró una sola de las muestras analizadas. Los cristales son prismáticos largos a aciculares, comúnmente formando agregados o haces. Se encuentran algunos cortes basales (de sección rómbica) con dos (2) direcciones de clivaje a aproximadamente 120° , pero lo más frecuente es observar cortes prismáticos con clivaje en una dirección. El tamaño de los cristales está, en promedio, alrededor de los 0.6 mm de longitud y el tamaño máximo es de (1.82 x 0.224)mm. El mineral presenta pleocroísmo según la siguiente fórmula:

Z: verde azulado claro

X: amarillo verdoso pálido

Y: verde amarillento

donde $Z > Y > X$.

Los colores de interferencia van desde grises claros y amarillos del primer orden para los cortes basales, al azul claro del segundo orden (correspondiente a la máxima birrefringencia en la muestra) para los cortes longitudinales. La extinción de los haces es en abanico.

A juzgar por el pleocroísmo y la intensidad de los colores del anfíbol, se trata de actinolita (confer NESSE, 1991), quizá con algún componente sódico (p.e: riebeckita). En la figura 6.9 se observa el pleocroísmo del anfíbol, así como su hábito y forma.

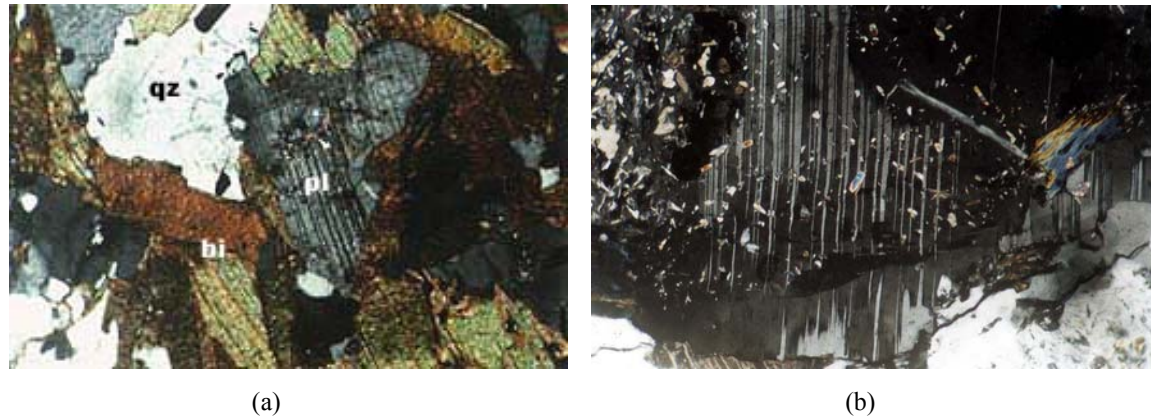


Figura 6.4: a) plagioclasa mostrando maclado según Ley de Periclino. Además, hay biotita y cuarzo en la muestra (*enclave microtonalítico*, TV-019); b) maclado secundario en plagioclasa. Hacia la porción central e inferior se observa que los elementos de macla se acúan (*metamonzodiorita*, TV-X). Ambas vistas bajo polarizadores cruzados (longitud de eje menor: (a) y (b); 0,9mm)

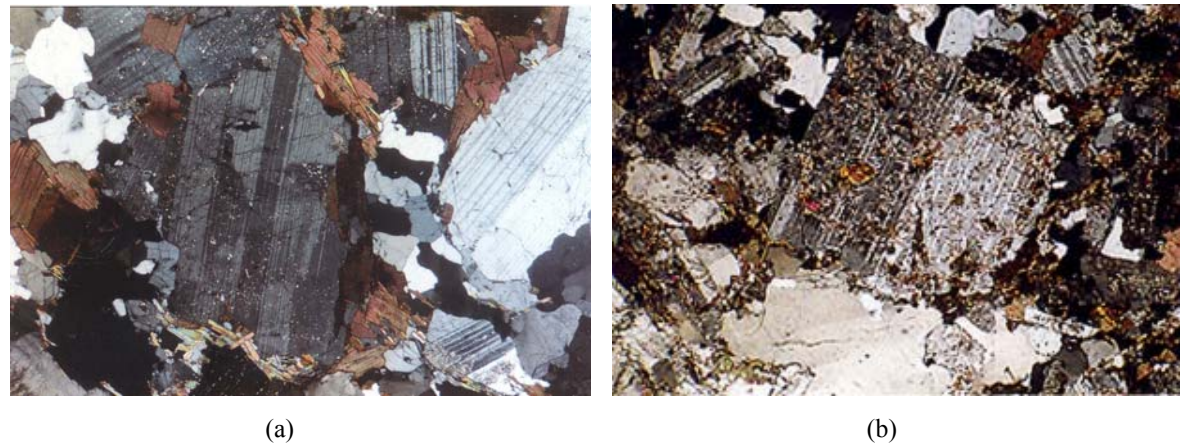


Figura 6.5: en estas fotomicrografías se observan varios cristales de plagioclasa con maclado Carlsbad-Albita. La vista en (a) corresponde a *metamonzogranito* (TV-125) ; (b) corresponde a la *metagranodiorita oscura* (TV-161). Ambas vistas son bajo polarizadores cruzados. (eje menor = 3,6 mm (a); 2,26 mm (b))

6.2.7.- *SILLIMANITA*

Puede encontrarse en agregados de cristales subhédricos aciculares a fibrosos o con hábito prismático largo. Su color natural puede ser ligeramente parduzco cuando forma agregados fibrosos o incoloro. Los colores de interferencia van desde el primer orden al inicio del segundo orden. Los colores de segundo orden se observan sólo en cristales grandes prismáticos. Este mineral generalmente se encuentra asociado con biotita y/o moscovita. En la muestra TV-005 (un gneis tonalítico) se observa extinción ondulatoria en algunos cristales grandes y continuos. Las características descritas se observan en la figura 6.10.

6.2.8.- *MINERALES OPACOS*

La identificación de esta clase suele ser limitada debido a una iluminación inadecuada. Esto es especialmente cierto para el caso de los óxidos dobles magnetita e ilmenita. En este trabajo se les identifica como óxidos, probablemente magnetita y/o ilmenita, aunque la cristalización de uno u otro tiene implicaciones petrogenéticas (condiciones de fO_2). A veces hay leucoxeno, el cual es de más fácil identificación por tener un color blanquecino bajo luz reflejada. Sin embargo, como se mencionó arriba, su identificación inequívoca requiere mejores condiciones de iluminación.

Por otro lado, el leucoxeno se encuentra generalmente asociado a esfena, mineral accesorio bastante frecuente en las rocas estudiadas.

6.2.9.- *GRANATE*

Se lo encuentra en cristales euhédricos a anhédricos, generalmente muy fracturados. Las fracturas están rellenas con clorita. El color del mineral es neutro y su relieve positivo alto, por lo que se considera que es del tipo almandino. A veces los cristales están incompletos y pueden tener los bordes algo redondeados. Se encontró un ejemplar con inclusiones de circón. Ejemplos de granate en las figuras 6.11 y 6.12.

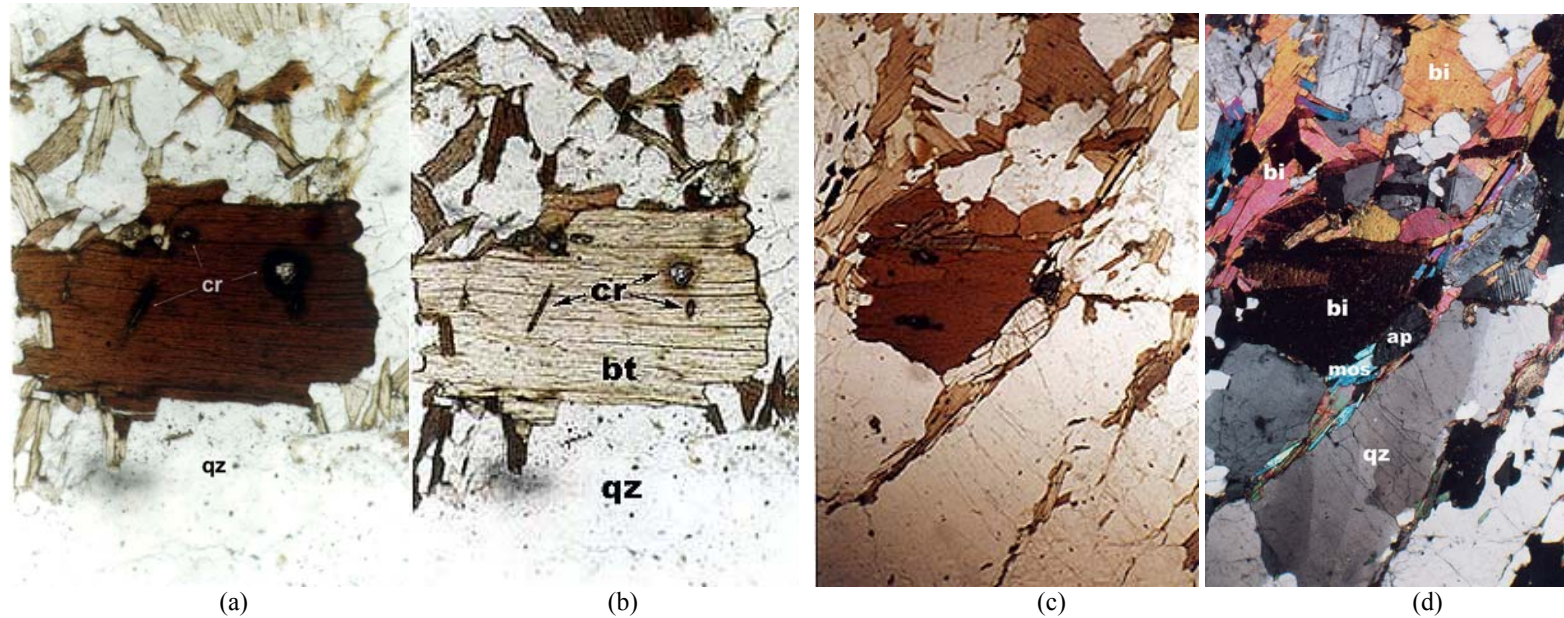


Figura 6.6: en las fotomicrografías (a) y (b) se aprecia el pleocroísmo de la biotita, bajo luz polarizada plana. En (a) se aprecia la presencia de halos pleocróicos alrededor inclusiones de circón (cr). (En (b) el polarizador fue rotado 90°) (TV-010; *metagranodiorita clara*). El cristal en el centro del campo en (c) y (d), es una escama de clivaje prácticamente isótropa con inclusiones de circón, pero también hay libritos de varias dimensiones (TV-005; *gneis tonalítico*). Abreviaturas: bi = biotita, cr = circón, qz = cuarzo, mos = moscovita. (el eje menor en (c) y (d) mide 2,26 mm)

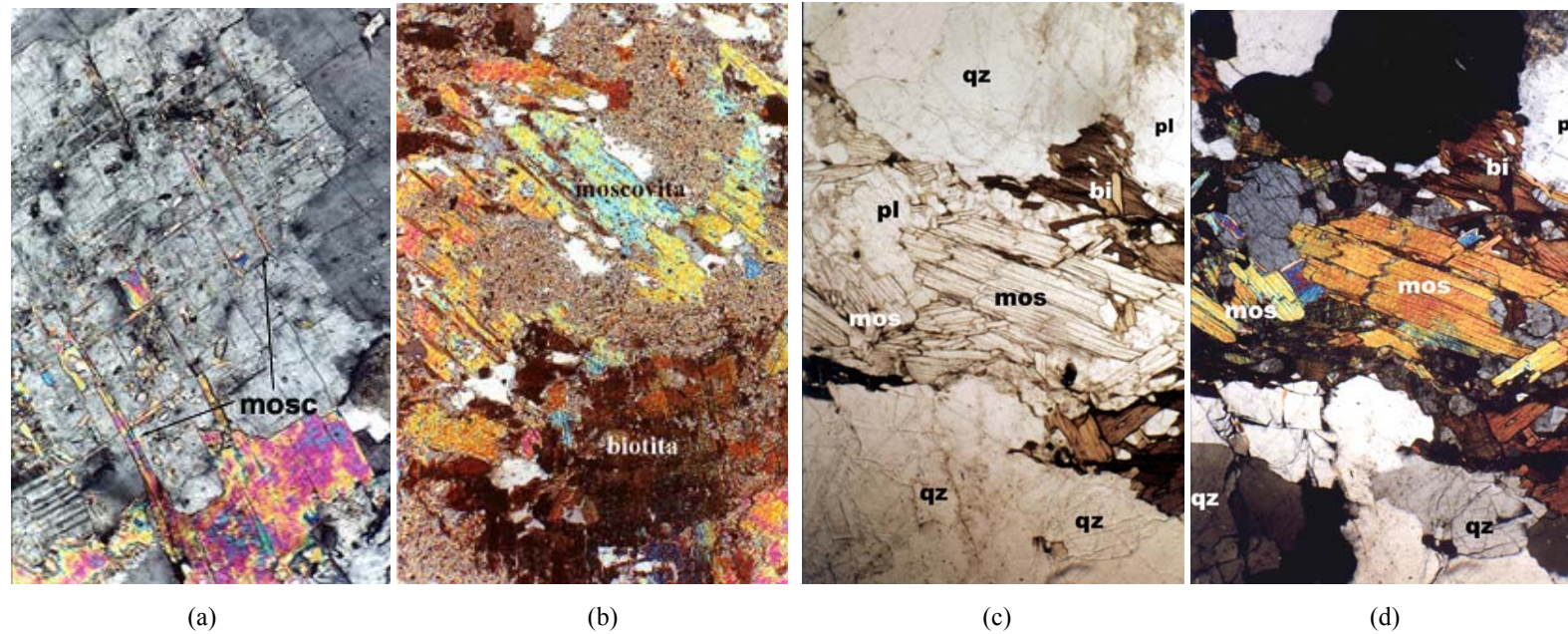


Figura 6.7: a) moscovita creciendo en clivajes de plagioclasa; vista bajo polarizadores cruzados (TV-016; *metamonzogranito*); b) moscovita, biotita y moscovita fina, junto con cuarzo (color de interferencia blanco). La moscovita fina ocupa la mayor parte del campo, con un color parduzco; vista bajo polarizadores cruzados (segregación tonalítica en *metagranodiorita oscura*; TV-156). En (c) y (d) se observa moscovita bien desarrollada, acompañada de cuarzo, plagioclasa y biotita (*metagranodiorita clara*, TV-010)

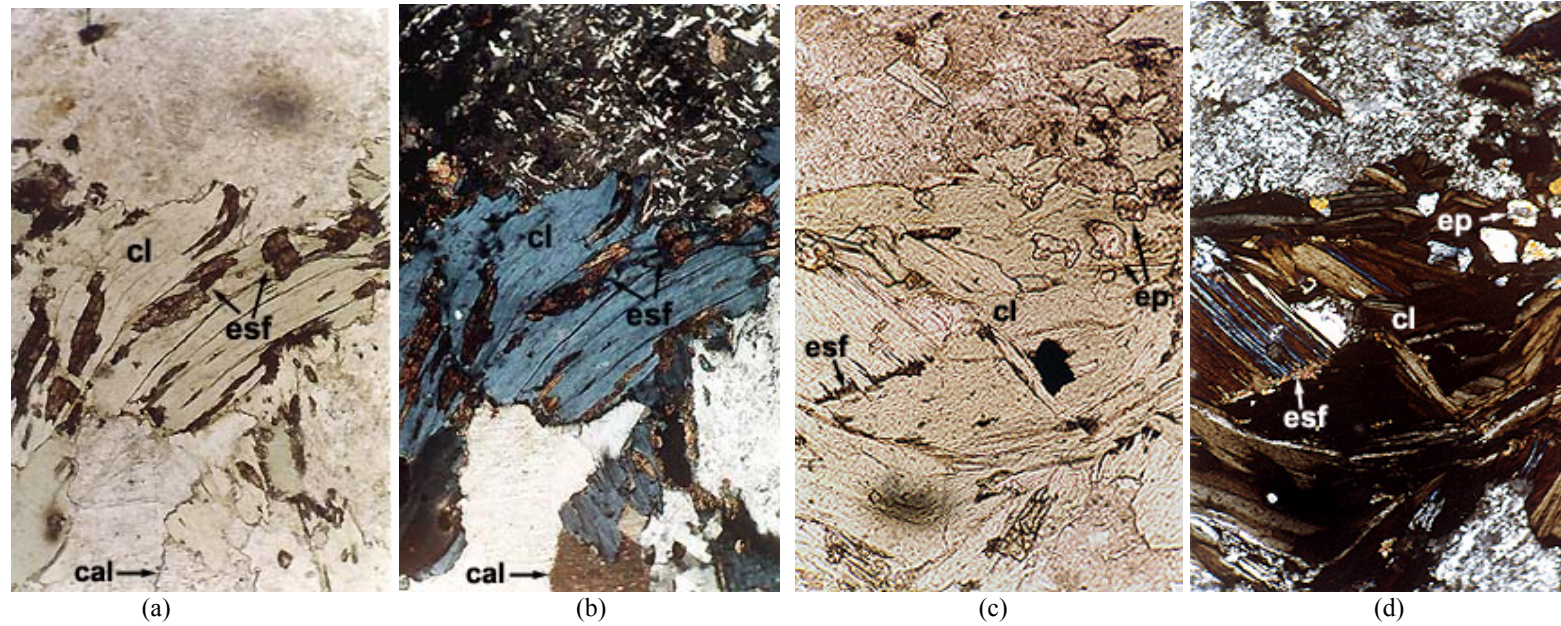


Figura 6.8: en (a) y (b) se muestra una roca muy alterada. Toda la porción central de las fotomicrografías consiste de clorita con inclusiones de esfena -y quizá epidoto- microgranulares. La porción superior consiste de plagioclasa con inclusiones finas de sericita (TV-X; *metamonzodiorita*). En (c) y (d) se observan clorita (cl), minerales del grupo del epidoto -incluyendo epidoto zonado-, así como esfena microgranular (TV-P1; *metadiorita*). Las vistas en (a) y (c) son bajo luz polarizada plana; las vistas en (b) y (d) son bajo polarizadores cruzados.

6.2.10.- TURMALINA

Este mineral se encontró en una muestra (TV-156). De tonos verdes, el pleocroísmo varía según la siguiente fórmula: ω : pardo amarillento, ε : amarillento verdoso muy pálido, y por lo tanto se considera que se trata de la variedad chorlo. Los cristales son hexagonales euhédricos. Algunos granos de color verde aceituna claro presentan zonación con un centro verde pálido un poco grisáceo. La turmalina está asociada con biotita, moscovita, ¿magnetita? y cuarzo en la zona más máfica de la segregación.

Las figuras 6.13 y 6.14 muestran ejemplos de turmalina.

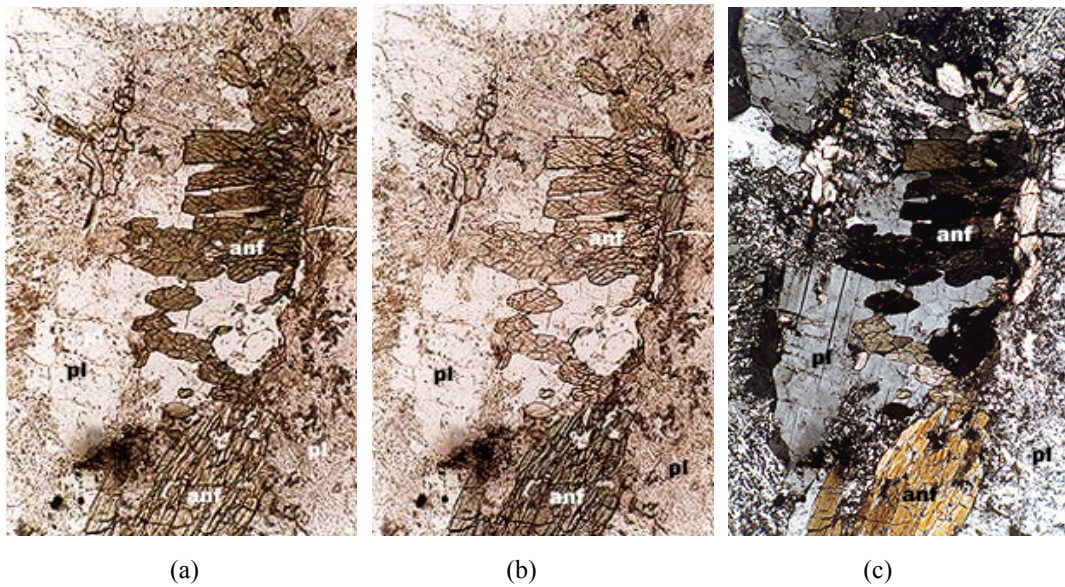


Figura 6.9: en estas fotomicrografías se observan varios cristales de anfíbol, en corte longitudinal (abajo) y corte basal (centro y parte superior). (b) corresponde a la misma vista, pero el polarizador se rotó 90° para poder apreciar el pleocroísmo. Se observan claramente los colores Y y X en las secciones basales de (a) y (b), respectivamente. En el agregado del dentro se observa clorita intercalada. Luz polarizada plana; c) misma vista, bajo polarizadores cruzados. (eje menor = 0,9 mm) (*metadiorita*; TV-P1)

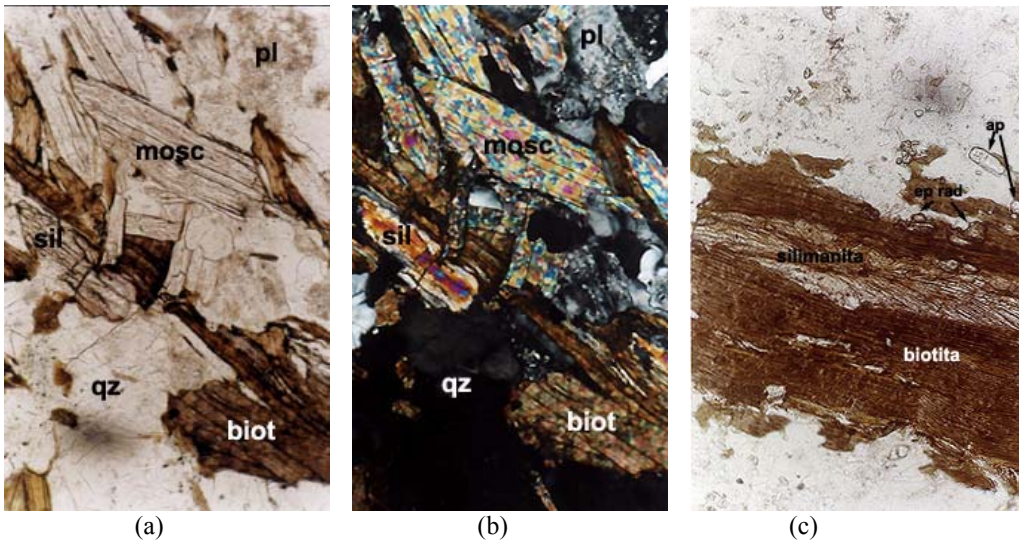


Figura 6.10: dos ejemplos de silimanita (sil). Generalmente este mineral está asociado a micas y en particular biotita. (a) y (b) corresponden a *gneis monzogranítico* (TV-002). En (c), la vista corresponde a la *metagranodiorita oscura* (TV-158)

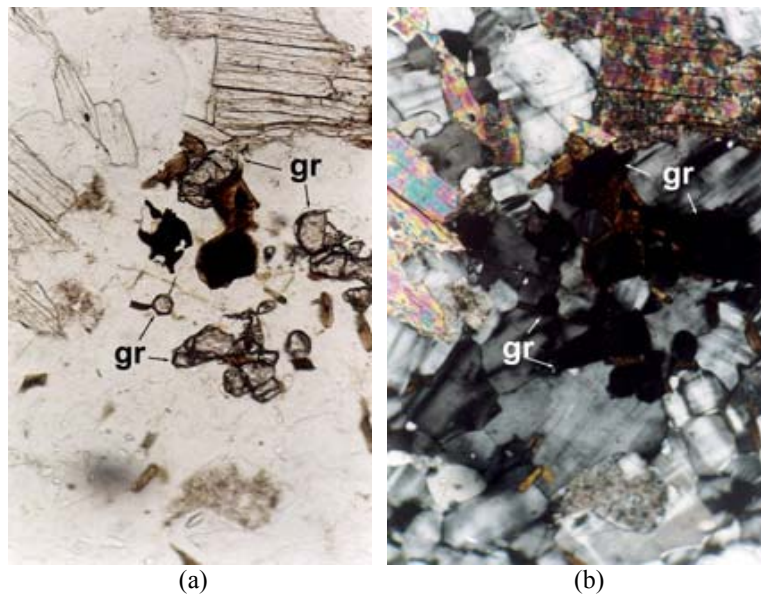


Figura 6.11: ejemplos de granate euhédrico a subhédrico, con diferentes grados de desarrollo de cristales. Las vistas en (a) y (c) son bajo luz polarizada plana y permiten observar el marcado relieve del granate respecto de los tectosilicatos circundantes. En (b) y (d) se muestran las mismas vistas, bajo polarizadores cruzados (TV-016; *metamonzogranito*).

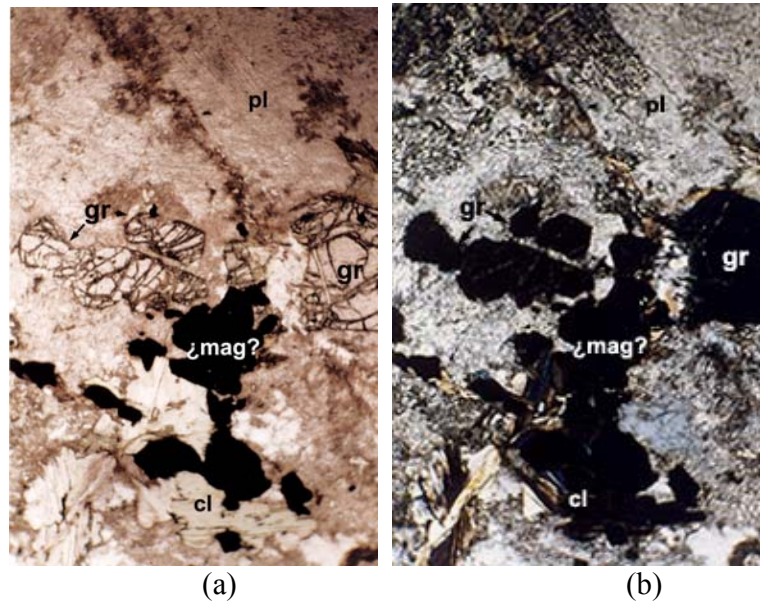


Figura 6.12 : ejemplos de granate euhédrico a subhédrico, con cristales muy fracturados. Las fracturas se encuentran rellenas, probablemente de clorita, aunque es difícil de apreciar en las fotomicrografías. Las vistas en (a) es bajo luz polarizada plana; en (b) se muestra la mismas vista, bajo polarizadores cruzados (*metadiorita*; TV-P1)

6.2.11.- GRUPO DEL EPIDOTO

En este aparte se incluyen a la clinozoisita, al epidoto o pistacita -los cuales forman una serie de solución sólida- y a la alanita.

6.2.11.1.- EPIDOTO Y CLINOZOISITA

En las muestras analizadas se encuentra tanto clinozoisita como pistacita. De la serie clinozoisita-epidoto, el mineral más frecuentemente encontrado en el presente estudio fue la pistacita -o epidoto propiamente dicho. El color de este mineral varía entre incoloro y amarillento, e incluso verde manzana, con un pleocroismo también variable según el grado de coloración (las variaciones en la coloración del epidoto dependen de la concentración de hierro férrico, Fe^{3+}), débil en general. Los colores de interferencia son normales del segundo orden superior o, menos frecuentemente, anómalos del primer orden en cortes cercanos a la perpendicular a un eje óptico. En cristales bien desarrollados, pueden observarse hasta dos direcciones de clivaje, pero esto es poco frecuente. En un par de muestras (TV-158 y TV-161) se observan

crisales grandes y bien desarrollados, a veces maclados, con mayor grado de coloración y zonados. La zonación es frecuente en este mineral, y se presenta como parches o de forma concéntrica. Los colores de interferencia llegan al segundo orden. Los crisales pueden ser anhédricos, subhédricos o euhédricos. Generalmente está asociado con biotita y/o plagioclasa, pero también se le encuentra con esfena o con calcita. La presencia de epidoto microgranular es frecuente. También se encuentra clinzoisita, en crisales anhédricos a euhédricos, en agregados o por separado, generalmente en asociación con plagioclasa. El mineral es incoloro y sus colores e interferencia son azules o amarillos anómalos del primer orden.

6.2.11.2. - ALANITA

De las muestras estudiadas, sólo una (TV-158) presenta varios crisales grandes y bien desarrollados. Sin embargo, en otras muestras se encuentran en cantidades trazas, en pequeños granos prácticamente isótropos, probablemente como consecuencia de la metamictización. En la muestra con los mejores crisales la alanita se encuentra en crisales subhédricos-euhédricos, a veces con maclado simple.

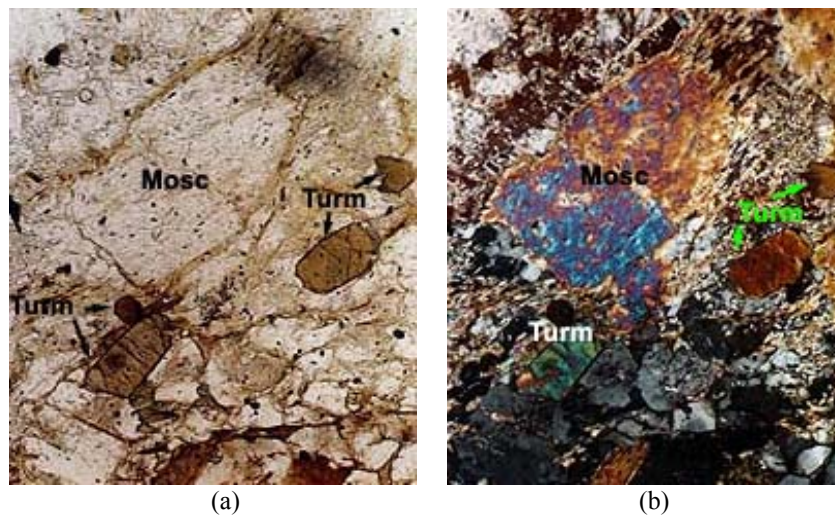


Figura 6.13: en estas fotomicrografías se muestran cortes basales y longitudinales de turmalina de color pardo verdoso. La vista (a) es bajo luz polarizada plana; la vista (b) es bajo polarizadores cruzados (segregación tonalítica correspondiente a la *metagranodiorita oscura*; TV-156)

El mineral es pardo y ligeramente pleocróico, con zonación irregular, de manera tal que el color natural puede ser pardo grisáceo o pardo anaranjado. HEINRICH (1965)



Figura 6.14: en esta fotomicrografía se aprecia zonación composicional en cortes basales de turmalina. Otros minerales presentes son biotita, moscovita, cuarzo y circón (segregación tonalítica correspondiente a la *metagranodiorita oscura*; TV-156)

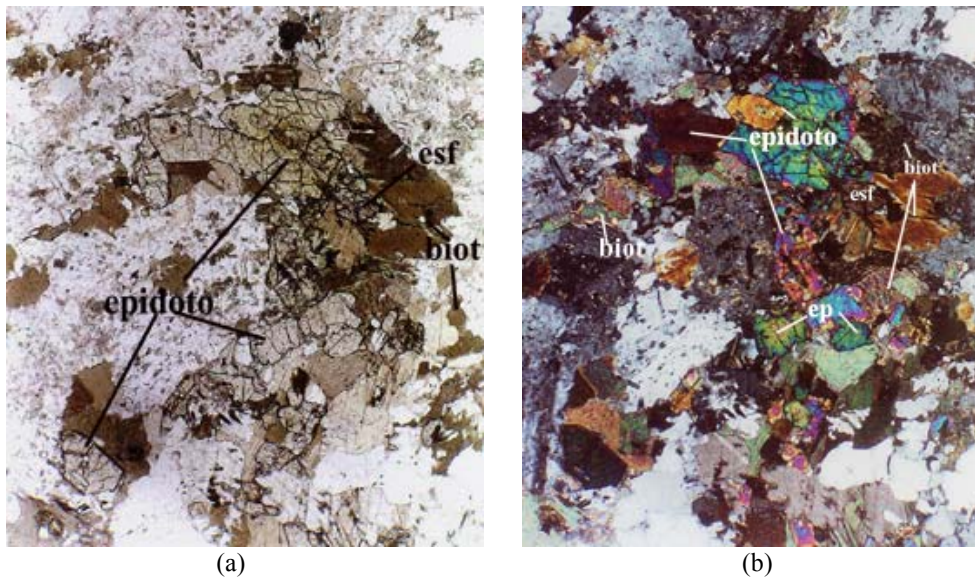


Figura 6.15.:a) fotomicrografía de epidoto euhédrico bajo luz polarizada plana. Es apreciable la zonación como cambio de color del mineral dentro del mismo grano. Los minerales coloreados que acompañan al epidoto son la biotita y la esfena, b) misma vista, bajo nicoles cruzados. (eje menor = 2,26 mm) (TV-158; *metagranodiorita oscura*)

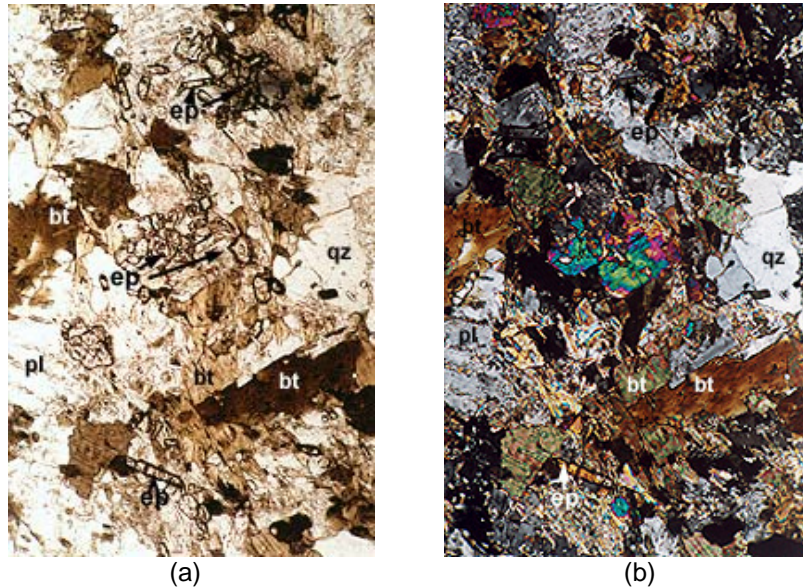


Figura 6.16: en estas fotomicrografías se observan varios granos de epidoto subhédrico incoloro a débilmente coloreado. (a) y (b) corresponden a la misma vista bajo luz polarizada plana y polarizadores cruzados, respectivamente. (eje menor = 0,9 mm) (TV-161 ; *metagranodiorita oscura*)

menciona que este mineral puede presentar variaciones de color no zonales debidas, probablemente, a alteración incipiente y que incluso puede haber porciones isótropas o uniaxiales en los cristales. Los colores de interferencia, enmascarados por el color natural del mineral, son de primer orden. Todos los cristales tienen sobrecrecimientos de epidoto y/o clinozoisita (fig. 6.17). Otro mineral asociado es la calcita y a veces se encuentra formando una especie de corona alrededor de los cristales, particularmente asociada a los sobre-crecimientos epidóticos.

El mineral indicado en varias muestras como “epidoto radiactivo” parece en algunos casos alanita con coronas de apatito, zonación epidoto-alanita o apatito con coronas de alanita. En TV-161 se encuentra un ejemplar de clinozoisita con núcleo aparentemente de alanita, de un color pardo verdoso muy similar a la biotita de la muestra.

En la figura 6.18 se observa zonación entre alanita y epidoto. En las figuras 6.8 (c) y (d) se muestra “epidoto radiactivo” y zonado sobre clorita.

6.2.12.- APATITO

Accesorio muy frecuente, el apatito suele encontrarse en cristales subhédricos a euhédricos, en secciones longitudinales prismáticas cortas y en cortes transversales hexagonales, aunque puede tener un aspecto granudo. En algunos casos se encuentran pequeños cristales aciculares. Los bordes son regulares y en los cristales más grandes pueden estar algo redondeados. Su tamaño puede ser tan pequeño como (0,11 x 0,11) mm o tan grande como (0,45 x 0,225) mm.

Es frecuente encontrar cristales fracturados, especialmente en el caso de los especímenes más grandes y no es raro encontrar que faltan porciones del grano. Los colores de interferencia son grises medios a oscuros de primer orden, y los cortes transversales pueden llegar a verse negros. En algunas muestras se observan granos formando halos pleocróicos alrededor de biotita, mineral este en que el se le encuentra incluido con frecuencia. Aunque su asociación más frecuente es con biotita, también se asocia con moscovita, (cuarzo, feldspatos) y (en menor medida) con circón, el llamado “epidoto radiactivo” y magnetita. La distribución puede ser más o menos regular, dependiendo en general de la distribución de los minerales con los cuales se asocia. A veces tiene inclusiones de circón y quizá otros minerales

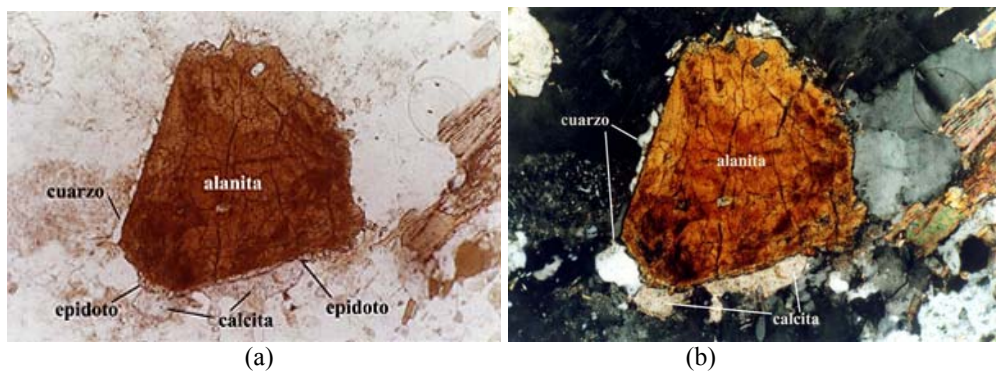


Figura 6.17: (a) cristal de alanita con sobrecrecimiento de epidoto. Se observan también inclusiones de esfena y una “corona” calcítica; (b) misma vista en nicols cruzados (eje menor = 0,9 mm) (TV-158; *metagranodiorita oscura*)

difíciles de identificar por su pequeño tamaño. A veces se reportan coronas de apatito en alanita y coronas de alanita en apatito.

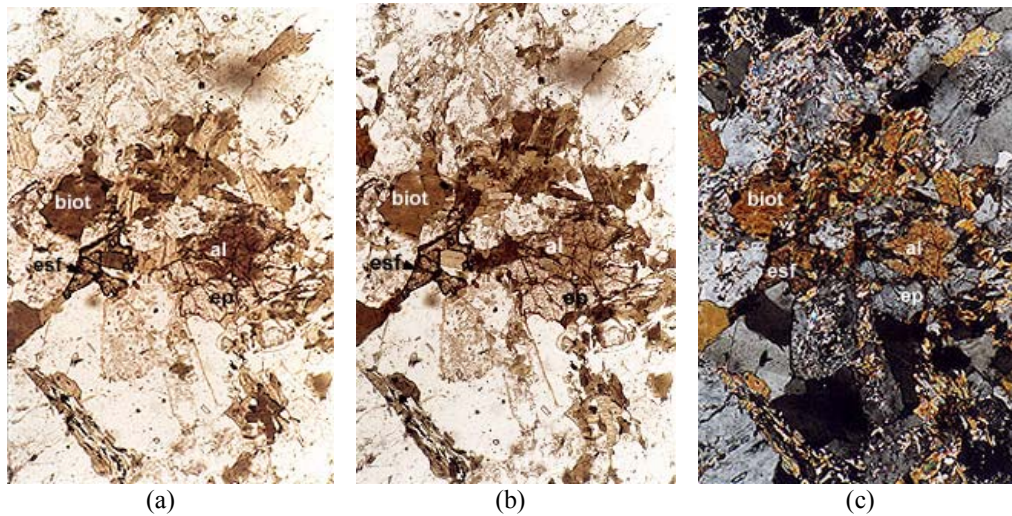


Figura 6.18: zonación alanita-epidoto. También se observan esfena y biotita, todas en tonos pardos. En (b), el polarizador se rotó 90° para ilustrar el pleocroísmo de la alanita que forma el núcleo del grano zonado. Las fotomicrografías (a) y (b) corresponden a vistas bajo luz polarizada plana y la fotomicrografía (c) a polarizadores cruzados. (eje menor = 0,9 mm). (TV-161; *metagranodiorita oscura*)

6.2.13.- ESFENA

Mineral frecuente en las muestras analizadas, se lo encuentra como granos rómbicos, generalmente subhédricos aunque pueden ser euhédricos o anhédricos. En algunos ejemplares bien desarrollados, se observa maclado polisintético. Su color natural característico es neutro a pardo grisáceo. En los cristales más grandes se le encuentra coloreada en tonos parduscos o hasta rosáceos. A veces (TV-158, TV-161) muestra pleocroísmo (fig. 6.21), e incluso puede llegar a formar halos pleocróicos en biotita. Se encuentran algunos ejemplares zonados (TV-161).

También se le encuentra parcialmente alterada a leucoxeno, en forma de agregados microgranulares de esfena-leucoxeno. Los cristales pueden tener un aspecto nublado o lechoso debido, probablemente a que el mineral está alterando a leucoxeno. Los colores de interferencia son de órdenes superiores (por encima del tercer orden). Es común encontrar esfena microgranular anhédrica en asociación con epidoto también microgranular.

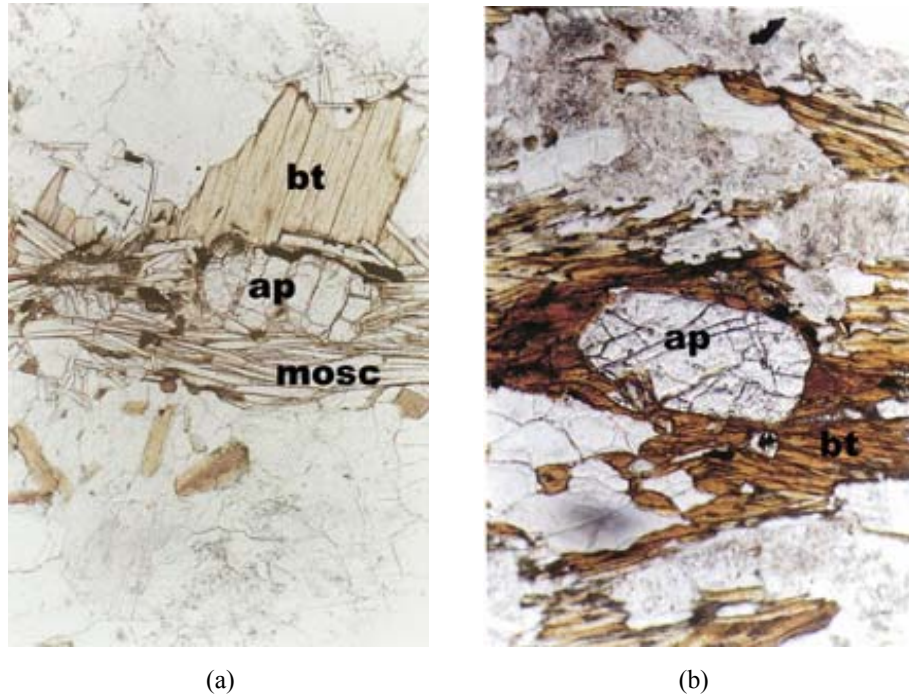


Fig. 6.19: a) cristal de apatito fracturado y deformado, entre micas (TV-125; *metamonzogranito*); b) cristal subhédrico de apatito en biotita (eje menor = 0,9 mm) (TV-005; *gneis tonalítico*)

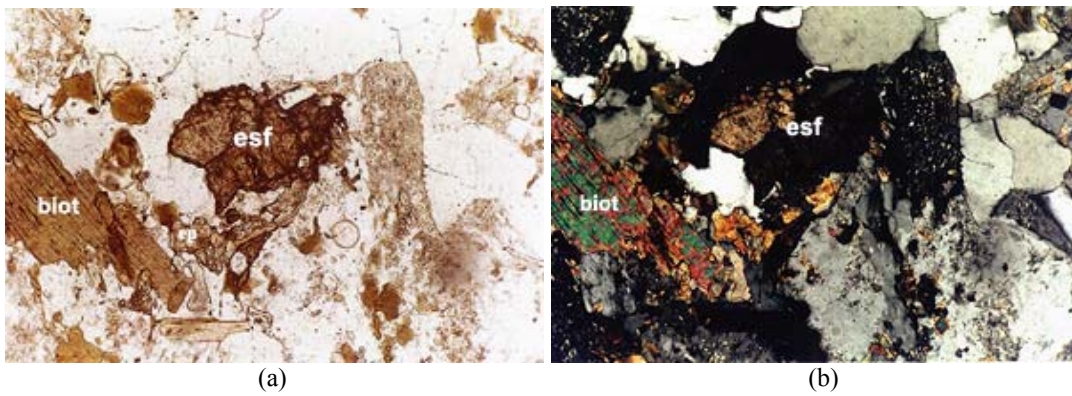


Figura 6.20: agregado de esfena pleocróica. También hay biotita parda (biot) y epidoto (TV-158; *metagranodiorita oscura*).

6.2.14.- CIRCÓN

Se encuentra como pequeños cristales euhédricos o subhédricos, de formas tetragonales prismáticas cortas dipiramidales o prismáticas largas; se encuentran también cortes cuadrados. El tamaño de grano de este mineral va desde los 0,07 mm hasta los 0,11 mm. A veces los bordes están redondeados. Generalmente el mineral se

muestra incoloro, pero por su alto relieve puede llegar a verse ligeramente grisáceo. Algunos, cristales parecen ligeramente amarillentos y esto podría significar que parte de los cristales considerados como circón sean de monacita o xenotima, accesorios estos muy frecuentes en rocas graníticas y que, debido a su pequeño tamaño pueden ser fácilmente confundidos con el circón. Se encuentran ejemplares con relieve moderado y de aspecto algo turbio, probablemente metamictizados. Los colores de interferencia pueden ir del primer orden en los cortes basales hasta el 3er orden. Generalmente forman halos pleocróicos en biotita, en la cual están incluidos. Se asocia principalmente con biotita, apatito y epidoto. Las figuras 6.22 y 6.23 muestran ejemplos de circones.

6.2.15.- EL “EPIDOTO RADIATIVO”: ¿MONACITA O XENOTIMA?

En las muestras estudiadas es muy frecuente encontrar granos de un mineral amarillento similar al circón con bordes regulares, o también más parecido

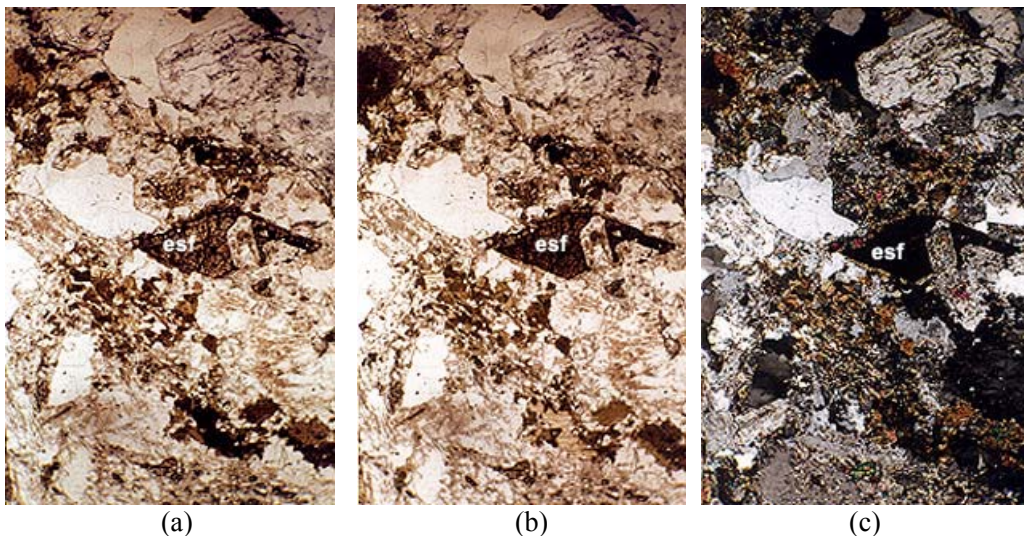


Figura 6.21: estas fotomicrografías muestran un ejemplar de esfena euhédrica pleocróica. Otros minerales presentes son biotita, epidoto, plagioclasa y cuarzo. Las fotomicrografías (a) y (b) fueron tomadas bajo luz polarizada plana; en (b) el polarizador fue rotado 90°. (c) es la misma vista con polarizadores cruzados. (TV-161; *metagranodiorita oscura*)

al epidoto, de forma más bien irregular granuda, rodeado por bordes o coronas de apatito y formando halos pleocróicos en biotita. Los colores de interferencia suelen ser más bien bajos en el segundo caso. A este mineral

desconocido, se le llamó “epidoto radiactivo” a falta de un mejor término. i) el relieve es inferior al del circón; ii) el color natural ligeramente parduzco (acaramelado); iii) el hábito más bien irregular; iv) la forma en que se presentan los colores de interferencia (este es un punto un poco subjetivo, que no se explicará detalladamente). Nota: estos colores de interferencia a veces aparecen como turbios y no sabemos si eso es una característica de alteración metamórfica o de algún otro tipo.

Los colores de interferencia suelen ser, además, anómalos del primer orden.

6.2.16.- CALCITA

Este mineral se encuentra en cristales bien desarrollados con maclas deformadas o como relleno de venas e incluso puede encontrársela fracturas en plagioclasa o clivajes de moscovita. Los colores de interferencia son de órdenes superiores, pero pueden llegarse a verse como un amarillo medio. Suele estar asociada a plagioclasa, clorita, epidoto y micas.

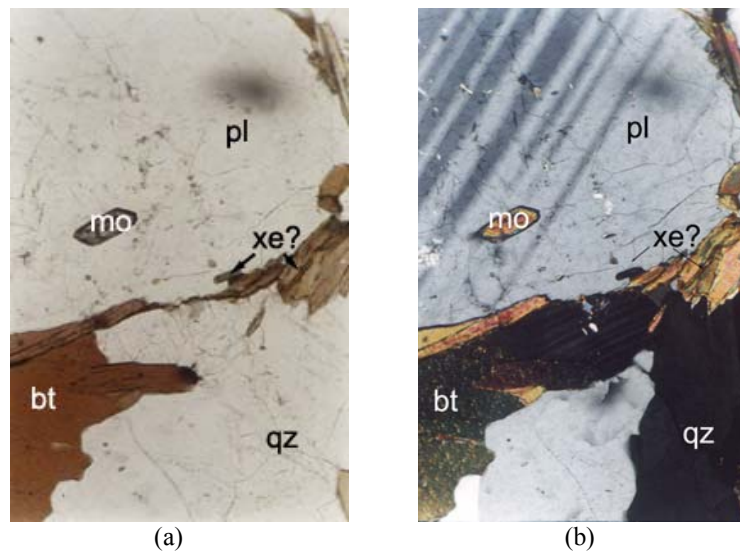


Figura 6.22: aquí se observa monacita con la forma prismática monoclinica. Además hay cristales que podrían ser xenotima o circón. (a) y (b) son las vistas bajo polarizadores cruzados y luz polarizada plana, respectivamente (TV-P2; *gneis tonalítico*).

6.3.- TEXTURAS Y ESTRUCTURAS

La clasificación en texturas y estructuras primarias y secundarias se hizo siguiendo a SHELLEY (1997).

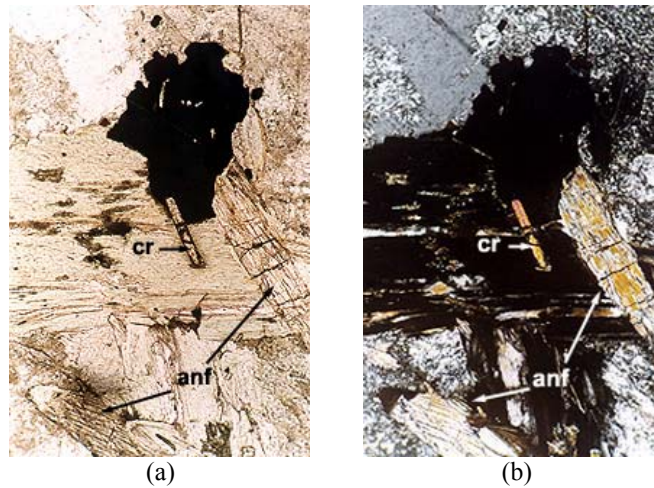


Figura 6.23 : en estas fotomicrografías se observa un cristal muy alargado de circón, mostrando un halo pleocroico en clorita. (a) y (b) son las vistas bajo polarizadores cruzados y luz polarizada plana, respectivamente. (eje menor = 0,9 mm) (TV-P1; *metadiorita*)

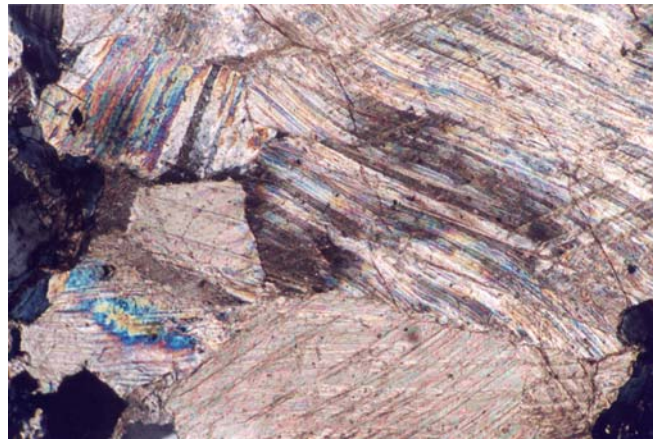


Figura 6.24: en esta fotomicrografía se observa la deformación del maclado en calcita (eje menor = 0,9 mm) (TV-X; *metamonzodiorita*)

6.3.1.- TEXTURAS PRIMARIAS

Como fue señalado con anterioridad, el feldespato potásico muestra frecuentemente textura poiquilítica. En pocos casos está presente la textura granítica (SHELLEY, 1997) o hipidiomorfa.

6.3.2.- TEXTURAS SECUNDARIAS

6.3.2.1.- INTERCRECIMIENTO MIRMEKÍTICO

La mirmekita se encuentra comúnmente a lo largo de la interfaz entre cristales de feldespato alcalino en rocas graníticas. Sin embargo, es posible que se generen mirmekitas intracristalinas como se puede observar en la foto-micrografía 6.26 a.

Este tipo de intercrecimiento se encuentra en la gran mayoría de las muestras estudiadas en este trabajo. La plagioclasa huésped suele ser de forma nimbada, lobulada o bulbosa). En pocos casos se observan maclado en la plagioclasa huésped, pero en los casos en que se le observa, suele ser muy nítido y polisintético según la Ley de albita. En general, las plagioclasas que muestran esta textura se encuentran adyacentes a grandes cristales de feldespato potásico, y de hecho, los lóbulos mirmekíticos se encuentran frecuentemente en los bordes de estos cristales de feldespato potásico. Las plagioclasas huéspedes del cuarzo vermicular pueden mostrar o no alteración; los grados de alteración de éstas son variables. Sin embargo, se encuentran cristales bien desarrollados de plagioclasa en cuyos bordes –en contacto con cristales de feldespato potásico- se desarrolla el intercrecimiento mirmekítico (fig. 6.25). En una mirmekita intragranular se encuentra moscovita asociada (fig. 6.26 a).

La muestra TV-156 (segregación descrita más adelante) muestra un nivel compuesto exclusivamente por plagioclasa mirmekítica. No se observa ninguna relación con feldespato potásico, pero quizá se deba a la escala de la sección fina.

6.3.2.2.- INTERCRECIMIENTOS PERTÍTICOS

En las muestras de este TEG, los intercrecimientos pertíticos se observan como lamelas, parches e hilos delgadísimos casi paralelos al clivaje. Se les reconoce como tales gracias a las diferencias de los índices de refracción (relieve) de los feldespatos.



Figura 6.25: un cristal de plagioclasa, con desarrollo de mirmekitas en el contacto con un fenocristal de feldespato potásico (TV-016; *metamonzogranito*).

6.4.- DE LAS SEGREGACIONES

La muestra TV-156 aparentemente documenta un interesante caso de segregación, a escala centimétrica. Es posible, en los pocos centímetros de longitud de una sección fina, observar los cambios mineralógicos sucesivos entre una asociación compuesta por cuarzo y biotita hasta un mosaico de plagioclasa mirmekítica, pasando por un frente de moscovita, biotita, magnetita, apatito y turmalina.

6.5.- TEXTURAS METAMÓRFICAS Y CATACLÁSTICAS (Y EVIDENCIAS DE RECRISTALIZACIÓN DINÁMICA)

6.5.1.- EVIDENCIAS DE DEFORMACIÓN Y CATACLASIS

Se observan las siguientes evidencias de deformación y cataclasis:

- i) fracturas -a veces conjugadas- en granos y roca;
- ii) flexión de granos flexibles (micas) e incluso granos frágiles

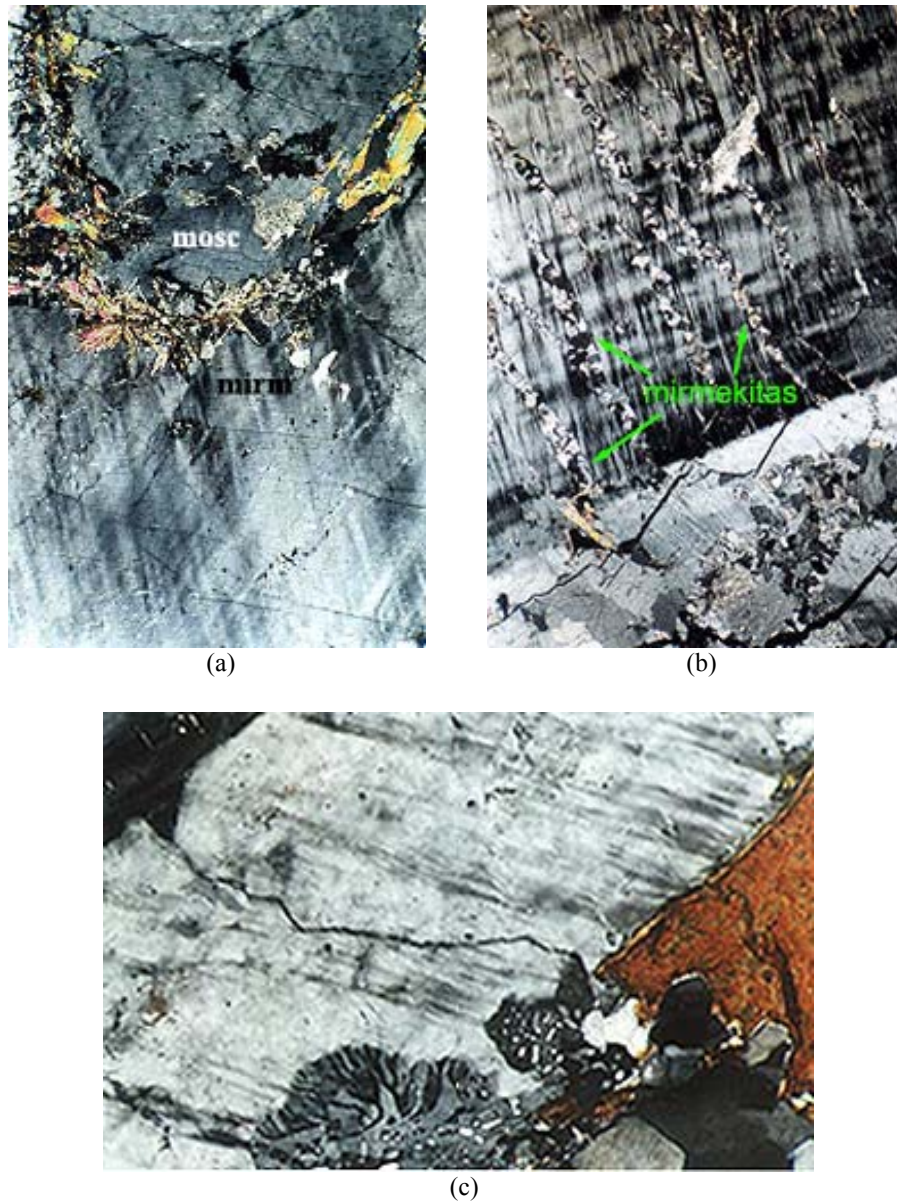


Figura 6.26: mirmekitas en *metamonzogranito* (a) ejemplo de mirmekita intracristalina asociada con moscovita (TV-015); (b) cristal subhédrico de plagioclasa mostrando mirmekitas en el borde, en contacto con un cristal de feldespato potásico (TV-013); (c) lóbulos mirmekíticos en el borde de un cristal de feldespato potásico. Abajo a la derecha se muestra parte de un mosaico poligonal de cuarzo (TV-016).

(tectosilicatos); en el primer caso pueden llegar a encontrarse incluso *kinks* y en el caso de las plagioclasas, puede verse la sinuosidad del maclado.

iii) extinción ondulatoria en cristales de mica, cuarzo y plagioclasa;

- iv) deformación –plegamiento- de maclas en cristales de plagioclasa (maclado secundario);
- v) interrupción y desplazamiento de lamelas de macla en cristales de plagioclasa, formando microfallas;
- vi) mantos de recristalización;
- vii) microbrechas;
- viii) sombras de presión;
- ix) mosaicos de recristalización (ver aparte De la recristalización)

De entre las características enumeradas arriba, algunas son productos de deformación frágil (fracturas, microfallas) y otra son productos de deformación dúctil (plegamiento y flexión; ¿extinción ondulatoria?)

6.5.1.1.- RECRISTALIZACIÓN Y LOS MOSAICOS POLIGONALES

Las características encontradas en el presente estudio que son consideradas como evidencias de recristalización son: *i*) formación de mosaicos de tectosilicatos – especialmente de cuarzo, pero también de feldespatos- de contornos poligonales, *ii*) ausencia de extinción ondulatoria en los cristales componentes del mosaico cuarzoso.

Los cristales poligonales con ángulos diedros se observan en varias muestras, y pueden estar formados por cuarzo, por feldespato potásico, por plagioclasa o por combinaciones de estos.

En parte de las muestras estudiadas se encuentran mosaicos poligonales de minerales del grupo de los tectosilicatos (y quizás de biotita en TV-158). Los más frecuentes son los de cuarzo, pero también se encuentran mosaicos de plagioclasa y de feldespato potásico (Fig. 5.28), e incluso mosaicos mixtos (incluyendo plagioclasas mirmekíticas). En algunas muestras (TV-144, TV-003) se observan fracturas conjugadas (ver fig. 6.28).

6.5.1.2.- FRACTURAS

Esta es una de las características de deformación más frecuentes en las rocas del presente estudio y pueden encontrarse tanto en granos individuales (en tectosilicatos y apatito, especialmente) como en roca.

Las fracturas conjugadas se encuentran en varias de las muestras, a veces rellenas.

6.6.- CLASIFICACIÓN MODAL

La clasificación de las rocas graníticas en estudio se realizó según LE BAS & STRECKEISEN (1991), presentándose los datos según el programa MINPET 2.02. Los nombres de las rocas se muestran en la tabla 6.1 y la figura 6.30.

Al analizar las muestras haciendo una estimación visual de porcentajes, resulta que la mayor parte de las mismas son monzogranitos, seguidas por tonalitas y granodioritas. Unas pocas muestras se salen de la región de los granitoides de manera sorprendente, para caer en las regiones extremas del diagrama. Sin embargo, es prudente hacer una observación respecto a estos resultados, basada en el hecho de que las vetas de cuarzo y feldespatos potásicos son frecuentes y que el tamaño de las secciones finas puede, en ocasiones, ser menor del requerido para poder observar estas variaciones.

6.6.1.- EL ÍNDICE DE COLOR (IC)

El índice de color es una de los elementos descriptivos importantes para la clasificación de las rocas ígneas y es la sumatoria de los porcentajes de minerales ferromagnesianos como biotita, piroxenos y anfíboles, así como de minerales accesorios y secundarios tales como circón, esfena, epidoto, óxidos y clorita, entre otros. Se excluyen tanto el apatito como la calcita e igualmente se excluye la silimanita en los casos en los cuales estuviera presente. Para las muestras estudiadas en este trabajo, los índices de color se encuentran en general dentro de los valores normales para cada tipo litológico, salvo para las muestras TV-P1 y TV-X, que resultarían, respectivamente, leuco-diorita y leuco-monzodiorita.

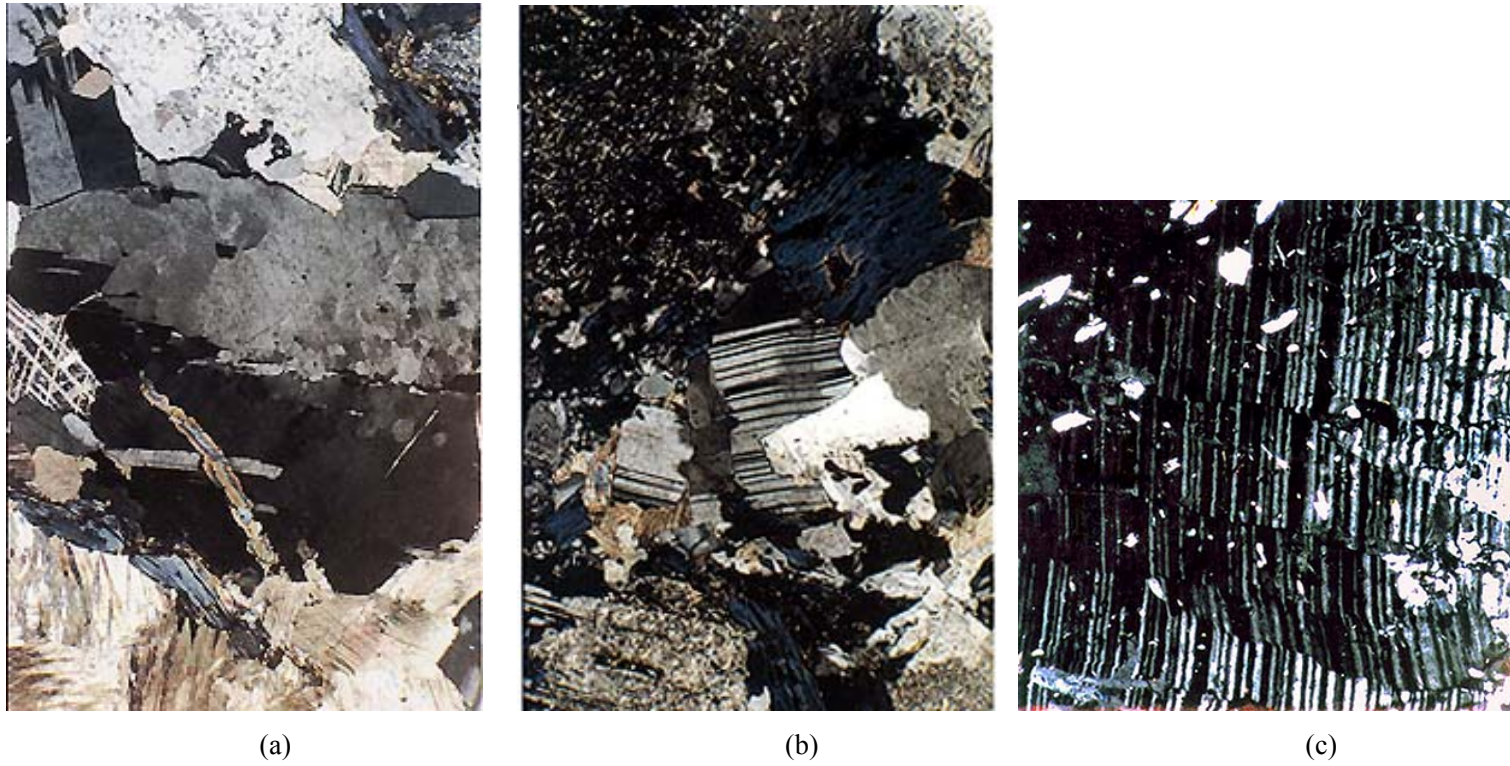


Figura 6.27: tres ejemplos de los efectos de la deformación en plagioclasas. En (a) se observa la formación de subgranos en un cristal maclado simple. En (b) el maclado muestra flexión (ambas vistas: TV-X; *metamonzodiorita*). En (c), se observa la ruptura y desplazamiento de las maclas para formar microfallamiento (TV-001; *gneis monzogranítico*).

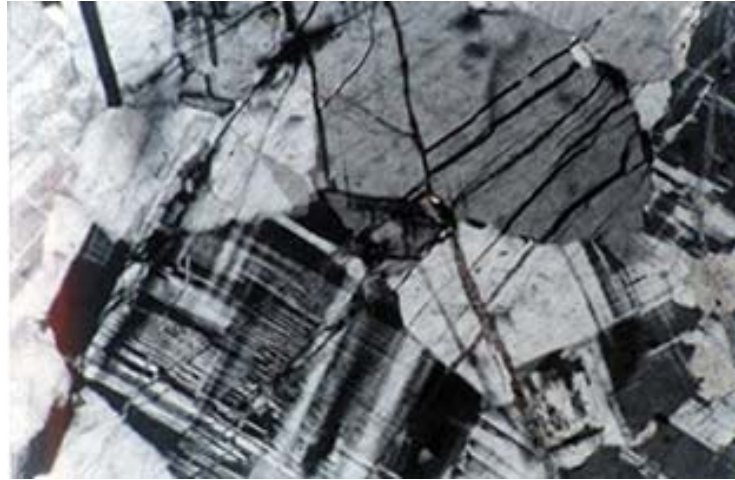


Fig. 6.28: Mosaico poligonal de feldspato potásico. Se observan fracturas conjugadas. (TV-001; *gneis monzogranítico*)

6.7.- MINERALES SECUNDARIOS Y PRODUCTOS DE ALTERACIÓN Y/ REEMPLAZO

En el presente trabajo los minerales de alteración observados son sericita y quizás otros minerales de arcilla no identificados (aparecen con el aspecto de un polvillo fino de color pardo-grisáceo), clorita, minerales del grupo del epidoto (epidoto propiamente dicho, y quizá clinzoisita), esfena, calcita, magnetita, leucoxeno y hematita. Se les considera productos de alteración deutérica y en general, se les puede agrupar dentro de los procesos descritos en la discusión de resultados.

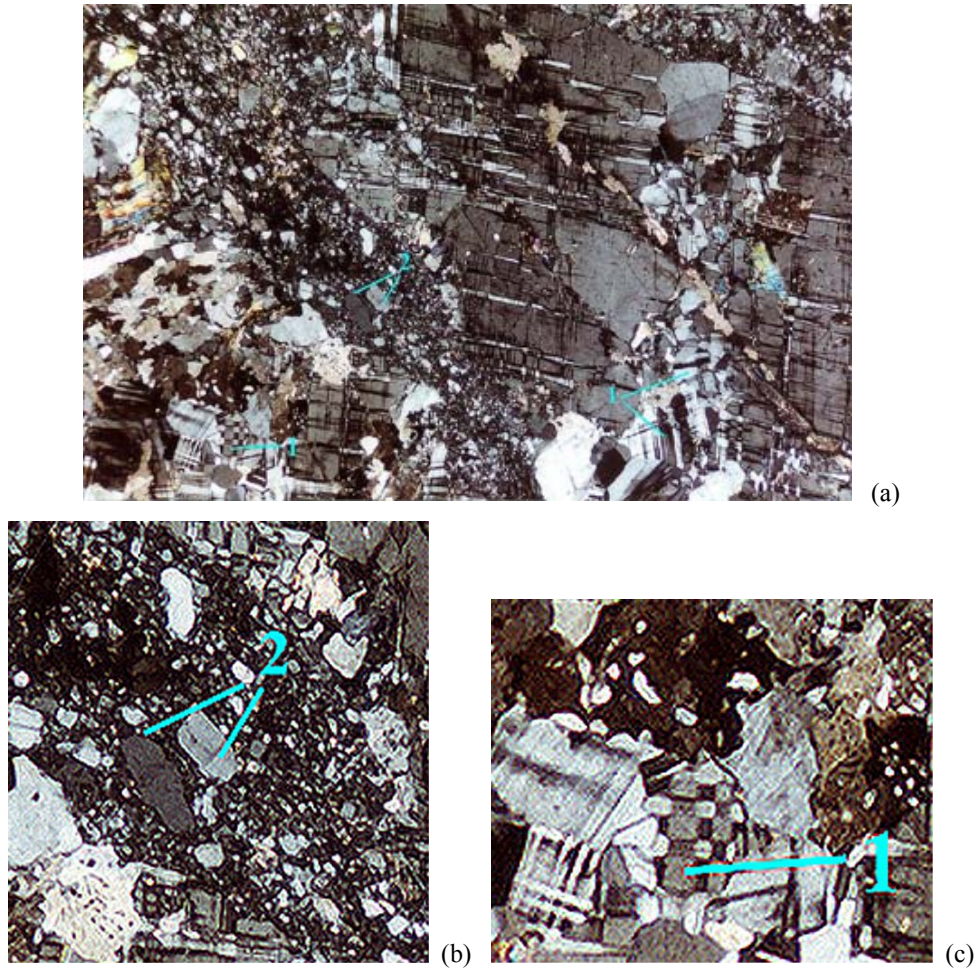


Figura 6.29: a) textura de microbrecha mostrando: mosaicos de recristalización (1) y clastos rodeados de material triturado (2. En (b) y (c) se muestran, respectivamente, acercamientos de estas características. (la longitud del eje menor en (a) es de 3,6 mm) (TV-003; *gneis sienogranítico*)

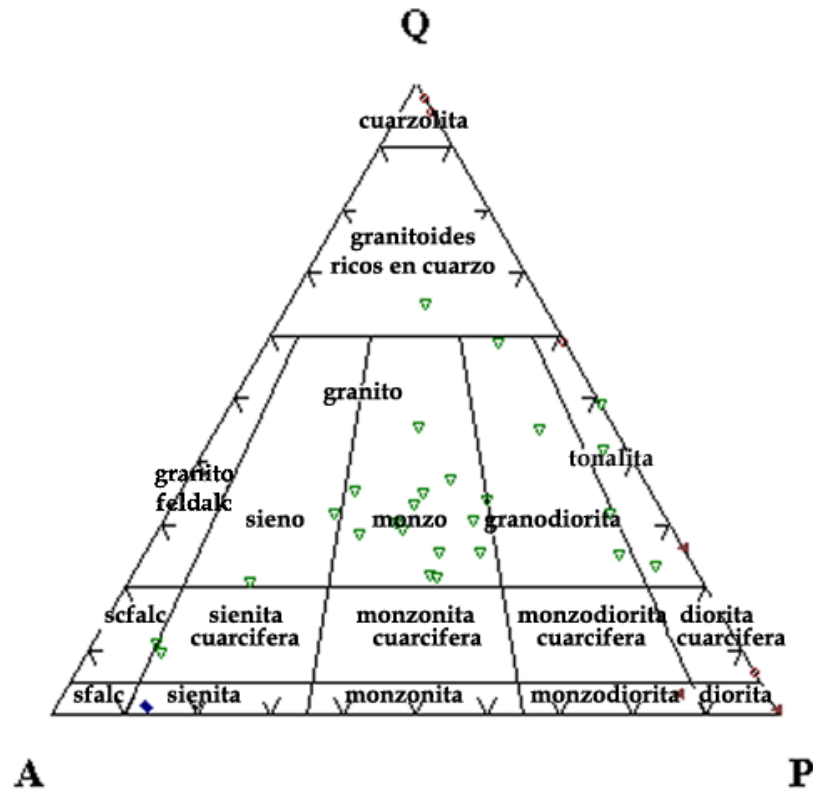


Tabla 6.1: clasificación IUGS de las rocas estudiadas

Muestra	Nombre Le Bs & Streckeisen (1991)	IC
TV-001	Monzogranito	8,17
TV-002	Monzogranito	16,71
TV-003	Sienogranito	8,43
TV-005	Tonalita	11,82
TV-010	Granodiorita	15,27
TV-012	Granodiorita	11,21
TV-013	Monzogranito	11,22
TV-015	Monzogranito	10,59
TV-016	Monzogranito	7,4
TV-019	Tonalita	23,79
TV-121	Monzogranito	6,14
TV-123	Monzogranito	8,14
TV-125	Monzogranito	11,46
TV-126	Tonalita	15,15
TV-144	Sienita de cuarzo y feldespato alcalino	4,54
TV-145	Monzogranito	7,68
TV-146	Monzogranito	5,34
TV-148	Monzogranito	7,84
TV-150	Monzogranito	5,46
TV-154	Monzogranito	9,64
TV-156	Segregación tonalítica	14,22
TV-158	Granodiorita	22,93
TV-161	Granodiorita	22,3
TV-163	Monzogranito	9,77
TV-P1	Diorita	13,48
TV-P2	Tonalita	17,34
TV-W	Sienita cuarcifera	3,35
TV-X	Monzodiorita	13,32
TV-Y1	Monzogranito	15,52
TV-Y2	Granitoide rico en cuarzo	3,54

Figura 6.30: diagrama APQ para las muestras de la zona San Pablo-Cadenas

CAPÍTULO VII

GEOQUÍMICA

7.1.- INTRODUCCIÓN

Las rocas del presente estudio fueron sometidas a análisis químicos en los laboratorios ACTLABS en Canadá. Mediante los métodos de espectrometría óptica de emisión de plasma inductivamente acoplado (ICP) y espectrometría de masas de plasma inductivamente acoplado (ICP-MS), de acuerdo con los elementos estudiados. Se obtuvieron los valores de los elementos mayoritarios (expresados como porcentajes de óxidos) y elementos minoritarios y trazas (incluyendo al grupo de las tierras raras), cuyos valores se expresan como partes por millón (ppm).

Para facilitar la interpretación de la evolución y el carácter geoquímicos de las rocas del área estudiada dentro de una marco más regional, se incorpora al análisis un total de veintinueve (29) muestras, de las cuales cuatro (4) pertenecen a la zona ubicada entre San Pablo y Mendoza y dieciocho (18) a la zona ubicada entre Los Cerrillos y El

7.2.- COMPOSICIÓN QUÍMICA

En la tabla 7.1 se muestran los resultados de los análisis químicos. Las concentraciones de los elementos mayoritarios se expresan como porcentajes y los de los elementos traza como partes por millón (ppm) En el caso de los elementos traza, los signos negativos corresponden a valores que se encuentran por debajo del límite de detección. Cuando se necesite graficar estos datos negativos -siempre y cuando no alteren significativamente los resultados- se les asignarán los valores positivos correspondientes (e.g: -20 será igual a 20).

Los límites de detección (en ppm) relevantes a este estudio son los siguientes: Cr y Ni =20, Cu =10, Zn =30 Ge, =1, Ag y Sb =0.5, Mo =2; In =0.2 y Pb =5.

7.2.1.- ELEMENTOS MAYORITARIOS

Las rocas del área en estudio presentan concentraciones de SiO₂ variables entre 65 y 74 %, con una media de 59,56 % SiO₂.

Las concentraciones de Al₂O₃ son moderadas a altas, las de TiO₂ son moderadas, las Na₂O moderadas, las de K₂O moderadas a altas, las de Fe₂O_{3T} bajos (confer. SUBBA RAO *et al*, 1998). Los álcalis en conjunto tienen concentraciones que oscilan entre 6 y 8 (aproximadamente).

7.2.1.1.- ÍNDICE DE DIFERENCIACIÓN (DI) DE TREMBLAY ET AL. (1994)

Proponen un índice de diferenciación DI, donde:

$$DI = MgO + Fe_2O_3 + TiO_2 + CaO$$

La variación es de tal manera que al progresar la diferenciación o evolución del magma, el valor del DI disminuye. Las figuras 7.3 y 7.14 muestran, respectivamente, los diagramas de variación elaborados para los distintos óxidos y elementos traza seleccionados, contra el índice de diferenciación.

7.2.1.1.1.- DI DE TREMBLAY ET AL. VS. ÓXIDOS MAYORITARIOS

Se graficaron los valores de los siguientes óxidos: CaO, MgO, TiO₂, Al₂O₃, P₂O₅ y K₂O contra el Índice de Diferenciación DI de Tremblay et al. (*op. cit.*). Con la excepción del K₂O, todos los óxidos graficados se correlacionan positivamente con el DI. Las mejores correlaciones las muestran el TiO₂, el MgO y el CaO. El TiO₂ y el MgO muestran fuertes correlaciones positivas con el DI y entre ellos. El CaO y el Al₂O₃ se incrementan al incrementarse el DI. Los gráficos se muestran en la figura 7.3.

7.2.1.2.- DIAGRAMAS TIPO HARKER

En la figura 7.1 se presentan los diagramas TAS (álcalis totales vs. Sílice) muestra los resultados de la clasificación según de acuerdo con los mismos. Además se elaboraron diagramas tipo Harker para todos los óxidos mayoritarios (fig. 7.2)

7.2.1.3.- NORMA CIPW

7.2.1.3.1.- CÁLCULO DE LA NORMA CIPW

Se hicieron los cálculos de la Norma CIPW utilizando el programa MAGMA en sus versiones 2.4 y 2.44 de Wohletz y una hoja de cálculo creada por Hollocher, del Union College. (En el Apéndice A se describen los programas, sus ventajas y sus inconvenientes). En la tabla 7.2 se muestran los resultados de los cálculos normativos.

7.2.1.3.2.- CLASIFICACIÓN SEGÚN EL TRIÁNGULO QAP DE LE BAS & STRECKEISEN (1991)

En la tabla 7.2 aparece la clasificación de acuerdo con LE BAS & STRECKEISEN (1991) de las muestras analizadas químicamente. Esta clasificación amerita la conversión de los valores a cantidades volumétricas, proceso este hecho directamente por la hoja de cálculo según el profesor Hollocher del Union College (2001). Los valores volumétricos de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo obtenidos de la hoja de cálculo de Hollocher (2001) se introdujeron en el programa MINPET 2.02 para obtener la clasificación según LE BAS & STRECKEISEN (1991).

7.2.1.3.3.- DIAGRAMA DE O'CONNOR-BARKER

El diagrama diseñado por O'Connor (referido usualmente como de Barker, 1979) se elaboró, de acuerdo con la recomendación de ROLLINSON (2001, com. elec.), con las proporciones de los feldespatos (Ab-An-Or) según la norma CIPW. Según este diagrama, las muestras del área San Pablo- Calembé son todas granitos. El conjunto de 29 muestras reúne 26 granitos y tres (3) granodioritas. De acuerdo con la modificación de PAL *et. al.* (2001), buena parte de las muestras estudiadas serían monzonitas cuarcíferas (Fig. 7.4 a).

7.2.2.- ELEMENTOS TRAZAS

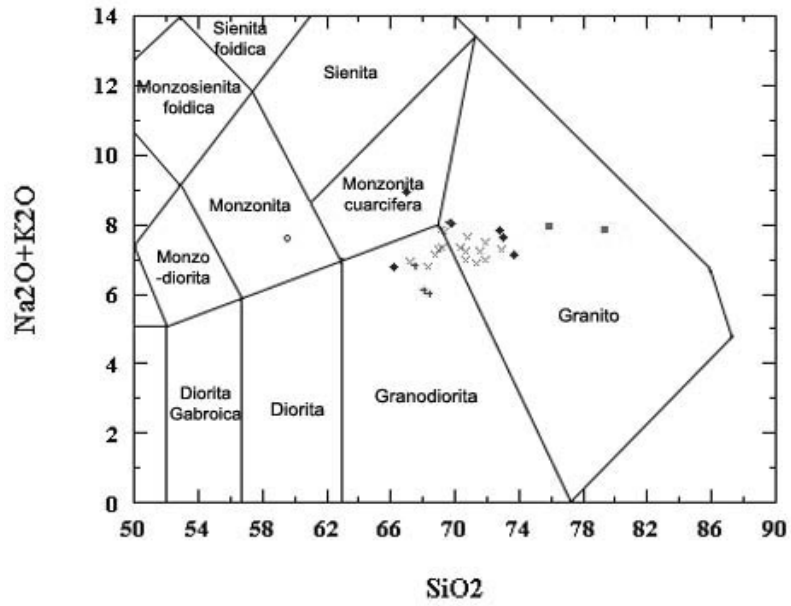
En este grupo se incluye a los elementos metálicos (incluidos elementos de transición) y no metálicos. Se consideran especialmente importantes los elementos

Tabla 7.1: composición química de las muestras estudiadas

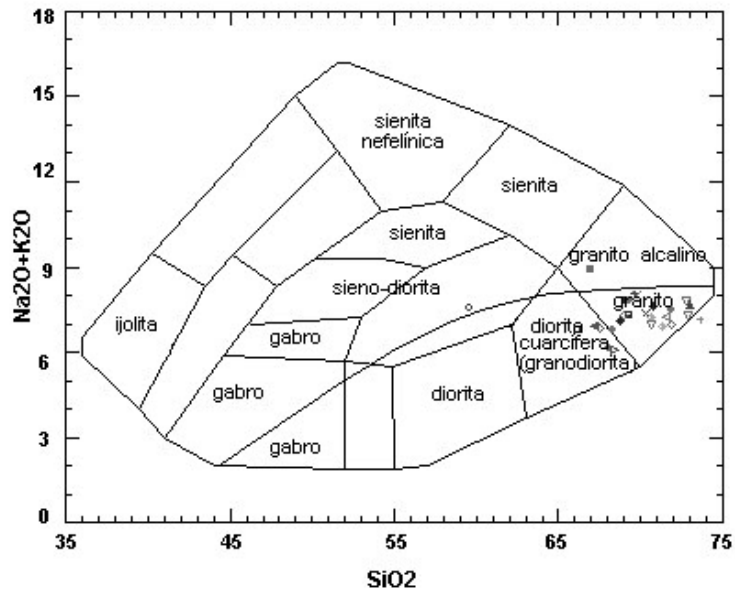
Muestra	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	LOI	Total	ASI	SI	Ba	Rb	Sr	Cs	Ga	Tl	Ta	Nb	Hf	Zr	Y
TLG-12	69,77	0,458	14,71	3,08	0,051	0,99	1,27	2,38	5,63	0,18	1,98	100,50	1,19	1,469	882,5	166	145,5	5,2	16	0,6	4,4	11	4,6	169,5	28,00
TLG-14	66,97	0,508	16,20	3,32	0,043	1,16	1,27	2,49	6,44	0,19	1,66	100,26	1,214	1,472	1027,5	214	177,0	8,4	18	0,6	2,5	13	5,1	184,5	28,50
TLG-15	73,03	0,321	14,30	2,14	0,046	0,63	1,30	2,25	5,40	0,10	0,86	100,37	1,207	1,505	587,5	147	130,5	4,6	15	0,5	4,3	8	3,5	123,0	21,00
TLG-18	59,56	0,927	17,42	5,37	0,087	3,39	3,52	3,48	4,09	0,54	1,73	100,11	1,056	1,727	1320,5	166	519,5	10,7	22	0,8	5,5	35	9,1	333,0	30,50
TLG-20 p	71,315	0,404	14,765	2,86	0,036	1,00	2,395	2,725	4,175	0,11	0,48	100,27	1,107	1,648	590,0	136	168,0	2,1	18	1,0	3,6	10	4,6	159,5	11,25
TLG-26	69,15	0,449	15,36	3,27	0,048	1,12	2,19	2,65	5,17	0,22	0,60	100,21	1,102	1,541	742,5	208	198,5	6,0	19	2,0	4,0	12	4,8	162,0	27,00
TLG-27 A	69,65	0,358	15,25	2,71	0,048	0,97	2,05	2,93	5,17	0,20	0,82	100,16	1,079	1,471	739,0	190	155,5	4,0	18	1,0	6,6	12	3,6	128,5	18,50
TLG-29 A	66,16	0,628	16,01	3,65	0,066	2,20	1,76	3,15	3,64	0,19	1,75	99,21	1,298	1,744	613,5	199	192,5	11,5	19	0,3	4,9	19	5,9	216,0	17,00
TLG-30	68,12	0,695	15,26	4,82	0,06	1,32	2,54	3,28	2,84	0,32	1,21	100,48	1,172	1,807	215,0	178	124,5	6,2	23	1,0	4,8	21	6,8	245,5	33,00
TLG-33 A	76,39	0,390	14,17	0,90	0,107	0,09	0,50	3,90	3,93	0,23	0,21	100,47	1,219	1,324	79,0	224	38,5	9,2	15	1,8	4,2	8	1,3	36,0	10,00
TV-006	67,51	0,638	15,47	4,25	0,053	1,26	2,45	2,69	4,16	0,23	1,76	100,46	1,16	1,747	845,5	175	204,0	5,5	21	1,0	3,0	16	6,0	218,0	27,00
TV-016	73,69	0,337	13,62	2,46	0,056	0,67	1,37	2,45	4,69	0,22	0,91	100,48	1,175	1,489	454,5	180	110,5	4,3	16	0,6	5,1	10	2,9	108,5	15,50
TV-023	68,38	0,636	14,66	4,29	0,059	1,27	3,66	2,95	3,09	0,23	0,96	100,18	0,986	1,778	505,0	153	172,0	7,0	21	0,8	3,4	18	7,0	254,0	36,00
TV-150	72,79	0,264	14,34	2,11	0,047	1,03	0,76	2,82	5,02	0,15	1,08	100,42	1,259	1,439	446,5	220	116,0	8,8	17	0,7	4,0	12	3,1	112,5	20,00
TV-200 p	69,295	0,453	15,395	3,26	0,048	1,12	2,185	2,68	5,12	0,22	0,63	100,40	1,106	1,549	744,8	212	200,5	6,1	19	1,8	4,0	12,5	5,0	170,3	26,75
TV-202	71,89	0,330	14,27	2,24	0,052	1,00	1,51	2,91	4,08	0,14	0,59	99,01	1,197	1,556	614,0	199	159,5	10,8	17	1,5	7,4	12	3,9	129,5	14,50
TV-205	70,76	0,365	14,96	2,83	0,055	0,96	2,00	2,80	4,81	0,21	0,43	100,18	1,114	1,531	684,0	219	144,5	13,2	19	1,6	7,6	14	4,2	151,5	15,50
TV-209	72,86	0,296	14,43	2,41	0,046	0,81	1,49	2,73	4,55	0,18	0,62	100,40	1,193	1,543	412,0	177	135,0	9,5	17	1,6	6,0	11	4,2	133,0	22,50
TV-214	70,32	0,369	15,19	2,46	0,029	0,94	2,22	2,43	4,92	0,10	0,46	99,44	1,137	1,637	1212,5	172	219,0	2,2	17	1,2	5,6	10	4,1	147,5	7,50
TV-218	71,6	0,392	14,57	2,69	0,028	0,99	2,36	2,57	4,65	0,16	0,42	100,43	1,083	1,589	820,0	169	178,5	4,7	18	1,3	5,4	11	3,8	132,5	12,50
TV-223	67,17	0,546	16,23	3,78	0,056	1,41	3,11	3,47	3,46	0,34	0,51	100,08	1,074	1,71	483,0	169	163,5	3,6	22	1,2	4,6	21	6,5	220,5	26,50
TV-224	75,96	0,670	14,26	0,90	0,019	0,15	0,61	3,81	4,11	0,31	0,41	100,60	1,207	1,333	98,0	227	37,5	11,1	16	2,2	5,8	11	1,3	37,5	12,00
TV-228 A	70,28	0,595	15,48	3,14	0,081	1,64	3,05	3,73	2,06	0,06	0,44	100,56	1,118	1,854	107,5	165	150,0	11,4	20	1,8	5,2	14	5,2	177,5	22,00
TV-233	70,68	0,477	14,51	3,42	0,064	1,01	1,98	2,93	4,30	0,19	0,57	100,12	1,109	1,527	556,0	193	125,5	15,6	18	2,0	5,2	13	5,4	183,0	25,50
TV-239	69,26	0,551	14,85	3,98	0,062	1,20	2,04	2,47	4,84	0,22	0,81	100,28	1,15	1,604	786,5	203	164,5	7,3	19	1,3	4,4	14	6,5	229,5	28,00
TV-241 A	66,44	0,726	16,06	4,82	0,079	2,07	3,44	3,61	2,09	0,15	0,58	100,05	1,121	1,975	205,5	155	177,0	8,2	19	1,9	3,0	11	6,1	208,0	28,50
TV-242	68,32	0,674	14,89	4,57	0,069	1,42	2,50	2,59	4,21	0,22	0,64	100,10	1,106	1,678	727,0	193	172,0	11,3	19	1,5	3,2	15	6,9	241,0	29,50
TV-248	71,85	0,312	14,84	2,27	0,045	0,89	1,59	2,95	4,52	0,15	0,52	99,94	1,248	1,521	538,5	197	145,5	12,8	17	1,8	4,1	11	4,0	131,0	21,00
TV-250	68,97	0,442	15,69	3,39	0,062	1,33	2,08	2,89	4,39	0,29	0,58	100,11	1,176	1,638	527,5	217	169,0	11,6	20	1,7	4,6	15	5,1	182,5	23,00
TV-255	68,77	0,498	15,64	3,97	0,067	1,54	2,07	4,13	2,99	0,29	0,51	100,47	1,125	1,545	243,5	223	199,5	5,2	22	2,9	4,0	19	5,6	190,0	21,00
TV-256	70,66	0,433	15,19	3,22	0,049	1,30	2,02	3,23	3,73	0,16	0,43	100,42	1,164	1,62	593,5	143	177,0	4,1	18	1,0	3,8	14	5,2	182,5	35,50
Promedio	69,92	0,488	15,10	3,18	0,055	1,19	2,04	2,97	4,27	0,21	0,81	100,20	1,15	1,599	593,6	186,7	166,8	7,8	19	1,3	4,6	14,0	4,9	170,9	22,42

Tabla 7.1 (cont.): composición química de las muestras estudiadas

Muestra	Th	U	Cr	Ni	Co	Sc	V	Cu	Pb	Zn	Bi	In	Sn	Mo	Be	Ag	As	Sb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
TLG-12	14,0	2,3	-20	-20	49,0	9,0	43,0	-10,0	34,0	47	3,2	-0,2	3,0	-2,0	3,0	-0,5	-5,0	-0,5	35,9	73,9	8,44	31,6	6,5	1,18	5,9	1,0	5,0	1,0	2,9	0,41	2,6	0,39
TLG-14	13,6	2,6	20	-20	24,0	9,0	47,5	-10,0	28,0	42	1,3	-0,2	3,0	-2,0	2,0	-0,5	-5,0	-0,5	37,2	75,7	8,64	32,6	6,5	1,31	5,9	1,0	5,0	1,0	2,5	0,33	1,9	0,25
TLG-15	10,8	2,1	-20	-20	52,0	5,0	32,0	11,0	34,0	-30	1,8	-0,2	2,0	-2,0	7,0	-0,5	-5,0	-0,5	26,3	53,9	6,16	23,3	4,9	1,06	4,4	0,7	3,7	0,7	1,9	0,25	1,5	0,20
TLG-18	19,8	3,3	-20	-20	44,0	15,0	111,0	-10,0	17,0	78	1,9	-0,2	3,0	-2,0	3,0	-0,5	-5,0	0,5	88,4	170	18,40	65,0	10,5	2,19	8,8	1,2	6,2	1,2	3,2	0,46	2,8	0,41
TLG-20 p	17,9	2,0	-20	-20	85,5	9,0	40,0	7,5	18,5	14	-0,4	-0,2	-1,0	-2,0	0,0	-0,5	-5,0	0,1	39,3	79,7	8,71	32,8	6,1	1,27	4,9	0,6	2,7	0,4	1,0	0,13	0,8	0,11
TLG-26	15,7	2,9	21	-20	72,0	9,0	46,5	10,0	31,0	48	0,6	-0,2	3,0	-2,0	2,0	-0,5	-5,0	-0,5	33,6	68,8	7,74	29,7	6,2	1,20	5,8	0,9	5,2	0,9	2,3	0,25	1,3	0,15
TLG-27 A	11,2	3,0	-20	-20	116,0	8,0	38,5	-10,0	38,0	70	1,9	-0,2	1,0	-2,0	6,0	-0,5	-5,0	-0,5	30,2	60,6	6,93	25,7	5,2	0,97	4,6	0,7	3,6	0,7	1,7	0,23	1,4	0,18
TLG-29 A	15,7	2,3	35	-20	40,0	12,0	63,5	-10,0	-5,0	-30	0,8	-0,2	6,0	-2,0	3,0	-0,5	-5,0	-0,5	54,2	98,8	11,50	42,4	7,3	1,23	5,5	0,7	3,3	0,6	1,5	0,22	1,3	0,19
TLG-30	19,2	3,4	26	-20	75,0	10,0	62,5	33,0	26,0	120	2,8	-0,2	2,0	-2,0	5,0	-0,5	-5,0	-0,5	50,4	104	11,90	44,9	9,4	0,97	8,5	1,4	6,7	1,2	2,8	0,37	2,0	0,26
TLG-33 A	1,7	5,6	-20	-20	75,0	5,0	-5,0	-10,0	25,0	-30	1,1	-0,2	13,0	2,0	2,0	-0,5	57,0	-0,5	3,5	6,9	0,77	2,6	0,8	0,27	1,0	0,2	1,6	0,3	1,0	0,21	1,6	0,23
TV-006	18,1	2,7	22	-20	31,0	11,0	62,0	157	38,0	117	2,0	-0,2	3,0	-2,0	2,0	-0,5	-5,0	-0,5	48,1	97,7	11,10	41,4	8,2	1,43	7,1	1,0	5,3	1,0	2,5	0,34	2,1	0,28
TV-016	9,3	1,6	-20	-20	64,0	7,0	29,5	-10,0	22,0	37	2,1	-0,2	2,0	-2,0	3,0	-0,5	-5,0	-0,5	23,5	47,5	5,37	19,8	4,1	0,89	3,5	0,5	2,8	0,6	1,7	0,23	1,4	0,20
TV-023	18,0	3,0	27	-20	71,0	12,0	61,5	14,0	26,0	82	3,4	-0,2	3,0	-2,0	3,0	-0,5	-5,0	-0,5	49,6	99,8	11,30	42,6	8,3	1,38	7,6	1,2	6,6	1,3	3,5	0,49	2,9	0,41
TV-150	9,3	2,6	21	-20	46,0	6,0	28,0	-10,0	27,0	79	6,2	-0,2	7,0	-2,0	5,0	-0,5	-5,0	0,7	24,0	48,9	5,44	20,2	4,1	0,72	3,9	0,7	3,5	0,7	1,9	0,28	1,7	0,25
TV-200 p	15,8	3,0	1	-20	72,5	9,5	45,5	20,5	28,5	65	50,0	-0,2	3,0	-2,0	2,0	0,8	-5,0	0,1	36,3	73,6	8,18	31,1	6,5	1,25	5,9	1,0	5,2	0,9	2,2	0,25	1,3	0,16
TV-202	11,1	2,4	-20	-20	89,0	7,0	30,0	-10,0	20,0	75	0,5	-0,2	8,0	2,0	2,0	-0,5	-5,0	-0,5	29,4	58,0	6,24	23,2	4,5	1,07	3,6	0,6	3,0	0,5	1,4	0,21	1,3	0,18
TV-205	12,3	2,6	-20	-20	91,0	8,0	38,5	-10,0	20,0	36	0,7	-0,2	8,0	2,0	2,0	-0,5	-5,0	-0,5	31,0	62,4	6,78	25,2	5,1	1,00	4,2	0,6	3,2	0,5	1,4	0,21	1,3	0,16
TV-209	11,4	3,0	-20	-20	78,0	6,0	29,5	-10,0	28,0	-30	0,5	-0,2	8,0	-2,0	6,0	-0,5	-5,0	-0,5	28,0	55,9	6,16	22,9	4,8	0,84	4,3	0,7	4,0	0,7	2,2	0,30	1,9	0,25
TV-214	15,2	1,6	-20	-20	82,0	8,0	37,5	-10,0	17,0	-30	-0,4	-0,2	1,0	-2,0	1,0	-0,5	-5,0	-0,5	38,7	75,6	8,08	30,0	5,4	1,61	4,2	0,4	1,8	0,3	0,6	0,07	0,4	0,06
TV-218	12,8	1,8	20	-20	87,0	8,0	39,5	-10,0	22,0	40	-0,4	-0,2	2,0	-2,0	1,0	4,1	5,0	0,9	30,1	62,8	6,74	25,2	4,9	1,29	4,1	0,6	2,8	0,4	1,1	0,13	0,8	0,10
TV-223	15,9	3,0	48	-20	64,0	11,0	58,5	34,0	20,0	84	-0,4	-0,2	2,0	-2,0	6,0	0,5	-5,0	-0,5	42,2	85,3	9,40	36,1	7,3	1,28	6,7	1,1	5,5	0,9	2,4	0,33	2,0	0,25
TV-224	2,1	2,2	-20	-20	72,0	5,0	-5,0	-10,0	29,0	37	2,0	-0,2	15,0	-2,0	2,0	-0,5	19,0	-0,5	4,9	10,1	1,14	4,2	1,3	0,28	1,5	0,4	2,3	0,4	1,0	0,14	0,8	0,09
TV-228 A	16,3	2,9	40	27	67,0	13,0	61,5	17,0	18,0	-30	-0,4	-0,2	5,0	-2,0	6,0	-0,5	-5,0	-0,5	37,4	77,7	8,74	33,7	6,8	1,21	5,9	0,9	4,6	0,8	2,1	0,29	1,7	0,22
TV-233	15,7	3,5	-20	-20	65,0	10,0	46,0	15,0	24,0	152	0,4	-0,2	8,0	-2,0	3,0	-0,5	-5,0	-0,5	38,6	77,5	8,57	32,5	6,5	1,14	5,7	0,9	4,9	0,9	2,5	0,38	2,4	0,33
TV-239	18,1	2,6	22	-20	53,0	10,0	52,5	14,0	20,0	35	-0,4	-0,2	6,0	-2,0	1,0	-0,5	-5,0	-0,5	45,1	91,4	10,20	38,7	7,5	1,35	6,7	1,0	5,5	1,0	2,7	0,40	2,5	0,33
TV-241 A	15,6	3,1	27	-20	65,0	15,0	70,0	-10,0	22,0	72	-0,4	-0,2	3,0	-2,0	3,0	-0,5	-5,0	-0,5	45,0	89,2	10,00	38,7	7,2	1,45	6,5	1,0	5,5	1,1	3,0	0,45	2,7	0,38
TV-242	20,2	3,4	26	-20	60,0	12,0	65,0	12,0	21,0	42	-0,4	-0,2	2,0	-2,0	2,0	-0,5	-5,0	-0,5	52,0	105	11,70	44,6	8,6	1,49	7,3	1,1	5,9	1,1	2,9	0,43	2,6	0,34
TV-248	11,7	2,2	-20	-20	81,0	7,0	31,5	-10,0	28,0	38	-0,4	-0,2	7,0	2,0	2,0	-0,5	-5,0	-0,5	24,1	56,1	5,35	20,2	4,0	0,91	3,7	0,6	3,6	0,7	2,2	0,33	2,1	0,28
TV-250	14,4	2,5	26	-20	72,0	10,0	50,0	20,0	23,0	111	-0,4	-0,2	7,0	-2,0	2,0	-0,5	-5,0	-0,5	32,4	73,9	7,37	27,5	5,3	1,05	4,8	0,8	4,4	0,8	2,3	0,34	2,1	0,27
TV-255	16,9	3,2	25	-20	65,0	11,0	55,0	54,0	20,0	81	0,7	-0,2	3,0	-2,0	4,0	-0,5	-5,0	-0,5	42,7	82,3	9,43	34,8	6,9	1,13	6,2	0,9	4,6	0,8	1,9	0,28	1,9	0,26
TV-256	17,6	2,9	27	-20	78,0	10,0	46,5	-10,0	22,0	55	-0,4	-0,2	2,0	-2,0	2,0	-0,5	-5,0	-0,5	36,4	76,8	8,27	31,0	6,5	0,96	6,4	1,1	6,6	1,2	3,6	0,54	3,1	0,40
	14,1	2,8	23	20,2	67,3	9,3	45,6	19,0	24,3	47,6	2,6	-0,2	4,5	-2,0	3,00	0,68	7,1	0,49	36,7	74,2	8,22	30,8	6,0	1,14	5,3	0,8	4,3	0,8	2,1	0,30	1,8	0,24



(a)



(b)

Figura 7.1: a) Diagrama TAS de Li (1999) para la clasificación de rocas ígneas plutónicas; b) diagrama de Wilson (1989) para la clasificación de rocas ígneas plutónicas de acuerdo con su concentración de álcalis. La curva separa las rocas alcalinas y sub-alcalinas.

litófilos. Aunque varios de los diagramas a los cuales se hace referencia en esta sección consideran las concentraciones de ciertos elementos del grupo de las Tierras Raras, éstas son tratadas por separado más adelante.

Las figuras 7.7 a 7.10 muestran una galería de diagramas de variación entre elementos de este grupo y entre éstos y algunos elementos mayoritarios, así como diagramas multi-elementales o *spider diagrams*. De estos últimos se elaboraron dos. En el primero, los valores se normalizaron a los de condrito de acuerdo con Thompson *et al.*, 1982 (ROLLINSON, 1993); en el segundo, los valores utilizados son los de MORB según Pearce (1983; en ROLLINSON, *op. cit.*).

7.2.2.1.- RELACIONES INTER-ELEMENTALES DE INTERÉS

En la tabla 7.3 se da una serie de relaciones inter-elementales de interés para identificar la posible influencia de ciertos procesos en la composición de las rocas estudiadas.

7.2.2.2.- DIAGRAMAS BINARIOS VARIADOS

Aparte los diagramas tipo Harker, se elaboraron varios diagramas con distintos pares de elementos cuyas escogencia fue un tanto arbitraria. Los criterios para escoger los pares de elementos a estudiar fueron básicamente dos. En primer lugar, se consideró su presencia en la literatura consultada como pruebas de hipótesis propuestas por diferentes autores. En segundo lugar, se escogieron los elementos comúnmente utilizados dentro de los diagramas multi-elementales encontrados en la literatura consultada. Éstos son Sr, Rb, Ba, Th, Ta, Nb, Ce, Zr, Hf, Sm, Ce, Y e Yb.

Se graficaron los valores de Sílice versus Zr, Th y Hf y los de estos elementos entre sí. Los gráficos entre elementos muestran una buena correlación. De igual manera, las variaciones observadas en los diagramas de sílice muestran una variación similar de los tres elementos.

7.2.2.3.- CARÁCTER QUÍMICO DE LOS GRANITODES DE LA REGIÓN DE VALERA.

7.2.2.3.1.- EL CORINDÓN NORMATIVO

Todas las muestras analizadas para el presente trabajo contienen corindón en la norma (tabla 7.2), en proporciones en general superiores al 1% y menores al 5%, excepto por la muestra TV-023, con valores muy por debajo del 1%. Como se verá en el siguiente aparte, esta muestra TV-023 tiene un $ASI < 1$, por lo que se clasifica como metalumínica.

7.2.2.3.2.- ÍNDICES DE SHAND Y DE SATURACIÓN DE ALÚMINA (MANIAR & PICCOLI, 1989)

Se calcularon los Índices de Shand y de Saturación de Alúmina (ASI) para cada una de las muestras y se construyó el diagrama de MANIAR & PICCOLI, 1989 (fig. 7.10 b) para la clasificación de Shand de los granitoides. Los resultados se presentan en la tabla 7.3.

7.2.2.3.3.- DIAGRAMAS NA-K-CA DE Barker & Arth (1976) Y SiO_2 - K_2O DE GILL (1981)

La tendencia mostrada por las rocas estudiadas es similar a la de la serie calco-alcalina (por oposición a la toleítica) de BARKER & ARTH (1976).

El diagrama Harker para el K_2O muestra que las rocas de la zona en estudio son, en general, calco-alcalinas altas en potasio. Una muestra (TLG-14) cae en el campo de las shoshonitas y otra pocas muestras caen en el campo calco-alcalino normal. Estos diagramas se muestran en la figura 7.11 (a) y (c).

7.2.2.3.4.- DIAGRAMAS TERNARIOS DE BA-RB-SR DE EL BOUSSEILY & EL SOKKARY (1975)

Se construyó el diagrama propuesto por EL BOUSSEILY & EL SOKKARY (1975) para la discriminación de granitoides, para la zona norte y para los datos de las zonas norte y sur, así como para la región completa entre Calembe y El Horno. En la figura

7.5 se observa que la mayoría de las muestras caen en el campo de los granitos anómalos, con un granito normal, un granito fuertemente diferenciado, 2 granodioritas y 6 muestras fuera de campo.

7.2.3.- ELEMENTOS DEL GRUPO DE LAS TIERRAS RARAS

Se elaboraron gráficos de distribución de Tierras Raras normalizando las muestras según los valores de Boynton (1984; en ROLLINSON, 1993), tal como lo recomienda ROLLINSON (*op. cit.*). El patrón de Tierras Raras de las rocas estudiadas muestra las siguientes características: empobrecimiento progresivo en Tierras Raras, al aumentar el número atómico (del La al Lu) y anomalía negativas de Europio. La pendiente descendente de los patrones indica que las muestras están enriquecidas en Tierras Raras Livianas (LREE en inglés) respecto de las Tierras Raras Pesadas (HREE en inglés).

Otra manera de determinar el grado de empobrecimiento de las tierras raras, es obteniendo relaciones entre pares de elementos cuyas concentraciones han sido normalizadas. La relaciones La/Sm_N , Gd/Yb_N y La/Yb_N permiten conocer los grados de fraccionamiento de las Tierras Raras livianas, Tierras Raras pesadas y Tierras Raras en general, respectivamente.

Los patrones de Tierras Raras están muy fraccionados mostrando valores de $(La/Yb)_N = 7,74-33,12$, con tres valores que caen fuera (1,47; 4,13 y 65, 23). De acuerdo con los valores que se muestran en la tabla 7.3, el empobrecimiento en Tierras Raras livianas es más dramático que el empobrecimiento en Tierras Raras pesadas, pero el empobrecimiento en Tierras Raras en general es importante. Esto corresponde con el perfil de Tierras Raras, que muestra una tendencia negativa, con una pendiente más abrupta para las livianas que para las pesadas.

Los valores de la anomalía de Europio se calcularon utilizando la ecuación 3.4 y están presentados en la Tabla 7.3. Como se puede observar en la misma, la anomalía de Europio tiene un promedio cercano a 0.6. Los valores de Eu/Eu^* oscilan entre 0,33 y 0,88, mostrando anomalías negativas moderadas, salvo por dos

muestras, TLG-33 A (0,9230) y TV-214 (1,0337), cuyos valores indican una anomalía negativa muy débil y una anomalía positiva muy débil, respectivamente.

7.2.3.1.- TIERRAS RARAS CONTRA ÓXIDOS (ELEMENTOS) MAYORITARIOS

Se graficaron los valores de sílice (SiO_2) contra los valores de los elementos del grupo de las Tierras raras para evaluar el comportamiento conjunto de estos elementos. Además, se calcularon los coeficientes de correlación entre los elementos de este grupo y los óxidos de elementos mayoritarios, utilizando una aplicación del programa MINPET 2.02..

Del cálculo de los coeficientes de correlación entre los óxidos de elementos mayoritarios se obtuvieron los siguientes resultados. En primer lugar, los óxidos que muestran mejores correlaciones son SiO_2 , TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , CaO y Al_2O_3 –en orden decreciente; el índice de diferenciación de Tremblay et al. (1994) muestra una correlación excelente con las tierras raras livianas y medias. En segundo lugar se tiene que, en general, las mejores correlaciones las presentan las tierras raras livianas y que los coeficientes de correlación van disminuyendo a medida que se progresa dentro del grupo hacia los elementos de mayor peso atómico. Para ilustrar el comportamiento de las tierras raras livianas, medias y pesadas, respectivamente, con las variaciones en las proporciones de los elementos mayoritarios, se escogieron el Ce, el Sm y el Yb, además del Eu.

7.2.3.2.- DI VS. ELEMENTOS TRAZA Y TIERRAS RARAS (Tremblay ET AL., 1994)

Se elaboraron gráficos de los siguientes elementos: Yb, Zr, Hf, Eu, Ta, Rb, Sr, U, Th, La, Y. La abundancia de los elementos Zr, Hf y Th aumenta sistemáticamente al aumentar el DI. La figura 7.14 muestra estas relaciones.

7.3.- DIAGRAMAS DISCRIMINANTES TECTÓNICOS

Como se ha dicho anteriormente, para este trabajo se utilizarán los esquemas de clasificación de PEARCE *et al* (1984), MANIAR & PICCOLI (1989), BATCHELOR & BOWDEN (1985) y HARRIS (1986), así como la clasificación de BARBARIN (1990) han

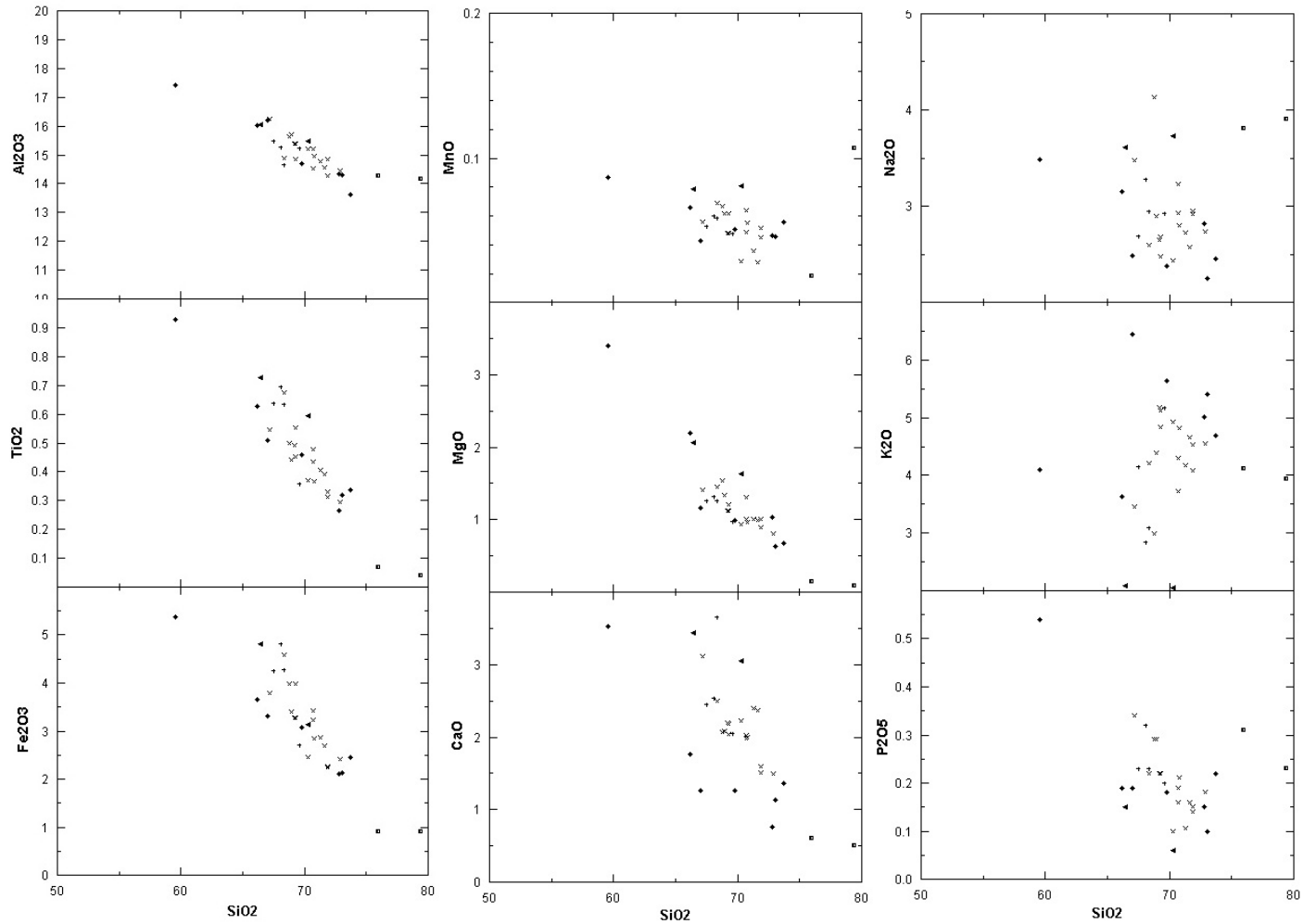


Figura 7.2 : Diagramas tipo Harker para las rocas granitoides de Valera-La Puerta

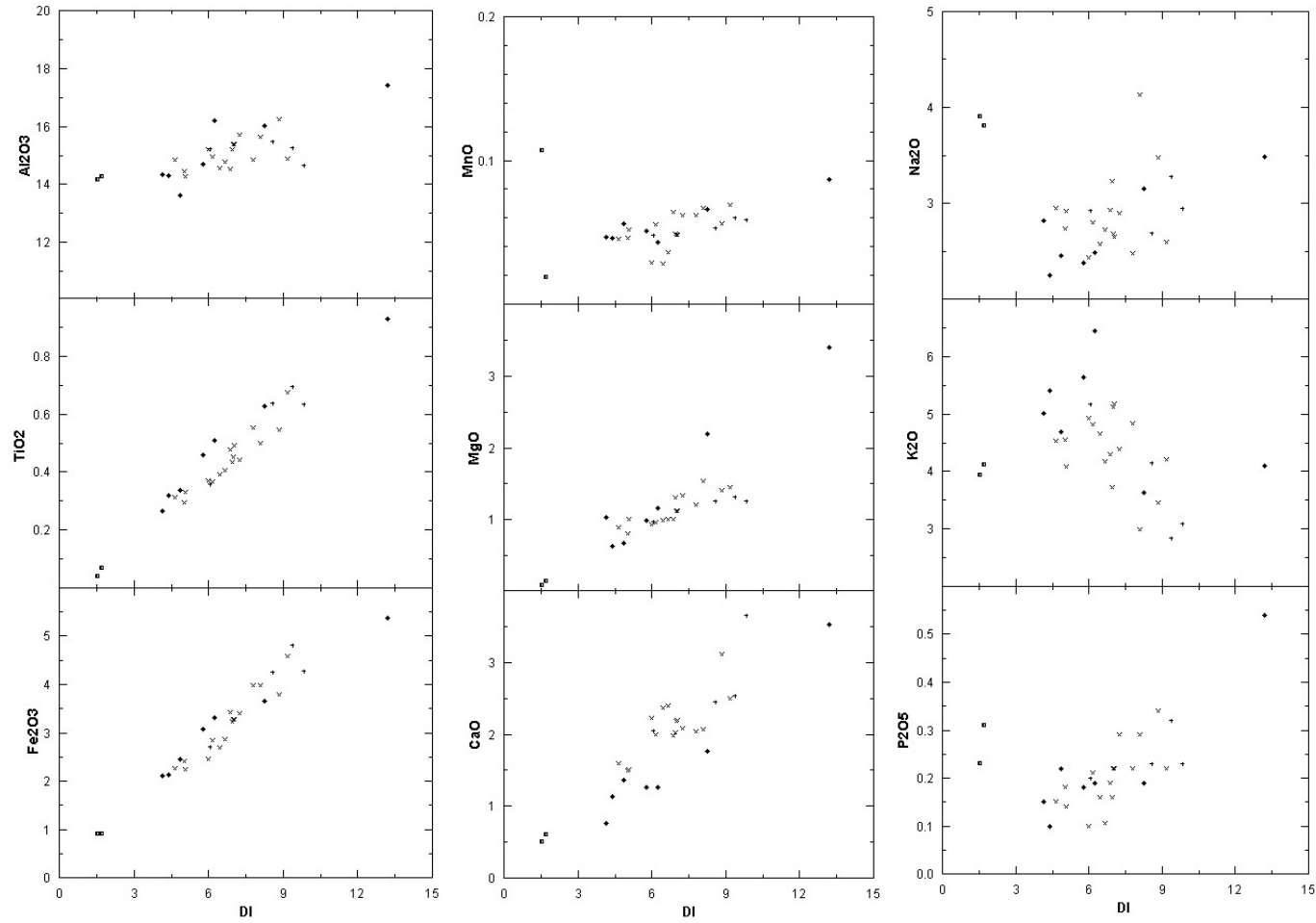


Figura 7.3 : índice de diferenciación (DI) de Tremblay *et al.* (1994) vs. óxidos, de las rocas granitoides de Valera-La Puerta

Tabla 7.2: resultados de los cálculos de la norma CIPW. Se presentan los resultados obtenidos con el programa MAGMA de K. Wohletz y la hoja de cálculo de Hollocher del Union College

Muestra	Norma CIPW																	Nombre IUGS
	Minerales normativos (% peso)																	
	Cuarzo		Corindón		Ortoclasa		Albita	Anortita	Ab+An	Plagioclasa		Hipersteno		Ilmenita		Magnetita	Apatito	
Magma	Union	Magma	Union	Magma	Union	Magma	Magma	Magma	Union	Magma	Union	Magma	Union	Union	Union	Magma	Union	
TLG-15	34,30	35,24	2,63	2,60	31,88	32,21	19,02	5,80	24,82	25,23	5,05	3,55	0,61	0,00	0,94	0,22	0,23	Monzogranito
TLG-12	28,46	30,10	2,82	2,78	33,23	33,86	20,12	5,13	25,25	25,94	7,45	4,67	0,87	0,89	1,36	0,39	0,42	Monzogranito
TLG-14	21,53	22,79	3,28	3,24	38,02	38,71	21,05	5,07	26,12	26,82	8,22	6,06	0,97	0,99	0,99	0,41	0,44	Monzogranito
TLG-29 A	24,80	26,56	4,14	4,21	21,49	22,16	26,63	7,50	34,13	35,27	11,25	9,02	1,19	1,23	1,09	0,41	0,46	Monzonita cuarcífera
TLG-27 A	25,55	26,57	1,58	1,50	30,52	30,85	24,77	8,87	33,64	34,21	6,88	4,76	0,68	0,68	0,99	0,44	0,46	Monzogranito
TLG-18	8,75	10,09	2,15	2,06	24,14	24,70	29,42	13,96	43,38	44,69	16,91	14,23	1,76	1,80	1,19	1,18	1,27	Monzogranito
TV-006	26,38	28,01	2,64	2,60	24,56	25,00	22,74	10,66	33,40	34,17	9,98	7,21	1,21	1,23	1,25	0,50	0,53	Monzogranito
TV-016	36,37	37,49	2,55	2,50	27,68	27,89	20,71	5,37	26,08	26,43	5,73	3,47	0,64	0,65	1,07	0,48	0,51	Monzogranito
TV-023	27,19	28,74	0,36	0,31	18,24	18,44	24,94	16,66	41,60	42,23	10,09	7,25	1,21	1,22	1,26	0,50	0,53	Monzogranito
TV-150	32,88	33,82	3,25	3,23	29,63	29,90	23,84	2,80	26,64	26,99	6,08	4,44	0,50	0,51	0,77	0,33	0,35	Granodiorita
TLG-30	28,15	29,86	2,94	2,93	16,76	16,96	27,73	10,52	38,25	38,82	11,09	7,93	1,32	1,33	1,42	0,70	0,74	Granodiorita
TV-200/Pro	26,00	27,37	2,00	1,93	30,22	30,38	22,65	9,41	32,06	32,44	8,10	5,10	0,86	0,87	1,42	0,48	0,51	Monzogranito
TV-202	33,40	34,57	2,66	2,64	24,08	24,52	24,60	6,58	31,18	31,95	6,15	4,70	0,63	0,65	0,67	0,31	0,32	Monzogranito
TV-205	28,85	29,75	2,01	1,95	28,39	28,54	23,67	8,56	32,23	32,58	7,08	5,19	0,69	0,70	0,83	0,46	0,49	Monzogranito
TV-209	33,89	34,89	2,74	2,68	26,86	27,01	23,08	6,22	29,30	29,60	6,03	3,80	0,56	0,57	1,06	0,39	0,42	Monzogranito
TV-214	29,72	30,65	2,07	1,97	29,04	29,43	20,54	10,36	30,90	31,66	6,30	4,68	0,70	0,70	0,72	0,22	0,23	Monzogranito
TV-218	30,84	31,56	1,40	1,32	27,45	27,54	21,72	10,67	32,39	32,71	6,80	4,99	0,75	0,74	0,78	0,35	0,37	Monzogranito
TV-223	23,18	24,35	1,93	1,88	20,42	20,62	29,33	13,22	42,55	43,07	9,64	7,14	1,04	1,04	1,10	0,74	0,79	Granodiorita
TV-224	36,74	37,05	3,17	3,18	24,26	24,23	32,21	1,02	33,23	33,17	1,95	1,12	0,13	0,13	0,39	0,68	0,72	Monzogranito
TV-233	29,46	30,82	1,89	1,86	25,38	25,59	24,77	8,59	33,36	33,73	8,12	5,41	0,91	0,91	1,25	0,41	0,44	Monzogranito
TV-239	27,91	29,22	2,36	2,30	28,57	28,84	20,88	8,69	29,57	30,07	9,49	6,85	1,05	1,06	1,16	0,48	0,51	Monzogranito
TV-242	26,96	28,74	2,05	2,00	24,85	25,12	21,89	10,97	32,86	33,35	10,93	7,33	1,28	1,29	1,67	0,48	0,51	Monzogranito
TV-248	31,43	32,51	2,56	2,53	26,68	26,89	24,94	6,91	31,85	32,25	5,95	3,90	0,59	0,59	1,00	0,33	0,35	Monzogranito
TV-250	27,22	28,35	3,09	3,05	25,91	26,12	24,43	8,44	32,87	33,31	8,91	6,66	0,84	0,85	0,99	0,63	0,67	Monzogranito
TV-255	24,43	25,64	2,54	2,51	17,65	17,73	34,91	8,39	43,30	43,56	10,42	7,77	0,95	0,95	1,16	0,63	0,67	Granodiorita
TV-256	29,42	30,71	2,55	2,50	22,02	22,10	27,30	8,98	36,28	36,57	8,52	5,55	0,82	0,82	1,41	0,35	0,37	Monzogranito
TLG-20/Prom	31,09	32,14	1,66	1,60	24,64	24,76	23,03	11,19	34,22	34,60	7,13	4,86	0,77	0,78	1,04	0,23	0,25	Monzogranito
TLG-26	25,81	27,01	1,95	1,89	30,52	30,73	22,40	9,43	31,83	32,27	8,13	5,56	0,85	0,85	1,19	0,48	0,51	Monzogranito
TLG-33A	37,34	37,61	3,14	3,13	23,20	23,17	32,97	0,99	33,96	33,91	2,01	1,19	0,07	0,08	0,39	0,50	0,53	Monzogranito

Tabla 7.3: relaciones inter-elementales de interés

Muestra	Eu/Eu*	(La/Ce) _N	(La/Yb) _N	(La/Sm) _N	(Gd/Yb) _N	Nb/Ta	Zr/Hf	K/Rb	Ba/Nb	Ba/Zr	La/Nb	Ce/Pb	Rb/Nb	K/Nb
TLG-12	0,5826	1,2662	9,3910	3,4742	1,8312	2,50	36,85	281,51	80,23	5,21	3,26	2,17	15,09	4248,18
TLG-14	0,6468	1,2808	13,2000	3,6000	2,5058	5,20	36,18	249,77	79,04	5,57	2,86	2,70	16,46	4111,54
TLG-15	0,6980	1,2718	14,5433	3,6532	2,6514	1,86	35,14	304,90	73,44	4,78	3,29	1,59	18,38	5602,50
TLG-18	0,6966	1,3554	21,2853	5,2959	2,5361	6,36	36,59	204,52	37,73	3,97	2,53	10,00	4,74	970,00
TLG-20 p	0,7075	1,2852	33,1198	4,0526	4,9426	2,82	34,67	254,78	59	3,70	3,93	4,31	13,60	3465,00
TLG-26	0,6119	1,2729	17,4253	3,4089	3,6002	3,00	33,75	206,30	61,88	4,58	2,80	2,22	17,33	3575,83
TLG-27 A	0,6064	1,2989	16,8945	3,8836	2,7531	1,82	35,69	225,84	61,58	5,75	2,52	1,59	15,83	3575,83
TLG-29 A	0,5935	1,4229	28,1087	4,6703	3,4140	3,88	36,61	151,81	32,29	2,84	2,85	-19,76	10,47	1590,00
TLG-30	0,3318	1,2631	11,3168	3,6054	2,0174	4,38	36,10	132,42	10,24	0,88	2,40	4,00	8,48	1122,38
TLG-33 A	0,9230	1,3221	1,4748	2,7520	0,5043	1,90	27,69	145,63	9,88	2,19	0,44	0,28	28,00	4077,50
TV-006	0,5730	1,2832	15,4422	3,6898	2,7283	5,33	36,33	197,31	52,84	3,88	3,01	2,57	10,94	2158,13
TV-016	0,7184	1,2895	11,8209	3,3762	2,3671	1,96	37,41	216,28	45,45	4,19	2,35	2,16	18,00	3893,00
TV-023	0,5313	1,2954	11,5310	3,759	2,1148	5,29	36,29	167,65	28,06	1,99	2,76	3,84	8,50	1425,00
TV-150	0,5505	1,2792	16,9897	3,3727	3,4295	3,00	36,29	189,41	37,21	3,97	2,00	1,81	18,33	3472,50
TV-200 p	0,6196	1,2855	18,8256	3,5401	3,6623	3,16	34,39	200,47	59,58	4,37	2,90	2,58	16,96	3400,00
TV-202	0,8128	1,3212	15,2471	4,1097	2,2346	1,62	33,21	170,15	51,17	4,74	2,45	2,90	16,58	2821,67
TV-205	0,6606	1,2949	16,0769	3,8235	2,6071	1,84	36,07	182,28	48,86	4,51	2,21	3,12	15,64	2851,43
TV-209	0,5653	1,3056	9,9355	3,6694	1,8263	1,83	31,67	213,39	37,45	3,10	2,55	2,00	16,09	3433,64
TV-214	1,0337	1,3343	65,2282	4,5081	8,4730	1,79	35,98	237,44	121,25	8,22	3,87	4,45	17,20	4084,00
TV-218	0,8800	1,2493	25,3665	3,8641	4,1356	2,04	34,87	228,40	74,55	6,19	2,74	2,85	15,36	3509,09
TV-223	0,5596	1,2895	14,2255	3,6363	2,7033	4,57	33,92	169,94	23	2,19	2,01	4,27	8,05	1367,62
TV-224	0,6131	1,2645	4,1294	2,3710	1,5130	1,90	28,85	150,26	8,91	2,61	0,45	0,35	20,64	3100,91
TV-228 A	0,5841	1,2546	14,8323	3,4597	2,8006	2,69	34,13	103,64	7,68	0,61	2,67	4,32	11,79	1221,43
TV-233	0,5727	1,2982	10,8433	3,7355	1,9165	2,50	33,89	184,92	42,77	3,04	2,97	3,23	14,85	2745,38
TV-239	0,5823	1,2861	12,1625	3,7826	2,1626	3,18	35,31	197,88	56,18	3,43	3,22	4,57	14,50	2869,29
TV-241 A	0,6481	1,3149	11,2366	3,9315	1,9427	3,67	34,10	111,94	18,68	0,99	4,09	4,05	14,09	1577,27
TV-242	0,5750	1,2908	13,4839	3,8035	2,2657	4,69	34,93	181,04	48,47	3,02	3,47	5,00	12,87	2329,33
TV-248	0,7233	1,1197	7,7372	3,7899	1,4218	2,68	32,75	190,46	48,95	4,11	2,19	2,00	17,91	3410,91
TV-250	0,6365	1,1427	10,4018	3,8454	1,8445	3,26	35,78	167,93	35,17	2,89	2,16	3,21	14,47	2429,33
TV-255	0,5282	1,3523	15,1516	3,8927	2,6332	4,75	33,93	111,30	12,82	1,28	2,25	4,12	11,74	1306,32
TV-256	0,4551	1,2353	7,9163	3,5226	1,6660	3,68	35,10	216,50	42,39	3,25	2,60	3,49	10,21	2211,43
Promedio	0,64	1,28	15,98	3,74	2,68	3,2	34,66	191,81	45,38	3,61	2,64	2,45	14,62	2837,30

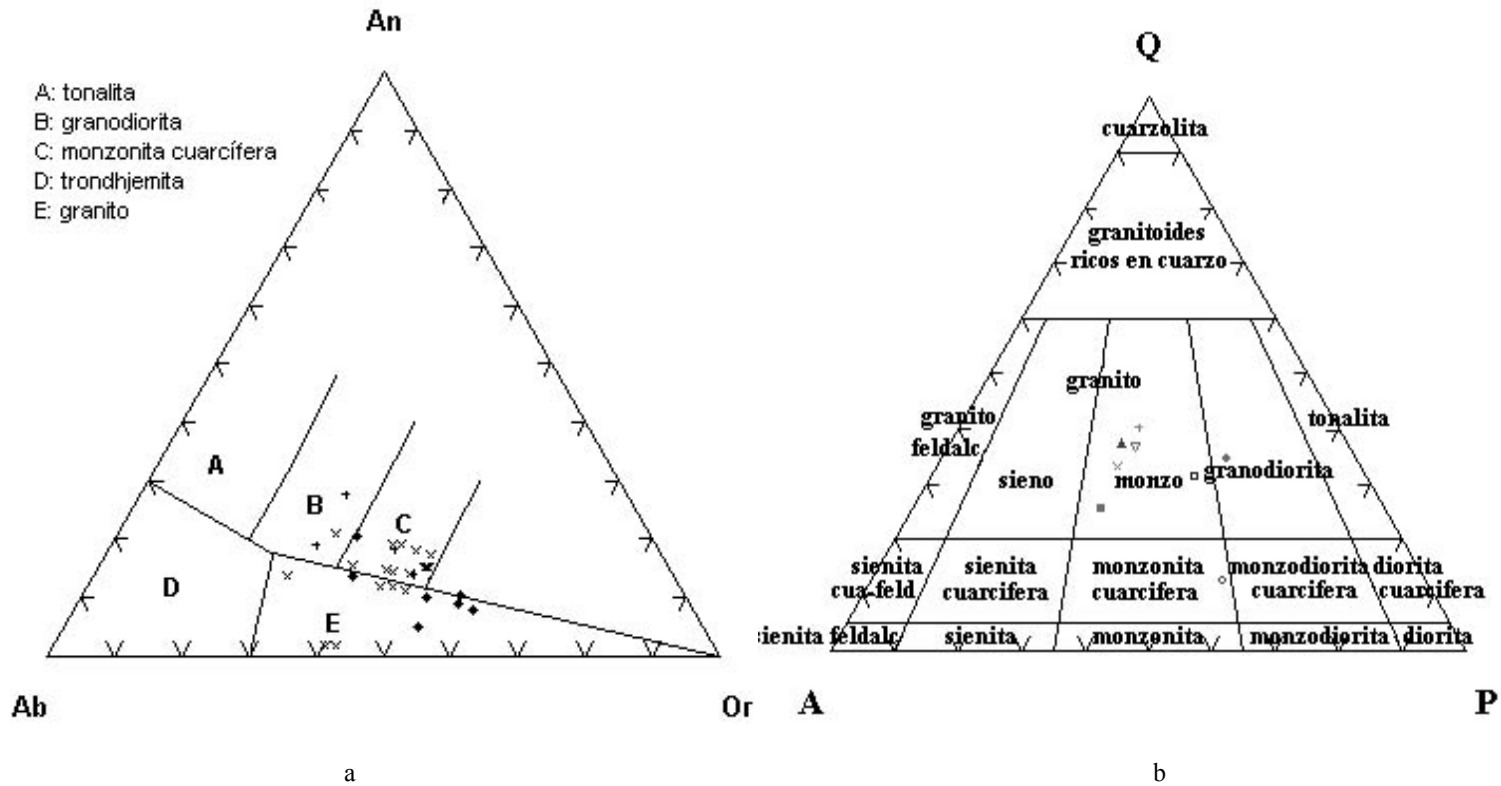


Figura 7.4: a) Diagrama de O'Connor-Barker (1979) para la clasificación de rocas granitoides, según la modificación de PAL *et al.* (2001); b) clasificación de LE BAS & STRECKEISEN (1991)

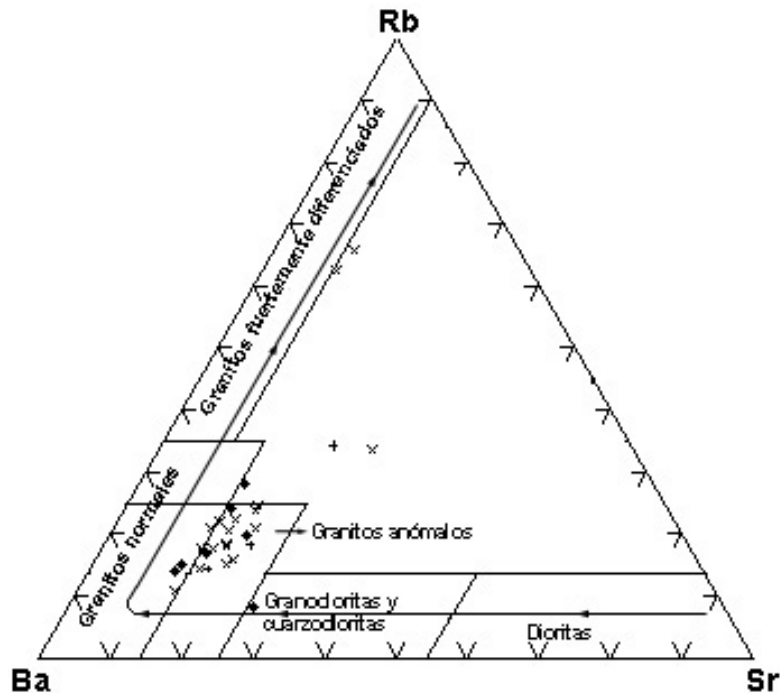


Figura 7.5: Diagrama de El Bousseily & El Sokkary (1975) para la clasificación de granitoides

sidio considerados para este trabajo.

Como para el resto de los análisis geoquímicos, se ha considerado a la muestras de las tres áreas. Es importante notar que aunque puede haber algunas inconsistencias, hay una tendencia general hacia los ambientes colisionales (según la clasificación de MANIAR & PICCOLI, 1989). Al aplicar los esquemas de clasificación construidos por diferentes autores para conjuntos similares de elementos, las inconsistencias pueden resolverse haciendo aproximaciones bastante buenas con algún solapamiento poco importante (aunque hay excepciones que caen casi en todos los campos posibles y serán discutidas más adelante). Pero al trabajar con esquemas de clasificación propuestos por diferentes autores, la complicación más frecuente se deriva de las diferencia de nombres consideradas para cada uno de los campos tectónicos. Para una descripción más detallada de los diferentes esquemas de clasificación tectónica, ver el capítulo 3 (Marco Teórico).

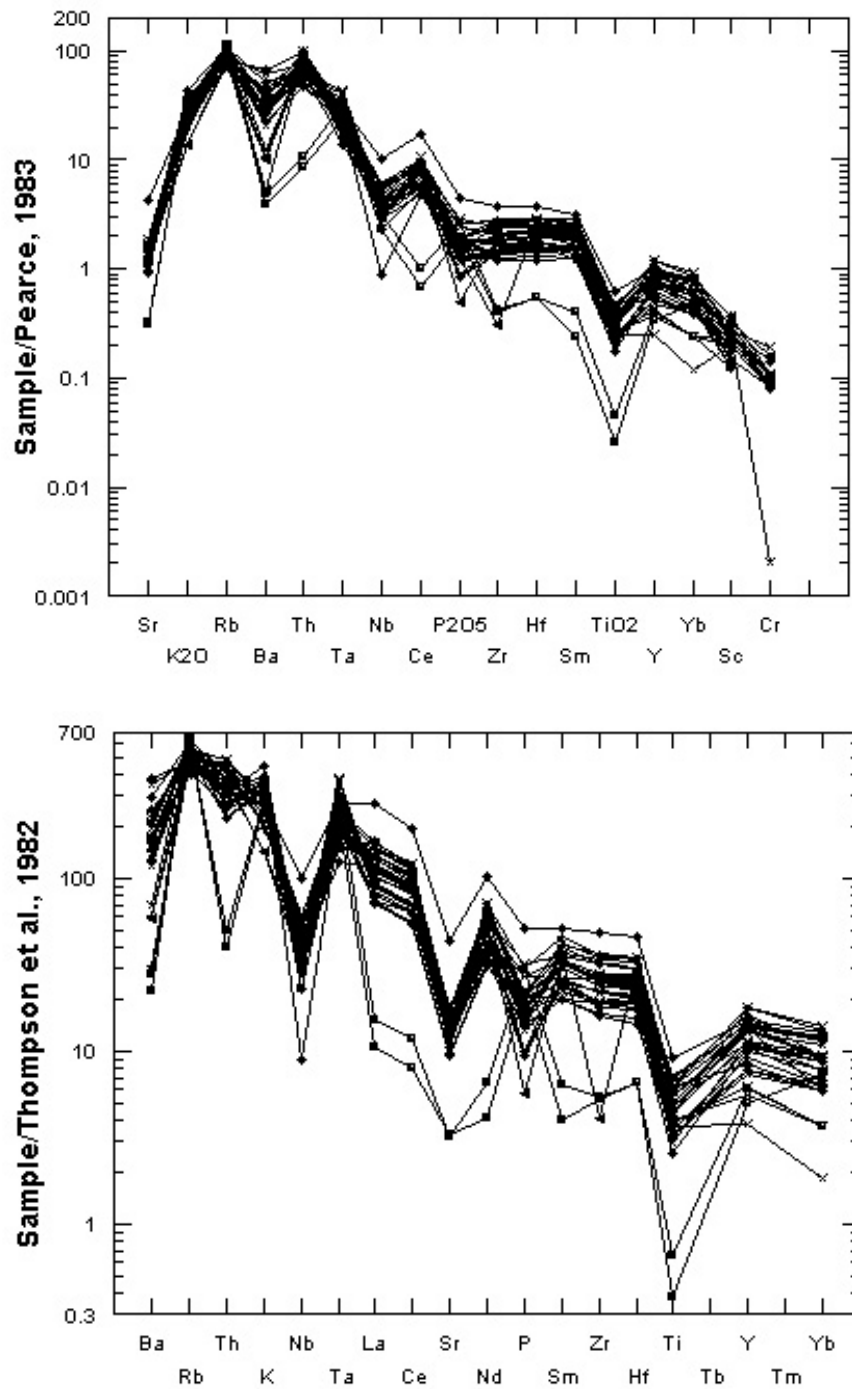


Figura 7.6. : Diagramas multielementales de acuerdo con a) Thompson et al, 1982; b) Pearce, 1983; (ref. en Rollinson, 1993) Ver el texto para explicaciones.

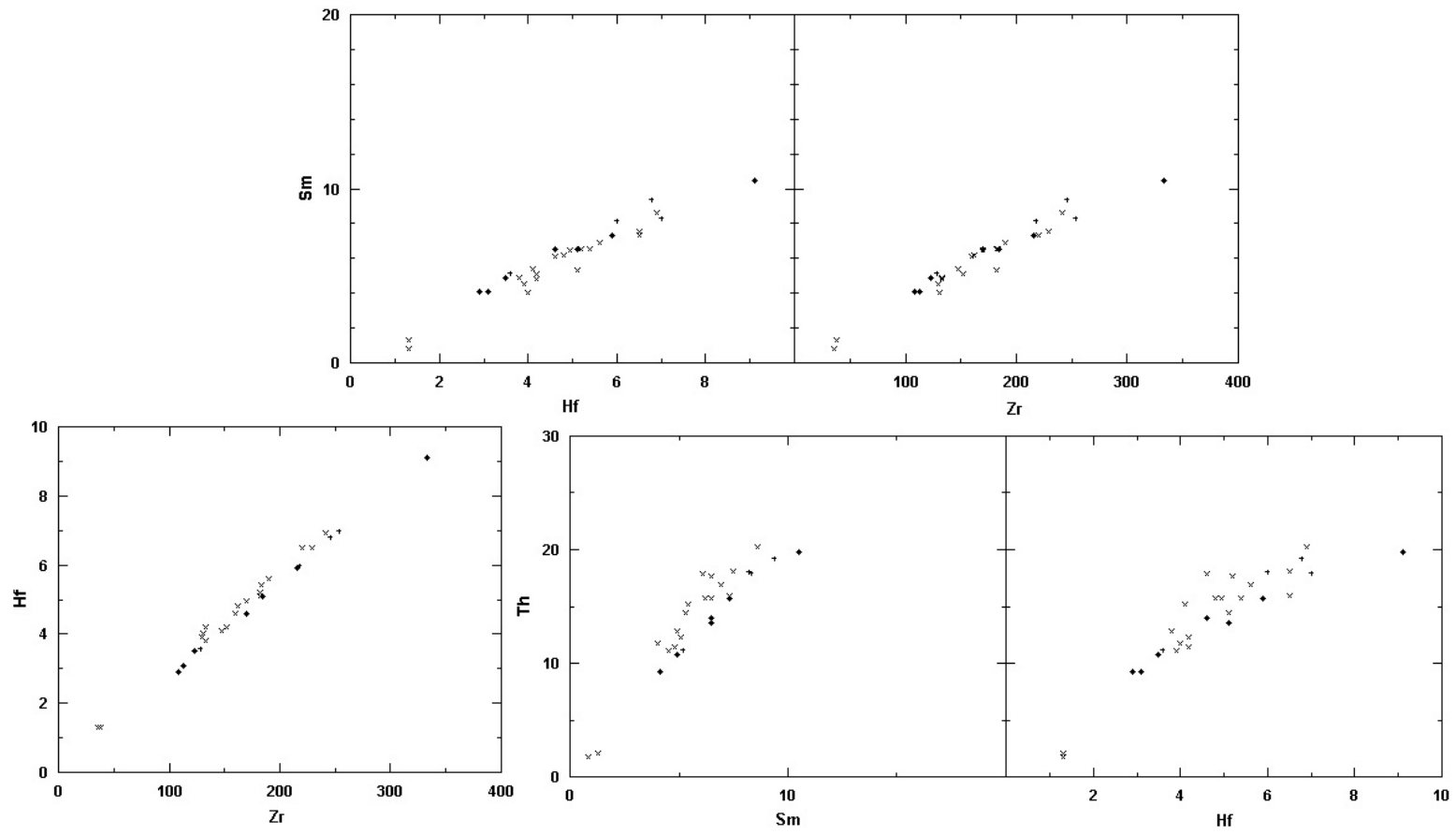


Figura 7.7: relaciones entre Hf-Sm, Zr-Sm, Sm-Th, Hf-Th y U-Th

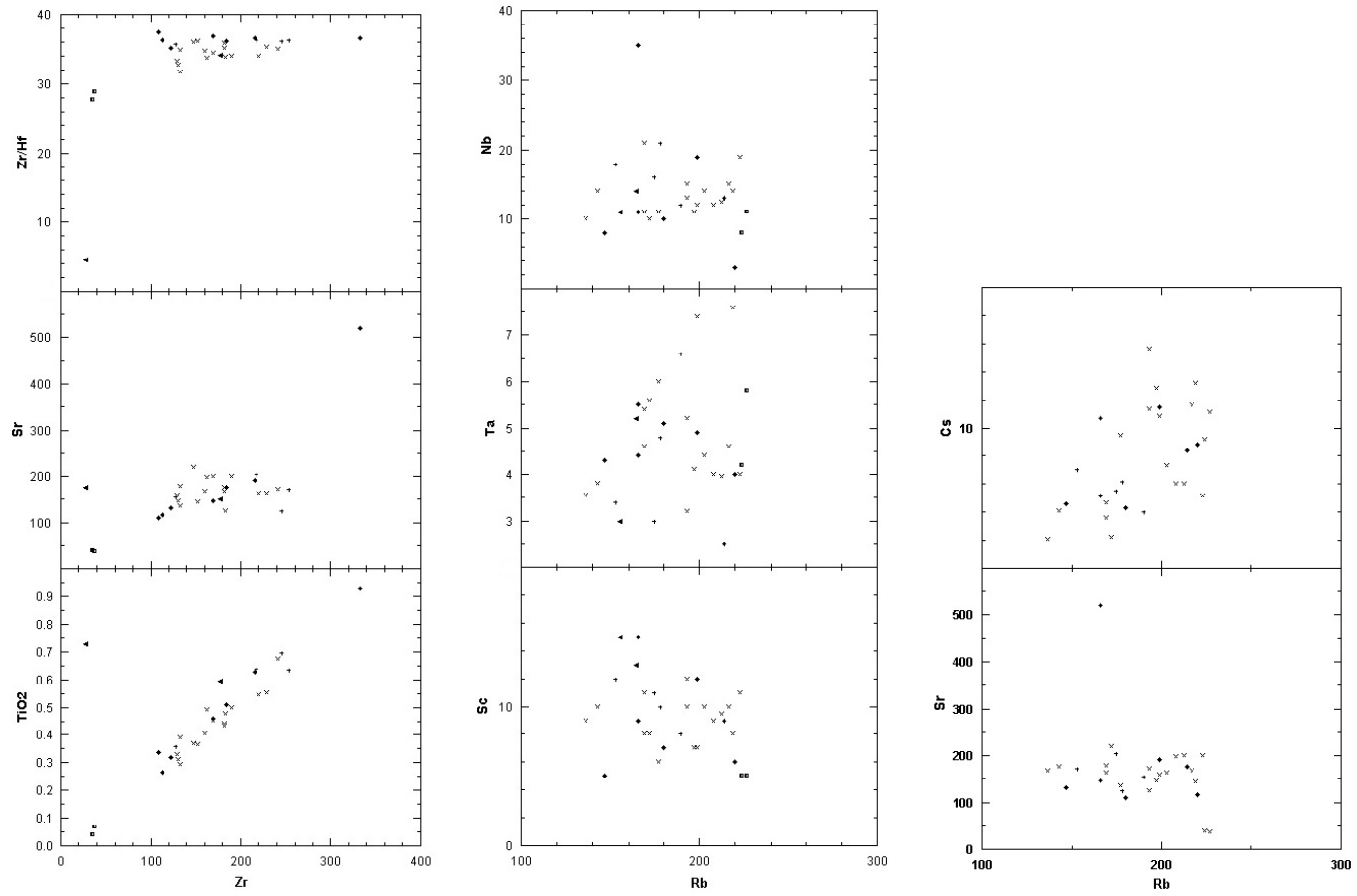


Figura 7.8: diagramas binarios variados

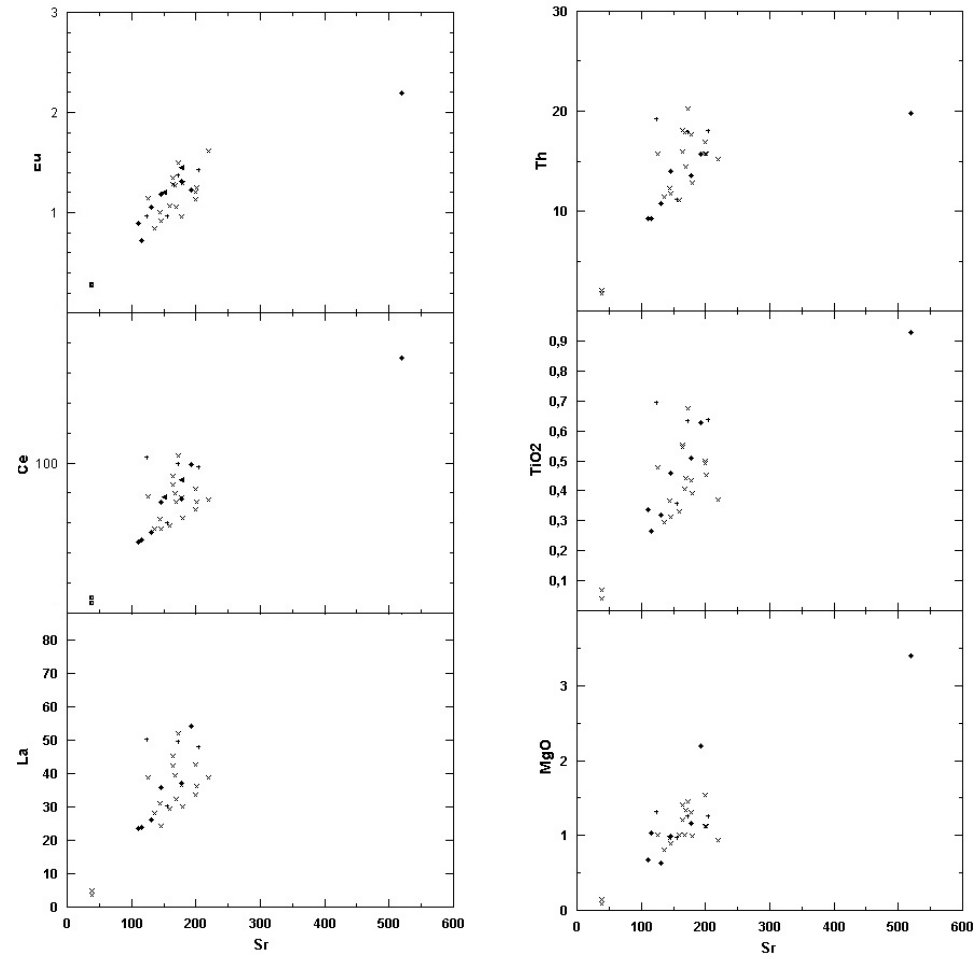


Figura 7.9: diagramas binarios de Sr vs La, Ce, Eu, MgO, TiO2 y Th

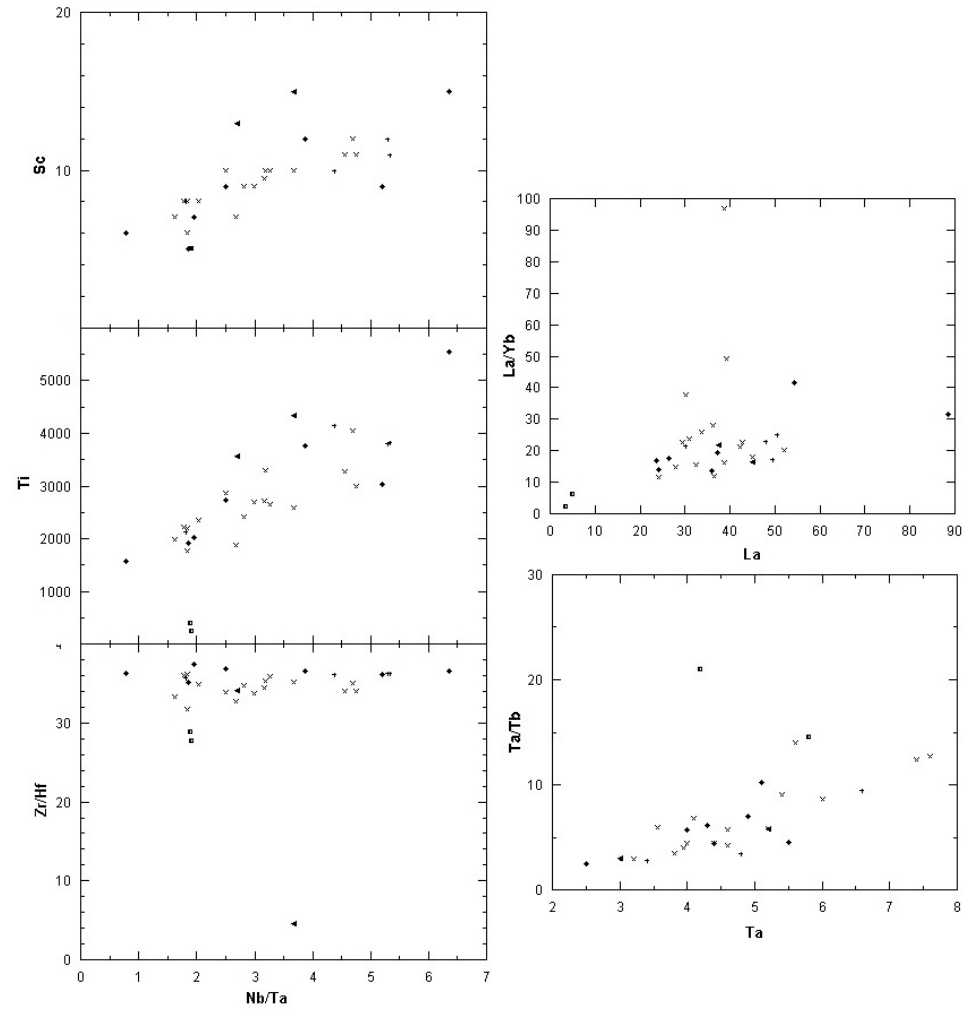


Figura 7.10: diagramas binarios variados para algunos elementos traza y relaciones entre éstos

7.3.1.- DIAGRAMAS DE PEARCE ET AL., 1984 (TOMADOS DE Rollinson 1993)

Se construyeron los diagramas de PEARCE *et al.* (1984) para la discriminación tectónica de rocas graníticas, utilizando los valores de las coordenadas que da ROLLINSON (1993). Los resultados de la graficación se muestran en la figura 7.15. Es de hacer notar que una muestra puede caer en campos diferentes en los diferentes gráficos.

En estos diagramas los resultados son mixtos y bastante dispersos. En algunos gráficos casi todas las muestras caen en los campos de arco volcánico o sin-colisionales (los que incluyen al Nb) y en otros casi todas caen en el campo intraplaca (los que incluyen al Ta).

7.3.2.- DIAGRAMAS DE HARRIS ET AL. (1986)

De acuerdo con el diagrama Hf-Rb/10-Ta*3 de HARRIS *et al.* (1986, tomado de ROLLINSON, 1993), las muestras son granitos intra-placa, excepto por la TLG-14, que cae en la línea de los granitos colisionales.

El diagrama Hf-Rb/30-Ta*3 por otra lado, da como resultado que la gran mayoría de las muestras son Granitos Colisionales Tardíos o Post-Colisionales, con sólo un par de muestras en el campo Intraplaca y una muestra en el campo Sin-Colisional. Estos diagramas se muestran en la figura 7.16.

7.3.3.- DIAGRAMAS DE MANIAR & PICCOLI (1989) PARA LA DISCRIMINACIÓN DE GRANITOIDES

Las muestras del presente trabajo fueron tratadas siguiendo este esquema, quedando descartada la existencia de plagiogranitos oceánicos (OP). En los diagramas de Fe₂O₃ vs. MgO y Fe₂O₃+ MgO vs. CaO, todas las muestras caen en el campo conjunto de IAG + CAG + CCG. En el diagrama FeO(T)/[FeO+MgO] vs. SiO₂, unas tres muestras (TV-016, TV-224 y TLG-33 A) caen en el campo de los granitoides post-orogénicos y el resto en el campo IAG+CAG+CCG. En el gráfico Al₂O₃ vs. SiO₂ no están representadas todas las muestras de este estudio, puesto que algunas tienen valores de sílice por debajo del mínimo posible para el gráfico.

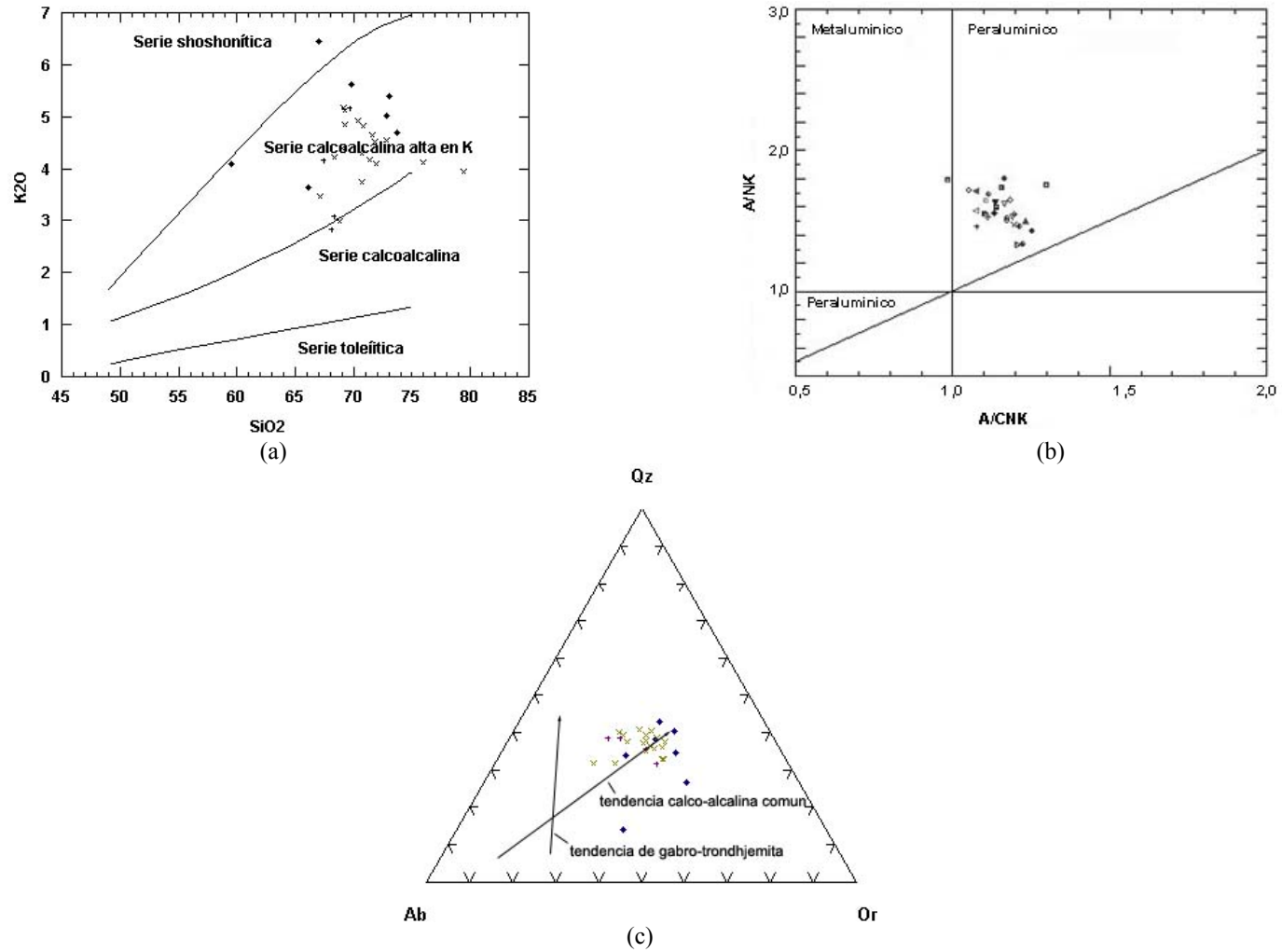


Figura 7.11: a) diagrama de Gill (1981) para discriminación de series químicas; b) diagrama de Shand; c) diagrama de Barker & Arth (1976)

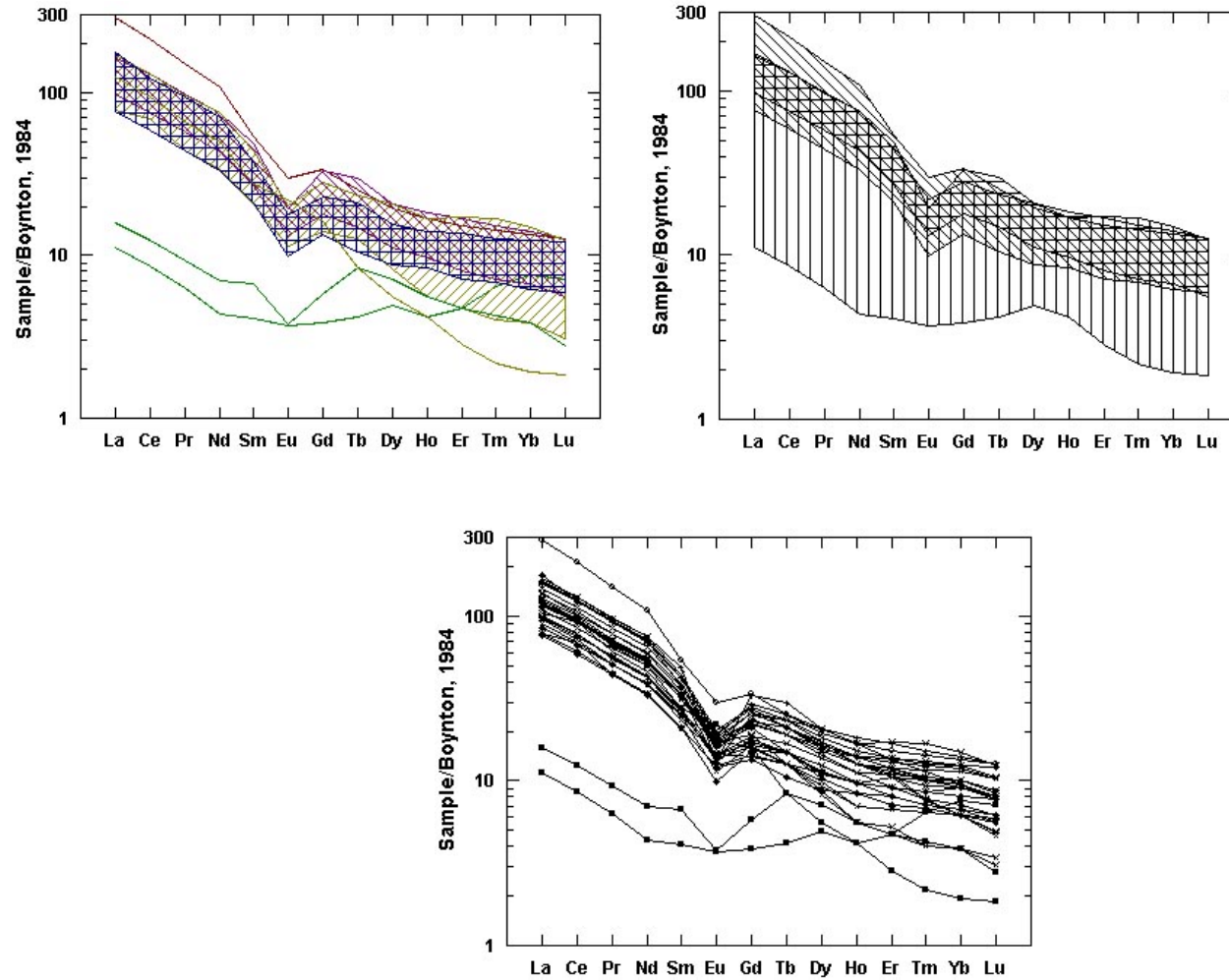


Figura 7.12: Diagrama de Tierra Raras de las rocas de la región de Valera-El Horno.

Las muestras que si están en el intervalo de valores de sílice dentro del gráfico, resultan por otro lado, principalmente granitoides post-orogénicos (POG).

A partir de los valores del índice de Shand (último paso del esquema de discriminación de MANIAR & PICCOLI, 1989), se distinguen quince (15) granitoides de colisión continental, uno de arco continental o de islas (IAG + CAG) y los restantes diecisiete (17) no se pudieron diferenciar. La figura 7.17 muestra estos diagramas.

7.3.4.- DIAGRAMA DE BATCHELOR & BOWDEN

Estos autores proponen un diagrama construido con base en las proporciones catiónicas de los elementos mayoritarios, el cual se muestra en la figura 7.18. En el diagrama de BATCHELOR & BOWDEN, casi todas las muestras analizadas aparecen en el campo sin-colisional y el de pre-colisión, con uno claramente (TLG-18) en el campo de levantamiento post-colisión y otro en el campo de orogénico tardío.

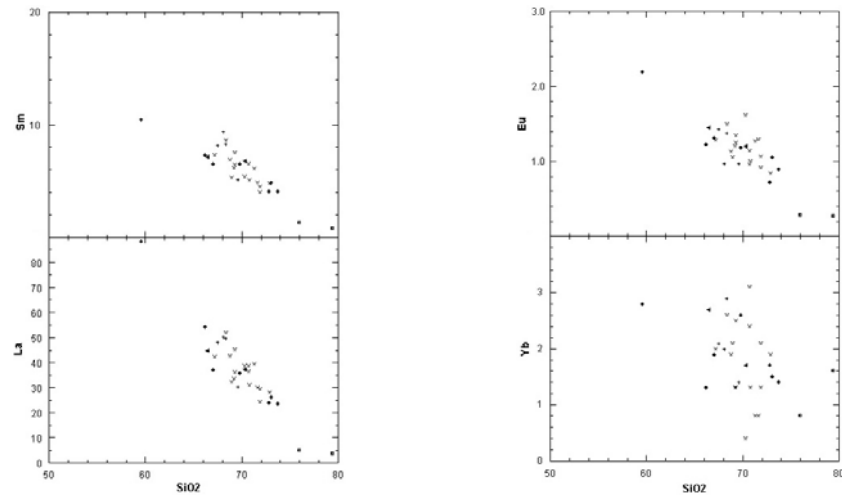


Figura 7.13: comportamiento de Tierras Raras seleccionadas vs. SiO₂

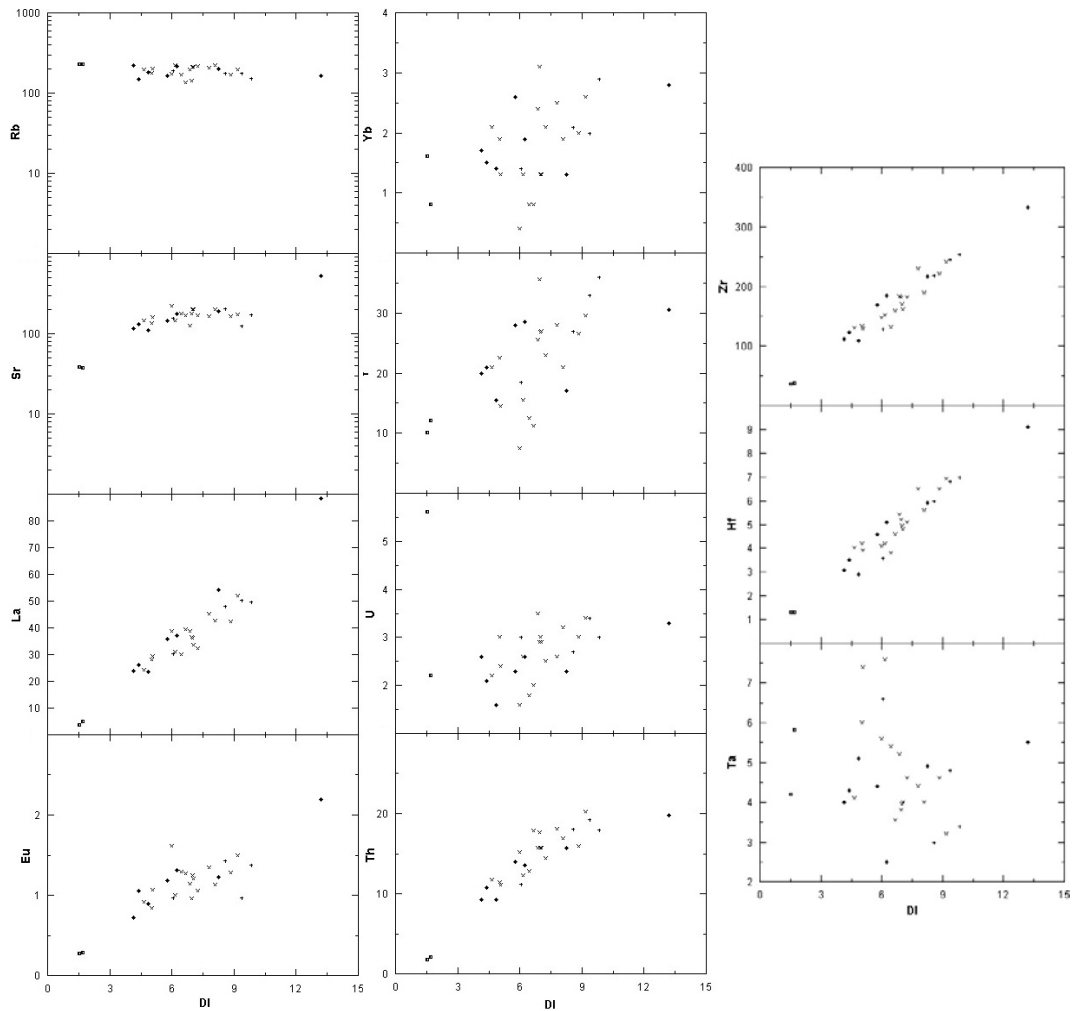


Figura 7.14: Relación entre el DI de Tremblay *et al*, 1994 y elementos traza seleccionados

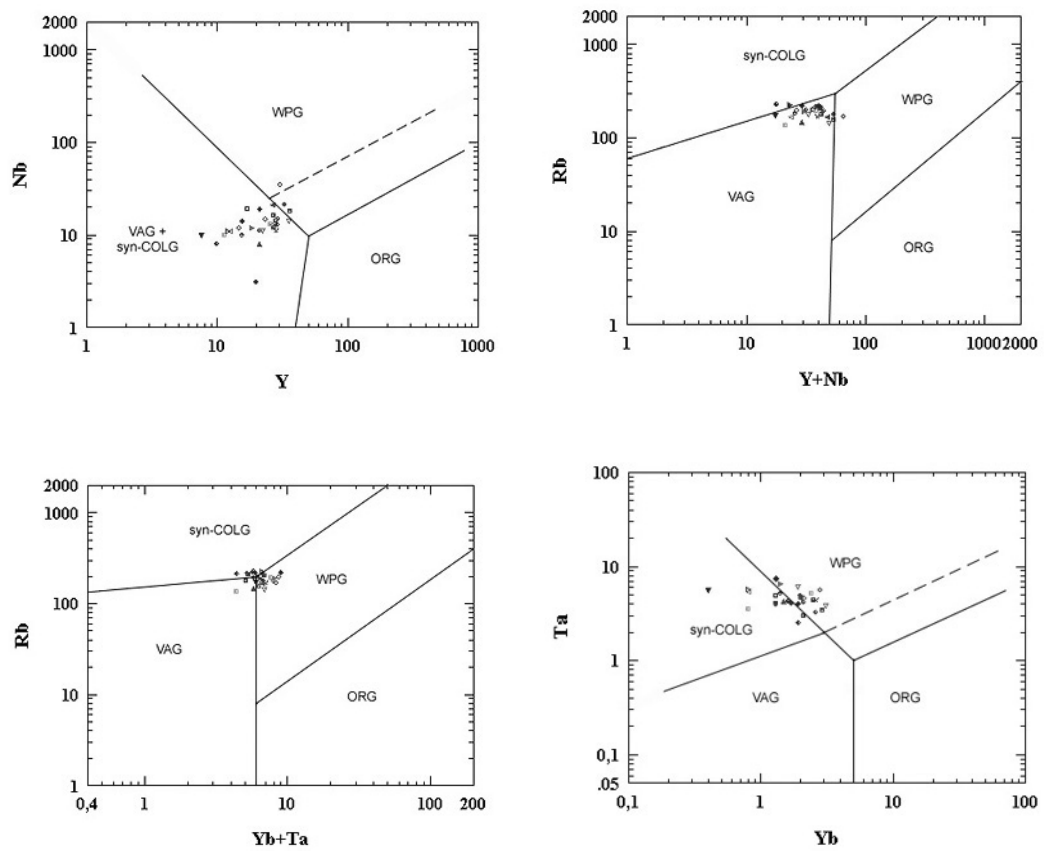


Figura 7.15: Diagramas discriminantes tectónicos para las rocas granitoides de Valera-La Puerta según Pearce *et al* (1984). El campo bajo la línea punteada corresponde a los granitos de dorsal anómala o corteza continental atenuada

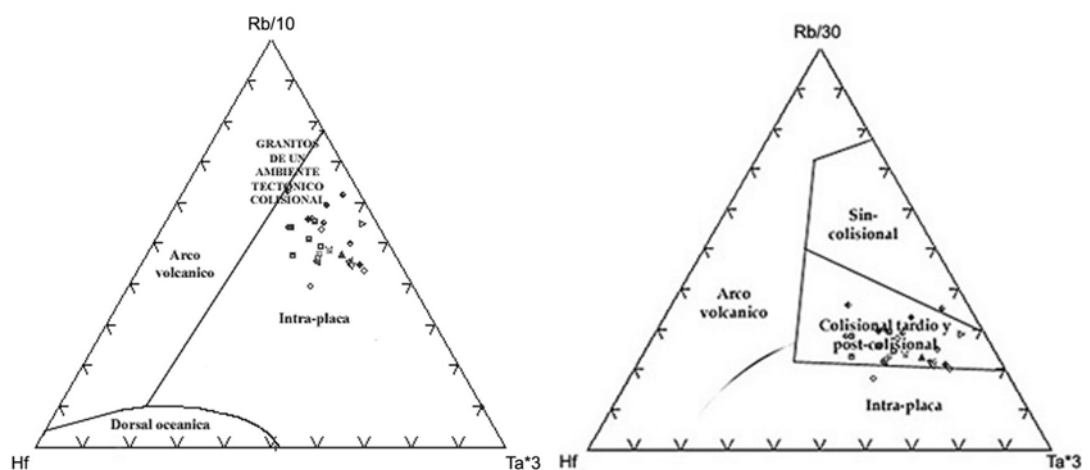


Figura 7.16: Diagramas discriminantes tectónicos para las rocas granitoides de Valera-La Puerta según Harris *et al.*, 1986 (en ROLLINSON, 1993).

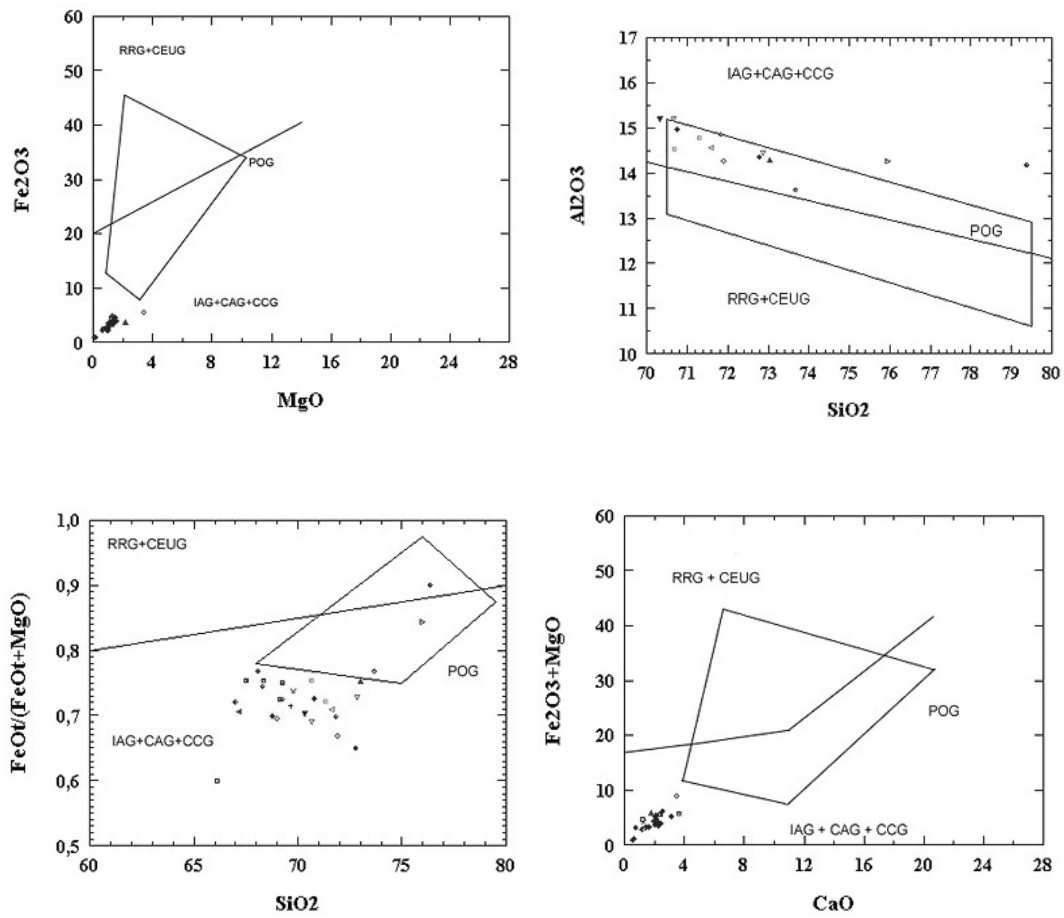


Figura 7.17: diagramas de Maniar & Piccoli (1989) para la discriminación de ambientes tectónicos.

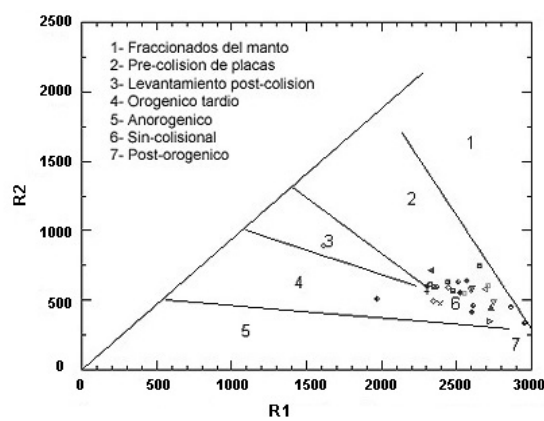


Figura 7.18: diagramas de Batchelor & Bowden (1984) para la discriminación de ambientes tectónicos.

CAPÍTULO VIII

DISCUSIÓN E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS

“Granite is not a rock which was simple in its origin but might be produced in more ways than one”

Joseph Jukes, 1863 (en Winter, 2001)

8.1.- INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS PETROGRÁFICOS

8.1.1.- ACERCA DE LAS VARIACIONES DE COLOR EN LA BIOTITA

HEINRICH (1965) señala que “las biotitas marrones rojizas deben su color principalmente al Ti y el Fe^{3+} , las marrones y marrones verdosas son coloreadas principalmente por Fe^{2+} y bajo $Ti+Fe^{3+}$ y las verdes azuladas por Fe^{2+} ”.

Las granodioritas negras (secciones finas TV-158 y TV-161) probablemente deben su coloración en tonos pardo verdosos al Fe^{2+} con bajos niveles de $Ti+Fe^{3+}$ en general, pero con aumentos locales en las concentraciones estos cationes, para producir zonación. En estas rocas, parece que hubiese una relación entre la coloración más verdosa de la biotita y el tinte rosáceo y pleocroísmo de la esfena. Además, parece haber relación entre la esfena bien desarrollada y pleocróica y la presencia de alanita y entre las variaciones de pleocroísmo en esfena y epidoto. Aparentemente, en las muestras con esfena bien desarrollada y pleocróica el epidoto es más pleocróico y está mejor desarrollado. Esto quizá tenga que ver con una disponibilidad de las especies de hierro y titanio, relacionada con la fugacidad de oxígeno fO_2 : las granodioritas oscuras probablemente se formaron bajo condiciones más reductoras que el resto de los granitoides.

8.1.2.- PRODUCTOS DE ALTERACIÓN

Algunos procesos de alteración frecuentemente identificados en rocas graníticas son la cloritización, la sericitización y la saussuritización.

De los minerales encontrados en el análisis petrográfico, se reconocen como secundarios la clorita, la calcita, la sericita y los minerales de arcilla, el epidoto y la

esfena descritos como microgranulares y la magnetita asociada con estos y con clorita.

8.1.2.1.- CLORITIZACIÓN

En este TEG la clorita presenta en general las siguientes características texturales y mineralógicas: *i)* frecuente asociación con epidoto y/o esfena microgranular en asociación íntima y asociación ocasional con magnetita, *ii)* presencia de sericita abundante en muestras con contenidos de clorita relativamente altos, *iii)* interdigitación con biotita. Las variaciones en el color natural y la intensidad del pleocroísmo pueden deberse a diferencias en contenido de hierro total y/o las proporciones de los cationes Fe^{2+} y Fe^{3+} de la biotita original.

EGGLETON & BANFIELD (1985, en SHELLEY, 1997) proponen para esta asociación la reacción de cloritización en un granito (a 340° C) dada por la Ec.3.1.-). En gran cantidad de las muestras analizadas, la biotita muestra indicios de cloritización o está completamente cloritizada. Sin embargo, no siempre se observa la asociación propuesta como resultado de la reacción de la ecuación (3.1), sino sólo parcialmente. En general, la clorita está acompañada por la mezcla de esfena y epidoto microgranulares, pero la presencia de magnetita es menos frecuente.

De las relaciones texturales entre la clorita y la biotita -incluido el hecho de que en una misma muestra se encuentran emparedados de biotita-clorita y granos de uno solo de estos minerales- así como sus asociaciones mineralógicas más frecuentes, se infiere un origen deutérico para la clorita.

8.1.2.2.- MOSCOVITA SECUNDARIA Y SERICITIZACIÓN

8.1.2.2.1.- SERICITIZACIÓN

Este es un proceso de alteración frecuente en las rocas estudiadas, en las cuales buena parte de la moscovita es considerada secundaria. En algunas de las secciones finas estudiadas en este TEG ocurre la alteración selectiva de lamelas (de juegos de lamelas), tal como describe HEINRICH (1965). Estas zonas deben ser más cálcicas, pues es en las partes ricas en An que la plagioclasa es sericitizada más

fácilmente (HEINRICH, *ibid*; SHELLEY, 1997). Debido a que el K⁺ requerido para la sericitización se obtiene de la descomposición de la clorita, la cloritización y la sericitización son procesos que suelen estar acompañados. Esto se observa frecuentemente en las rocas estudiadas, donde la plagioclasa sericitizada y la biotita cloritizada se encuentran con frecuencia en una misma sección fina.

8.1.2.2.2.- LA MOSCOVITA SECUNDARIA

La moscovita es considerada, al menos en parte, como un mineral tardío, a juzgar por las relaciones observadas con respecto a la plagioclasa (figura 6. 7 a). El crecimiento de moscovita a lo largo del clivaje probablemente se deba a la facilidad que encuentran los fluidos para circular por estas zonas de debilidad. Incluso es posible que la plagioclasa actúe como un sitio de nucleación preferencial para la formación de moscovita como parece indicar la relación epitaxial entre plagioclasa y moscovita que se observa en la sección TV-148) En muchas muestras se reporta la presencia de moscovita fina o sericita, la cual se considera secundaria, especialmente cuando está asociada con trenes mirmekíticos y de recristalización, o se encuentra dispersa en la superficie de los cristales de plagioclasa.

8.1.2.3.- LEUCOXENO

Se considera que el leucoxeno como producto de alteración de esfena. Esta alteración unas veces es parcial y otras es completa.

8.1.2.4.- DE LA CALCITA

La calcita presente en algunas de las muestras analizadas probablemente tenga un origen deutérico, como lo sugiere su asociación con minerales del grupo del epidoto, arcillas o sericita y clorita.

En un caso (muestra TV-158) se la encuentra como coronas alrededor de alanita con o sin una franja intermedia de epidoto/clinozoisita. En este caso quizá se podría sugerir que se trata de un carbonato rico en Tierras Raras (*confer.* BEA, 1996)

8.1.4.- GRUPO DEL EPIDOTO

En general el criterio utilizado para diferenciar a la pistacita (o epidoto propiamente dicho) de la clinozoisita, está basado en el conjunto de los colores naturales y de interferencia. Los colores de interferencia de la clinozoisita ser anómalos del primer orden, pero es posible que la pistacita presente también estos colores anómalos. Con base en este par de características, en las muestras analizadas se identifican tanto clinozoisita como pistacita. Sin embargo, como es difícil distinguir cuándo se convierte la clinozoisita en epidoto, se hablará de epidoto indistintamente en cualquier caso.

En la mayoría de los casos, el epidoto parece ser secundario, excepto en la muestra TV-158, donde las relaciones texturales podrían indicar un origen magmático, al menos tardío, para el mismo.

Las muestras TV-161 y TV-158 y en particular esta última -considerada como un caso especial en cuanto a los accesorios presentes- son las únicas que parece podrían tener epidoto magmático. La mineralogía de estas rocas (granodioritas) consiste de plagioclasa, cuarzo, biotita, alanita, apatito, circón y minerales de alteración tales como epidoto, esfena, clorita, sericita, calcita y también esfena y epidoto microgranulares. Los cristales más grandes suelen ser euhédricos y estar zonados. El epidoto puede estar asociado con plagioclasa y con biotita y parece haber más de una generación o varios episodios de crecimiento y nucleación con variaciones composicionales, las cuales podrían estar reflejadas en: *i*) diferencias en el color de absorción, de incoloro a verde amarillento; *ii*) los sobre-crecimientos en la alanita, y quizás, *iii*) la alanita misma (magnética). Por otro lado el conjunto clorita+esfena microgranular+epidoto microgranular y la calcita sugieren un episodio deutérico o hidrotermal. Quizá se esté ante la presencia de dos generaciones de epidoto, una producida directamente por cristalización del magma y otra producida por alteración deutérica.

8.1.4.1.- EPIDOTO “RADIOACTIVO”

En el capítulo 6 (Petrografía) se comenta el hallazgo de un mineral con características similares a las del epidoto y la alanita y a veces colores de interferencia similares a los del apatito, además de presentar halos pleocróicos en biotita. Una característica resaltante de los ejemplares mejor desarrollados es la presencia de coronas de apatito.

Motiska (com. pers.) propone que este mineral desconocido se trate de circón metamictizado, considerando que la metamictización modifica las características ópticas (índices de refracción) de los minerales.

La presencia de coronas se explica por alteración de monacita o xenotima. De acuerdo con (FINGER *et al.*, 1998; STANISŁAWSKA, & MICHALIK, 2003; BROSKA & WILLIAMS, 2005) la descomposición de monacita produce apatito en forma de coronas o bordes más o menos irregulares y con cantidades importantes de Th y LREE; bajo condiciones de facies de la anfíbolita, puede producirse alanita, con una zona intermedia de apatito.. La alteración de xenotima [(Y, HREE)PO₄] resulta en la formación de epidoto rico en Y como coronas alrededor de los granos de xenotima y también puede contener apatito rico en Y en una zona intermedia (BROSKA & WILLIAMS, 2005), resultado muy similar al de la descomposición de la monacita descrita antes.

En el presente TEG, la presencia de coronas de alanita en apatito podría sugerir, por un lado, que la alteración ocurrió en condiciones de la facies de la anfíbolita, y por otro lado, que quizá el núcleo de monacita no fue identificado, o bien por no estar presente, o bien por ser difícil su identificación.

De lo anteriormente expuesto se pueden hacer cuando menos dos inferencias. En primer lugar, surge la pregunta acerca de la exactitud de la identificación de los minerales. Si como se sugiere en el aparte acerca del circón, las muestras tienen monacita no identificada, es probable que el mineral desconocido sea en realidad monacita y las coronas de apatito observadas sean productos de la alteración de este mineral por fluidos magmáticos, de acuerdo con lo sugerido por BROSKA & WILLIAMS (2005). También es posible que de hecho se encuentre alguna fase

intermedia entre epidoto y alanita (BARDINTZEFF & YANEV, 1999). Este mineral presenta, al igual que los miembros de la serie clinzoisita-epidoto, variaciones de color que podrían ser explicadas considerando variaciones en los niveles de hierro, por ejemplo.

8.1.5.- EL MACLADO DEL MICROCLINO

En el capítulo 6 (Petrografía), se comentó que, a veces el maclado del microclino se encuentra distribuido irregularmente con apariencia de pequeños parches. SHELLEY (1997; pp. 124-125) señala que la formación del maclado enrejado -combinación de maclas de las leyes albita y periclino- es consecuencia de la inversión de la ortosa a microclino (cambio del sistema monoclinico al triclínico, más estable). Asimismo este autor comenta que en la ortosa pseudo-monoclinica se forma un maclado fusiforme submicroscópico, observable en sección fina, cuyo engrosamiento para formar el maclado enrejado típico del microclino resulta de deformación tectónica o alteración deutérica. Entonces, el maclado “incipiente” observado en las rocas estudiadas es el testigo del proceso de inversión de ortosa a microclino.

De acuerdo con SHELLEY (*op.cit*), el maclado de Carlsbad sólo puede desarrollarse por procesos primarios. La mayor parte de los fenocristales de feldespato potásico observados tanto en campo como en sección fina exhiben maclado según la Ley de Carlsbad. De todo lo anterior se puede inferir que los fenocristales ortósicos originales sufrieron la transformación polimórfica conservando el maclado según la Ley de Carlsbad.

Pero, si según sostienen COLLINS & COLLINS (1998), el microclino puede ser un mineral primario, las variaciones aparentes en el desarrollo del maclado en las muestras estudiadas para este trabajo, quizá podrían considerarse como relacionadas con el corte del mineral más que como una consecuencia de transformaciones polimórficas. Esto podría apoyarse en el hecho de que en algunos casos el desarrollo del maclado enrejado es diferente a ambos lados de un plano de maclado según Carlsbad. De hecho, COLLINS & COLLINS (*op. cit.*) reportan ausencia de maclado, en

cortes de metacrystales de microclino realizados paralelos o casi paralelos a los ejes cristalográficos *a* y *b*, cuyos cortes paralelos al eje *c* siempre mostraron maclado enrejado.

8.1.6.- DE LAS SEGREGACIONES

La sección fina TV-156 muestra una segregación a escala centimétrica, que va desde una zona compuesta esencialmente cuarzo-moscovítica hasta un horizonte de plagioclasa mirmekítica. La zona transicional, sin embargo, resulta la más interesante. Aquí se encuentra un aumento de las cantidades de micas, con lo que parece ser abundante moscovita secundaria (de grano más fino). Aunque sus valores son menores al 1%, este nivel concentra al apatito. Lo mismo sucede con los óxidos. Además, se encuentra turmalina verde parduzca. La presencia de esta segregación, así como otra vista en campo (no registrada en fotografías) sugiere que ha operado un proceso de fraccionamiento en la evolución de los granitoides estudiados.

8.1.7.- EVIDENCIAS PETROGRÁFICAS DE CONTAMINACIÓN Y MEZCLA DE MAGMAS

Aunque no hay datos químicos para sustentar un origen particular, la sección fina TV-P1 muestra rasgos petrográficos interesantes, pues incluye hornblenda y granate, además de moscovita, y minerales de alteración (clorita, sericita) en cantidad. Lo que resulta interesante es la presencia de minerales peraluminicos (moscovita, granate). De acuerdo con el análisis petrográfico con estimación visual de porcentajes, esta roca es una diorita, por lo que cae fuera del campo granitoide. Sin embargo, esta asociación de minerales podría sugerir contaminación localizada del magma durante su ascenso. Lo que resulta difícil, es estimar la naturaleza de los contaminantes que darían origen a esta asociación de minerales. De acuerdo con (HALL, 1996) cuando un magma granítico es contaminado por rocas pelíticas, los efectos de la reacción incompleta pueden observarse en la plagioclasa en forma de extinción irregular o en parches. En algunas muestras de las rocas de este estudio se encontró zonación e parches. Esto hecho, podría considerarse como una evidencia adicional de contaminación.

En el capítulo 6 se reportó la presencia de apatito acicular en algunas muestras. Considerando que no es una característica común a todas las rocas estudiadas, podría considerársele como una evidencia bastante débil de mezcla de magmas (HIBBARD, 1995).

8.1.8.- TEXTURAS RELIQUIAS

La textura de las rocas granitoides de este estudio es en general inequigranular porfídica o, más correctamente blastoporfídica, por presentar estas rocas, evidencias de deformación o metamorfismo dinámico. En esta textura los fenocristales son pre-metamórficos, con textura poiquilítica.

8.1.9.- TEXTURAS METAMÓRFICAS Y CATACLÁSTICAS. EVIDENCIAS DE RECRISTALIZACIÓN DINÁMICA

Las evidencias de recristalización encontradas en los mosaicos de tectosilicatos, parecen representar cierta ambigüedad. Por un lado, se encuentran mosaicos de cristales poligonales con ángulos diedros de 120° y por otro lado se encuentran mosaicos de cuarzo con contornos aserrados o suturados. SHELLEY (1997) señala que los primeros son más típicos de recristalización estática y los últimos de recristalización dinámica, pero acota que a altas temperaturas, la recristalización dinámica puede producir mosaicos estables similares a los que pueden desarrollarse por recristalización estática.

8.1.9.1.- EVIDENCIAS DE DEFORMACIÓN Y CATACLASIS

En general, las rocas de la zona estudiada muestran evidencias de deformación. El grado y tipo de la misma es variable. Los caracteres de deformación encontrados son tanto del tipo frágil como del tipo dúctil. Entre los primeros se incluyen brechificación, flujo cataclástico y microfallamiento. El segundo grupo incluye extinción ondulatoria, flexión de granos, acuñamiento y flexión de unidades de macla (maclado secundario), bandas de cuarzo, kinkbands y subgranos.

Se observan efectos de cataclasis en algunas muestras. En algunos casos se trata de microbrechas (p.e. TV-003) y quizá hasta cataclasitas o protocataclasitas, (ver tablas 3.2 y 3.3). En las microbrechas, los minerales aparecen triturados en algunas zonas, de modo que hay fragmentos angulosos y reducción de tamaños de grano para producir flujo cataclástico (figura 6.29 (a) y (b)).

Las muestras TV-001 y TV-X son particularmente interesantes puesto que se observan fracturas conjugadas. En algunas secciones finas se observan fracturas desplazadas, en al menos dos generaciones, lo que parece indicar brechificación de una cataclasita anterior.

También se encuentran mosaicos de cuarzo en los cuales los contactos son más bien aserrados o suturados, evidencia esta, según SHELLEY (1997) de recristalización dinámica.

La disposición de los cristales de cuarzo, en franjas o “parches”, y formando mosaicos, como se ha descrito antes, sugiere que ha ocurrido o al menos se ha iniciado un proceso de recristalización. Más aún, la pérdida de la extinción ondulatoria observada en los mosaicos es un argumento más a favor de este proceso, debido a que al recristalizar el mineral se eliminan los defectos de la red cristalina que dan lugar a la extinción ondulatoria (*confer.* SHELLEY, 1997; p. 266)

8.1.9.2.- SIGNIFICADO DE LOS CARACTERES DEFORMACIONALES

De las características antes enumeradas, parece evidente que ocurrieron al menos dos eventos de deformación diferentes. Por lo tanto, se pueden proponer al menos dos orígenes –o quizá tres- para los efectos de deformación:

1. Efectos por emplazamiento: manifestados en las texturas protocataclásticas de WILLIAMS *et al* (1982)
2. ¿Efectos por transporte tectónico? (¿producidos por las fallas profundas como Boconó?)
3. Efectos de cataclasis por fallas: producidos por las fallas que limitan al plutón (fallas de Valera y Río Momboy)

Otra opción es, sencillamente, que la deformación de estas rocas haya ocurrido en la zona frágil-dúctil, lo cual está evidenciado en el comportamiento diferencial de los distintos minerales –por ejemplo, el cuarzo tiende a deformarse plásticamente (desarrolla extinción ondulatoria) mientras que los feldespatos se fracturan o generan maclado secundario- como se observa en este estudio. En comunicación personal (2000) Motiscka, señala que al estar sometidas a deformación intensa, las plagioclasas pueden perder el maclado.

8.2.- INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS GEOQUÍMICOS

Se trata a las rocas como productos de fusión parcial o remanentes de cristalización fraccionada.

8.2.1.- ELEMENTOS MAYORITARIOS Y DI DE Tremblay et al. (1994)

Con la excepción del K_2O , todos los óxidos graficados se correlacionan positivamente con el DI. Las mejores correlaciones las muestran el TiO_2 , el MgO (estos dos óxidos se incrementan con el DI) y el CaO . El TiO_2 y el MgO muestran fuertes correlaciones con el DI y entre ellos, lo cual, de acuerdo con TREMBLAY *et al.* (1994) es consistente con un control de biotita-ilmenita durante la cristalización fraccionada o en la fusión parcial del área fuente. El CaO y el Al_2O_3 se incrementan al incrementarse el DI, reflejando la asociación petrográfica cercana entre la plagioclasa y los minerales ferro-magnesianos.

8.2.2.- DIAGRAMAS HARKER Y FRACCIONAMIENTO

Al considerar al conjunto de muestras de la zona mayor (Valera-El Horno), en general las correlaciones de los óxidos MgO , TiO_2 , Al_2O_3 y Fe_2O_3 con la sílice son muy buenas. Sin embargo, para los óxidos MnO , Na_2O , K_2O , CaO se observa mayor dispersión de los datos. La buena correlación negativa entre Al_2O_3 y SiO_2 puede deberse a fraccionamiento de feldespatos y en particular plagioclasa. Los óxidos P_2O_5 y SiO_2 , muestran una correlación negativa, lo que podría indicar fraccionamiento temprano de apatito. Es muy interesante que el P_2O_5 se correlaciona bien con todos los elementos mayoritarios.

Es interesante ver como las correlaciones entre óxidos son buenas en general, si se excluye de los gráficos a la muestra TLG-33 A (y quizá TV-224), las cuales con frecuencia (casi sistemática) se salen de las tendencias –cuando existe alguna observable- Sin embargo esto no es cierto para ninguno de los elementos con mejores correlaciones con el SiO₂, como son Fe, Mg, Ti, Zr, Hf, Sc. Es particularmente dramático en algunos casos, como el U –quizá TLG-33 A es una fase muy evolucionada enriquecida en U-

Las correlaciones de los elementos mayoritarios con el DI de TREMBLAY *et al.* (1994) son mejores que las de los mismos elementos con el SiO₂. Quizá esto podría deberse al *problema de la suma constante* o *problema de cierre* mencionado al principio del capítulo.

8.2.3.- DIAGRAMAS MULTI-ELEMENTALES (SPIDERGRAMAS)

El diagrama normalizado a los valores de condrito de THOMPSON *et al.* (1982, en ROLLINSON, 1993) presenta, como rasgos más notorios, fuertes anomalías negativas de Nb, Ba, Sr y Ti. En general se observa una anomalía negativa para el P, lo cual puede indicar o presencia (de monacita o) apatito en fase residual o la cristalización temprana de apatito (fraccionamiento de estas fases). Las muestras TLG-33 A y TV-224 presentan en cambio una marcada anomalía positiva para este elemento, lo que podría estar indicando que son fases ricas en fosfatos. Las anomalías que presentan los elementos Ba, Rb y Sr (negativas para Ba y Sr, positivas para Rb), se corresponden con el fraccionamiento de feldespatos –y en particular plagioclasa- ya que el fraccionamiento prolongado de estos minerales concentra en el fundido al Rb, mientras lo empobrece en Ba y Sr, (CHAPPELL & WHITE, 1992; p. 20). Además, la anomalía negativa del Eu manifiesta en el perfil de tierras raras -a discutir más adelante- confirma la importancia los feldespatos en la historia de cristalización de los granitoides. También es de notar la pendiente negativa de tierras raras livianas (La y Ce).

El Zr, el Hf y el Sm no muestran variaciones especialmente significativas, pero su comportamiento está relacionado con el fraccionamiento del circón, como se verá más adelante.

TREMBLAY *et al.* (1994) señalan que, al normalizar las muestras respecto al manto primitivo, el empobrecimiento en Ti, Ta y Nb y el enriquecimiento en LREE (La) y Th ocurren para la mayor parte de las rocas ígneas de zonas de subducción. Las rocas del presente estudio muestran empobrecimiento en Ti y Nb pero un leve enriquecimiento en Ta, el cual quizá podría deberse a contaminación durante la preparación de la muestra (ver ROLLINSON, 1993; p.) (los valores de Ta, Sc y Co están por encima del promedio de Hall, 1996, pero el de Nb está bastante por debajo).

Al comparar los valores de los elementos mayoritarios de las muestras estudiadas con respecto a los valores de granitoides alfabéticos y otros de acuerdo con los datos de WINTER (2001), las rocas estudiadas muestran fuertes afinidades con los de zonas de subducción, dejando en evidencia la importancia del aporte cortical. En lo que a los elementos traza se refiere, esto no cambia demasiado, pero además se observa alguna similitud con los tipo-A. Por ejemplo, las grandes anomalías negativas de las muestras TV-224 y TLG-33 A son típicas de los granitoides intra-placa (WINTER, 2001; p.346). Sin embargo, estas semejanzas no pueden tomarse como garantías respecto del origen de las rocas estudiadas.

Más aún, hay que considerar que no sólo son importantes las concentraciones de los elementos, sino sus proporciones, así como los patrones y variaciones entre éstos. La relación ACNK (o ASI) es un buen ejemplo de esto, pues lo que define el carácter químico de los granitoides como peralcalinos, metalumínico o peralumínicos, no son los valores porcentuales de los óxidos de Na, Ca, K y Al, sino las proporciones catiónicas de estos elementos.

Los diagramas multielementales y en particular el diagrama normalizado a MORB (figura 6.) muestran la relación de desacoplamiento entre LIL y HFS característica de las zonas de subducción (WINTER, 2001).

8.2.4.- CORINDÓN NORMATIVO Y SILIMANITA MODAL. CARÁCTER PERALUMÍNICO DE LAS ROCAS GRANITOIDES

Una característica de los granitos peralumínicos es que incluyen corindón en su norma, aún cuando este no es mineral estable en rocas graníticas (HESS, 1989). En el área en estudio, los valores de corindón normativo varían entre 0.36 y 4.14, para un promedio de 2.42. De acuerdo con Clemens & Wall (1981, en HESS, 1989), la cristalización de la silimanita está limitada a granitos altamente peralumínicos, cuyos valores de corindón normativo son generalmente mayores al 3%. Adicionalmente, Green (1976, en HESS, *op. cit.*) indica que la silimanita coexiste con el fundido granítico a presiones de entre 4 kb y 10 kb y temperaturas de 780° C a 820° C. En las rocas del presente estudio, la silimanita se encuentra en algunas muestras, aunque en cantidades muy pequeñas –generalmente menores al 1%- de preferencia asociada a la biotita. Aunado a estos dos elementos, se tiene que en general el índice de saturación de alúmina (ASI) de las rocas indica que éstas son peralumínicas.

8.2.5.- ELEMENTOS DEL GRUPO DE LAS TIERRAS RARAS

8.2.5.1.- INTERPRETACIÓN DEL COMPORTAMIENTO DE LAS TIERRAS RARAS

En primer lugar, el gráfico muestra un empobrecimiento sostenido en las Tierras Raras desde el lantano hasta el lutecio, evidenciado en una relación La/Yb_N promedio cercana a 16 (tabla 7.3). El empobrecimiento en Tierras Raras Livianas (LREE) es bastante más acusado que el empobrecimiento en Tierras Raras Pesadas (HREE), como es evidente de las relaciones La/Sm_N y Gd/Yb_N (tabla 7.3). En general está presente una anomalía negativa de Europio, excepto en las muestras TV-214 ($Eu/Eu^*=1.0337$) y TLG-33A ($Eu/Eu^*=0.9230$). La anomalía de europio es un reflejo del fraccionamiento de los feldespatos, y en particular de la plagioclasa, debido probablemente a la retención de feldespato (plagioclasa) en la roca fuente bajo fusión parcial. De acuerdo con DE WAELE & TEMBO (2001) la ausencia de una anomalía negativa de europio indica que o bien no ocurrió fraccionamiento de feldespatos durante la formación del plutón o el empobrecimiento del mismo debido a

fraccionamiento fue balanceado por un enriquecimiento progresivo por participación de una fuente de la corteza inferior.

Los patrones de tierras raras, en general sub-paralelos, estarían indicando que las rocas son comagmáticas. Excepciones son las muestras TLG-33 A, TV-224 y TV-214, algunas de las cuales corresponden a pegmatitas (BLANCO & LASSER, 2000).

El perfil de tierras raras de la zona estudiada guarda similitud con los perfiles de granitoides de zonas de subducción (HESS, 1989, TREMBLAY *et al.*, 1994; WINTER, 2001). TREMBLAY *et al.* (1994) señalan que un patrón con LREE enriquecidas, HREE relativamente no fraccionadas y una anomalía negativa de Eu – mismo patrón del área bajo estudio-, es frecuentemente observado en granitos peraluminicos derivados de rocas corticales.

En las rocas graníticas, la mayor parte de las Tierras Raras -excepto el Eu, que se concentra principalmente en la plagioclasa- se concentran en ciertos minerales accesorios (BEA, 1996; PAL *et al.*, 2001; HESS, 1989, ver Marco Teórico). El perfil de Tierras Raras debería reflejar la cristalización de los minerales accesorios encontrados mediante el estudio petrográfico. Si bien la tendencia al empobrecimiento en HREE en particular podría estar indicando fraccionamiento de granate, o la presencia de granate como una fase residual en la región fuente (HALL, 1996, p. 141), en el caso de este estudio, se considera al circón – el cual se encuentra como accesorio frecuente en las rocas analizadas- como una fase concentradora de HREE; este mineral tiene un efecto similar sobre el fraccionamiento de Tierras Raras Pesadas (HREE) (ROLLINSON, *op. cit.*). Las Tierras Raras Intermedias (MREE) son fraccionadas respecto de las HREE y las LREE por la esfena y el apatito. La alanita y la monacita causan el empobrecimiento en LREE.

Además del perfil de Tierras Raras, existen otras relaciones que pueden decir de la incorporación de estos elementos a las distintas fases minerales que las fraccionan. La correlación positiva de LREE con Fe₂O₃ o MgO, por ejemplo, puede hablar de la cristalización temprana de fases que concentren tierras raras livianas, incluyendo al epidoto magmático o la alanita. Las correlaciones positivas de La, Sm y Eu con el DI de TREMBLAY *et al.* (1994) (fig. 7.14) podrían dar indicios de que la

cristalización de apatito, esfena, alanita y monacita fueron procesos de inicio temprano. Las relaciones entre Sr y el Eu, probablemente reflejan la cristalización de plagioclasa.

8.2.6.- ELEMENTOS TRAZA

8.2.6.1.- COMPORTAMIENTO DE Zr, Hf, Th, Y, Sc

Por un lado, la abundancia de los elementos Zr, Hf y Th aumenta sistemáticamente al aumentar el DI, o lo que es lo mismo, al progresar la diferenciación, disminuyen los valores de estos elementos. Por otro lado, estos tres elementos guardan excelentes correlaciones entre sí y con el Sm. Todo esto parece sugerir la participación del circón y la alanita en el fraccionamiento de los granitoides estudiados.

De acuerdo con BEA (1996) el comportamiento de la monacita, la xenotima y el circón durante la anatexis está controlado por el del huésped. Una correlación estrecha entre Zr-TiO₂ sugiere fuertemente que el circón acomodó el fraccionamiento de biotita (Clarke *et al.* 1993, en SINGH *et al.*, 2003, p. 6 y PAL *et al.*, 2001, p). El Sc también guarda excelentes correlaciones con estos elementos, así como con el índice de diferenciación DI de TREMBLAY *et al.* (1994), lo cual sugiere el fraccionamiento conjunto de circón y biotita.

Considerando que en las rocas del presente estudio el circón –y quizá alguna otra fase isoestructural- está generalmente incluido en biotita y a juzgar por las relaciones entre el Zr y TiO₂ y estos y el Sc, se considera que el fraccionamiento conjunto de estos dos minerales jugó un papel importante en el fraccionamiento de los magmas.

Del diagrama SiO₂ vs Zr, se lee que el circonio se comporta como un elemento compatible en estas rocas, disminuyendo su concentración con la evolución del magma. Esta disminución se relaciona con la cristalización del circón (DOSTAL & CHATTERJEE, 2000). La relación Zr/Hf, por su parte, es relativamente constante, con valores cercanos a los de condrito, manto y corteza de ~36 acuerdo con Sun & McDonough (1989, en DOSTAL & CHATTERJEE, *op.cit.*). La constancia de esta

relación y la variación lineal entre estos dos elementos indican, que la cristalización del circón no afecta a la relación Zr/Hf en los fundidos residuales (DOSTAL & CHATTERJEE, 2000) y que por el contrario el Hf está siendo incorporado al circón.

8.2.6.2.- LOS HFSE: COMPORTAMIENTO DE K, Rb, Cs, Ta, Nb (Ba, Sr)

La corteza continental inferior está empobrecida en K, Rb, Cs, U, Th, Li, Be, Ta e Y, respecto de la corteza promedio o fuentes de granitos bimicáceos muy peraluminicos (CHRISTIANSEN *et al.*, 1988). Sin embargo, la alteración hidrotermal puede causar cambios similares. Los valores de los elementos Zr, Hf, Nb, y Y (HFSE) y el Ga (LFSE) de los granitoides estudiados pueden considerarse moderados a elevados (*confer.* PIERCEY & PARADIS, 2000). De acuerdo con los datos de CHAPPELL (1996) los valores de Sr de las muestras de la zona estudiada son bajos en promedio, mientras que los valores de Ba son más bien altos (ver tabla 7.1)

8.2.6.3.- PATRONES Y RELACIONES DE ELEMENTOS TRAZAS Y SU RELACIÓN CON AMBIENTES TECTÓNICOS DE FORMACIÓN

Un enriquecimiento relativo en LILE y LREE respecto de HFSE y enriquecimiento de HFSE respecto de la corteza continental promedio (ACC; según valores de Rudnick & Fountain, 1995) pueden indicar: 1) contaminación por material cortical continental durante el ascenso de del magma (De Paolo, 1981, en KÖKSAL *et al.*, 2004), o 2) una fuente de manto litosférico subcontinental (SCLM) enriquecida por contribución de material derivado de placa por una subducción previa (Whalen *et al.*, 1996, en KÖKSAL *et al.*, *op. cit.*). Ambos escenarios, sin embargo, podrían producir huellas químicas idénticas sólo distinguibles a través de datos isotópicos.

Además de la afinidad de los patrones elementales (tanto spidergramas como perfiles de Tierras Raras) analizados en el presente TEG, con aquellos de zonas de subducción reportados en la literatura, se consideran los valores promedio de la relación Ba/Nb (45,38), y las concentraciones de Th (14,1) y Nb (14,0). Una relación Ba/Nb > 30 (Gill, 1981, en KÖKSAL *et al.*, 2004) y valores de Th promedio = 18 (± 7) ppm y Nb promedio = 12 (± 4) (Whalen *et al.*, 1987, en KÖKSAL *et al.*, *op. cit.*) son

características de magmas de zonas de subducción (compatibles con derivación de una fuente SCLM). Estas características químicas no sólo se han reportado en ambientes de arco, sino también de fuentes enriquecidas relacionadas con ambientes de post-colisión (Whalen *et al.*, 1996, en KÖKSAL *et al.*, 2004). Ajaji *et al.* (1998, en KÖKSAL *et al.*, *op. cit.*) sugieren que tal enriquecimiento en un ambiente post-colisional estuvo relacionado con un evento de subducción anterior creando una fuente SCLM modificada por subducción.

8.2.7.- EVOLUCIÓN POST-MAGMÁTICA DE LAS ROCAS GRANITOIDES

Varios elementos dan cuenta de la historia post-magmática de las rocas granitoides. Entre estos, la presencia de moscovita tardía, pertitas gruesas y conjuntos mineralógicos oxidados, además de los rasgos de deformación y metamorfismo.

Shaw, 1968 y Cêrny *et al.*, 1985, (ambos en DOSTAL & CHATTERJEE, 2000), señalan que para la relación K/Rb, los valores menores a 230 (promedio cortical de acuerdo con Taylor & McLennan, 1985, en DOSTAL & CHATTERJEE, 2000) son característicos de evolución pegmatítica- hidrotermal. Shaw (1968, *op. cit.*) apunta que los valores K/Rb menores a 150 no pueden ser producidos por procesos magmáticos, sino que requieren la participación de una fase fluida. En la tabla 7.3 se observa que la mayor parte de las muestras analizadas en este estudio tienen una relación K/Rb menor a 230, mayor a 150 (excepto tres muestras). Al menos una de las muestras que presentan valores menores a 150 (TV-224) fue identificada como una pegmatita por BLANCO & LASSER (2000). A partir de esto, se sugiere que las rocas en estudio muestran una combinación de efectos magmáticos y de interacción de fluidos. (confer. CLARKE, 1992; p. 102).

8.2.8.- AMBIENTES TECTÓNICOS DE FORMACIÓN Y ROCAS FUENTE DE LAS ROCAS GRANITOIDES DE VALERA-LA PUERTA

8.2.8.1.- DIAGRAMAS DISCRIMINANTES TECTÓNICOS

A partir del análisis conjunto de todos los esquemas y variables propuestos por los diferentes autores, se busca la mejor aproximación posible hacia la clarificación de una posible historia de estas rocas.

En el diagrama de BATCHELOR & BOWDEN (1984, figura 7.18.), casi todas las muestras analizadas se distribuyen entre los campos sin-colisional y de pre-colisión, pero una muestra cae claramente en el campo de levantamiento post-colisión y otra en el campo orogénico tardío.

En el diagrama extendido de HARRIS *et al.* (1986; fig. 7.16), las muestras grafican fundamentalmente en los campos colisional tardío y post-colisional, con una muestra en el campo intraplaca.

De las muestras que logran discriminarse según el esquema de MANIAR & PICCOLI (1989), la mayor parte corresponden al ambiente de colisión continental (CCG) y una de arco (IAG+CAG); en la mayor parte no se logró la discriminación, pero el ambiente sería uno de los tres ambientes orogénicos nombrados.

En los diagramas de PEARCE *et al.* (1984), las rocas caen en muchas ocasiones dentro del campo de los granitos intraplaca (WPG) y algunas en el de los arcos volcánicos (VAG), dependiendo de los ambientes tectónicos considerados, pero siempre muy cerca del campo vecino. El comportamiento en los diagramas varía según los elementos utilizados. Así en un caso casi todas las muestras son WPG, en otro son VAG, en otro las muestras caen en el campo de combinación de los VAG+syn-COLG. El diagrama Y+Ta vs. Rb, muestra una distribución bastante pareja entre los WPG, VAG y syn-COLG hacia el punto triple. Acerca del solapamiento de campos WPG y VAG de PEARCE *et al.* (1984), señalan NARDI & BONIN (1991) que “a menos que la fuente del manto sea de composición inusual, la asimilación cortical es necesaria para explicar como estas composiciones grafican

cerca del límite WPG-VAG. Sin embargo, el fraccionamiento cristal-líquido de óxidos de Fe-Ti (Nb) + circón (Y) bajo condiciones oxidantes ricas en agua en el granito aluminico más evolucionado puede tener ese efecto”

Al considerar la clasificación de PITCHER (1982), los granitos (*sensu lato*) de la región de Valera parecen ajustarse mejor a la descripción del tipo herciniano. (ver fig. 3.1).

En cuanto a las características de los diferentes tipos tectónicos y químicos representados por BARBARIN (1990, tabla 3.3), los granitoides de la región de Valera-La Puerta resultarían peraluminicos-calcoalcalinos de tipo-S, orogénicos (colisionales) de tipo Hercínico, probablemente derivados de una fuente que tuviera contribución de un ambiente de arco continental, tipo andino, con mezcla de magmas (tipo-I).

A propósito de los diagramas discriminantes, ROBERTS & CLEMENS (1993) destacan la posibilidad de que estos sean el reflejo de la roca fuente antes que del verdadero ambiente de formación de los granitoides.

8.2.8.2.- LA CLASIFICACIÓN ALFABÉTICA Y LAS ROCAS GRANITOIDES DE LA REGIÓN SUR DE VALERA

Si se observa la mineralogía descrita para cada tipo alfabético, se encontrarán cosas muy curiosas. Por un lado, en todas las muestras excepto TV-P1 que contiene anfíbol, el mineral ferromagnesiano encontrado es la biotita, que a veces es marrón rojiza y a veces verde grisáceo o pardo verdosa. Por otro lado, los minerales accesorios más frecuentemente encontrados son el apatito, el circón y la esfena. Ya se ha dicho que, al menos en algunas muestras, es probable que exista monacita. La moscovita está presente en todas las muestras, aunque en algunos casos podría ser producto de alteración deutérica.

El color de la biotita, por ejemplo, a veces se corresponde con el color rojizo descrito por SHELLEY (1997) para los granitos tipo-S y otras con el pardo verdoso de los granitos tipo-I. Por otro lado, se tiene la presencia de minerales típicamente

peraluminicos como el granate o la silimanita en algunas muestras, o de alanita, o de anfíbol (probablemente algo sódico) en otras.

De entre los tipos alfabéticos, los granitoides de la zona de Valera-El Horno presentan características tanto del tipo S como de los tipos I descritos por PITCHER, 1982 (quizá en particular los “Granitos Nuevos”). Sin embargo, la tendencia es hacia el tipo-S (*confer* SUBBA RAO *et al*, 1998). En particular en el área norte, granodiorita oscura presenta características mineralógicas más parecidas a las de los granitos de tipo-I, de acuerdo con las descripciones hechas en el apéndice E.

8.2.8.3.- POSIBLES FUENTES Y AMBIENTES TECTÓNICOS DE FORMACIÓN DE LOS GRANITOIDES DE LA REGIÓN VALERA-LA PUERTA

Los diagramas discriminantes tectónicos sugieren que las rocas se formaron en ambientes orogénicos (según la definición de MANIAR & PICCOLI, 1989) o (peri)-colisionales, entre los cuales se incluyen los de arco continental o de islas y los de colisión continental. El componente intra-placa que aparece en algunos diagramas, podría estar reflejando un magmatismo colisional tardío o post-colisional, durante un régimen de estabilización post-tectónica. Por otra parte, el análisis de los diagramas multi-elementales y de Tierras Raras y ciertas proporciones elementales, refleja un fuerte afinidad con magmas de zonas de subducción. Adicionalmente, el carácter químico de los granitoides es peraluminico, calcoalcalino y alto en K. Parece, entonces, razonable sugerir que estas rocas fueron formadas en un ambiente de colisión continental, conservando la huella química de una subducción previa al último magmatismo (*CONFER*. KÖKSAL *et al*. (2004), en un arco continental tipo Andino (ROBERTS & CLEMENS, 1993).

8.2.9.- DE LAS CONDICIONES DE CRISTALIZACIÓN

La mayor parte de los autores atribuyen la formación y desarrollo de perfitas a un mecanismo de desmezcla (SHELLEY, 1997) o incluso alteración deutérica (Smith & Brown, 1988; en SHELLEY, *ibid.*). Apunta HESS (1989; p. 235) que la cristalización de dos fases feldespáticas -en el sistema Or-Ab- ocurre a P_{H_2O} relativamente altas, probablemente mayores a 4 kb (Hess, 1989; p. 235). Los granitos hipersolvus sólo

cristalizan a bajas PH_2O (y bajas P generales), por lo que sólo se les consigue en granitos someros. GRANDE (com. pers) menciona que la exsolución que da lugar a las pertitas puede darse por tectonismo y no sólo por cambios de temperatura

De acuerdo con HESS (*op. cit.*), la moscovita cristaliza en magmas con un contenido de al menos 3% H_2O , a presiones mayores de 4 kb y temperaturas entre 700°C y 750°C. Para la cristalización de biotita, debe haber al menos un 2% H_2O disuelta en el fundido, con unas condiciones de entre 800°C a 1 kb de presión, hasta 900°C a 7 kb. Si se consideran además las condiciones de P y T para la cristalización de silimanita (4 kb-10 kb; 780°C-820°), se puede inferir que las rocas deben haber cristalizado a presiones iguales o superiores a los 4 kb, con una T inicial entre 800 °C y 900 °C, pero resulta muy difícil estimar las condiciones límite. La disponibilidad de agua puede haber variado durante la cristalización de las rocas granitoides y haberse incrementado entre el inicio de cristalización de la biotita y la cristalización de la moscovita, que presenta evidencias de un origen más bien tardío. Es decir, un sistema con baja disponibilidad inicial de agua podría haber evolucionado –vía cristalización de fases anhidras- hacia un nivel suficiente para la cristalización de moscovita (*confer.* HESS, 1989). Las condiciones de P fueron apropiadas para la generación e pertitas finas, las cuales podrían haber sido engrosadas por alteración deutérica o deformación.

8.2.10.- METAMORFISMO DE LAS ROCAS GRANITOIDES DE LA REGIÓN DE VALERA-LA PUERTA

Considérense las siguientes reacciones y procesos:

- a) cloritización de un granito (Ec. 3.2) a una temperatura de 340°C
- b) formación de mirmekitas (Ec. 3.1)
- c) deformación dúctil del cuarzo (*confer.* DEN BROK)
- d) degradación de monacita a alanita y apatito (*confer.* FINGER *et al*, 1998; BROSKA & WILLIAMS, 2005)

El proceso de cataclasis que generó la orientación observada probablemente ocurrió bajo condiciones de la facies de los Esquistos Verdes (Ostos, 2001, com. pers.) Por otro lado, la cloritización, de acuerdo con Eggleton & Banfield (1985, en SHELLEY, 1997) y la formación de mirmekitas ocurren en condiciones de retrogresión o de alteración deutérica, similares a las de la facies de los Esquistos Verdes (SHELLEY, *op. cit.*).

Por otro lado, se tienen múltiples evidencias de deformación -tanto dúctil como frágil- y recristalización -que bien podría ser dinámica- que sugieren que las rocas de la región han sufrido metamorfismo dinámico y quizá regional de grado bajo-medio, en la facies de los esquistos verdes. Los contactos suturados pueden ser producto del proceso de recuperación que sucede a la deformación en la recristalización dinámica (SHELLEY, 1997; YARDLEY, 1993; WINTER, 2001)

8.2.11.- EMPLAZAMIENTO DE LOS CUERPOS GRANÍTICOS, FALLAS E INTRUSIÓN.

En el caso del presente estudio, no es fácil establecer relaciones espaciales entre plutones y fallas, debido a la complejidad estructural de la zona, inscrita en la Zona de Fallas de Valera. Haciendo un análisis en una escala más regional, resulta que la mayor parte de los cuerpos granitoides presenta algún contacto de falla, se ubica cerca de alguna falla, o incluso llega a ser cortado por una (considerando a las rocas de la Formación Sierra Nevada como *granitoides*). Sin embargo, una gran cantidad de los contactos geológicos entre las distintas formaciones presentes en el área considerada son de falla y por lo tanto este no se puede concluir que haya una relación directa entre las rocas granitoides y las fallas cercanas.

8.2.12.- ORÍGENES DE LOS ENCLAVES

BLANCO & LASSER (2000) analizaron dos enclaves de diferentes orígenes (uno ígneo y otro sedimentario) pero a la vez señalaron para los dos enclaves analizados una composición granodiorítica. En este estudio, los enclaves, tal como se observaron en el campo parecen más bien ser del tipo microgranitoide y esto se da por

confirmado con análisis petrográfico realizado en la muestra TV-019, de composición tonalítica y textura francamente granítica, con alguna deformación.

Si bien no se puede descartar la presencia de verdaderos xenolitos metasedimentarios, a juzgar por los resultados obtenidos por BLANCO & LASSER (2000) y en este estudio, los enclaves podrían ser más bien glóbulos de magma un poco más máfico que el magma huésped, pero cogenético. Los resultados del perfil de tierras raras de BLANCO & LASSER (*op. cit*) no harían más que confirmar el carácter comagmático de los enclaves.

CONCLUSIONES

- Petrográficamente, las rocas del área estudiada son metamonzogranitos, metagranodioritas, gneises monzograníticos, gneises tonalíticos, metasienita, metamonzodiorita y metadiorita.
- La evidencia geoquímica y mineralógica apunta hacia un origen por fusión parcial de rocas corticales (anatético) probablemente mixtas (ígneas y sedimentarias), pero con un predominio de rocas sedimentarias peralumínicas, a juzgar por el índice de saturación de alúmina (ASI) y la presencia de corindón normativo, con cantidades promedio mayores al 2%, y la asociación de micas, silimanita y granate.
- En cuanto a su carácter geoquímico, las rocas son principalmente peralumínicas, altas en K y de afinidad calcoalcalina.
- El perfil de tierras raras parece corresponder a composiciones probablemente derivadas por fusión parcial de rocas corticales
- De las relaciones entre los elementos litófilos y su comportamiento se infiere una contribución de corteza continental y quizá de manto sub-cortical; en este caso, la contribución podría ser de flujo de calor, más que de aporte de material.
- La plagioclasa estaría reteniendo al Eu^{2+} y al Sr la biotita, la ilmenita y circón fraccionando al Ti, el Sc y el Zr. La retención de Tierras Raras estaría determinada por otros minerales, tales como el apatito, la esfena y la alanita, o incluso la monacita.
- Los granitos de la zona de Valera-El Horno, presentan características mixtas entre los tipos I y S de la clasificación alfabética (S-I-A-M), aunque con una tendencia hacia el tipo-S. En particular en el área norte, se encuentran rocas con

características más similares a los granitos de tipo-I (la metagranodiorita oscura del NO del área estudiada).

- Las rocas estudiadas muestran afinidad con zonas de subducción, a juzgar por los patrones de los diagramas multielementales, excepto en el caso de las muestras TV-224 y TLG-33 A, que muestran afinidad intraplaca. De cualquier modo, ambos patrones muestran una fuerte influencia cortical.
- A juzgar por el comportamiento de las muestras TLG-33 A y TV-224 estas pueden haber tenido un origen diferente al resto del cuerpo ígneo que las contiene, o sufrieron diferenciación posterior o procesos post-magmáticos
- Las concentraciones de los elementos Hf, Th y Sm están controladas por la cristalización de circón y alanita. La poca variación de la relación Zr/Hf indica que el Hf entró en el circón. La relación entre el Zr y el TiO₂ puede indicar un control de la biotita sobre la cristalización del circón
- Las rocas presentan evidencias de eventos magmáticos tardíos y post-magmáticos. Los primeros comprenden los procesos de alteración y reemplazo tales como cloritización, sericitización, saussuritización y crecimiento de moscovita secundaria en clivajes de plagioclasa, y probablemente, la generación de intercrecimientos peritéticos y mirmekíticos. Los segundos incluyen la triclinización (inversión) del feldespato potásico, el maclado secundario y los efectos de deformación en general.
- Probablemente la mirmekita es un producto magmático tardío en cuya formación influyó el régimen de esfuerzos reinante a nivel regional.

- Las evidencias de actividad pegmatítica-hidrotermal se encuentran en la forma de vetas de composiciones bastante sencillas a simple vista (cuarzo, feldespato potásico, moscovita, turmalina), a lo largo de los afloramientos estudiados.
- Los enclaves encontrados son texturalmente microgranitoides, y genéticamente parecen glóbulos de magma un poco más máfico que el huésped, pero cogenético.
- En general, las rocas de la zona estudiada muestran evidencias de deformación. El grado y tipo de la misma es variable. Los caracteres de deformación encontrados son tanto del tipo frágil como del tipo dúctil. Entre los primeros se incluyen brechificación, flujo cataclástico y microfallamiento. El segundo grupo incluye extinción ondulatoria, flexión de granos, acuñamiento y flexión de unidades de macla (maclado secundario), bandas de cuarzo, kinkbands y subgranos.
- Las rocas se emplazaron a niveles corticales intermedios, cristalizando a presiones entre los 4 kb y 7 kb, con temperaturas máximas entre 900° C y 700° C. Los procesos tardíos y post-magmáticos habrían ocurrido a temperaturas menores (400-600°C), bajo condiciones de P-T correspondientes a las facies de los esquistos verdes.
- Evidencias texturales y mineralógicas indican que las rocas granitoides del área fueron afectadas por metamorfismo de grado medio-alto en las facies de los esquistos verdes y anfíbolita.
- Los granitoides de la región de Valera-La Puerta, y en particular los de la región San Pablo-Cadenas (área norte) son sin-tectónicos a post-tectónicos. El emplazamiento de los granitoides pudo ocurrir en un dos pulsos. El primero, tendría su expresión petrológica más representativa en las rocas de composición monzogranítica. El segundo pulso, correspondería a una etapa post-orogénica y estaría representado por las granodioritas oscuras del NO de la zona estudiada.

RECOMENDACIONES

- Hacer estudios de isótopos estables y radioactivos para conocer la posible procedencia de los granitoides (Sr/Sr, Nd/Nd; U/Pb, Sm-Nd). Las relaciones isotópicas Sr^{87}/Sr^{86} pueden dar pistas acerca del material a partir del cual se derivaron las rocas estudiadas y en particular la existencia de contribución cortical o mantelar. Los isótopos radioactivos, por su parte, además de arrojar luz en cuanto a la posible roca fuente, proporcionarían datos cronológicos adicionales a los actualmente conocidos
- Estudiar los contenidos de B, W y si es posible F y volátiles, para conocer el potencial metalogénico.
- Llevar a cabo estudios geofísicos para intentar determinar la geometría de los cuerpos granitoides
- Redefinir el nombre del “Granito de Valera-La Puerta”, en virtud de la variedad de tipos litológicos: se propone cambiar el nombre por el de “Granitoides de Valera-La Puerta” o “Rocas Graníticas de Valera-La Puerta”. La justificación para el cambio de nombre estaría en la presente utilización del término *in sensu lato* para denominar a una unidad que abarca litotipos variados -granitoides en su mayoría- tales como Monzogranitos, Tonalitas y Granodioritas, con Sienitas, Dioritas y otros tipos no-granitoides. Una alternativa sería dejar el nombre de Granito de Valera-La Puerta, definiendo varias facies de acuerdo con los tipos litológicos.

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS

- ACOSTA, A., PEREIRA, M.D. & SHAW, D.M. (2000) "Influence of volatiles in the generation of crustal anatectic melts" *Jour. Geochem. Explor.* 69-70, 339-342.
- AUDEMARD, F. (1991) "Tectonics of Western Venezuela" Ph.D Thesis. Rice University, Houston. 245 p.
- BARBARIN, B (1990) "Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting". *Geol. Jour.* 25, 227-238.
- BARDINTZEFF J.M. & YANEV Y. (1999) "Mn-bearing and REE-rich epidote in Eastern Rhodopes, Bulgaria: towards the epidote-allanite gap closure?" *X European Union of Geosciences meeting, Strasbourg, 28 March - 1 April 1999, J. Conf. Abstr.* 4 (1): 723-724.
- BARKER, D. (1983) *Igneous Rocks*. Prentice-Hall, Inc. Englewood Cliffs, New Jersey. 417 p.
- BARKER, F. & ARTH, J.G. (1976) "Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites" *Geology*, 4: 596-600
- BATES, R. L. and JACKSON, J. A., eds. (1984) "Dictionary of Geological Terms", 3rd Ed. Prepared by the American Geological Institute. Doubleday, New York. 571 p.
- BEA, F. (1996) "Residence of REE, Y, Th and U in Granites and Crustal Protoliths. Implications for the Chemistry of Crustal Melts" *Jour. of Petrol.* 37(3): 521-552

- BELLIZZIA, A. y PIMENTEL, N. (1994) "Terreno Mérida: Un Cinturón Alóctono Herciniano en la Cordillera de Los Andes de Venezuela". *V Simp. Boliv. Explor. Petrol. Cuenc. Subandinas*, Memoria. Puerto La Cruz. pp: 271-290.
- BILAL, E. & GIRET, A. (1999) "The Aluminum saturation index and the MgO/TiO₂ ratio: two parameters influenced by PH₂O and their use to discriminate magama series" *Revista. Brasil. Geoc.* 29 (1): 55.58
- BLANCO P., J.M. & LASSER W., A. B. (2000) "Geología de las Rocas Ígneas de la Región Los Cerrillos-El Horno, Estado Trujillo" Trabajo Especial de Grado, UCV, Inédito.
- BROWN, M. (2001) "Orogeny, migmatites and leucogranites: A review" *Proc. Indian Acad. Sci. (Eart Planet. Sci.)*, 110 (4): 313-336
- BROSKA, I. & WILLIAMS, C.T (2005) "Distribution and Stability of REE Accessory Minerals in the West-Carpathians Granites: Some Tectonic Implications". *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 7, 05196, 2005
- BURKLEY, L .A. (1976) "Geochronology of the Central Venezuelan Andes", Ph.D. Thesis (Inédita). Case Western Reserve University, Cleveland. 150 p.
- CAMPOS, V. (1977a) "Tectónica y Evolución Histórica de la Región de Calderas" *II Cong. Lat. Geol. Memorias*, Tomo III. p.1687-1703.
- CAMPOS, V. (1977b) "Estratigrafía de la Secuencia Pre-Mesozoica en la Región de Calderas" *II Cong. Lat. Geol. Memorias*, Tomo III. p 1705-1721.
- CAMPOS, V. (1977c) "Estratigrafía de la Secuencia Post-Paleozoica en la Región de Calderas" *II Cong. Lat. Geol. Memorias*, Tomo III. p 1723-1741.

- CANELÓN, G. y RAMÍREZ, C. (1977) "Geología de la Región de Capa Seca, Estados Mérida y Trujillo" *II Cong. Lat. Geol. Memorias*. Tomo III. pp: 1787-1805.
- CARLSON G.G. & STAARGAARD, C.F. (2000) "The Bailadores Volcanogenic Massive Sulphide Deposit, Venezuela" *Canadian Society of Exploration Geophysicists Conference Abstracts*.
www.cseg.ca/conferences/2000/2000abstracts/895.PDF
- CASE, J.E., SHAGAM, R. and GIEGENGACK, R.F. (1990) "Geology of the northern Andes. An overview" in Dengo, G. and Case, J.E., eds. *The Geology of North America*, Vol. H: The Caribbean Region. GSA. pp. 177-200.
- CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. (1974) "Two contrasting granite types". *Pacific Geology*, 8, 173-174
- CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. (1992) "I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt" *Trans. Royal. Soc. Edinburgh*. 83, 1-26
- CHAPPELL, B.W. (1996) "Magma Mixing and the Production of Compositional Variation within Granite Suites: Evidence from the Granites of Southeastern Australia". *Jour. Petrol.* 37(3): 449-470
- CHRISTIANSEN, E.H.; STUCKLESS, J.S.; FUNKHOUSER-MAROLF, M. J. & HOWELL, K.H. (1988) "Petrogenesis of rare-metal granites from depleted crustal sources: an example from the Cenozoic of western Utah, U.S.A" In: Taylor, R.P, and Strong, D.F. (ed), *Recent Advances in the Geology of Granite-Related Mineral Deposits, Canadian Institute of Mining and Metallurgy*, Special Volume 39, p. 307-321.
- CLARKE, D.B. (1992) *Granitoid Rocks*. Chapman & Hall, London. 283 p.

CLEMENS, J.D. (2003) "S-type granitic magmas-petrogenetic issues, models and evidence" *Earth-Science Reviews*, 61: 1-18.

Código Estratigráfico de las Cuencas Petroleras de Venezuela. PDVSA-CIEN:
<http://www.pdv.com/lexico>.

COMPAÑÍA SHELL DE VENEZUELA Y CREOLE PETROLEUM CORPORATION (1964)
"Paleozoic Rocks of Mérida Andes, Venezuela" *Bull. AAPG*. 48(1):70-84.

CONDIE, K.C. (1989) *Plate Tectonics and Crustal Evolution*, 3rd Ed. Pergamon Press,
Oxford. 476 p.

CORDANI, U., GARCÍA JARPA, R., PIMENTEL DE BELLIZZIA, N. y ETCHART, H. (1985)
"Comentarios sobre dataciones geocronológicas en la región de Los Andes
Centrales". *VI Cong. Geol. Venez.* Memorias, Tomo III. Caracas. p. 1571-
1585.

CREASER, R.A. & CHACKO, T. "The path from granites to tectonics, with worked
examples from the Paleoproterozoic of Laurentia" En:
<http://ntserv.gis.nrcan.gc.ca/panlithoprobe/creaser.htm>

DAHLQUIST, J. A. "Granitoides metaluminosos con epidota emplazados a baja presión
en la Sierra de Chepes (Orógeno Famatiniano, Sierras Pampeanas, Argentina)
y su relación con la fuente magmática". *Rev. geol. Chile*. [online]. dic. 2001,
vol.28, no.2 [citado 28 Abril 2005], p.147-161.

(http://www.scielo.cl/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0716-02082001000200001&lng=es&nrm=iso). ISSN 0716-0208).

DALZIEL, I.W.D.; GAHAGAN, L. M. & DALLA SALDA, L.H. (1992) "North America as
an exotic terrane" and the origin of the Appalachian--Andean Mountain

system” *Geological Society of America, Abstracts with Programs ; Vol/Issue: 24:7; 1992 annual meeting of the Geological Society of America (GSA); 26-29. (Abstract)*

http://www.osti.gov/energycitations/product.biblio.jsp?osti_id=5806557

DALZIEL, I.W.D.; DALLA SALDA, L.H. & GAHAGAN, L. M. (1994) “Paleozoic Laurentia-Gondwana interaction and the origin of the Appalachian-Andean mountain system” *GSA Bulletin*, 106 (2): 243-252 (Abstract)

[http://www.gsjournals.org/pdfserv/10.1130%2F0016-7606\(1994\)106%3C0243:PLGIAT%3E2.3.CO%3B2](http://www.gsjournals.org/pdfserv/10.1130%2F0016-7606(1994)106%3C0243:PLGIAT%3E2.3.CO%3B2)

DEN BROK, B. (fecha de consulta anterior a 8 de Mayo de 2003) “Development of ‘Subgrains’ by Water-Assisted Cataclasis”. De la página: <http://pcwww.liv.ac.uk/earth/TSG2003/cdromfiles/denbrokTSG2003.pdf>

DE WAELE & TEMBO (2001) *¿De Waele, B. and Tembo, F. (2000). Geochemical and Petrological Characteristics of Granitic Rocks in the Serenje area, Central Irumide belt, Zambia. 27th Earth Science Congress of the Geological Society of South Africa, Cape Town, South Africa, Elsevier.?*

http://www.bdewaele.be/pdfs/bdw_windhoek_chemirum_2001.pdf

DOSTAL, J. & CHATERJEE, A.K. (1995) "Origin of topaz-bearing and related peraluminous granites of the Late Devonian Davis Lake pluton, Nova Scotia, Canada: crystal versus fluid fractionation". *Chem.Geol.* 123: 67-85.

EL BOUSEILY, A.M. & EL SOKKARY, A.A. (1975) "The relation between Rb, Ba and Sr in Granitic Rocks" *Chem.Geol.* 16:207-219.

FIERRO, I. (1977) "Geología de la Región Barinas-Mucuñuque-Pedraza" *II Cong. Lat. Geol. Memorias*, Tomo III. p.1744-1763.

- FINGER, F.; BROSKA, I.; ROBERTS, M. P. & SCHERMAIER, A (1998) "Replacement of primary monazite by apatite-allanite-epidote coronas in an amphibolite facies granite gneiss from the eastern Alps" *American Mineralogist*, Volume 83, pp 248–258.
- FORERO SUÁREZ, A. (1990) "The basement of the Eastern Cordillera, Colombia: An allochthonous terrane in northwestern South America" *Jour. South American Ear. Sci*, 3(2-3):141-151 (abstract)
- GARCÍA JARPA, R. (1976) "Metamorfismo en el Paleozoico Tardío en la Región del Páramo de Los Torres, Estado Trujillo, Andes de Venezuela" *Bol. SVG*. 11(1-2): 1-20.
- GARCÍA JARPA, R. y CAMPOS CACHIMA, V. (1972) "Las Rocas Paleozoicas en la Región del Río Momboy" *IV Cong. Geol. Venez. Memorias*, Tomo II. p. 796-806.
- GARCÍA J., R. y CAMPOS C., V. (1977a) "Estratigrafía de la Región de Valera-Escuque, Estados Trujillo y Zulia". *II Cong.Lat.Geol. Memorias*, Tomo III. p.1807-1823.
- GARCÍA J., R. y CAMPOS C.,V(1977b) "Evolución Tectónica e Historia Geológica de la Región de Valera-Escuque, Estados Trujillo y Zulia". *II Cong.Lat.Geol. Memorias*, Tomo III. p. 1825-1836.
- GONZÁLEZ DE JUANA, C., PICARD CADILLAT, X. e ITURRALDE DE AROZENA, J.M. (1980) *Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas*. Foninves. Edic. Facsimilar 1993. 2 Tomos. 1030 p.
- HALL, A. (1996) *Igneous Petrology*, 2nd Ed. Longman Group Limited, Essex. 551 p.

- HESS, P.C. (1989) *Origins of Igneous Rocks*. Harvard University Press, Cambridge, Massachusetts.
- HIBBARD, M.J. (1995) *Petrography to Petrogenesis*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, N.J. 587 p.
- GORTON, M.P. & SCHANDL, E. S. (2000) "From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks" *The Canadian Mineralogist*, 38: 1065-1073.
- KANEN, R. (2001) "Distinguishing Between S- and I-Type Granites" MinServ (<http://geologynet.com/granitetypes.htm>)
- KATONGO, C.; KOLLER, F.; KLOETZI, U.; KOEBERL, C.; TEMBO, F. & DE WAELE, B. (2004) "Petrography, geochemistry and geochronology of granitoid rocks in the Neoproterozoic-Paleozoic Lufilian-Zambezi belt, Zambia: implications for tectonic setting and regional correlation". *Jour. Afr. Ear. Sci.* 40: 219-244
- KOHN, B.P., SHAGAM, R., BANKS, P.O. and BURKLEY, L.A. (1984) "Mesozoic-Pleistocene fission-track ages on rocks of the Venezuelan Andes and their tectonic implications" in Bonini, W.E., Hargraves, R.B, and Shagam, R., eds. *The Caribbean -South American Plate Boundary and Regional Tectonics*. GSA. Memoir 162. pp. 365-384.
- KÖKSAL, S., ROMER, R. L.; GÖNCÜOĞLU, M. C. & TOKSOY-KÖKSAL, F. (2004) "Timing of post-collisional H-type to A-type granitic magmatism: U-Pb titanite ages from the Alpine central Anatolian granitoids (Turkey)" *Int. J. Earth. Sci (Geol Rundsch)*, 93: 974-989.

- KOVISARS, L. (1972) "Geología de la parte Norte-Central de Los Andes Venezolanos" *IV Cong. Geol. Venez.* Memorias, Tomo II. p. 817-859.
- LAMBERSTEN JR., C. (1972) "Estudio Estructural Detallado de un Afloramiento del Complejo Iglesias cerca de Mucuchíes, Estado Mérida" *IV Cong. Geol. Venez.* Memorias, Tomo II. p. 1145-1153.
- LE BAS, M. J. & STRECKEISEN, A. L. (1991) "The IUGS Systematics of Igneous Rocks". *Journ. Geol. Soc.*, London 148:825-833.
- LEWIS, J.F. (1980) "Granitoid Rocks in Hispaniola" *9ª Conf. Geol. Caribe.* Memorias, Vol.2. Santo Domingo. p.393-401.
- LUGO, J (1994) "Arco de Mérida: Control Tectónico sobre la Sedimentación desde el Mesozoico tardío hasta el Cenozoico temprano en el Occidente Venezolano". *V Simp. Boliv. Explor. Petrol. Cuenc. Subandinas*, Memoria. pp: 291-310.
- LUGO, J and MANN, P. (1995) "Jurassic-Eocene Tectonic Evolution of Maracaibo Basin, Venezuela". in Tankard, A. J., Suárez, S. R. and Welsink, H. J.; *Petroleum Basins of South America. A.A.P.G. Memoir 62.* pp: 699-725.
- MANIAR, P.D. & PICCOLI, P.M. (1989) "Tectonic Discrimination of Granitoids" *GSA Bull*, 101: 635-643
- MARTÍN-BELLIZZIA, C. (1968) "Edades Isotópicas de Rocas Venezolanas" *Bol. Geol.* 10(19):356-380.
- MARTÍN BELLIZZIA, C., RAMÍREZ, C., MENÉNDEZ, A., RÍOS, J.H., y BENAÍM, N.(1968) "Reseña Geológica y Descripción de las muestras de rocas venezolanas sometidas a análisis de edades radiométricas" *Bol. Geol.* 10(19):

- MC CARTHY, T. S. and R.A. HASTY (1976) "Trace element distribution patterns and their relationship to the crystallization of granitic melts". *Geochem. Cosmoc. Acta*. Vol. 40. pp. 1351-1358.
- MÉNDEZ B, J. (1989a) "Modelo Depositacional del Grupo Cogollo, Talud Externo, Márgenes y Plataforma Interna". *VII Cong. Geol. Venez. Memorias, Barquisimeto*. Tomo II. pp: 828-850.
- MÉNDEZ B., J. (1989b) "La Formación La Luna. Características de una Cuenca Anóxica en una Plataforma de Aguas Someras". *VII Cong. Geol. Venez. Memorias*. Tomo II, Barquisimeto. pp: 852-866.
- MEISSNER, R., FLÜH, E.R. y MUCKELMANN, R. (1980) "Sobre la estructura de Los Andes Septentrionales-Resultados de investigaciones geofísicas" en Deutsche Forschungsgemeinschaft, Bonn e Instituto de Colaboración Científica, Tubingen. *Nuevos Resultados de la Investigación Geocientífica Alemana en Latinoamérica*. Georg Hauser, Metzingen. p.
- MOJICA, J., KAMMER, A. & UJUETA, G. (1996) "El Jurásico del Sector Noroccidental de Suramérica y Guía de la Excursión al Valle Superior del Magdalena (Nov. 1-4/95), Regiones de Payandé y Prado, Departamento del Tolima, Colombia." *Geología Colombiana*. (30):3-40.
- MORTENSEN, J.K., EMON, K., JOHNSTON, S.T. and HART, C.J.R., (2000). "Age, geochemistry, paleotectonic setting and metallogeny of Late Triassic-Early Jurassic intrusions in the Yukon and eastern Alaska: A preliminary report". *In: Yukon Exploration and Geology* (1999), D.S. Emond and L.H. Weston (eds.), Exploration and Geological Services Division, Yukon, Indian and Northern Affairs Canada, p. 139-144.

- MOOREHOUSE, W.W. (1959) *The Study of Rocks in Thin Section*. Harper & Brothers, New York. 514 p.
- NANCE, R. D., MURPHY, J. B. & KEPPIE, J. D. (2002) "A Cordilleran model for the evolution o evolution of Avalonia" *Tectonophysics*, 352(1-2):11-31
- NARDI, L.V.S. & BONIN, B. (1991) "Post-orogenic and non-orogenic alkaline granite associations: the Saibro intrusive suite, southern Brazil- A case study" *Chem. Geol*, 92: 197-211.
- NESSE, W.D. (1991) *Introduction to Optical Mineralogy*, 2nd Edition. Oxford University Press, New York. 335 p.
- OSTOS R., M. (1990) "Evolución tectónica del margen Sur-Central del Caribe basado en datos geoquímicos" *GEOS* (30)1-294.
- PAL, N.; PAL, D.C., MISHRA, B. & MEYER, F.M. (2001) "The evolution of the Palim Granite in the Bastar tin province, Central India". *Mineralogy and Petrology*, 72: 281-304.
- PARKER, S; ed. (1987) *Mc Graw Encyclopedia of the Geological Sciences*, 2nd Ed.
- PATERSON, S. R. & SCHMIDT, K.L. (1999) "Is there a close spatial relationship between faults and plutons?" *Jour. Struc. Geol.* 21: 1131-1142.
- PIERCEY, S.J & PARADIS, S. (2000) "Geochemistry of felsic metavolcanic rocks from the Finlayson Lake volcanogenic massive sulphide (VMS) district, Yukon-Tanana Terrane, southeastern Yukon". *GeoCanada 2000*, Program with Abstracts, Abstract #407. En www.eos.ubc.ca/mdru/rp/vms/geocanada2000-abstract.pdf

- PIMENTEL DE BELLIZZIA, N. y BELLIZZIA, A. y ULLOA, C. (1992) "Paleozoico Inferior: una Síntesis del Noroeste de América del Sur (Venezuela, Colombia y Ecuador)" en Gutierrez Marco, J. G.; Saavedra, J. & Rábano, I. (eds). *Paleozoico Inferior de Iberoamérica*. Universidad de Extremadura. pp: 203-224.
- PITCHER, W.S. (1982) "Granite Type and Tectonic Environment" In: Hsü, K.J. (ed) *Mountain Building Processes*. Academic Press, London. pp: 19-40. (263 p.)
- POLI, G. & TOMMASINI, S. (1991) "A geochemical approach to the evolution of granite plutons: a case study, the acid intrusion of Punta Falcone (northern Sardinia, Italy)" *Chem.Geol.* 92:87-105.
- RAGUIN, E. (1965) *Geology of Granite*. Interscience Publishers, London. 314 pp.
- RAMÍREZ, C, & CAMPOS, V. (1972) "Geología de la región de La Grita-San Cristobal, Estado Táchira" *IV Cong. Geol. Venez.* Memorias, Tomo II. p.861-897.
- RAMÍREZ C., C., GARCÍA J., R. & CAMPOS C., V. (1972) "Geología de la Región de Timotes, Estados Mérida, Barinas y Trujillo" *IV Cong. Geol. Venez.* Memorias, Tomo II. p. 898-934.
- REID JR., J.B., MURRAY, D.P., HERMES, O.D. & SEIG, E.J. (1993) "Fractional crystallization in granites of the Sierra Nevada: How important is it?" *Geology*. 21(7):587-590.
- RESTREPO, J.J. & TOUSSAINT, J.F. (1988) "Terranes and Continental Accretion in the Colombian Terranes" *Episodes*. 11(3):189-193.

- RICHARDSON, S. M. and MCSWEEN JR., H. Y. (1989) *Geochemistry Pathways and Processes*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey. 488 p.
- ROBERTS, M. P. & CLEMENS, J.D. (1993) "Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids" *GEOLOGY*, 21(9): 825-828.
- ROLLINSON, H. (1993) *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific & Technical, Essex, England. 352 p.
- SCHUBERT, C. y VIVAS, L. (1993) *El Cuaternario de la Cordillera de Mérida*. ULA-Polar, Mérida. 345 p.
- SENTHIL KUMAR, P. & SRINIVASAN, R. (2001) "Fertility of Late Archaean basement granite in the vicinity of U-mineralized Neoproterozoic Bhima basin, peninsular India". *RESEARCH COMMUNICATIONS*.
(<http://www.ias.ac.in/currsci/mar102002/571.pdf>)
- SHAGAM, R. (1972) "Evolución Tectónica de Los Andes Venezolanos" *IV Congr. Geol. Venez.* Memorias, Tomo II. p. 1201-1261.
- SHAGAM, R. (1975) "The Northern Termination of the Andes" in Nairn, A.E.M. and Stehli, F.G., editors *The Ocean Basins and Margins*. Vol. 3: The Gulf of Mexico and the Caribbean. Plenum Press, New York. p. 325-340.
- SHELLEY, D. (1993) *Igneous and Metamorphic Rocks under the Microscope. Classification, Textures, Microstructures and Mineral-Preferred Orientations*. Chapman & Hall, London. 445 p.

- SHELLEY, D. (1997) *Igneous and Metamorphic Rocks under the Microscope. Classification, Textures, Microstructures and Mineral-Preferred Orientations.* Chapman & Hall, London. 445 p.
- SIMPSON, C. & R.P. WINTSCH (1989) "Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by myrmekite" *J. metamorphic Geol.*, 7(2): 261-275.
- SINGH, S., MUKHERJEE, P. K., JAIN, A. K., KHANNA, P. P., SAINI, N. K. & KUMAR, R. (2003) "Source characterization and possible emplacement mechanism of collision-related Gangotri Leucogranite along Bhagirathi Valley, NW-Himalaya". In: Singh, S. 2003. *Granitoids of the Himalayan Collisional Belt. Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition*, Volume 11, Paper 06, ISSN 1441-8142.
- STANISŁAWSKA, M. & MICHALIK, M. (2003) "Breakdown on Monazite and REE, Th, U Mobility in the High Tatra Granitoids" *Mineralogical Society of Poland – Special Papers*; Volume 23, pp. 160-162.
- STOREY, B.C (1993) "The changing face of late Precambrian and early Palaeozoic reconstructions" *Journal of the Geological Society*, 150(4):665-668 (abstract)
- SUBBA RAO, M. V., NARAYANA, B. L. , DIVAKARA RAO V. & REDDY, G. L. N. (1998) "Petrogenesis of the protolith for the Tirodi gneiss by A-type granite magmatism: The geochemical evidence" in:
<http://www.ias.ac.in/currsci/may10/articles27.htm>
- TAKAGI, H. (1986) "Implications of mylonitic microstructures for the geotectonic evolution of the Median Tectonic Line, central Japan" *Jour. Struc. Geol.* 8(1): 3-14.

- TAYLOR, R.P., STRONG, D.F. & KEAN, B.F. (1980) "The Topsails igneous complex: Silurian-Devonian peralkaline magmatism in western Newfoundland" *Canadian Journal of Earth Sciences*. 17(4): 425-439.
- TEGGIN, D.E. (1984) "Determinaciones Radiométricas de Edad en Los Andes Venezolanos" *Act. Cientif. Venez.* 35(5-6):374-381.
- TEGGIN, D., SIFONTES, R. y LIRA, A. (1984) "Geocronología de la Región de Bailadores, Estado Mérida, Venezuela" *Act. Cientif. Venez.* 36(1): 52-63.
- TREMBLAY, A., LAFLÈCHE, M.R., MC NUTT, R.H. & BERGERON, M. (1994) "Petrogenesis of Cambro-Ordovician subduction related granitic magmas of the Québec Appalachians, Canada" *Chem. Geol.* 113: 205-220.
- USECHE, A. y FIERRO, I. (1972) "Geología de la Región de Pregonero, Estado Táchira" *IV Cong. Geol. Venez. Memorias*, Tomo II. p. 963-998.
- WILLIAMS., H.; TURNER, F. & GILBERT, C.M. (1982) *Petrography, An Introduction to the Study of Rocks in Thin Sections*, 2nd Ed. , W.H. Freeman and Company, San Francisco. 626 p.
- WINTER, J.D. (2001) *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall, New Jersey. 697 pp.
- WILSON, M. (1989) *Igneous Petrogenesis. A Global Tectonic Approach*. Unwyn Hyman
- YORIS, F. & OSTOS, M. (1997). "Geología de Venezuela : Geología General y Cuencas Petrolíferas". En : *Singer, J. (Edr.) WEC 1997. Conferencia*

Evaluación de Pozos. Schlumberger - Surenco C.A. 1^{ra}. Ed. Español ; Jolley Printing, Texas : Cap. 1 : 1 - 17 ; 24 - 44.

ZEN & HAMMARSTROM (1984) "Magmatic epidote and its petrologic significance"
Geology 12(9): 515-518.

<http://www.union.edu/PUBLIC/GEODEPT/COURSES/petrology/norms.htm>

<http://www.union.edu/PUBLIC/GEODEPT/COURSES/petrology/programs/norm3.xls>

Apatite - Crystallography, Crystal Chemistry, CL and Provenance Potential

(<http://www.geol.lsu.edu/henry/Geology7900/Apatite/Apatite.htm>)

APÉNDICE A

- **CÁLCULO DE LA NORMA CIPW:**
- **TRATAMIENTO PREVIO DE LOS DATOS GEOQUÍMICOS.**
- **PROGRAMAS UTILIZADOS: VENTAJAS Y DESVENTAJAS**

CÁLCULO DE LA NORMA CIPW Y CLASIFICACIÓN NORMATIVA

Se hicieron los cálculos de la Norma CIPW utilizando el programa MAGMA en sus versiones 2.4 y 2.44 del Dr. Ken Wohletz y una hoja de cálculo creada por el Prof. Kurt Hollocher del Union College. (En el Apéndice A se describen los programas, sus ventajas y sus inconvenientes).

La dificultad en el caso particular de este trabajo radica en que el hierro analizado es presentado como Fe_2O_3 (Fe_2O_3 total), pues el método analítico usado (ICP-MS) no permite la cuantificación del (obtención de los valores de) FeO. Dos de los problemas más serios de no contar con las cantidades de FeO son que, por una parte se ocultaría la posible presencia de magnetita y por la otra, podría reportarse la presencia de hematita en casos en los cuales su formación directamente del magma resulta muy difícil, como se comenta más adelante (en el aparte sobre el estado de oxidación del hierro). Afortunadamente, para salvar este problema, la mayoría de los programas para el cálculo de norma brindan la posibilidad de hacer la corrección para FeO a partir de relaciones $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)$ determinadas empíricamente en diferentes tipos de rocas.

Por esto, para el cálculo de las normas con los programas utilizados, se utilizaron los valores propuestos por sus autores en cada caso. La hoja de cálculo propuesta por el profesor Kurt Hollocher del Union College de Nueva York, muestra una modificación de la Norma CIPW que incluye algunos elementos traza. Para la relación $\text{Fe}^{+3}/\text{Hierro total}$, el autor propone unos valores que van desde 0.1 a 0.3 según los tipos de roca (de máficas a félsicas). Señala el autor (2001, com. pers.) que ésta ($\text{Fe}^{+3}/\text{Hierro total}$) es una relación molar que mantiene una relación constante con la $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO})$ pero es distinta de ésta. Para la relación $\text{Fe}^{+3}/\text{hierro total}$, el

autor no ha encontrado valores consistentes, y menciona que estos varían notoriamente entre 0.03 y 0.5 y el valor utilizado por defecto suele ser 0.1. El programa Magma 2.4 utiliza por defecto la relación $Fe_2O_3/(Fe_2O_3+FeO)= 0.15$. La versión más actualizada de éste programa, el Magma 2.44, proporciona, por defecto, los valores de la relación antes mencionada y estos pueden pasar de 0.6.

TRATAMIENTO PREVIO DE LOS DATOS GEOQUÍMICOS

El tratamiento depende del programa utilizado. En el caso del Programa MAGMA 2.44, como el valor para la relación $FeO/(FeO+Fe_2O_3)$ es proporcionado automáticamente se procede al cálculo de una vez. Los valores normativos de los feldespatos no se ven modificados por la relación de las diferentes especies (iones) de hierro. Debido a esto, los valores obtenidos con el programa fueron utilizados para el diagrama de BARKER-O'CONNOR (tomado de ROLLINSON, 1993).

Como la relación $FeO/(FeO+Fe_2O_3)$ depende del tipo de roca, se clasificaron primero las muestras utilizando los diagramas tipo Harker de COX *et al.* (1979), LE MAITRE *et al.* (1989; en ROLLINSON, 1993) y WILSON (1989, después de COX *et al.*) para Sílice vs. Alcalis totales (Na_2O+K_2O), así como los diagramas de WINCHESTER & FLOYD (1977; del programa MINPET 2.02) -que utilizan los elementos Nb, Y y Zr y los óxidos SiO_2 y TiO_2 - y de BARKER-O'CONNOR (tomado de ROLLINSON, 1993) para obtener los nombres de las rocas y así poder introducir los valores adecuados para el factor de corrección. (Una advertencia: el diagrama de BARKER-O'CONNOR (tomado de ROLLINSON, 1993) utiliza los valores normativos de los feldespatos).

Con base en los resultados, se escogieron los mejores valores para cada caso. Finalmente, se introdujeron estos valores en la hoja de cálculo del Union College para calcular la norma.

BREVE DESCRIPCIÓN DE LOS PROGRAMAS UTILIZADOS Y RAZONES PARA SU ESCOGENCIA

El programa MAGMA utiliza los datos de óxidos mayoritarios y agua, y cuando no se tiene un valor para el FeO, proporciona la posibilidad de normalizar el

mismo según la relación $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)$ según valores que el programa calcula automáticamente de acuerdo con el tipo de roca. En la primera versión utilizada del programa, el valor asignado por defecto si no se introducía un valor correspondiente al tipo de roca, según los proporcionados en la literatura, era de 0.15, el cual parece ser un valor utilizado con frecuencia cuando no se conocen las relaciones verdaderas. La nueva versión, proporciona valores de más de 0.5 para las rocas granitoides del presente trabajo.

La hoja de cálculo del Prof. Hollocher del UNION College incorpora para sus cálculos, además de los óxidos mayoritarios, el CO_2 , el SO_3 y los iones S, F, Cl, Sr, Ba, Ni, Cr y Zr, debido a lo cual, a los minerales obtenidos tradicionalmente, se le suman muchos otros, entre los cuales se incluyen el Circón, la Esfena, la Calcita y la Fluorita. Al igual que lo hace el programa MAGMA en este programa se brindan valores posibles para la normalización de Fe^{3+}/Fe total. En las notas de utilización del programa se sugieren valores desde 0.1 para basaltos hasta 0.3 para riolitas. Sin embargo, el Prof. Hollocher en comunicación personal, señala que no hay una referencia real para este valor y reporta valores entre 0.03 (para algunos vidrios MORB) y 0.5 (para granitos principalmente y algunas volcánicas). Señala, además, que el número usado típicamente cuando no hay más información es de 0.1. De cualquier manera, para evitar problemas se utilizaron los valores dados originalmente por el programa de 0.15, 0.2 y 0.3 para las andesitas, las dacitas y las riolitas respectivamente, haciendo algunos ajustes un poco arbitrarios para los tipos intermedios.

Hay varias razones para la utilización de dos programas para calcular los minerales normativos. El programa MAGMA proporciona los valores normativos de los tres feldespatos (Ab, An, Or) por separado, además de las clasificaciones de la IUGS, Shand y COX *et al.*, 1979. Sin embargo, el recálculo que hace el programa para los valores QAP muestra unas plagioclasas muy cálcicas, puesto que la Ab normativa es repartida entre el Feldespato Potásico y la Plagioclasa de modo tal que el primero es muy sódico y la segunda muy cálcica. Por esto, la clasificación del IUGS hecha

por el programa tiene valores APQ falseados y entonces las muestras se desplazan hacia el vértice alcalino, aún cuando las plagioclasas son muy cálcicas.

Por otra parte el programa del UNION College proporciona el valor de la plagioclasa como la suma de la Ab y la An. HOLLOCHER (*com. pers.*) señala que la separación de ambos componentes normativos es incorrecta para los diagramas QAP. Además, este programa presenta una conversión de la norma a una forma volumétrica, requisito indispensable para poder graficar los valores en el triángulo de la clasificación IUGS.

Los resultados obtenidos para el cálculo de la norma dependen en gran medida de los valores de la relación $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)$. ROLLINSON (1993) señala lo siguiente: “una dificultad particular con el cálculo de la norma es que es muy sensible al estado de oxidación del hierro. Esto es un problema mayor en rocas máficas donde el contenido de hierro es más alto que el de la mayoría de las rocas félsicas”. De hecho, existen diferencias entre los resultados obtenidos al hacer los cálculos con los dos programas, y obviamente, al trabajar con un mismo programa pero con relaciones distintas. Si no se introduce ninguna relación, es decir, si no se normaliza para el FeO o el hierro ferroso (Fe^{2+}), nunca se obtendrá magnetita (Fe_3O_4) normativa, sino hematita (Fe_2O_3), además de verse alterados los valores normativos de los minerales antes mencionados. Entre los minerales cuyos valores normativos se ven más alterados por las variaciones en esta relación se encuentran el Cuarzo, el Hipersteno y los óxidos de hierro y titanio (Magnetita, Ilmenita, Hematita, Rutilo).

Es interesante hacer notar que, de acuerdo con los cálculos normativos, los minerales ferromagnesianos presentes en las muestras estudiadas son el Hipersteno, la Ilmenita y la Magnetita. Ésta última no se obtiene con el programa MAGMA en su versión más reciente, gracias a los valores de normalización que el programa proporciona automáticamente. Si se observa con atención la tabla 7.2, en la cual se comparan los datos arrojados por ambos programas, resulta que los valores obtenidos para la Ilmenita son muy parecidos, presentándose variaciones en 20 de las 29 muestras (68,966%), de entre una (1) y cuatro (4) centésimas. La cuestión radica entonces en el hecho que uno de los programas indique la presencia de magnetita

mientras que el otro no lo hace. Aquel programa que muestra la presencia de magnetita presenta valores considerablemente más bajos (hasta alrededor de un 3% más bajos) de Hipersteno. Obviamente estos resultados no afectarán la clasificación de la roca según el los esquemas tradicionales para clasificar rocas ígneas en general o graníticas en particular, los cuales utilizan los minerales félsicos. De cualquier manera, todos estos minerales pasaría a formar parte del índice de color. Sin embargo, la presencia o ausencia de alguno de estos óxidos puede tener implicaciones petrogenéticas. OBS: se debe recordar que para la clasificación según Streckeisen, los porcentajes normativos –los cuales son expresados como porcentajes en peso- deben ser convertidos a porcentajes volumétricos; la hoja de cálculo del Union College, como ya se ha mencionado, presenta los valores de los minerales en ambas formas, la gravimétrica y la volumétrica.

Los valores volumétricos de Feldespato Potásico, Plagioclasa y Cuarzo obtenidos de la hoja de cálculo del Union College se introdujeron en el programa MINPET 2.02 para obtener la clasificación según Streckeisen.

OBSERVACIONES SOBRE LOS VALORES NORMATIVOS DE LOS FELDESPATOS SEGÚN LOS CÁLCULOS REALIZADOS CON LOS DISTINTOS PROGRAMAS

Si se hace la corrección para la relación Fe^{3+}/Fe total, la Hoja del Union College muestra cambios en los porcentajes de Pl y Or, mientras que en el Programa MAGMA no varían las cantidades de Ab, An y Or. Esto parece estar relacionado con el hecho que la Hoja del Union College utiliza los elementos Ba y Sr, los cuales entrarían en las redes de los feldespatos y el Cr y el Ni, que quizás produzcan variaciones en los minerales con hierro. HOLLOCHER (2001, *com. pers.*) modificó la Norma CIPW para incluir algunos elementos traza. El Bario es incluido en la ortosa y el Estroncio en la plagioclasa.

HOLLOCHER (2001, *com. elec.*) señala además algo importante: la separación de los componentes Ab y An para la clasificación QAP es incorrecta.

APÉNDICE B: DE LA MIRMEKITA Y SU ORIGEN

El origen del intercrecimiento mirmekítico ha sido tema de controversia a lo largo de los años. Hibbard (1979 en Hibbard, 1995, p. 135) propone un modelo para la formación de mirmekitas, que solamente requiere de la presencia de fundido, bien entre granos (mirmekitas intercristalinas) o en fracturas o clivajes dentro de los granos (mirmekitas intracristalinas). Dice Moorhouse (1959): “El origen de esta textura no está claro; ésta es evidentemente de desarrollo tardío, después que la cristalización de la roca ha sido completada o casi completada. En casos raros los feldespatos potásicos pueden estar casi completamente borrados por estos crecimientos”. Bates & Jackson (1984) lo describen como un producto de etapas tardías de consolidación magmática o un producto de actividad plutónica subsiguiente. Shelley (1997; p. 146) por otra parte, señala que las mirmekitas frecuentemente están asociadas con rasgos de deformación en rocas graníticas deformadas, como lo sugieren Simpson & Wintsch (1989). Estos autores encuentran mirmekitas sintectónicas y refieren que la mirmekita en rocas miloníticas está altamente concentrada a lo largo de caras asimétricas de megacristales de feldespato potásico que son paralelas a los planos de foliación de la roca y que experimentaron esfuerzos normales relativamente altos. Señalan además, que la deformación plástica de feldespato potásico requiere que al menos de condiciones bajas de la facies de la anfíbolita hayan prevalecido durante la deformación (p.268). El modelo propuesto por estos autores, fue brevemente explicado en el marco teórico y expresado en la ecuación 3.2 .

Si bien Simpson & Wintsch (*op. cit.*) no descartan la formación de mirmekitas en granitos no deformados, en ausencia de un campo de esfuerzo diferencial local, acotan que la mayor parte de los granitos presentan evidencias de deformación de red cristalina, en la forma de extinción ondulatoria y formación de subgranos. Esta deformación de red cristalina, probablemente ocurre en respuesta a cambios diferenciales de volumen que resultan de diferencias en la conductividad térmica y anisotropía elástica de los minerales adyacentes de la roca en proceso de

enfriamiento. Sugieren los autores antes citados, que la mirmekita podría formarse también debido a diferencias de esfuerzo locales en los bordes de grano de los feldespatos-K, durante el enfriamiento de una roca granítica completamente cristalizada” (p. 273). Simpson & Wintsch(1989) mencionan una reacción en presencia de agua, según la cual, además de plagioclasa y cuarzo (mirmekita) se forma moscovita (Phillips, 1980; en Simpson & Wintsch, *op. cit.*)

Las reacciones que dan lugar a la formación de estas mirmekitas ocurren en condiciones de retrogresión o alteración deutérica (Shelley, 1997, p. 146).

APÉNDICE C: DE LA CATACLASIS Y LA DE RECRISTALIZACIÓN

- *CATACLASITAS*
- *TEXTURAS METAMÓRFICAS Y CATACLÁSTICAS (Y EVIDENCIAS DE RECRISTALIZACIÓN DINÁMICA)*
- *DE LA RECRISTALIZACIÓN Y LOS MOSAICOS POLIGONALES*

CATACLASITAS

Las **cataclasitas** son generadas en superficies de fallas de cualquier tipo estructural, incluyendo la cizalla en la base de los bloques de deslizamiento gravitacional. El fallamiento puede ser sísmico o asísmico. El fracturamiento, el agrietamiento, la granulación, la rotación de cuerpo rígido y el deslizamiento friccional, están todos involucrados en la formación de cataclasitas. Debido a que estos fenómenos frágiles requieren un incremento en volumen, las cataclasitas se forman en fallas someras donde este incremento en volumen es mecánicamente posible (HIBBARD, 1995). Frecuentemente, la trituración mecánica está acompañada por recristalización o por crecimiento de minerales hidratados debido al movimiento de fluido dentro de la zona de deformación (YARDLEY, 1993).

TEXTURAS METAMÓRFICAS Y CATACLÁSTICAS (Y EVIDENCIAS DE RECRISTALIZACIÓN DINÁMICA)

Cuando las rocas han estado sometidas a altas tasas de deformación, cuando esta cesa, la energía liberada induce una re-cristalización rápida. La formación de bordes suturados sería el primer paso en esta re-cristalización, mediante el proceso de recuperación (*recovery*). Si la temperatura es lo suficientemente alta, la re-cristalización progresa de modo que los bordes se van suavizando. En etapas más avanzadas, los límites de granos se harán más rectos, y eventualmente se formará una textura granoblástica por re-cristalización (WINTER, 2001) cuya expresión se encuentra en los mosaicos poligonales.

La siguiente tabla muestra las características y procesos de deformación según las condiciones de P-T (HIBBARD, 1995)

Tabla D.1: texturas y procesos de deformación según condiciones de P-T (Hibbard, 1995)

Ambiente Físico: Presión Baja, Temperatura Baja a Media

Ambiente geológico: fallas frágiles

Procesos a escala de grano: rotación de cuerpo rígido, agrietamiento, fractura, microfalloamiento, microtrituración, deslizamiento friccional de límite de grano, flexión de cristales y maclas, fusión local

Texturas producidas: granulación, achatamiento o rotaciones por deslizamiento en clivaje, cristales y maclas deformados, porfiroclastos, vacíos, extinción en parches, pseudosubgranos

Ejemplos de rocas: gouge, brecha, superficies pulidas, cataclasitas, mélanges de matriz de lodo, pseudotaquilita

Ambiente físico: Presión media, Temperatura Media

Ambiente geológico: fallas frágiles-dúctiles, deformación "regional" frágil-dúctil

Procesos a escala de grano: frágiles y dúctiles

Texturas producidas: depende de los minerales presentes (p.e: cuarzo dúctil, feldespato frágil)

Ejemplos de rocas: cataclasitas miloníticas

Ambiente Físico: Presión Alta, Temperatura Alta

Ambiente geológico: fallas dúctiles, deformación dúctil "regional"

Procesos a escala de grano: flujo de dislocación de deslizamiento, repteo por dislocación, repteo por difusión, recristalización por nucleación y crecimiento, recristalización por rotación de subgranos (recuperación), presión-solución, debilitamiento hidrolítico, agrietamiento si hay presión de fluidos alta

Texturas producidas: extinción progresiva (ondulatoria), subgranos, "bandas" de deformación, lamelas de deformación, orientaciones preferenciales, reducción en tamaño de grano vía recristalización, incremento en tamaño de grano vía recristalización, neoblastos, poligonalización, textura de "cinta"

Ejemplos de rocas: milonitas, tectonitas (esquistos y gneises)

Como se ha mencionado anteriormente, los distintos minerales responden en maneras diferentes a la deformación (*strain*). Por ejemplo, el cuarzo –excepto a grados muy bajos- se deforma fácilmente y sufre re-cristalización sintectónica, produciendo finalmente “textura de cinta” (“*ribbon texture*”). Los feldespatos son relativamente rígidos y es muy probable que sufran rompimiento frágil, aunque pueden también ocurrir deformación dúctil y recristalización sintectónica o estar alineados por procesos de flujo primario o esfuerzo secundario. Los filosilicatos

frecuentemente se deforman por *kinking* o pueden estar “untados” (*smearred*) a lo largo de planos de cizalla (SHELLEY, 1997).

La distinción entre los efectos de recristalización estática y los de recristalización dinámica es, por lo tanto, difícil, especialmente porque en el primer caso puede haber modificaciones por deformación tardía y en el segundo puede haber modificaciones por recocción (*annealing*) tardía.

Por otra parte, la recristalización estática puede deberse a un incremento del flujo de calor, a una reducción de los defectos de red después de la deformación, o a una combinación de ambos procesos.

DE LA RECRISTALIZACIÓN Y LOS MOSAICOS POLIGONALES

“*In sensu stricto*, el término recristalización se refiere al reemplazo de un mineral existente por otros granos del mismo mineral. Puede referirse al reemplazo de un grano por un número de granos más pequeños o a un área policristalina donde el número y/o forma y/u orientación de los cristales cambia. En el caso de la recristalización del cuarzo, el olivino y la calcita –que son los ejemplos geológicos más comunes- las principales fuerzas dinámicas son la reducción de energía por eliminación de dislocaciones y defectos en los granos minerales, y la reducción de la energía de superficie por reducción del área de borde de grano” (SHELLEY, 1997, p.266). En la recristalización de la plagioclasa puede haber un ligero cambio químico y en este caso las fuerzas impulsoras pueden incluir diferencias en energías libres (SHELLEY, *op.cit.*).

La reducción de los tamaños de grano es una característica común a las rocas producidas por cataclasis y las producidas por recristalización dinámica y usualmente es difícil diferenciar cuál de los dos procesos originó este tipo de relación entre cristales.

Los efectos de la recristalización estática y la recristalización dinámica no siempre son fáciles de distinguir, puesto que los primeros pueden ser modificados por deformación menor tardía y los segundos por recocción tardía. “La recristalización estática es debida bien a un flujo de calor incrementado (el cual promueve el aumento

de tamaño de grano) o bien a la disminución de los defectos de la red después de la deformación, o a alguna combinación de ambos. Idealmente, la recristalización estática o post-tectónica produce un mosaico estable, con ángulos diedros de 120°. Por otra parte, la recristalización dinámica o sin-tectónica, acompaña a la deformación y frecuentemente está caracterizada por la perpetuación de los caracteres de deformación, granos alargados y estructuras de subgranos, y bordes aserrados de granos, aunque a altas temperaturas se pueden desarrollar mosaicos estables similares a aquellos producidos por recristalización estática” (SHELLEY, 1997). El tamaño de los granos y los subgranos disminuye con el incremento del esfuerzo diferencial. La modificación del tamaño de grano relacionado con el esfuerzo también ocurre si el incremento de la temperatura causa recristalización estática post-deformacional, y algunos granos podrían ajustar su tamaño al perderse el esfuerzo. DEN BROK (----) señala que el cuarzo deformado dúctilmente bajo condiciones de metamorfismo de la facies de los Esquistos Verdes, frecuentemente es recristalizado a numerosos subgranos más pequeños.

APÉNDICE D: LA CLASIFICACIÓN “ALFABÉTICA” (S-I-A-M) DE LOS GRANITOIDES

- **TIPOS ALFABÉTICOS**
 - **Granitoides de Tipo-I**
 - **Granitoides Tipo-S**
 - **Granitoides Tipo-A**
 - **Granitoides Tipo-M**
- **OBJECIONES A LA CLASIFICACIÓN ALFABÉTICA**

TIPOS ALFABÉTICOS

SHELLEY (1997) resume las características químicas y petrográficas de cada tipo granitoide de la clasificación alfabética de los granitoides de la siguiente manera, incluyendo dos categorías posteriores (granitoides tipo-A y tipo-M):

GRANITOIDES DE TIPO-I: se derivan de la fusión de rocas ígneas, frecuentemente aquellas que se encuentran por debajo de la corteza, o de sedimentos inmaduros derivados de rocas ígneas, y tienen una baja relación K/Na, alto Ca y un alto estado de oxidación. La mineralogía típica incluye hornblenda, biotita verde, marrón o de color paja (la biotita y la hornblenda usualmente tienen inclusiones de apatito), titanita, posiblemente allanita y magnetita, a veces con ilmenita.

GRANITOIDES TIPO-S: se derivan de material sedimentario meteorizado, tienen alta relación K/Na, bajo Ca y Na (removidos por meteorización), alto Al, y un bajo estado de oxidación (debido a C y S en los sedimentos meteorizados). En consecuencia, contienen biotita marrón rojiza “color zorro” (*‘foxy-red-brown’*), no contienen hornblenda, tienen monacita en lugar de allanita y titanita, moscovita, posiblemente cordierita y granate, e ilmenita, no magnetita. El apatito tiende a encontrarse como cristales discretos (individuales). El carácter peraluminico también significa que la sillimanita o la andalucita pueden estar presentes, quizás asociadas con xenolitos pelíticos, así como también topacio (indicando actividad de fluidos ricos en F) y turmalina.

GRANITOIDES TIPO-A: son variedades ricas en K, Na, F y Zr, pobres en Al y Ca, y con una alta relación Fe/Mg. Ellos fueron denominados originalmente por “anorogénicos” y su ocurrencia en zonas de rift y áreas continentales estables, pero ahora se conoce que están más extendidos, pero no son tan comunes como los tipos I y S. Mineralógicamente están caracterizados por micas ricas en Fe, anfíboles y piroxenos, y en las variedades peralcalinas por anfíboles alcalinos (arfvedsonita, riebeckita, etc). El intercrecimiento granofírico, la fluorita y la abundancia de minerales de Zr son características comunes. Ellos generalmente son atribuidos a la fusión de terrenos granulíticos ya empobrecidos por fusión parcial más temprana, o a diferenciación primaria de un magma basáltico alcalino; la fuente de F es una consideración importante en la determinación de los orígenes de granitoides tipo-A.

GRANITOIDES TIPO-M: son una subcategoría de los tipo-I encontrados sólo en los arcos de islas oceánicas. Ellos son derivados del manto, posiblemente de corteza oceánica subducida, y están caracterizados por hornblenda, biotita, y piroxeno, xenolitos ígneos básicos, y feldespato potásico como un crecimiento granofírico intersticial tardío.

KANEN (*op. cit.*), refiere los tipos de xenolitos encontrados en los dos tipos originales (I y S). Los granitos tipo-S suelen tener xenolitos metasedimentarios, mientras que los granitos tipo-I tiene xenolitos en apariencia ígneos y que contienen hornblenda.

OBJECIONES A LA CLASIFICACIÓN ALFABÉTICA

Esta clasificación alfabética de las rocas granitoides, aunque muy utilizada (HALL, 1996), ha sido muy cuestionada en el ámbito de la petrología ígnea. CLARKE (1992), propone varias objeciones a la clasificación alfabética de los granitoides. La primera de éstas, se relaciona con la mezcla de conceptos de tipos genéticos de distintos niveles (tipos-I, S y M) y de éstos con conceptos de tipo tectónico (tipo-A). El segundo problema se relaciona con la variabilidad composicional que puede presentarse dentro de un mismo grupo como consecuencia de las diferencias en temperatura-presión-composición en la región fuente y la diferenciación ígnea y

alteración posteriores. El tercer problema se refiere a la sobre simplificación de este sistema de clasificación. Concluye este autor que, dada la complejidad química y genética de la corteza, los granitoides con fuentes mixtas deben ser la regla. Igualmente, ROLLINSON (en comunicación escrita del 20 de Septiembre de 2001) considera que ya que muchos granitos tienen fuentes mixtas, trabajar con granitos S e I no es una aproximación muy productiva.

HALL (1996) hace la siguiente observación: “La clasificación de los granitos en tipos S e I no tiene una base muy sólida. Una clasificación petrológica ideal debería estar basada en características observadas, e.g. parámetros químicos o modales, antes que sobre orígenes inferidos. Hay aún menos justificación para enlazar esta clasificación con categorías adicionales tales como tipo-A (anorogénico alcalino), tipo-C (charnokítico) o tipo-M (derivado del manto)” (HALL, *op. cit.*, p. 349). WINTER (2001) señala que los granitos híbridos son más bien la regla que la excepción y menciona la importancia de la asimilación cortical en la incorporación de componentes de tipo-S en magmas de tipo-I.

De cualquier manera, para tratar de descifrar el origen u orígenes de los granitoides analizados en el presente trabajo, se utilizará también la aproximación “alfabética” de clasificación, pero sólo para tratar de discriminar entre los tipos S e I, que se refieren a los materiales fuentes pero excluyendo al tipo A, que implica al ambiente tectónico de formación.

APÉNDICE E: DEL EPIDOTO MAGMÁTICO

ZEN & HAMMARSTROM (1984) encontraron como evidencias del carácter magmático del epidoto, algunas características texturales como su hábito euhédrico respecto de la biotita y los contactos invaginados con tectosilicatos, sus tamaños de grano similares a los de minerales máficos (hornblenda y biotita), y su asociación preferencial con éstos, así como la carencia de alteración de minerales.

NANEY (1983) estudió las secuencias de cristalización de una “granodiorita” sintética bajo condiciones de buffer de oxígeno entre niquel-basenita y magnetita-hematita tanto en sistemas con presencia de vapor como en ausencia de vapor. Como resultado obtuvo que entre los *solidus* a 600° y alrededor de 700°C, dependiendo del contenido de H₂O, el epidoto cristalizó junto con biotita y plagioclasa, indicando así un campo de estabilidad para el epidoto en condiciones magmáticas. El autor interpretó estos datos como muestra de un rango de temperatura alrededor de 30° C en el cual coexistieron el epidoto y la hornblenda.

ZEN & HAMMARSTROM (1984) señalan que los resultados obtenidos por Naney con la microsonda concuerdan con sus conclusiones respecto a la posibilidad de que el epidoto sea una fase magmática tardía. Con base en los resultados petrográficos por ellos obtenidos y los resultados experimentales de Naney, ZEN & HAMMARSTROM (1984) proponen una reacción según la cual, a partir de hornblenda, feldespatos alcalinos, plagioclasa, y magnetita en presencia de agua, se producen epidoto, biotita y cuarzo.

DAHLQUIST (2001) por su parte, encuentra las siguientes características en el epidoto magmático: i) bordes euhédricos en el contacto con biotita u hornblenda; ii) alanita euhédrica con zonación marcada (oscilatoria), rodeada por epidoto; iii) inclusiones de hornblenda-biotita en el epidoto; iv) apatito incluido en epidoto.

BEA (1996) por su parte señala que en los granitos con epidoto magmático las condiciones son extremadamente favorables para la cristalización de alanita.

APÉNDICE F: RELACIONES ENTRE MAGMATISMO Y AMBIENTE TECTÓNICO

- **GRANITOS ANOROGÉNICOS**
- **MAGMATISMO COLISIONAL**
- **GRANITOIDES CONTINENTALES OROGÉNICOS (WINTER, 2001)**
- **GRANITOIDES POST-OROGÉNICOS**

GRANITOS ANOROGÉNICOS

Los granitos anorogénicos son aquellos formados en regiones continentales que no están experimentando períodos importantes de deformación y construcción de montañas. HESS (1989; p. 220) incluye en este término los magmas formados en el continente pero fuera de regiones de convergencia y subducción o áreas de rift continentales bien desarrollados. El autor aclara que, algunas áreas anorogénicas pueden desarrollarse hacia rift continentales, o pueden ser regiones retro-arco.

MAGMATISMO COLISIONAL

De acuerdo con Patiño Douce (1999 en BROWN, 2001), en los arcos continentales los fundidos derivados del manto están involucrados en la generación de granitos calco-alcalinos. La cantidad de granito producida en un orógeno, parece estar determinada por la fertilidad de los tipos de rocas involucrados, siendo que los orógenos que incorporan grandes cantidades de rocas sedimentarias fértiles ofrecen posibilidades de producir un mayor volumen que los que retrabajan un basamento de corteza diferenciada (BROWN, 2001). Existe evidencia de fusión durante el colapso, tarde en la evolución de muchos orógenos colisionales (BROWN, *op. cit.*).

Respecto al magmatismo colisional, HALL (1996) menciona que: “los cinturones orogénicos intra-continentales tales como Los Alpes o Las Caledónidas, corresponden en términos de tectónica de placas, a zonas de colisión continental. El magmatismo temprano en estos cinturones orogénicos se asemeja a aquel de los márgenes continentales activos, pero la mayor intensidad de la formación de granitos

ocurre en la culminación final de la orogénesis cuando la sutura es completa y la subducción está cesando o ha cesado”.

Respecto a los posibles regímenes tectónicos de generación de magmas, CLEMENS (2003) sugiere que el plutonismo granítico calco-alcálico en grandes volúmenes es posible dondequiera que haya un volumen suficiente de rocas fértiles que alcancen las condiciones para fusión parcial. Como los gradientes geotérmicos normales generalmente son insuficientes, el calor debe ser provisto por el manto a través de ascenso de magmas y adelgazamiento cortical y posiblemente a través de la acumulación intracortical (*intraplating*) y desprendimiento (*underplating*) de magmas máficos. De acuerdo con DOSTAL & CHATTERJEE (1995) “el desprendimiento y la intrusión (*underplating*) de magma basáltico en el Moho y en la corteza inferior para aumentar el calor necesario para la fusión cortical han sido frecuentemente invocados como mecanismos para la generación de grandes cuerpos granitoides. Estos procesos son aplicables particularmente para ambientes tectónicos con grandes cantidades de magmas máficos tales como arcos volcánicos y ambientes extensionales “

GRANITOIDES CONTINENTALES OROGÉNICOS (WINTER, 2001)

Un modelo en boga para la generación de granitoides en arcos continentales es uno en el cual ocurre fusión de la cuña del manto en dos etapas. En la primera etapa, una fuente del manto produce un fundido basáltico. Este fundido es estancado formando un *underplate* cortical que, en la segunda etapa, será refundido parcialmente para formar un magma tonalítico. Al ascender a niveles más someros, este magma tonalítico sufrirá fraccionamiento. El resultado de este proceso da lugar a los granitoides de tipo-I. Como la asimilación durante el ascenso del magma y la fusión localizada por advección son mecanismos posibles, también se producirán granitos de tipo-S o incluso de tipo-M.

GRANITOIDES POST-OROGÉNICOS

También llamados transicionales por WINTER (2001), estos granitoides son emplazados en los cinturones orogénicos entre 10 y 100 Ma después que la

deformación compresiva ha cesado (40-50 Ma de acuerdo con CONDIE, 1997), generalmente durante el período de levantamiento o colapso extensional que sigue a la orogénesis.

Para la fusión parcial en orógenos colisionales han sido propuestos diferentes mecanismos (confer. WINTER, 2001). Algunos de estos modelos requieren que el manto contribuya como fuente de calor, por advección o conducción, pero en general, ocurre fusión por descompresión. Durante la etapa post-colisional, ocurrirán extensión, adelgazamiento cortical, fallamiento normal y magmatismo. Aunque los granitoides serán de origen cortical principalmente, la fusión por descompresión de material astenosférico en ascenso puede proporcionar material del manto, además de calor. La composición de los granitoides post-orogénicos varía entre los tipo-S peraluminicos, los tipo-I metaluminicos e híbridos, y hasta tipo-A. De acuerdo con DOSTAL & CHATTERJEE (1995) la fusión parcial de rocas de fuentes mixtas debida a engrosamiento cortical puede llevar a la generación de cuerpos granitoides post-cinematicos. El engrosamiento cortical debido a colisión continental puede producir temperaturas de fusión suficientemente altas como para generar fusión por desintegración de biotita.

APÉNDICE G: RESIDENCIA DE REE, Y, TH Y U EN GRANITOS (BEA, 1996)

La biotita tiene mayor tendencia a incluir accesorios controlando entonces, indirectamente, la química de REE, Y, Th y U en magmas. El comportamiento de la monacita, la xenotima y el circón durante la anatexis está controlado entonces por el del huésped. Además de esto, la naturaleza y, en algunos casos, la composición de los accesorios ricos en REE-Y-Th-U, cambia sistemáticamente con la química de roca total, sobretodo la aluminosidad (BEA, 1996). En general, a mayor índice de saturación de alúmina (ASI) mayor es el empobrecimiento en REE (excepto Eu), Y, Th y U en diferenciados leucocráticos (BEA, 1993, en BEA, 1996). Aparentemente las variaciones en el contenido de Tierras Raras (LREE) en minerales mayoritarios puede deberse a diferencias en la presión.

Entre los minerales mayoritarios, el granate es el más rico en Y y HREE. La composición de este mineral en protolitos corticales depende fuertemente de si proviene de las facies de la anfibolita o de la granulita. Los granates de granitos generalmente tienen una composición anfibolítica (ricos en HREE e Y, con valores casi de cero en LREE, Th y U) (BEA, *op. cit.*).

En los granitos peraluminicos, el 90 a 95% de las LREE están concentradas en los accesorios (80-85% en la monacita, el resto en apatito) y el 5-10% restante en los feldespatos. (Minerales que concentran LREE: epidoto magmático, monacita, alanita.) En los granitos metaluminicos, la fracción de LREE en los accesorios disminuye a un 70% aproximadamente (50-60% en alanita, el resto en esfena, apatito, monacita y carbonatos de REE). El anfíbol toma ~ 15-25% LREE y el restante 5-10% está en feldespatos y cuando hay, epidoto.

En los granitos peraluminicos, la plagioclasa y el feldespato potásico contienen fracciones similares de Eu total, y en conjunto suman un 90% Eu. El apatito y la monacita acogen entre 5 y 7% d Eu y las micas pueden tomar 1-2% Eu. En ls granitos metaluminicos, la plagioclasa es el reservorio más importante del Eu y junto con el feldespato potásico, suma un 70-80% de su contenido de este elemento. El anfíbol puede retener 5-15% y el resto se distribuye en alanita, esfena, apatito y

monacita. Si está presente, el epidoto magmático puede tener una fracción significativa del Eu total.

Distribución de HREE e Y:

En granitos peraluminicos, no menos del 95% de las HREE totales está en los accesorios, según la siguiente distribución:

Granitos bajos en Ca: ~30-50% xenotima, ~15-25% en apatito, ~15-20% circón, ~5-10% monacita, ~5-10% ortosilicato de Th

Granitos altos en Ca: ~35-40% en circón, ~20% monacita, ~20-25% apatito

En granitos metaluminicos: 30-35% anfíbol, ~30-50% circón, ~ 5-15% alanita, ~5-10% esfena, ~2-5% silicato de Th, 5-10% apatito y monacita.

Distribución del Th: en granitos peraluminicos hay un 5% Th en minerales mayoritarios. La monacita se lleva ~65-80%, el ortosilicato de Th ~20-30%. El circón, la xenotima y el apatito incluyen ~1-2% cada uno. En los granitos metaluminicos ~15-20% está en anfíbol, ~5% en feldespatos, ~10-40% en alanita, ~15-70% en monacita, ~10-25% en ortosilicato de Th, ~2-10% en esfena y circón y el resto en el apatito.

Distribución del U: en los minerales mayoritarios el contenido de U es siempre <5%. La distribución en los accesorios es la siguiente:

Granitos bajos en Ca: ~50-60% en xenotima, ~5-20% en uraninita y monacita, en betafita, pirocloro y circón.

Granitos altos en Ca: circón y xenotima se llevan ~85-90%, ortosilicato de Th y uraninita se llevan 5-10%. En granitos metaluminicos: circón 50-60%, alanita 10-20%, apatito y xenotima 15-30% y ortosilicatos de Th de 5-10%

APÉNDICE H: REACCIONES DE FUSIÓN PARCIAL PARA PRODUCIR FUNDIDOS GRANÍTICOS

En la zona de la cianita, en la facies de la anfíbolita, en la “isógrada de feldespato potásico + sillimanita” se libera agua que puede inducir fusión parcial, debido a que el agua liberada en este punto está por encima del solidus del granito húmedo (WINTER, 2001).

A P/T intermedia (unos 0,75 GPa y 670° C) puede ocurrir fusión como resultado de la descomposición de moscovita en exceso de vapor según:

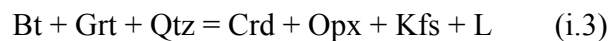


La siguiente reacción (a ~0,75 GPa y 720 °C) :

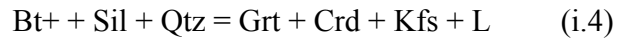


es una importante reacción de fusión. SPEAR *et al.* (*op. cit.*) calcularon que la cantidad de fundido generada por esta reacción es igual a aproximadamente el 70% del volumen de moscovita consumido. Así las pelitas típicas con 10 a 30% modal de moscovita desarrollaran 7 a 20% de fundido, correspondiente a la primera aparición de segregaciones de fundido significativas en esquistos de plagioclasa-feldespato K-sillimanita-biotita-granate. Más líquido puede ser generado junto con ortopiroxeno y cordierita por la fusión por deshidratación de biotita a ~850° C en la facies de la granulita.

A baja P/T (en facies de hornfels piroxénico) se produce una cantidad significativa de fundido por la siguiente reacción de descomposición de biotita (~770 °C, 0,25 Gpa)

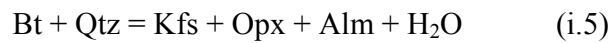


A una presión un poco mayor (~0,37 Gpa, ~700 °C; facies de la anfíbolita) se genera fundido por descomposición de biotita por la reacción:

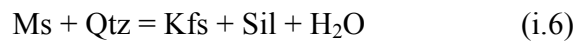


Otras reacciones pueden producir fundido en cantidades limitadas.

SHELLEY (1993) señala a la descomposición de micas como una importante fuente del agua necesaria para fundir granito. En la facies de la granulita:



y en la facies de la anfíbolita:



APÉNDICE I: DESMEZCLA DE RESTITAS

El modelo de la restita como una explicación para la producción de granitos anatócticos, ha sido un tema estudiado por varios autores. Por ejemplo, GRIFFIN *et al.* (1978, en CHAPPELL, 1996), atribuyen el rango composicional de 60,1% a 79,9% de SiO₂ a grados variables de retención de restita, de modo que las rocas más félsicas son relativamente libres de restita. HESS (1989) señala que en cada etapa de su evolución, un plutón granítico es una mezcla de restita y material granítico y que mientras más restita pierde, más se convierte el granitoide en un líquido de composición granítica. Los granitoides más máficos contienen más material de restita que los plutones más silíceos y entonces, la evolución hacia la composición granítica está controlada por la desmezcla de restita, sin necesidad de fraccionamiento cristalino. Sin embargo, acota este autor, la desmezcla de restitas no puede, por sí sola, explicar la química de los granitos en general, sino utilizarse para describir la separación inicial de fundido granítico de su roca madre.

De acuerdo con HESS (1989) como el circón no es un mineral abundante en rocas metalumínicas y peralumínicas, la existencia de circones heredados es una buena evidencia de fuente metasedimentaria y sin ellos es difícil identificar una verdadera restita. Estos circones suelen ser redondeados y pueden tener o no un sobre-crecimiento euhédrico.

CLEMENS (2003) considera al modelo de la restita como uno muy simplista según el cual la composición de los granitos refleja de un modo sencillo la de la roca fuente. Los enclaves con un conjunto mineral restítico y las texturas correspondientes son infrecuentes o ausentes en los granitos de tipo-S. Además, señala el autor que la desmezcla de restitas juega un papel subordinado a otros procesos de diferenciación.