

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 OBJETIVO GENERAL	3
1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	3
2. REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA.....	4
2.1 Fundamentos teóricos	4
2.1.1 Criterio de saturación en sílice:	5
2.1.2 Criterio de saturación de alúmina (Al_2O_3):	5
2.1.3 Criterio en base a la alcalinidad:.....	6
2.2 Granitoides: definición, petrografía, química y clasificación:	8
2.2.1 Petrografía:	8
2.2.2 Química:	9
2.2.3 Clasificación:	10
2.3 Discriminación química de marcos tectónicos de formación para granitoides	21
3. Ubicación de la zona de estudio y marco geológico	24
3.1 Contacto con otras unidades:	25
3.2 Precámbrico:	25
3.3 Paleozoico:	26
3.3.1 Formación Cerro Azul:	26
3.3.3 Formación Río Momboy:	27
3.3.4 Formación Mucuchachí:	28
3.3.5 Formación Palmarito:	28
3.4 Cuerpos ígneos:	28
3.4.1 Granodiorita del Carmen:	28
3.4.2 Monzonita cuarcífera de la Culata:	29
3.4.3 Granito de Chachopo:	29
3.4.4 Granitoide de Timotes:	29
3.4.5 Granito de Valera- La Puerta:	29
4. Antecedentes y casos de estudio:	32
5. METODOLOGÍA EXPERIMENTAL	38
5.1 Etapa de campo:	38

5.2 Etapa de laboratorio:.....	39
5.2.1 Equipos e Instrumentación analítica:.....	39
5.2.2 Reactivos:	39
5.2.4 Tratamiento Físico (Métodos de INGEOMIN):	40
5.2.5 Tratamiento Químico (Métodos de INGEOMIN):	40
5.2.6 Exactitud y precisión de los resultados:	40
5.3 Etapa de interpretación de datos	41
6. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	42
6.1 Caracterización y clasificación geoquímica	43
6.2 Clasificación geoquímica de rocas granitoides	49
6.3 Correlación de elementos mayoritarios y trazas con el índice de diferenciación (<i>DI</i>).....	50
6.4 Clasificación basada en la relación Rb, Ba y Sr en rocas granitoides	53
6.5 El índice de alteración química (CIA).....	55
6.6 Diagrama de los REE y tipo spider	56
6.7 Ambiente tectónico de formación.....	58
7. CONCLUSIONES.....	63
8. RECOMENDACIONES	65
9. AGRADECIMIENTOS	66
10. BIBLIOGRAFÍA.....	68
11. ÁPENDICE I.....	73
11. ÁPENDICE II	81
Equipos utilizados durante la realización de los análisis químicos.....	81
12. Apéndice III	88
Mapa geológico de la zona de estudio con la ubicación de los sitios de muestreo.	88

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Clasificación de las rocas ígneas según su concentración de óxido de silicio o sílice (SiO_2) (Mendez, 2004).	5
Tabla 2. Tipos de rocas de acuerdo al índice de saturación de alúmina (ISA) (Shand, 1947)..	6
Tabla 3. Análisis químico (%) de óxidos mayoritarios para rocas granitoides (Winter, 2001).	9
Tabla 4. Clasificación S-I-A-M para rocas granitoides (Winter, 2001)	16
Tabla 5. Clasificación de rocas granitoides basada sobre marcos tectónicos de formación (Winter, 2001).	20
Tabla 6. Resultados promedio obtenidos mediante la presente investigación.	42
Tabla 7. Composición química para las muestras del granitoide de Timotes, incluyendo algunas relaciones interelementales.....	74
Tabla 8. Mineralogía normativa para las muestras del granitoide de Timotes.....	78
Tabla 9. Valores reportados para los certificados Andesita (AGV-1), Granito (G-1, G-2, JG-1a, JR-1) y los valores experimentales obtenidos mediante la presente investigación.....	79
Tabla 10. Valores reportados para los certificados Andesita (CHA-2), Basalto (BAMAP01), Riolita (PER-1), Granito (G-1, G-2, JG-1a, JR-1) y los valores experimentales obtenidos mediante la presente investigación	80

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. División de las rocas ígneas en base a la concentración de álcalis total en función a la concentración de SiO ₂ (McDonald y Katsura, 1964).....	6
Figura 2. Clasificación de las rocas ígneas volcánicas y plutónicas más comunes, en base a la concentración de sílice y la textura general (Méndez, 2004).	7
Figura 3. Clasificación IUGS de acuerdo al diagrama QAP (Streckeisen, 1976).....	11
Figura 4. Diagrama R1:4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti) en relación a R2: 6Ca+ 2Mg+ Al (De La Roche, 1980).	12
Figura 5. Diagrama FeOt/ (FeOt+MgO) en función al % SiO ₂ (Frost, 2008).	13
Figura 6. Diagrama de discriminación de MALI (Frost, 2008).	14
Figura 7. Diagrama de Maniar y Piccoli, (1989).....	15
Figura 8. Perfiles de las REE/promedio en condritos, para anortosita máfica, andesita, MORB, granito y granito peralcalino (Barker, 1983).	17
Figura 9. Diagramas multi-elementales a) Normalizado con respecto al granito de cordillera oceánica (ORG) (Pearce y col. 1984); b) Normalizado con respecto a los condritos (Wood y col.1976); c) Normalizado con respecto al manto primitivo (Thompson, 1982).....	18
Figura 10. Diagramas de discriminación tectónica propuestos por Pearce y col. (1984)..	21
Figura 11. Discriminación tectónica de Batchelor y Bowden (1985).	22
Figura 12. Campos de discriminación tectónica propuesto por Maniar y Piccoli, (1989).	23
Figura 13. Ubicación geográfica de la zona de estudio.....	24
Figura 14. Mapa geológico de los núcleos Pre-Cámbricos- Paleozoicos de los Andes de Mérida, Venezuela (Bellizzia y col. 1976).	31
Figura 15. Metodología de trabajo.	38
Figura 16. Diagramas de caracterización geoquímica para el granitoide de Timotes. a) R1-R2 de De La Roche y col. (1980); b) P-Q de Debon y Le Fort (1983); c) Cox y col. (1979); d) O' Connor (1965).....	44
Figura 17. Diagramas de clasificación geoquímica a) Maniar y Piccoli (1989); b) Villaseca y col. (1998)	45
Figura 18. Diagramas tipo Harker a) SiO ₂ - K ₂ O (Pecherillo y Taylor, 1976); b) FeOt/MgO- SiO ₂ Miyashiro, 1974); c) Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971).....	46
Figura 19. Diagramas para discriminar granitoides del tipo A, I y S propuesto por Whalen y col. (1987).	47
Figura 20. Diagrama de discriminación entre granitoides tipo I- A y S de acuerdo a Scheepers (2000)....	48
Figura 21. Diagrama de FeOt/ (FeOt+MgO) en función al SiO ₂ de Frost y col. (2001).....	49

Figura 22. Diagrama de MALI en función al %SiO ₂ de Frost y col. (2001).	50
Figura 23. Correlación entre elementos mayoritarios y el índice de diferenciación (DI).	51
Figura 24. Correlación entre elementos trazas y el DI	52
Figura 25. Diagrama ternario Rb-Sr-Ba de El Bouseily y El Sokkary (1975).	54
Figura 26. Diagrama (CaO+Na ₂ O)-Al ₂ O ₃ -K ₂ O (Nesbitt y Young, 1984)	55
Figura 27. Diagrama de REE normalizado a los condritos para las muestras del granitoide de Timotes.	56
Figura 28. Diagrama tipo spider usando los valores del ORG de Pearce y col. (1984) para la normalización.	57
Figura 29. Diagrama tipo spider donde se usan los valores de MORB para la normalización	58
Figura 30. Diagrama para discriminación de ambiente tectónico, propuestos por Batchelor y Bowden, (1985).	59
Figura 31. Diagramas para discriminación de ambiente tectónico, propuestos por Pearce y col. (1984)	60
Figura 32. Diagrama Hf-Rb/30-Ta*3 para la discriminación tectónica de Harris y col. (1986).	61
Figura 33. Horno de Secado Industrial	82
Figura 34. Trituradora- Cuarteador	83
Figura 35. Pulverizadora.	83
Figura 36. Estufa y Balanza Analítica	84
Figura 37. Fundidora Automática	85
Figura 38. Espectrómetro de emisión óptica con plasma inductivamente acoplado (ICP OES)	86
Figura 39. Espectrómetro de masa con plasma inductivamente acoplado (ICP MS)	86
Figura 40. Espectrofotómetro de UV- Visible.	87

1. INTRODUCCIÓN

Las rocas ígneas del tipo granitoide son las rocas más abundantes en la corteza continental. Este grupo de rocas abarca una amplia gama de composiciones mineralógicas y químicas, asociadas a diferentes orígenes y procesos genéticos, los cuales no están limitados a las zonas de subducción (Winter, 2001).

La característica petrográfica más importante de las rocas granitoides es su tamaño de grano de medio a grueso, lo cual refleja enfriamiento lento del magma y la presencia de volátiles, particularmente agua, lo que facilita el crecimiento mineral (Winter op.cit.). Las fases minerales predominantes en muchos granitoides, son plagioclasa, cuarzo y feldespatos alcalinos. La plagioclasa es la fase que tiende a cristalizar en las primeras etapas, seguido del feldespato alcalino y cuarzo. Las fases máficas dominantes son biotita y hornblenda. La moscovita es abundante generalmente, en granitos peralumínicos. También suele estar presente clinopiroxeno (en sus variedades más sódicas), ortopiroxeno y fayalita, pero son escasos y dependen de la temperatura y de la concentración de volátiles en el fluido magmático. Las principales fases accesorias incluyen apatito, circón, magnetita, ilmenita, monacita, titanita, allanita, turmalina, pirita, fluorita y algunas otras, dependiendo de la concentración de algunos elementos trazas incompatibles. Los granitos peralumínicos contienen fases como granates, cordierita, silimanita o andalucita. La textura principalmente observada es la equigranular hipidiomórfica o alotriomórfica, pero también suele encontrarse textura porfídica, gráfica, mirmetítica y pegmatítica.

La composición química de los granitoides es muy variable y es controlada por la composición química de la fuente, presión, temperatura, grado de fusión parcial, naturaleza y extensión de los subsecuentes procesos de diferenciación- asimilación magmática.

Los granitoides son diversos en cuanto a origen y pueden provenir tanto de la corteza continental como del manto o por influencia de ambos. El manto aporta tanto calor como material (fundido) a la corteza, generando fusión parcial de esta última y procesos de asimilación magmática, lo cual origina la gran variedad de rocas pertenecientes al grupo de los granitoides (Clarke, 1992). Existen varios marcos tectónicos donde los granitoides pueden ser formados, entre los que se

incluyen arcos de islas, márgenes continentales activos, zonas de colisión continental, elevamientos y colapsos post-orogénicos, apertura continental, puntos calientes, dorsales medio oceánicas e islas oceánicas. Cada uno de estos ambientes tectónicos imprime características únicas a las rocas ígneas que se formen en ellos (Winter, 2001).

Aunque los granitoides son las rocas ígneas más abundantes en la corteza continental, no se ha alcanzado un esquema simple de clasificación, que sea de uso general. Parte del problema para la clasificación de estas rocas surge de la complejidad en cuanto al origen, ya que los fundidos graníticos pueden ser generados de componentes de la corteza, derivados del manto o ser una mezcla de fundidos provenientes de los antes mencionados. De igual forma, una misma asociación mineral (cuarzo, feldespato y una variedad de minerales ferromagnesianos) puede ser alcanzada por distintos procesos (Frost, 2001). Debido a esta complejidad, los petrólogos han diseñado una gama de clasificaciones, basadas en la naturaleza genética o tectónica de este tipo de rocas. Dentro de estas clasificaciones se pueden nombrar la perteneciente a la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS) y las basadas en la química y los ambientes geodinámicos de formación (Barbarín, 1990).

El granitoide de Timotes está ubicado en la parte central de los Andes venezolanos, en el municipio autónomo Miranda, del estado Mérida. Este cuerpo intrusivo aflora bien al Norte de Timotes, entre este poblado y la parroquia La Puerta, estado Trujillo.

Al Oeste, este cuerpo granítico es intrusivo en la Asociación Sierra Nevada; al Este está en contacto de falla con la Formación Mucuchachí, la Formación Palmarito y el granito de Valera-La Puerta; al Norte está en contacto de falla con la Formación Río Momboy y al sureste en contacto de falla con la Formación Mucuchachí (Ramírez y col. 1972).

En muestra de mano es observada como una roca de grano medio a grueso, con feldespato, cuarzo, biotita y moscovita; siendo esta una roca masiva y diaclasada, con venas de epidoto en algunos afloramientos. En sección fina aparece como un granito binario de grano grueso, constituido por abundante peritita (cristales grandes de microclino con intercrecimiento de plagioclasa albitica), intercrecimientos gráficos entre cuarzo y feldespato potásico, escasa plagioclasa albitica, biotita y moscovita.

En la literatura no existen trabajos detallados relacionados con este cuerpo granítico. Sólo se encuentran algunas descripciones petrográficas y determinación de edades (Ramírez y col. 1972; Burkley, 1976; Olmeta, 1968). Por lo que en este trabajo de investigación, mediante la determinación de los elementos mayoritarios, minoritarios y trazas, incluyendo las tierras raras (*REE*), dicho cuerpo es caracterizado geoquímicamente, además de inferir su ambiente tectónico de formación, contribuyendo al desarrollo de nuevas hipótesis en el estudio de la geología de los Andes venezolanos.

El presente trabajo, junto a una investigación que es realizada actualmente en la Escuela de Geología, Minas y Geofísica (petrografía y cartografía geológica), permitirá postular la evolución geológica del granitoide de Timotes, así como su relación con los otros cuerpos graníticos de la zona.

Según lo discutido anteriormente se plantean los siguientes objetivos, para este proyecto de investigación:

1.1 OBJETIVO GENERAL

Caracterizar geoquímicamente y establecer el marco tectónico de formación del granitoide de Timotes, mediante el uso de la concentración de los elementos químicos mayoritarios, minoritarios y trazas, incluyendo a los elementos de las tierras raras (*REE*).

1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Determinar la concentración de los elementos químicos mayoritarios y minoritarios expresados en óxidos (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 como hierro total, MgO , CaO , Na_2O , K_2O , MnO , P_2O_5 y la pérdida por ignición (PPI)).
- Determinar la concentración de las tierras raras (*REE*) (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) y otros trazas (Zr, Y, Hf, Ta, Nb, Ba, Sr, Ga, U, Th, Rb, Cr).
- Realizar diagramas que permitan caracterizar, clasificar e inferir el ambiente tectónico de formación del granitoide de Timotes mediante los programas GCDkit 2.1.1 y Excel.

2. REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

2.1 Fundamentos teóricos

Las rocas ígneas son aquellas formadas por el enfriamiento y solidificación de roca fundida o magma. Ocupan aproximadamente el 65 % de la corteza terrestre y según la profundidad a que cristalizan pueden ser plutónicas, volcánicas o hipoabisales (Mendez, 2004).

En general, las rocas ígneas se pueden clasificar en base a los siguientes parámetros:

1. Origen intrusivo (plutónico o hipoabisal) o extrusivo (volcánico).
2. Tipo de textura.
3. Composición mineralógica.
4. Composición química.

Los parámetros más utilizados para clasificar a las rocas ígneas son la composición química y mineralógica.

Los constituyentes químicos de las rocas ígneas generalmente se dividen en tres categorías de elementos: mayoritarios (> 1% en peso), minoritarios (0,1%- 1% en peso) y trazas (<0,1% en peso). La abundancia de los elementos mayoritarios y minoritarios es comúnmente reportada en forma de óxidos. Los elementos traza son reportados en partes por millón (ppm) o partes por billón (ppb). En general pueden considerarse:

1. Componentes mayoritarios: SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O y K_2O .
2. Componentes minoritarios: TiO_2 , ZrO_2 , MnO_2 , Cr_2O_3 y P_2O_5 .
3. Elementos traza: Ba, Zr, Rb, Sr, Ga, Y, Nb, Th, U, Ni, Hf, Ta, Mo, Sc, Co, Cr, tierras raras (*REE*), entre otros.
4. Elementos como el Cr, Co y Ni, son minoritarios en rocas ultramáficas y como traza en las demás.
5. Pueden estar presentes concentraciones variables de volátiles como Cl, F, CO_2 y H_2O .

Basados en la composición química, existen varios criterios para clasificar a las rocas ígneas entre los que se pueden mencionar:

2.1.1 Criterio de saturación en sílice:

Relacionado con la concentración de sílice (SiO_2) presente en la roca. Este criterio permite dividir a las rocas como sobresaturadas, saturadas y subsaturadas en sílice. La tabla 1 muestra las relaciones de sílice con los diferentes tipos de rocas.

Tabla 1. Clasificación de las rocas ígneas según su concentración de óxido de silicio o sílice (SiO_2) (Mendez, 2004).

SiO_2 (% m/m)	Tipo de roca	Ejemplos de rocas
>66	Ácida o félsica	Granito- Riolita
52-65	Intermedia	Granodiorita- Dacita
45-52	Básica o máfica	Gabro-Basalto
<45	Ultrabásica o ultramáfica	Komatita-Peridotita

2.1.2 Criterio de saturación de alúmina (Al_2O_3):

Después de la sílice, la alúmina es el segundo componente más abundante en las rocas ígneas y en los minerales denominados feldespatos, siendo estos los más abundantes de las rocas ígneas en general. Este criterio está basado en el índice de saturación de alúmina (ISA). El ISA ($\text{ISA} = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$), muestra la concentración de alúmina en relación a la concentración de los óxidos de sodio (Na_2O), potasio (K_2O) y calcio (CaO), en sus proporciones moleculares. Pueden existir tres condiciones (tabla 2).

Tabla 2. Tipos de rocas de acuerdo al índice de saturación de alúmina (ISA) (Shand, 1947). La concentración de los óxidos (Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , CaO) es dada en sus proporciones moleculares.

Saturación de alúmina	Tipo de rocas	Expresión química
Subsaturadas en alúmina (Al_2O_3) y sobresaturada en álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$)	Peralcalinas	$\text{Al}_2\text{O}_3 < (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$
Saturadas en alúmina	Metalumínicas	$\text{Al}_2\text{O}_3 < (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) > (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$
Sobresaturada en alúmina	Peralumínicas	$\text{Al}_2\text{O}_3 > (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$

2.1.3 Criterio en base a la alcalinidad:

Este criterio se basa en la relación álcalis con respecto a la sílice (figura 1). Las rocas ígneas según este criterio se dividen en rocas alcalinas (sódica, potásica y alto en potasio) y subalcalinas (toleítico y calcoalcalino).

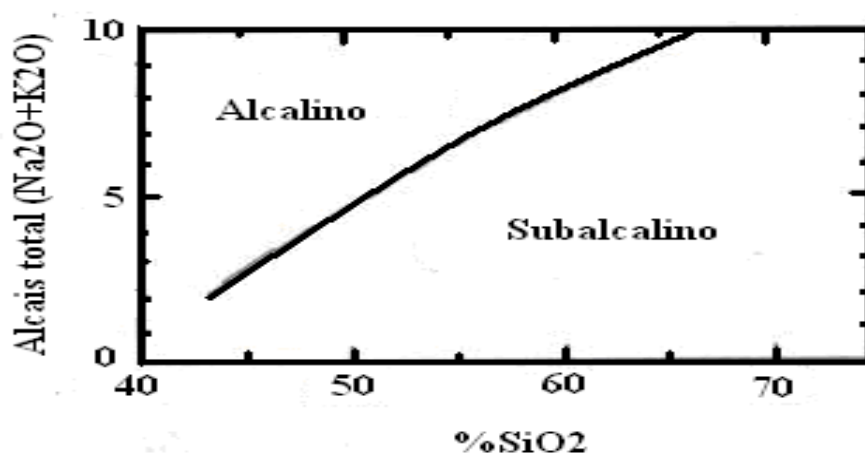


Figura 1. División de las rocas ígneas en base a la concentración de álcalis total en función a la concentración de SiO_2 (McDonald y Katsura, 1964).

Esta clasificación es usada para establecer series de rocas donde cada una de ellas está presente en un ambiente geológico específico o provincia petrogenética. Por ejemplo, las rocas alcalinas están mayormente asociadas a ambientes intraplaca y las rocas calcoalcalinas a márgenes convergentes. Las rocas toleíticas pueden encontrarse asociadas a todos los ambientes geológicos.

En cuanto a la composición mineralógica, en las rocas ígneas los minerales principales son:

1. *Composición félsica*: Cuarzo, feldespatos alcalinos, plagioclasas, feldespatoides, escapolitas, cordierita y moscovita.
2. *Composición máfica*: Olivino, piroxeno (no todas), anfíbol, biotita, flogopita.
3. *Opacos*: magnetita, hematina, ilmenita, sulfuros de Cu- Fe.
4. *Accesorios*: apatito, circón, turmalina, berilo, esfena, rutilo, granate, espinela, topacio, carbonatos de Ca- Fe- Mg, allanita, monacita, xenotima, fluorita y otros haluros, cordierita, corindón. Cuando están presentes (uno o varios), no llegan al 5% en volumen.

De acuerdo a los parámetros para clasificar las rocas ígneas discutidos anteriormente, existen varios tipos de rocas (figura 2).

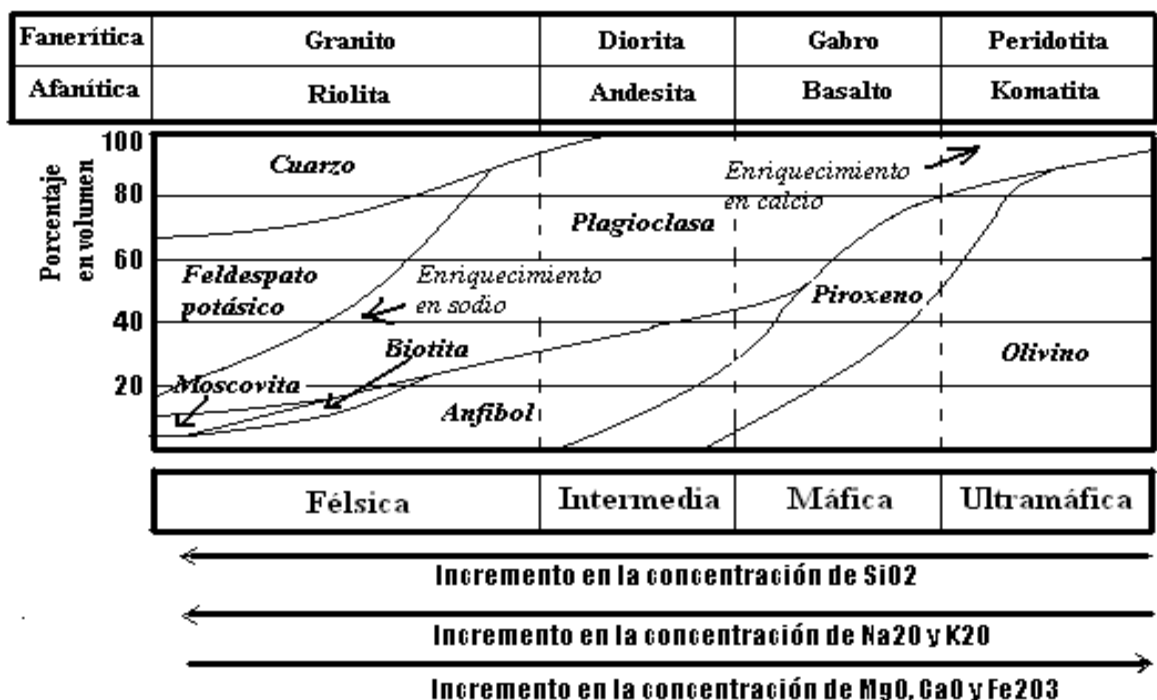


Figura 2. Clasificación de las rocas ígneas volcánicas y plutónicas más comunes, en base a la concentración de sílice y la textura general (Méndez, 2004).

Existen muchos más esquemas para clasificar las rocas ígneas, los cuales serán citados en secciones posteriores.

2.2 Granitoides: definición, petrografía, química y clasificación:

Dentro de las rocas graníticas existe una amplia gama de rocas cuarzo- feldespáticas que van desde granitos de feldespato alcalinos hasta tonalitas, denominadas granitoides (sensu lato).

Los granitoides son rocas ígneas granulares que generalmente contienen cuarzo, feldespatos alcalinos y plagioclasas; muestran gran diversidad debido a la variedad de sus orígenes y fuentes, procesos de evolución, emplazamiento a diferentes niveles corticales y en distintos ambientes geodinámicos (Barbarín, 1999).

2.2.1 Petrografía:

Las rocas granitoides tienen un tamaño de grano de medio a grueso, generalmente, que refleja enfriamiento lento y presencia de volátiles, particularmente agua, lo cual facilita el crecimiento mineral. Las plagioclasas, el cuarzo y los feldespatos alcalinos son las fases minerales predominantes en muchos granitoides, aunque algunos pueden estar ausentes en la gama de rocas que van desde tonalitas hasta variedades sieníticas. El contenido de feldespatos alcalinos varía con la composición siendo más altos en rocas alcalinas. La biotita y la hornblenda son las fases minerales máficas predominantes. La moscovita es más abundante en granitoides peraluminicos. El clinopiroxeno es muy raro, sólo encontrándose la fase más sódica (augita). El olivino (fayalita) y el ortopiroxeno son raros. El olivino fayalítico ocurre en algunos granitoides alcalinos y los ortopiroxenos en granitoides anhidros de altas temperaturas denominados charnockitas.

Las fases minerales menores (o accesorios) en granitoides incluyen apatito, circón, magnetita, cordierita, ilmenita, monacita, titanita, allanita, turmalina, pirita, fluorita, entre otros.

La textura granular hipidiomórfica o alotriomórfica es la más común. También suelen estar presentes texturas mirmequíticas, gráfica, pegmatíticas, pertíticas, antipertíticas, etc. (Winter, 2001).

2.2.2 Química:

La composición química de los granitoides es variable. La tabla 3 ilustra las concentraciones promedio para elementos mayoritarios de algunas rocas granitoides, de un número de marcos tectónicos contrastantes.

Tabla 3. Análisis químico (%) de óxidos mayoritarios para rocas granitoides (Winter, 2001).

Óxido	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO₂	68,0	71,6	75,6	67,2	69,5	70,9	73,8	69,8	68,1	57,3	66,0	54,4
TiO₂	0,7	0,2	0,1	0,5	0,4	0,4	0,3	0,3	0,5	0,9	0,5	1,0
Al₂O₃	14,1	11,7	13,0	15,2	14,2	14,0	12,4	15,6	15,1	15,9	15,2	16,1
FeO*	6,6	4,0	1,3	4,1	3,1	3,0	2,7	2,8	3,9	9,1	4,5	10,6
MnO	0,1	0,1	0,07	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,6	0,3	0,8
MgO	1,6	0,2	0,1	1,7	1,4	1,2	0,2	1,2	1,6	5,3	2,2	6,3
CaO	4,7	0,1	0,5	4,3	3,1	1,9	0,8	3,2	3,1	7,4	4,2	8,5
Na₂O	3,5	5,5	3,9	4,0	3,2	2,5	4,1	4,9	3,7	3,1	3,9	2,8
K₂O	0,3	4,7	4,7	1,3	3,5	4,1	4,7	1,8	3,4	1,1	3,4	0,3
P₂O₅	0,1	-----	0,08	0,1	0,1	0,2	0,08	0,1	0,2	-----	-----	-----
Total	99,6	98,1	99,3	98,4	98,5	98,3	98,9	99,7	99,6	100,7	100,2	100,8

1: promedio de 6 plagiogranitos de ofiolitas en Omán; 2: Granito de la isla Ascensión; 3: promedio de 11 granitos biotíticos de Nigeria; 4: promedio de 17 granitoides tipo M, arco de Nueva Bretaña; 5: promedio de 1074 granitoides tipo I; 6: promedio de 704 granitoides tipo S, Australia; 7: promedio de 148 granitoides tipo A; 8: promedio de 355 gneis gris arquéanos; 9: promedio de 250 granitoides tipo I y tipo M <200Ma; 10-12: promedio para la corteza en general, superior e inferior respectivamente.

Es de notar, en la tabla 3, que los granitoides son similares en composición al promedio de la corteza superior, pero la corteza inferior, por comparación, está reducida en sílice y álcalis (especialmente K₂O).

El promedio de plagiogranitos oceánicos está reducido en K₂O, como es de esperar para los productos de una amplia cristalización fraccional de un basalto de cordillera medio oceánica (MORB). Brevemente, los granitos tipos I (origen ígneo) y M (origen del manto) se cree que son derivados del manto como fundidos parciales de éste, en un simple estado de fraccionamiento o como producto de la refusión de corteza gabroide derivada del manto. Los tipos S (origen

sedimentario) y tipo A (anorogénicos) poseen mayor aporte de la corteza continental (Chappell y White, 1974)

El promedio de granitoides arquéanos está también reducido en K_2O y ricos en Na_2O y esto puede ser una consecuencia de su afinidad directa con el manto (Winter, 2001).

2.2.3 Clasificación:

La clasificación es una de las actividades fundamentales e indispensables de las ciencias, para la búsqueda de comprender como funcionan los sistemas naturales.

Estrictamente hablando, una clasificación factible para rocas granitoides debe estar basada sobre propiedades que puedan ser medidas, por ejemplo, color, asociación mineral, tamaño de grano, gravedad específica, velocidad sísmica, composición química (elementos mayoritarios, trazas y abundancia isotópica), estilos y grados de alteración, tamaño y forma de los plutones, abundancia de pegmatitas, etc. Sin embargo, varios tipos de clasificaciones usan propiedades inferidas tales como posibles fuentes, potencial de mineralización y marcos tectónicos de formación para las rocas granitoides. Las clasificaciones establecidas sobre propiedades inferidas pueden ser menos precisas que aquellas basadas sobre observaciones directas, pero son potencialmente más útiles debido a que ellas contienen más información y pueden tener consecuencias geológicas directas (Forster, 1997).

En forma general, al igual que para las otras rocas ígneas, los granitoides se clasifican usando parámetros mineralógicos (Streckeisen, 1976), químicos (De la Roche, 1980; Frost, 2008; Maniar y Piccoli, 1989) y químico-genéticos (Chappell y White, 1974).

2.2.3.1 Clasificación mineralógica:

La clasificación mineralógica (propiedad medida) se realiza principalmente utilizando los diagramas de la IUGS, según la concentración modal de minerales claros que son: cuarzo (Q), feldespatos alcalinos (A) y plagioclasas (P). Esta clasificación se aplica para rocas con porcentajes de minerales oscuros menor a 90% ($M < 90$) y sin presencia de feldespatoides. La figura 3 muestra el triángulo QAP utilizado por la IUGS para clasificar a las rocas plutónicas.

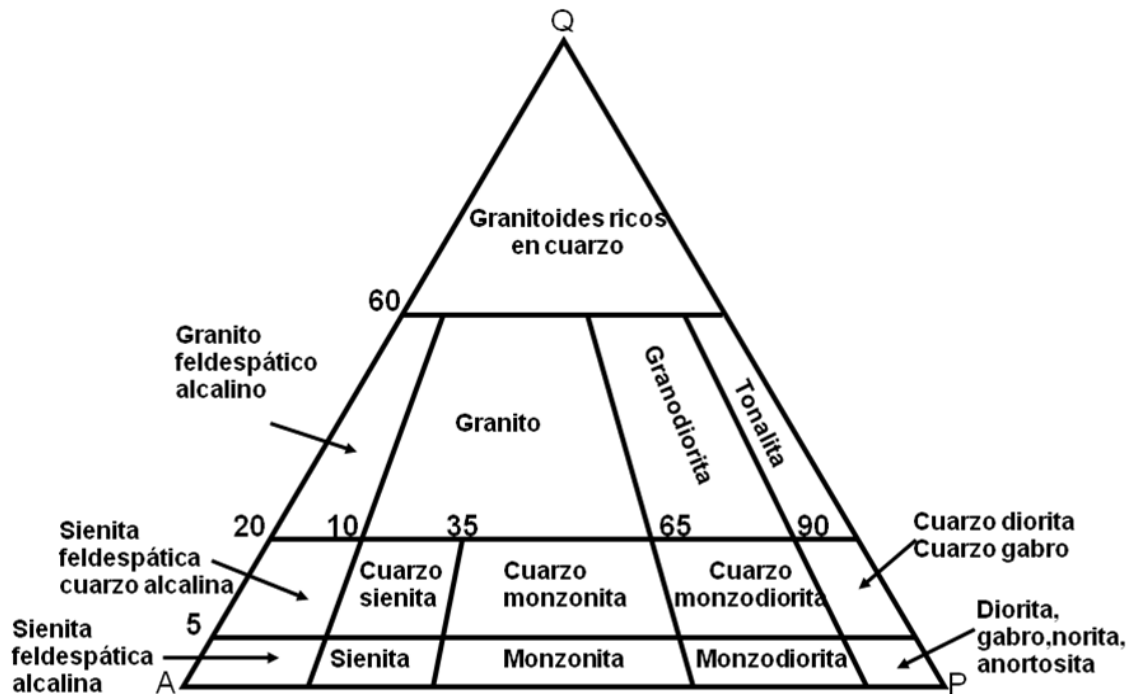


Figura 3. Clasificación IUGS de acuerdo al diagrama QAP (Streckeisen, 1976).

El diagrama QAP de la figura 3 muestra un conjunto de rocas dependiendo de la proporción modal de cuarzo, feldespatos y plagioclasas. Los granitoides abarcan los campos desde granitos feldespáticos alcalinos a tonalitas.

2.2.3.2 Clasificación Química:

Para clasificar químicamente los granitoides (propiedad medida), son usados varios diagramas entre los cuales se mencionan:

- Diagramas R1-R2 (De la Roche, 1980).
- Diagramas de $\text{FeOt} / (\text{FeOt} + \text{MgO})$ (Frost, 2008).
- Diagramas de estimación del índice modificado calcoalcalino (*MALI*) (Frost, 2008).
- Diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ en función a $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ de Maniar y Piccoli, (1989).

La figura 4 muestra el diagrama R1-R2 para clasificar las rocas ígneas.

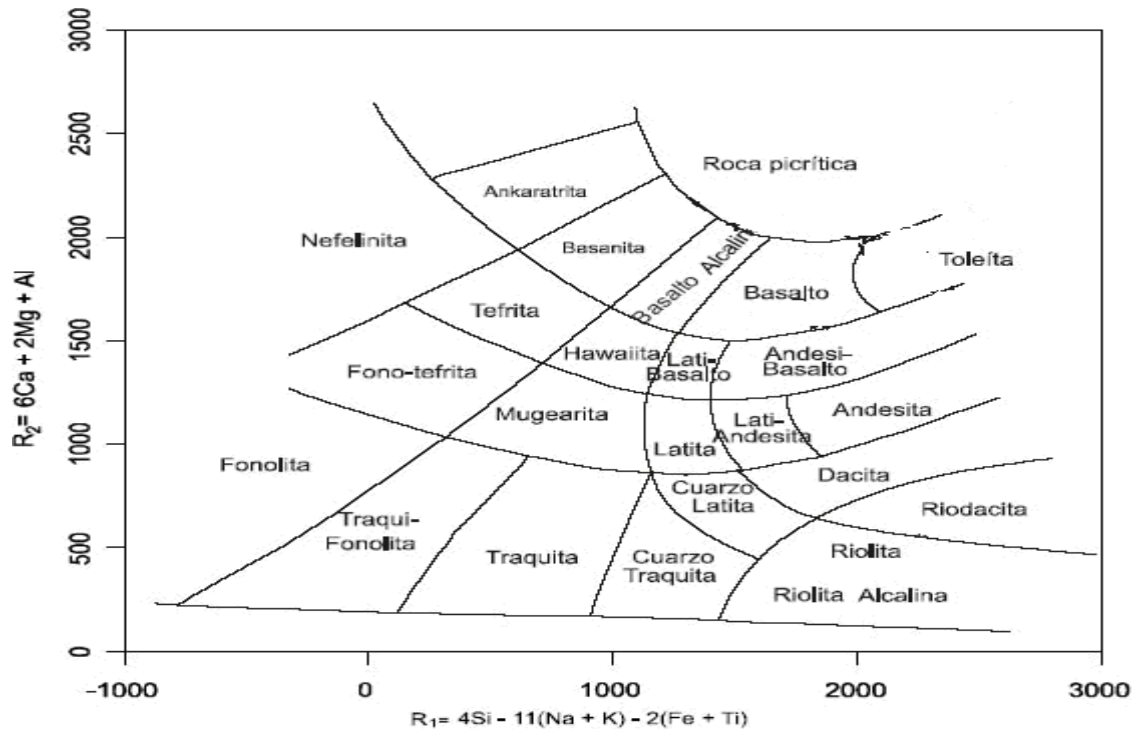


Figura 4. Diagrama $R_1:4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)$ en relación a $R_2: 6Ca+ 2Mg+ Al$ (De La Roche, 1980) para rocas volcánicas. Las concentraciones de los elementos se dan en proporciones moleculares.

En este diagrama puede observarse las distintas clases de rocas volcánicas de acuerdo a los valores de R_1 y R_2 . Cuando el valor de R_1 es alto y R_2 bajo predominan los elementos silicio, sodio y potasio los cuales forman principalmente las rocas félsicas, en cambio en el caso contrario predominan elementos tales como: calcio, magnesio y aluminio los cuales forman principalmente rocas intermedias a básicas. También suelen observarse rocas alcalinas a $R_1 > 1500$ y rocas subsaturadas en sílice a R_1 bajo y R_2 alto. Dicho diagrama puede ser aplicado para sus equivalentes plutónicos.

La proporción $\text{FeO}t/(\text{FeO}t+\text{MgO})$ en las rocas ígneas es un importante indicador de la historia de fraccionamiento de una asociación de rocas. La figura 5 muestra el gráfico utilizado para clasificar las rocas como ferrosas o magnesianas.

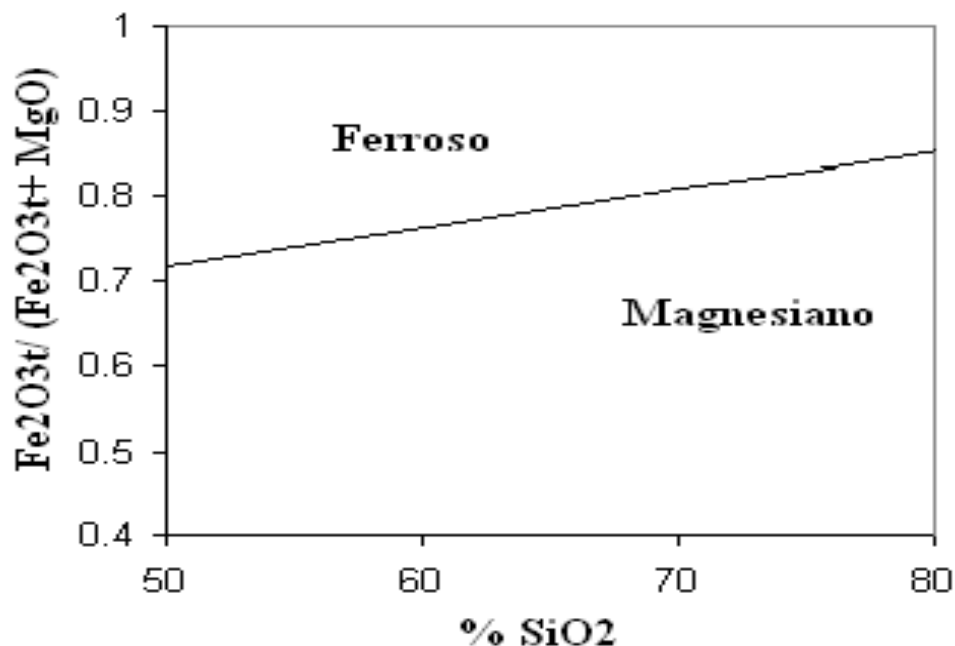


Figura 5. Diagrama $\text{FeO}t/(\text{FeO}t+\text{MgO})$ en función al % SiO_2 (Frost, 2008).

En forma general, la concentración de Fe tiende a aumentar en relación al Mg, cuando incrementa la concentración de SiO_2 , por lo cual es posible estudiar el grado de cristalización fraccional de una asociación de rocas y las condiciones fisicoquímicas que predominaron en el fundido magmático.

Para discriminar entre los campos alcalinos, alcalino-cálcicos, calco-alcalinos y cálcicos de rocas granitoides se utiliza el diagrama de estimación de MALI (figura 6).

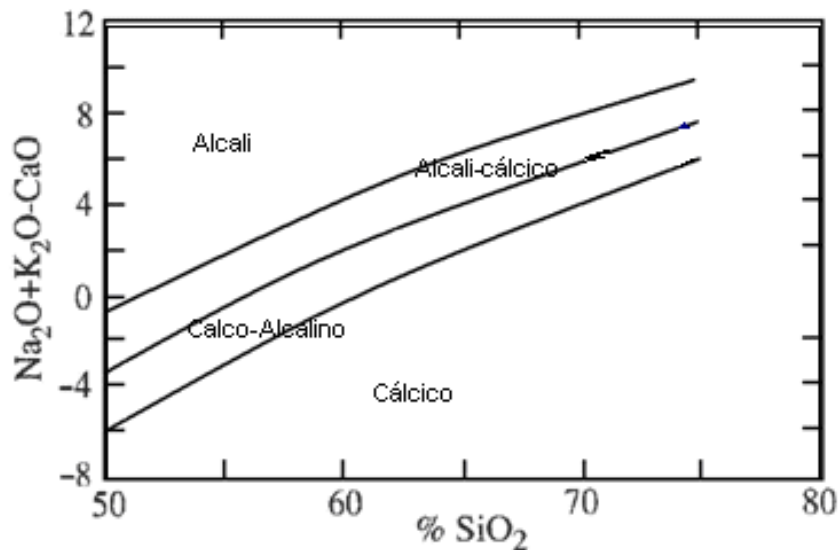


Figura 6. Diagrama de discriminación de MALI (Frost, 2008).

En este diagrama es graficado $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ en función al % de SiO_2 , lo cual refleja la composición y abundancia de feldespatos en la roca. A mayor concentración de plagioclasa anortítica, el MALI tiende a ser menor y las rocas son de tipo calco-alcalino a cálcico. El MALI también es utilizado para estudiar la historia de fraccionamiento de una serie de rocas, ya que a medida que aumenta la cristalización fraccional en el fundido magmático, el índice MALI tiende a aumentar.

En la figura 7 es mostrado el diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ en función a $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ con los óxidos en sus proporciones moleculares (Maniar y Piccoli, 1989), el cual permite clasificar a las rocas como metalumínicas, peralumínicas y peralcalinas.

Este diagrama es importante porque permite inferir posibles rocas fuentes y marcos tectónicos de formación con ciertas limitaciones, debidas a las complejidades que presentan las rocas granitoides. Cuando la concentración de alúmina es mayor que la concentración de Na_2O , K_2O y CaO , las rocas son peralumínicas, las cual es considerado que proviene de la refusión de materiales de la corteza continental. Esto ocurre en zonas de colisión continental y de subducción. En cambio cuando la concentración de los álcalis es mayor que el aluminio las rocas son peralcalinas. Este tipo de rocas está asociada principalmente a zonas de apertura continental e islas oceánicas.

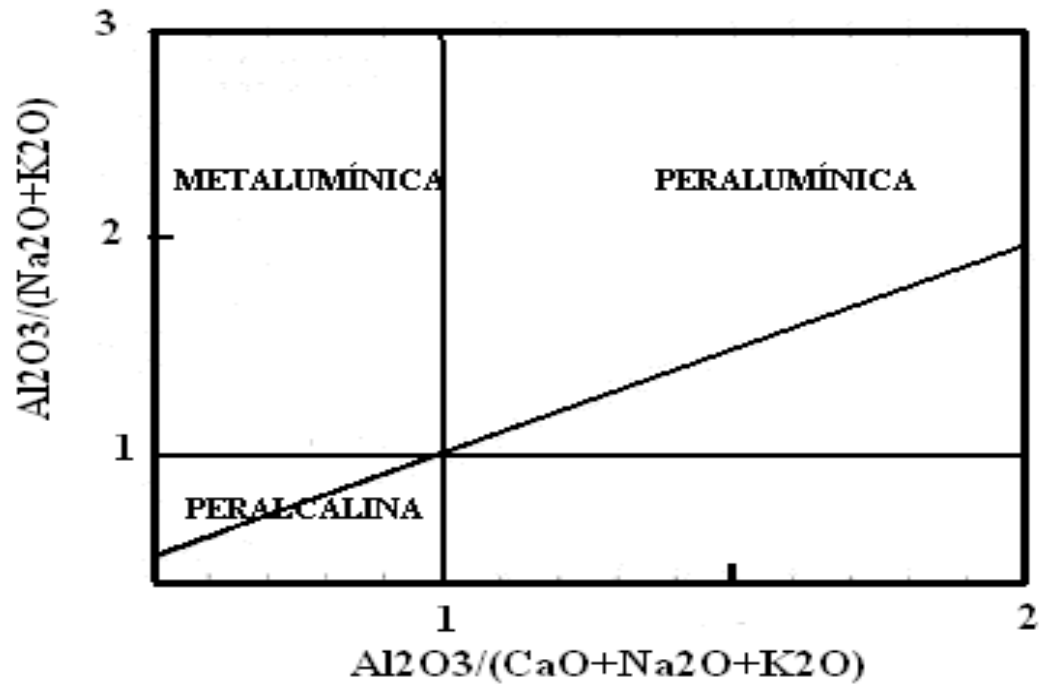


Figura 7. Diagrama de Maniar y Piccoli, (1989).

2.2.3.3 Clasificación S-I-A-M o alfabética:

Una clasificación basada sobre parámetros químicos propuesta por Chappell y White, (1974) denominada clasificación S-I-A-M o alfabética, tiene mucha utilidad para el estudio de rocas granitoides. La tabla 4 muestra las características más resaltantes de los distintos grupos que conforman esta clasificación.

Tabla 4.Clasificación S-I-A-M para rocas granitoides (Winter, 2001)

Tipo	%SiO ₂	K ₂ O/Na ₂ O	Ca, Sr	A/(CNK)	MN	Misceláneas	Petrogénesis
M	46-70	Baja	Alto	< 1,0	-----	Baja Conc. Rb, Th, U, LIL y HFS.	ZS o IO Derivado del manto.
I	53-76	Baja	Alto en variedades máficas	1,0- 1,1	Corindón normativo <1%	Alta LIL/HFS. Moderada Conc. Rb, Th y U	ZS, CI. Fuente ígnea máfica a intermedia.
S	65-74	Alta	Bajo	> 1,1	Corindón normativo >1%	Variable LIL/HFS. Alta Conc. Rb, Th y U.	ZS, CS. Fuente sedimentaria.
A	74-77	≈1	Bajo	<1,0	-----	Baja LIL/HFS. Alta Fe/Mg, Ga/Al. Altas Conc. REE, Zr, F, Cl.	CE y AC. Anorogénico.

MN: Mineralogía normativa; **ZS:** Zona de subducción, **CS:** Corteza superior, **CI:** Corteza inferior, **CE:** Cratón estable, **AC:** Apertura continental, **IO:** Intraplaca oceánico; **A/ (CNK)=** (Al₂O₃/ (CaO+Na₂O+K₂O); **LIL:** Elementos de baja relación carga/radio; **HFS:** Elementos de alta relación carga/radio.

2.2.3.4 Mineralogía normativa:

Otro parámetro utilizado para clasificar las rocas ígneas es el basado en la mineralogía normativa, donde la norma CIPW (siglas en honor a Cross, Iddings, Pirsson y Washington) es la más utilizada (Rollison, 1993). Mediante ésta norma es posible reconstruir la mineralogía de una roca utilizando los análisis químicos.

La mineralogía normativa de una roca puede ser diferente de la mineralogía observada, ya que los cálculos asumen que el magma es anhidro: así que minerales tales como biotita u hornblenda no pueden ser obtenidos. Las reglas para el cálculo de la norma son dadas por Cross y col. (1903).

Los cálculos de la norma hacen posible una clasificación pseudo- mineralógica (O'Connor, 1965).

2.2.3.5 Diagrama REE y multielementales o de tipo Spider:

Un complemento importante para estudiar la historia de cristalización de las rocas granitoides son el diagrama de los *REE* y los diagramas multi-elementales. La figura 8 muestra un perfil de *REE* para varios tipos de rocas que presentan distintos estados de cristalización magmática.

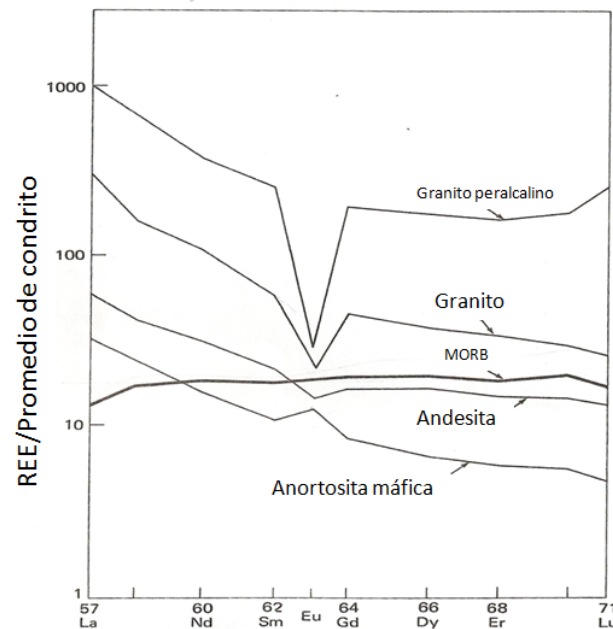


Figura 8. Perfiles de las *REE*/promedio en condritos, para anortosita máfica, andesita, MORB, granito y granito peralcalino (Barker, 1983).

La más prominente (y mejor comprendida) inflexión en los perfiles de las *REE* ocurre con el europio (Eu), debido a que es el único elemento de las tierras raras que forma concentraciones significantes de cationes divalentes. Eu^{2+} es preferiblemente incorporado en los feldespatos (por un factor de alrededor de 10, relativo a otras *REE*), sustituyendo al calcio. Anomalías negativas de Eu (picos hacia abajo en el gráfico) reflejan fraccionamiento de feldespato (plagioclasa) del líquido magmático y la persistencia de feldespato (plagioclasa) como una fase sólida residual durante la fusión parcial. Por ejemplo el granito alcalino presenta la mayor anomalía negativa de Eu ya que es una roca que presenta un alto grado de fraccionamiento y muchos de los feldespatos ya han sido removidos, en cambio la anortosita máfica posee una anomalía positiva de Eu debido a su menor fraccionamiento y mayor acumulación de feldespato, en especial plagioclasa cálcica (anortita) (Rollison, 1993).

Para cada tipo roca, excepto para el granito peralcalino, existe una mayor concentración de los elementos de las tierras raras ligeras (*LREE*) debido a que estos son más incompatibles que los elementos de las tierras raras pesadas (*HREE*) en la cristalización fraccional. El granito peralcalino presenta mayor concentración de *HREE* posiblemente por la influencia de fluoruros o CO_2 que acomplejan a estos elementos durante la cristalización fraccional

Los diagramas multi-elementales normalizados o diagramas de elementos incompatibles (diagramas tipo Spider) normalizan la concentración de los elementos trazas con respecto a la concentración del manto primitivo (Wood y col.1976), concentración de los condritos (Thompson, 1982) y concentración de los granitos de cordillera oceánica (*ORG*) (Pearce y col. 1984). La figura 9 muestra varios de estos diagramas.

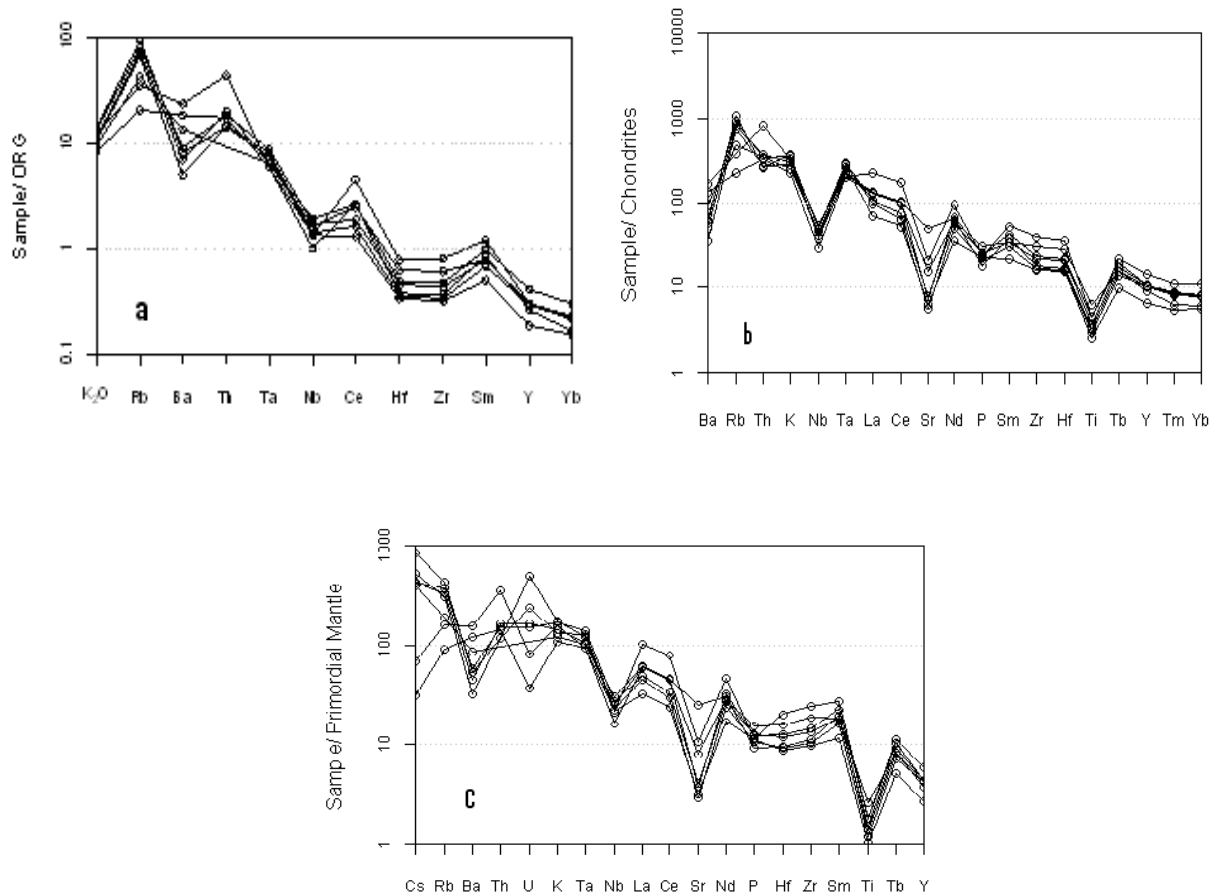


Figura 9. Diagramas multi-elementales a) Normalizado con respecto al ORG (Pearce y col. 1984); b) Normalizado con respecto a los condritos (Wood y col.1976); c) Normalizado con respecto al manto primitivo (Thompson, 1982).

Los diagramas multi-elementales contienen mezclas más heterogénea de elementos trazas que los diagramas de los REE. Por consiguiente, ellos muestran un número mayor de picos que reflejan diferentes comportamientos, de distintos grupos de elementos trazas. Por ejemplo, los diagramas multi-elementales contrastan el comportamiento de los elementos más móviles (Cs, Rb, K, Ba, Sr) con los menos móviles (Y, Hf, Zr, Ti, Nb, Ta). Por otro lado, la concentración de los elementos más móviles (LIL) puede ser una función del comportamiento de la fase fluida en el magma, mientras que la concentración de los elementos menos móviles (HFS) puede estar controlada por la química de la fuente y los procesos cristal/fundido que tengan lugar durante la evolución de la roca. La concentración de determinados elementos también puede estar controlada por ciertas fases minerales. Por ejemplo, la concentración de Zr puede estar asociada al circón, P al apatito, Sr a la plagioclasea, Ti, Nb y Ta a la ilmenita o esfena.

2.2.3.6 Clasificación según el ambiente tectónico de formación:

Las rocas granitoides también pueden ser clasificadas de acuerdo al ambiente tectónico de formación. La tabla 5 muestra una relación entre los diversos ambientes tectónicos y los tipos de rocas asociadas. De la tabla 5 puede observarse que los granitoides ocurren en una amplia variedad de marcos tectónicos. Estos marcos tectónicos pueden ser agrupados en forma amplia como: orogénicos y anorogénicos. Los orogénicos están relacionados a zonas de levantamiento de montañas y donde existen esfuerzos compresivos generalmente asociados a subducción (arcos de islas oceánicas, margen continental activo y zonas de colisión continental). Los anorogénicos están referidos a magmatismo dentro de placa o en un margen de separación de placas (extensión) y los transicionales, los cuales ocurren una vez finalizado un proceso orogénico verdadero (Post-orogénico). Las características geoquímicas, tipo de rocas, origen y mecanismo de fusión para cada uno de estos ambientes geodinámicos pueden ser observadas en la tabla 5.

Tabla 5. Clasificación de rocas granitoides basada sobre marcos tectónicos de formación (Winter, 2001).

CARACTERÍSTICAS	AMBIENTE GEODINÁMICO					
	AIO	MCA	CC	PO	AC y PC	CMO e IO
Geoquímica	Calcoalcálico>Toleítico Tipo M & I Metalumínico	Calcoalcálico Tipo I>Tipo S Metalumínico a suavemente peralumínico	Calcoalcálico Tipo S Peralumínico	Calcoalcálico Tipo I-S (Tipo A) Metalumínico a peralumínico	Alcalino Tipo A Peralcalino	Toleítico Tipo M Metalumínico
Tipo de roca	Cuarzo diorita en arcos maduros	Tonalitas & granodioritas> granitos o gabros	Migmatitas y leucogranitos	Bimodal granodiorita+diorita- gabro	Granito, sienita+diorita- gabro	Plagiogranito
Origen	Fusión parcial de material máfico proveniente del manto	Fusión parcial de material máfico derivado del manto+ corteza continental	Fusión parcial de material proveniente de la corteza continental	Fusión parcial de la corteza inferior + contribución del manto	Fusión parcial del manto y/o corteza inferior (anhidra)	Fusión parcial del manto y cristalización fraccional
Mecanismos de fusión	Transferencia de fluidos y especies disueltas de la losa de subducción a la cuña mantelar. Fusión de la cuña y transferencia de calor a corteza superior	El proceso es similar al arco de isla oceánico	Engrosamiento de la corteza continental+ calor radiogénico	Calor de la corteza continental+ calor del manto	Transferencia de calor adiabática y fundidos magmáticos del manto.	Similar a la apertura continental

AIO: Arco de Isla Oceánico; **MCA:** Margen Continental Activo; **CC:** Colisión Continental; **PO:** Post- Orogénico; **AC:** Apertura Continental;
PC: Punto Caliente; **CMO:** Cordillera Medio Oceánica; **IO:** Islas Oceánicas.

2.3 Discriminación química de marcos tectónicos de formación para granitoides

Existe una estrecha relación entre la composición química de las rocas granitoides y el ambiente geodinámico en el cual puedan formarse. Producto de esta relación han sido realizados muchos intentos para tratar de discriminar el ambiente tectónico de formación de las rocas graníticas, usando análisis químicos. Existen varios diagramas utilizados para tal fin, entre los cuales pueden mencionarse:

1. Diagramas de discriminación tectónica de Pearce y col. (1984) usando una combinación de elementos traza, tales como Nb- Y, Ta- Yb, Rb- (Y+ Nb) y Rb- (Yb+ Ta).
2. Diagramas de discriminación tectónica de Batchelor y Bowden (1985) quienes usaron el diagrama R1-R2 De la Roche para discriminar tectónicamente a las rocas granitoides.
3. Diagramas para discriminación de ambiente tectónico, propuestos por Maniar y Piccoli, (1989).

De los diagramas anteriormente mencionados, los pertenecientes a Pearce y col. son los más utilizados (figura 10).

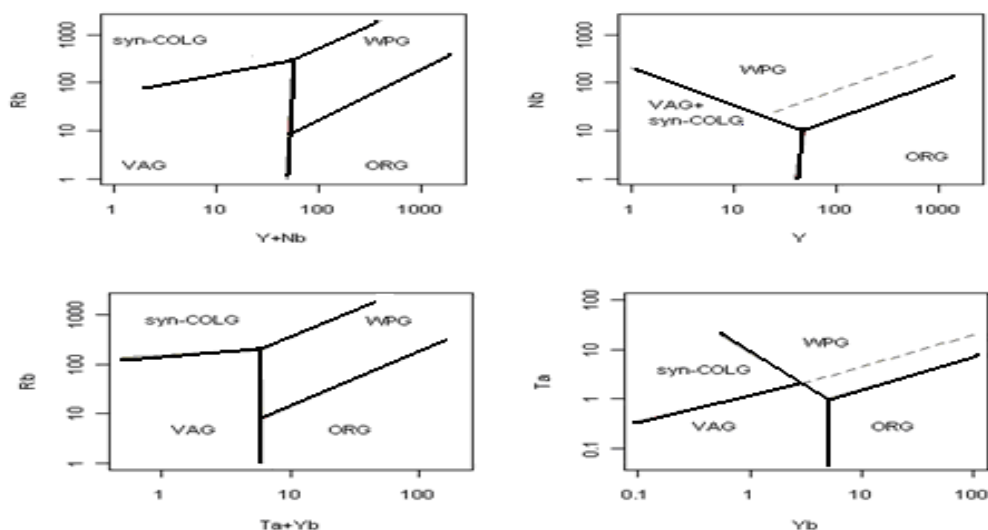


Figura 10. Diagramas de discriminación tectónica propuestos por Pearce y col. (1984). Syn- COLG (granitos sintectónicos), WPG (granitos intraplacas), ORG (granitos de cordilleras oceánicas), VAG (granitos de arcos volcánicos).

Como puede observarse en los diagramas de la figura 10, cada ambiente geodinámico está caracterizado por una determinada concentración de elementos traza. Para la construcción de estos diagramas fueron elegidas muestras de rocas granitoides de varios ambientes geodinámicos actuales y se le fue determinada la concentración de los elementos traza, sin embargo, Forster y col. (1997) realizaron una evaluación del diagrama Rb- (Y+Nb), llegando a la conclusión de que estos diagramas sólo tienen una utilidad cuando están combinados con interpretaciones geológicas y radiométricas. Forster (op.cit.) argumentan que los ambientes geodinámicos no son estáticos en el tiempo y el espacio, por lo cual pueden ocurrir mezclas de ambientes pasados con actuales que originen malas interpretaciones al usar los diagramas de Pearce y col.

Los diagramas de Batchelor y Bowden también intentan discriminar el marco tectónico de formación para rocas granitoides utilizando los parámetros R1-R2 propuestos por De La Roche y col. (Figura 11).

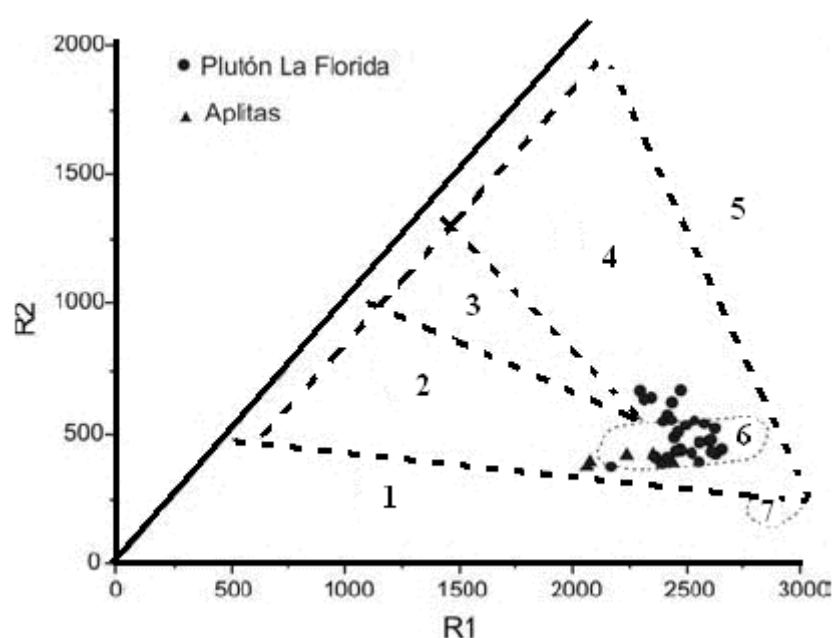


Figura 11. Discriminación tectónica de Batchelor y Bowden (1985). 1: Granitoides anorogénicos, 2: Tardío orogénicos, 3: Post-colisionales, 4: Pre-colisionales, 5: Fraccionados del manto, 6: Sin-colisionales, 7: Postorogénicos. R1: $4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ y R2: $6Ca + 2Mg + Al$.

La figura 11 muestra los distintos ambientes geodinámicos asociados a determinados valores de R1-R2. Por ejemplo, ciertas rocas y las aplitas del plutón de Florida, La Plata, Argentina (Carol y col. 2007) muestran valores que indican un ambiente sin-colisional para su formación.

Otro diagrama comúnmente utilizado para discriminar ambientes tectónicos de formación es el propuesto por Maniar y Piccoli (1989) (figura 12).

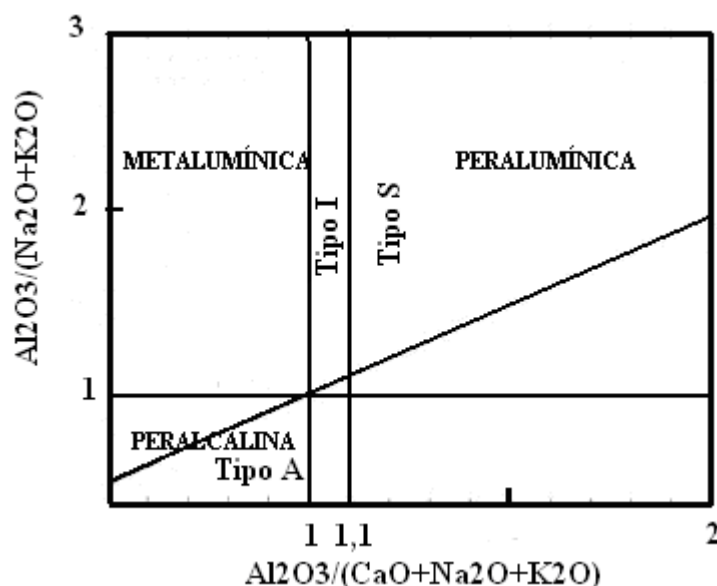


Figura 12. Campos de discriminación tectónica propuesto por Maniar y Piccoli, (1989).

La figura 12 permite observar que mediante el uso de las concentraciones de Al, Na, K y Ca es posible inferir a que tipo pertenece un determinado cuerpo granítico (Tipo S o I principalmente). Como es conocido, la clasificación S-I-A-M tiene cierto carácter genético, es decir, relaciona a los granitoides con un determinado marco tectónico de formación. Por ejemplo, los granitoides tipo S son originados por fusión de materiales de la corteza continental, por lo cual son peralumínicos y, en forma general, este tipo de granitoides está asociado a zonas de colisión continental donde existe reciclaje de material de la corteza rico en aluminio. Por otro lado, los granitoides tipo I se forman en zonas de subducción principalmente, donde existe refusión de corteza basáltica proveniente del manto y posterior cristalización fraccional, lo cual genera fundidos con una proporción casi similar de alúmina y álcalis y una alta concentración de Ca.

3. Ubicación de la zona de estudio y marco geológico

El granitoide de Timotes aflora al Norte de Timotes, estado Mérida, entre este poblado y la parroquia La Puerta. Está extendido hacia el Norte hasta la cercanía del caserío La Lagunita y muestra buenos afloramientos en las quebradas Bailón y Tafayés, así como en cortes de carretera entre las poblaciones de Timotes y Piñango (Figura 13).

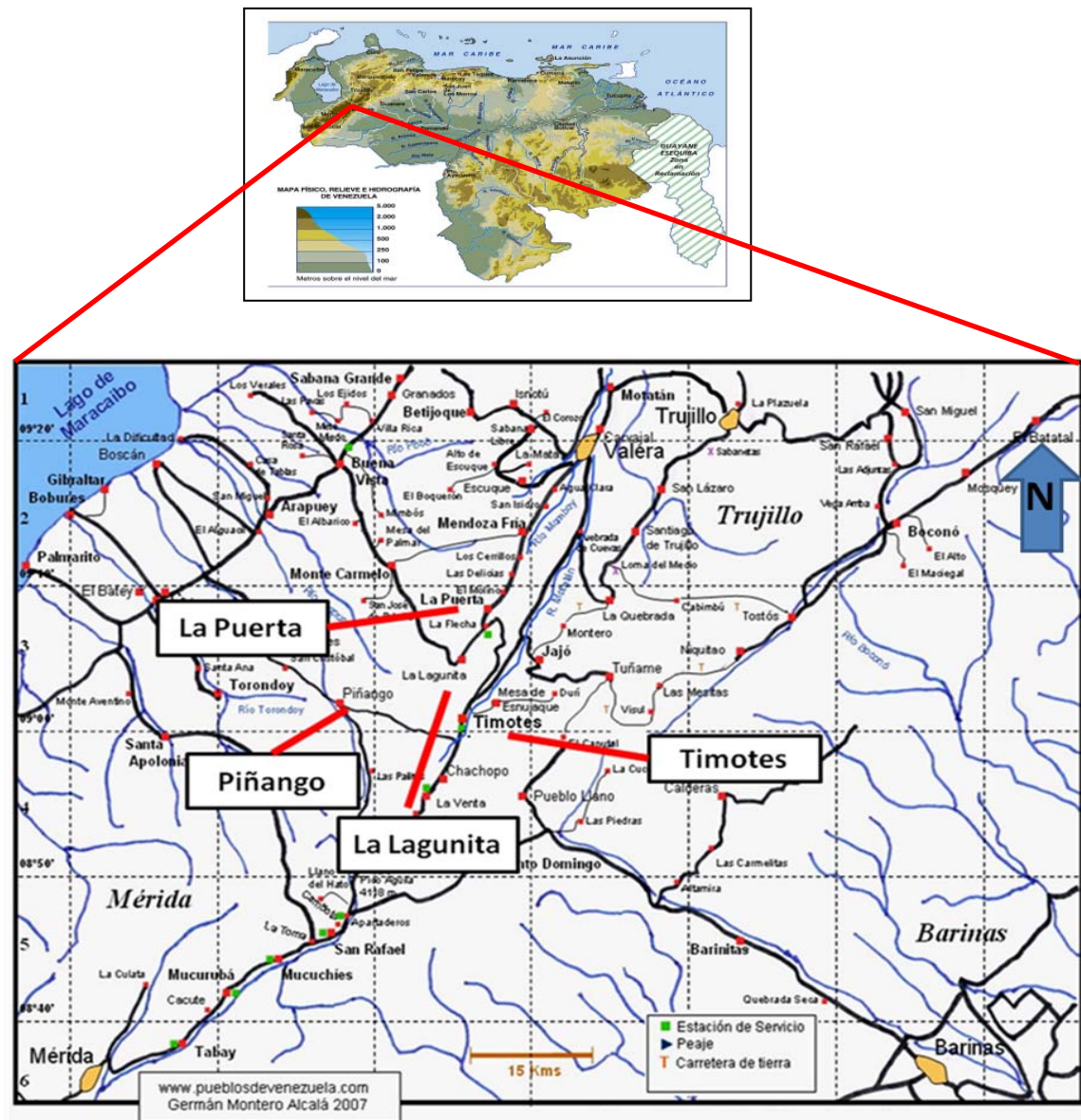


Figura 13. Ubicación geográfica de la zona de estudio.

3.1 Contacto con otras unidades:

Al Oeste, este cuerpo granítico es intrusivo en la Asociación Sierra Nevada; al Este está en contacto de falla con la Formación Mucuchachí, Formación Palmarito y el granito de Valera La Puerta; al Norte está en contacto de falla con la Formación Río Momboy y al sureste en contacto de falla con la Formación Mucuchachí (Ramírez y col. 1972).

A continuación se describen cada una de las formaciones de edad Precámbrica y Paleozoica que están en contacto con el granitoide de Timotes.

3.2 Precámbrico:

Las rocas precámbricas están representadas por el Complejo Iglesias, compuesto por rocas de alto metamorfismo: ortogneises de biotita, escasos augengneises de biotita, mica esquistos granatíferos, rocas migmatíticas y sills anfibolíticos.

Las zonas de mayores afloramientos, en la región de Timotes, corresponden a las rocas de alto metamorfismo de la Asociación Sierra Nevada, la cual se distingue por los siguientes tipos de rocas (Ramírez y col., 1972).

- A. Gneises bandeados de colores variables, según la proporción de minerales máficos en comparación con el cuarzo y los feldespatos; el grano es medio a grueso. El cuarzo, los feldespatos, la biotita y la moscovita son reconocidos en muestra de mano.
- B. Gneises biotíticos de color gris oscuro a negro, según la concentración de biotita presente. El cuarzo, los feldespatos y la biotita son observados a simple vista.
- C. Gneises graníticos y augengneises de biotita. Presentan bandeamiento grueso con predominio de colores claros sobre los máficos. Son de grano grueso, cuarzo feldespáticos y con abundante biotita.
- D. Gneises cloríticos. Son de color verdoso, grano fino a medio, superficie brillante, con abundante clorita y sericita y finamente bandeados. Consisten de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasas sódicas.

- E. Rocas anfibolíticas. Son de grano fino a medio, color verde oscuro, compactas y bien foliadas, con bandas de feldespatos.
- F. Esquistos micáceo- granatíferos. Son de color verde amarillento a plateado con predominio de moscovita sobre biotita.
- G. Esquistos estaurólíticos. De color gris plata. Granates bien desarrollados, moscovita, biotita, cuarzo y feldespatos son reconocidos.
- H. Metareniscas y cuarcitas. En sección fina las metareniscas son observadas como rocas microcristalinas, compuesta de cuarzo, plagioclasa, clorita y óxidos de hierro.

3.3 Paleozoico:

3.3.1 Formación Cerro Azul:

La Formación Cerro Azul consiste de una secuencia filítica de color verdoso predominante, que aflora en la serranía del mismo nombre en el flanco sureste de Los Andes, en el estado Barinas.

En la región de Timotes la formación consiste de: a) filitas cuarzosas, verdosas a grisáceas de superficie brillante, finamente bandeadas, con bandas de cuarzo, cristales de pirita y micropliegues, b) cuarcitas verdosas de grano muy fino, compactas, bandeadas y con óxidos de hierro; éstas se intercalan con filitas.

3.3.2 Formación Los Torres:

La localidad tipo de la Formación Los Torres, está entre la Laguna del Llano y el páramo de los Torres, que bordea la quebrada La Maraquita. En su base la formación es discordante con los gneises y cuarcitas de Sierra Nevada y en el tope muestran discordancia paralela con las rocas infrayacentes de Río Momboy. La sección comienza con esquistos estaurólíticos granatíferos, de color negro brillante, metalimolitas y unos 20 metros de cuarcita calcárea de color gris claro, seguidas por intercalaciones de esquistos estaurólíticos, metalimolitas, cuarcitas micáceas, filitas granatíferas, escasas anfibolitas y en el tope unos 50 metros de cuarcitas calcáreas.

En la región de Timotes la Formación Los Torres consiste de las siguientes rocas:

- A) Metaconglomerado cuarzoso, compacto y bien cementado, de color gris oscuro. En sección fina la roca muestra cuarzo (90%) en guijarros redondeados a angulares, mal escogido, con cemento cuarzo-sericítico y biotita, clorita, circón, pirita y feldespatos muy alterados como minerales accesorios.
- B) Esquistos estaurolíticos granatíferos de color negro brillante y grano fino con porfidoblastos orientados de biotita.
- C) Cuarcitas calcáreas de color gris a oscuro, compactas y de grano fino, con vetas de moscovita y cuarzo de grano grueso y vetillas de sulfuros metálicos y óxidos de hierro, paralelos a la foliación.
- D) Metalimolitas macizas, compactas y tenaces de color negro brillante con porfidoblastos de biotita y vetillas de pirita, dispuestas paralela o angularmente a la foliación.
- E) Filitas biotíticas de color gris plomo, brillantes, que meteorizan a colores verdosos y pardo amarillento; frecuentemente presentan granates bien desarrollados, pirita y óxidos de hierro y están microplegadas. Bajo el microscopio muestran una matriz de cuarzo, sericita y magnetita.
- F) Anfibolitas macizas negras con porfidoblastos de anfíboles y vetillas de calcita blanca.
- G) Cuarcitas micáceas de color gris oscuro que meteorizan a marrón rojizo, microcristalinas y consiste de cuarzo, biotita, feldespatos, esfena, circón y óxidos de hierro.

3.3.3 Formación Río Momboy:

Esta subdividida en dos unidades: Miembro Mocojó, inferior, caracterizado por la presencia de filitas de color gris plomo con biotita, generalmente en porfidoblastos en una matriz de moscovita, clorita, cuarzo y plagioclasa, intercaladas con cuarcitas de color verdoso, de grano fino, y Miembro Mendoza, caracterizado por potentes mármoles, arenosos, fosilíferos, filitas gris plomo con biotita en porfidoblastos y cuarcitas laminadas en capa muy delgadas.

3.3.4 Formación Mucuchachí:

Este nombre fue usado por Christ (1927) para designar un grupo de metasedimentos expuestos en los alrededores de las poblaciones de Mucuchachí y Santa Bárbara de Barinas. La Formación Mucuchachí está compuesta de una secuencia monótona de pizarras y filitas finamente laminadas, de color gris oscuro azulado, entre las cuales se intercalan metareniscas. Localmente presenta metaconglomerados, mármoles, metachert y rocas volcánicas piroclásticas félsicas, en parte con mineralizaciones de Zn, Cu, Pb, y Ag en la parte central de la cadena montañosa (Minas de Bailadores).

3.3.5 Formación Palmarito:

Christ (1927) llamó “Serie Palmarito” a una secuencia de lutitas, margas y calizas expuestas entre las poblaciones de Mucuchachí y Santa Bárbara de Barinas.

En la región de Timotes la Formación Palmarito consiste de mármoles y filitas intercaladas, con metareniscas subordinadas.

3.4 Cuerpos ígneos:

En la región andina existen varios cuerpos ígneos de edad Paleozoica principalmente, los cuales fueron emplazados producto de los dos períodos orogénicos ocurridos durante el Paleozoico.

La orogénesis Caledoniana de finales del Paleozoico Temprano y la orogénesis Herciniana de finales del Pérmico y comienzos del Triásico (± 250 Ma.).

3.4.1 Granodiorita del Carmen:

Kovisars (1972) describe este cuerpo como un “sill” granítico prominente, paralelo a la directriz andina principal al norte del río Chama, noreste de Mérida.

La granodiorita es una roca feldespático-cuarzo-biotítico-moscovítica, de grano medio, leuco- a mesocrática. En muestra de mano la textura es equigranular, pero puede presentar foliación, definida por el paralelismo de la mica.

Burkley (1976) postula una edad de U-Pb en circones de 225 ± 25 Ma.

3.4.2 Monzonita cuarcífera de la Culata:

Este cuerpo intrusivo forma el núcleo del Macizo de la Culata en la serranía septentrional de los Andes venezolanos. Es una roca biotítica-moscovítica-cuarzo-microclínica-plagioclásica de grano medio a grueso y leucocrática.

3.4.3 Granito de Chachopo:

Se extiende al Norte de la falla de Motatán desde el suroeste de Timotes y Norte de Chachopo por la región del río Turmero, prolongándose hasta la zona del Águila con una longitud de aproximadamente 15 km de largo por 25 km de ancho.

La roca es un granito cuarzo-feldespático-moscovítico de grano medio a grueso, generalmente diaclasado, con fenocristales de feldespato potásico. La ausencia casi total de biotita lo diferencia mineralógicamente de los granitos de Timotes y Valera- La Puerta.

Burkley (1976) mediante análisis de U-Pb en circones asigna una edad de 225 ± 25 Ma para este cuerpo.

3.4.4 Granitoide de Timotes:

Este cuerpo granítico es similar en aspecto, textura y composición mineralógica a los granitos de El Carmen- Mucuchíes y Valera- La Puerta.

Es clasificado como un granito binario de grano grueso, compuesto de abundante pertita, cuarzo, feldespato potásico, escasa plagioclase albítica, biotita fuertemente pleocroica y escasa moscovita asociada (Ramírez y col. 1972)

Burkley (1976) de los análisis U-Pb efectuados concluye que el granito de Timotes contiene Pb radiogénico heredado e interpreta una edad de 434 ± 7 Ma para este cuerpo.

3.4.5 Granito de Valera- La Puerta:

El granito de Valera- La Puerta está ubicado entre las poblaciones de Valera- la Puerta y el caserío La Lagunita. Megascópicamente es un granito cuarzo-feldespático-biotítico-moscovítico de grano medio a grueso, con grandes fenocristales de feldespato potásico y aspecto similar al de los granitos de El Carmen-Mucuchíes y de Timotes.

Burkley (1972) asigna una edad de 593 ± 16 Ma mediante U-Pb utilizando circones para este cuerpo granítico.

La figura 14 muestra un mapa geológico simplificado de los distintos núcleos Pre- Cámbricos y Paleozoicos de los Andes de Mérida, Venezuela.

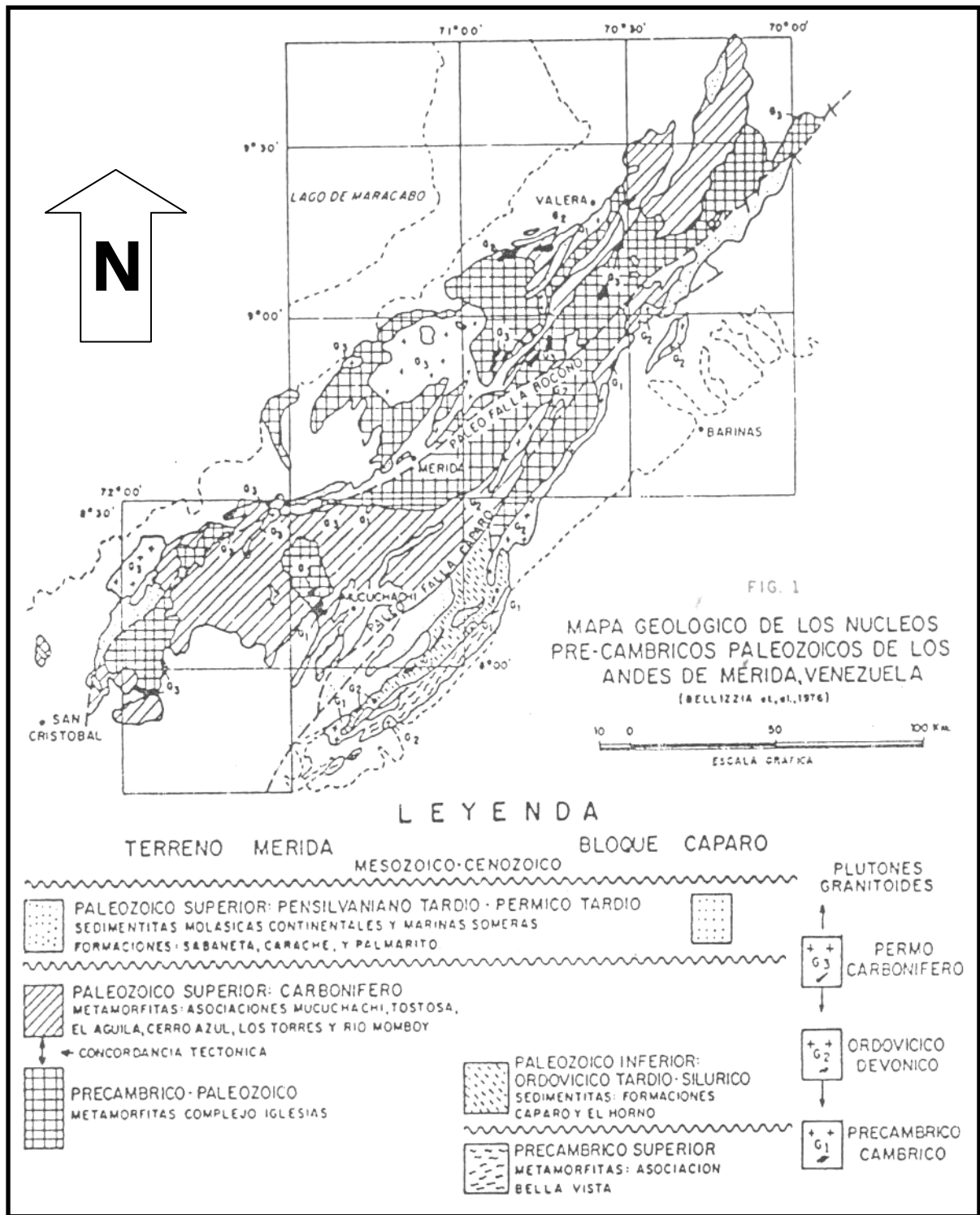


Figura 14. Mapa geológico de los núcleos Pre-Cámbricos- Paleozoicos de los Andes de Mérida, Venezuela (Bellizzia y col. 1976).

4. Antecedentes y casos de estudio:

En los Andes venezolanos se han realizados números estudios geológicos, pero más dedicados a esclarecer la estratigrafía regional que presenta esta región. Por esta razón, las rocas ígneas en particular, han sido poco estudiadas, en especial los granitoides como el de Timotes. A continuación se muestra una breve descripción de los trabajos más relevantes realizados en rocas ígneas en los Andes venezolanos.

Schurman (1934) publicó análisis químicos de cuatro muestras de granito y gneis de las regiones de Valera, Mucuchíes y entre Chiguará y Lagunillas, que hasta la fecha eran los únicos análisis químicos de granitos andinos publicados en la literatura.

Shagam (1969) realizó estudios sobre los distintos cuerpos graníticos en los Andes venezolanos agrupándolos en tres grupos principales:

- **Granitos del Norte**, ocupan grandes extensiones en la zona de afloramientos del Complejo Iglesias al noreste de Mérida, flanco Norte de los Andes.
- **Granitos Centrales**, son los que afloran al Este y sureste del caserío Chacantá, flanco sur de los Andes, Estado Mérida.
- **Granitos del sur**, afloran en la zona del río Caparo, en el flanco Sur de los Andes.

De acuerdo a Shagam (1969), las evidencias de campo y los caracteres petrológicos analizados indican que los granitos del Norte son representativos de los niveles más profundos de intrusión dentro de los cuerpos correspondientes a la región central Andina; se caracterizan por la asociación biotita-moscovita, mientras que los menos profundos o granitos del Sur, contienen hornblenda u hornblenda-biotita. Los de la región Norte son más potásicos y en general, algo menos silíceos. Los tamaños de grano entre ambos no presentan diferencias significativas, ya que en general presentan grano medio, siendo los de grano más gruesos los granitos centrales. Las texturas pertíticas son espectaculares en los cuerpos de la región Central, menos desarrolladas en los del norte y débiles en los de la zona del río Caparo. Estos caracteres son debidos a diferencias fundamentales en composición y temperatura de los magmas originales.

Los cuerpos ígneos de El Carmen, La Culata, Chachopo, Timotes y Valera- La Puerta corresponden a los llamados granitos del norte.

Ramírez y col. (1969) estudiaron la geología de la región de Timotes, estados Mérida, Barinas y Trujillo. En su estudio realizaron descripciones petrográficas de los granitos de Chachopo, Timotes y Valera-La Puerta, llegando a establecer que estos cuerpos son muy similares en composición mineralógica con la única diferencia de que el granito de Chachopo posee una ausencia casi total de biotita. Dichos autores describieron rocas que se extienden desde el Pre-Cámbrico hasta el Cuaternario en la región de estudio.

Burkley (1976), realizó una extensa datación radiométrica en los Andes centrales venezolanos utilizando el método de U-Pb en circones. Con su estudio determinó una edad de 434 ± 7 Ma para el granitoide de Timotes.

Teggin (1984) presentó una recopilación de las determinaciones radiométricas de edad publicadas hasta el año 1982 y con base en ella, realizó una evaluación de los diversos modelos estratigráficos propuestos para las formaciones Pre-Mesozoicas de los Andes venezolanos, llegando a la conclusión de que no es posible una verificación sin ambigüedad de los modelos estratigráficos propuestos, debido a la naturaleza dispersa de las muestras analizadas y a la escasez, en algunos casos, de un control geológico adecuado.

Hernández (2000) realizó un estudio litogeoquímico de las rocas granitoides presentes en la región de Valera- La Puerta, estado Trujillo, con la finalidad de determinar concentraciones anómalas de los siguientes elementos: Cu, Zn, Pb, Sn, Rb, Ta, Nb, Th, U y los *REE*. El análisis químico fue realizado en el laboratorio ACTLAB, Canadá. De acuerdo a este estudio, mediante la caracterización geoquímica, se encontró que el granitoide de Valera- La Puerta son granitos (sensu estricto) y granodioritas, peralumínicos ($ASI > 1,1$); contienen corindón normativo con porcentajes mayores a 1% y son subalcalinos de la serie calcoalcalina, con una proporción de $K_2O/Na_2O > 1$. Todas aquellas características son típicas de los granitos tipo S (origen sedimentario) asociados a zonas de convergencia de placas. El perfil de las tierras raras presenta una ligera pendiente negativa y una moderada anomalía positiva de Eu, lo cual es característico de granitos tipo S. De la evaluación de los diagramas de discriminación tectónica es posible inferir que dicho cuerpo granitoide pudo originarse en zonas de convergencia de placas, zona de

subducción, lo cual concuerda con las características geoquímicas observadas. Mediante su estudio, no fueron observadas concentraciones anómalas de los elementos químicos de interés económico.

Tábata (2007) realizó un estudio petrográfico y geoquímico de los granitos de Chachopo, Caña Cerrada y una pequeña porción de la granodiorita del Carmen con el objetivo de caracterizar y tratar de establecer las relaciones magmáticas, signatures evolutivas y el ambiente tectónico de formación para cada uno de estos cuerpos. En su estudio fueron incluidos los resultados de los análisis químicos realizados a una muestra del granitoide de Timotes. Del análisis de la caracterización geoquímica se observó que todos los cuerpos son peraluminicos, el granito de Chachopo y el de Cañada Cerrada pueden ser clasificados como tipo S y la granodiorita del Carmen como tipo I. De los patrones de los diagramas multielementales y de tierras raras es posible estimar que las dos facies del granito de Chachopo son comagmáticas y que los tres cuerpos no parecen estar genéticamente relacionados. Al comparar estos resultados con el análisis químico de una muestra del granitode Timotes parece que tampoco con éste cuerpo existe una relación genética. En la evaluación de los diagramas de discriminación tectónica, es inferido que el granito de Chachopo pudo haberse formado en ambientes post-orogénicos, aun cuando para El Carmen y Cañada Cerrada, a pesar de que las tendencias no están claras, la ausencia de metamorfismo en estos cuerpos permitiría postular que son tardi-orogénicos- post-orogénicos.

A pesar de que en los Andes venezolanos los cuerpos graníticos han sido muy poco estudiados, existe una muy amplia literatura acerca del estudio de rocas graníticas en el mundo. A continuación se muestra una revisión breve de algunas publicaciones relacionadas con los objetivos de este proyecto de investigación.

Temblay y col. (1994) realizaron un estudio petrogenético de las rocas graníticas Cambro-Ordovícicas relacionadas a subducción de las Québec Apalachinas en Canadá. Estas rocas se encuentran en dos complejos: *Ascot Complex Intrusive* (ACI) compuesto por rocas de arco volcánico y en el *Magog Group Complex* (MGC) de origen sedimentario, formado por interestratificación de conglomerados y areniscas arcosas con turbiditas de grano grueso a fino, todas originadas a partir de fragmentos de rocas ígneas. Todas las muestras graníticas fueron analizadas por fluorescencia de rayos X (XRF) para los elementos mayoritarios y por análisis de activación neutrónica (INAA) para los REE y otros trazas. La geoquímica de los elementos

mayoritarios y trazas indica que las rocas del ACI y MGC son típicamente granitoides peraluminicos (A/CNK de 1,73 a 2,64), con corindón normativo de 1 a 7%, calcoalcalinos y con una relación $K_2O/Na_2O < 1,25$. Ambas series están enriquecidas en *LREE*, con una pequeña anomalía negativa de Eu ($Eu/Eu^* = 0,67$). Los granitoides ACI muestran mayor concentración de *MREE* y *HREE* que los MGC. Los elementos mayoritarios y trazas indican que ambas series de granitoides son similares y están asociadas a la fusión parcial de basamento de la corteza en zona de convergencia de placas.

Forster y col. (1997) realizaron una evaluación de los diagramas de discriminación Rb- (Y+Nb) para inferir marcos tectónicos de formación de rocas ígneas silíceas. Evaluaron los métodos para la realización de los diagramas de discriminación tectónica de Pearce y col. (1984), específicamente, los más ampliamente usados Rb- (Y+Nb), utilizando una nueva base de datos de alrededor de 250 muestras de rocas en el mundo, cuyo ambiente tectónico de formación es muy bien conocido. Este estudio permitió concluir que existe una correlación entre la geoquímica y la posición tectónica, pero que pueden producirse ambigüedades y errores de clasificación debido a uno o ambos de los siguientes factores. Primero, los procesos orogénicos son complejos, lo cual puede mezclar rocas fuentes de diferentes orígenes tectónicos. Esto es común en arcos continentales y marcos colisionales, los cuales pueden estar íntimamente relacionados en espacio y tiempo, con régimen extensionales. Segundo, la diferenciación magmática puede producir tendencias composicionales que crucen límites de campo en los diagramas, especialmente en los límites de VAG a WPG (Pearce, 1984). Con esto se demuestra la debilidad inherente de los diagramas de discriminación tectónica. Tales diagramas son de poco uso si se aplican solos (deben usarse más de un tipo de diagramas) y combinándose con otros métodos tales como dataciones radiométricas y evaluaciones geológicas.

Frindt y col. (2004) estudiaron la petrología y la geoquímica de los granitos anorogénicos de Gross Spitzkoppe en el centro- oeste de Namibia. Estos granitos son pequeños *stock* (aproximadamente 30 km²), que fueron emplazados entre el cinturón orogénico de Damara, en la parte centro-oeste de Namibia, como respuesta a la actividad de una pluma mantelar y apertura continental en el Cretácico Temprano del Oeste de Gondwana. Las muestras para los análisis fueron tomadas de varias zonas del stock entre los que destacan: granitos biotíticos de grano medio (MG), granitos biotíticos de grano grueso (CGG), granitos biotíticos porfídicos (PG) y

microgranitos porfídicos (PMG). El análisis completo de roca y otros elementos traza (Ga, Zn, Nb, Zr, Y) fueron realizados por *XRF*. El FeO se determinó por titulación con dicromato y el F mediante un electrodo de ión selectivo. Los *REE* y otros traza se analizaron por espectrometría de masas con plasma inductivamente acoplado (*ICP-MS*) después de la digestión con HClO_4 -HF. Las muestras de los MG, CGG y PG son muy similares en términos de la composición de los elementos mayoritarios. Ellos tienen una concentración de SiO_2 entre 74,4 y 77,3 %, son subalcalinos ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}=7,80$ A 9,50%) y levemente peraluminicos ($\text{A/CNK}= 0,95$ a 1,06). La relación $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ está entre 1 y 2. De acuerdo a la clasificación de Frost y col. (2001) estos granitos son ferrosos, alcalino-cálcicos a calcoalcalinos y peraluminicos. Todos los granitos poseen altas concentraciones de elementos traza incompatibles (Rb, U, Th, Zr, Ga, Li, Be, Nb, Ta, W). Una característica muy importante es la relativa alta concentración de *REE* (500 ppm), todos enriquecidos en los *LREE* con una $(\text{La}/\text{Lu})_{\text{N}}$ de 8,5 a 1,0 y con una prominente anomalía negativa de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,23$ a 0,00). Es particularmente interesante el perfil relativamente plano o cóncavo hacia arriba de los *HREEs*, una característica que ha sido asociada con magmatismo alto en volátiles, especialmente fluor. Todos estos granitos son claramente de tipo A asociados a magmatismo dentro de placa.

Thuy y col. (2004) realizaron contrastes isotópicos y geoquímicos sobre la petrogénesis de granitoides en la zona de Dalat, sureste de Vietnam. Los granitoides del Mesozoico Tardío de la zona de Dalat son de afinidad sub-alcalina, correspondiente a las series calco-alcalinas altas en K y muestran características típicas de granitoides tipo I. Los granitoides de la zona de Dalat están divididos en tres series: Dinhquan, Cana y Deoca. Para ello 72 muestras correspondientes a las tres series fueron analizadas. La abundancia de los elementos mayoritarios y trazas fueron determinados por *XRF*. Los elementos traza (Cs, Th, U, Ta, Hf, Sc y Pb) y los *REE* fueron determinados por *ICP-MS*. Las conclusiones obtenidas indican que los granitoides de la serie de Dinhquan, según las características geoquímicas e isotópicas, pudieron derivarse por fundidos deshidratados de la corteza inferior máfica- alcalina, mientras los magmas de la serie de Cana fueron generados de una fuente de metagrauvacas relativamente homogénea con pequeñas entradas de material del manto.

Los granitoides de la serie de Deoca probablemente fueron originados por fusión parcial de metagrauvacas heterogéneas con contribución adicional de componentes del manto. Pequeñas a

grandes anomalías de Eu y reducción en *MREE* relativo a *HREE* indican que las plagioclasas y anfíboles fueron las mayores fases fraccionadas durante la diferenciación magmática.

La composición de los elementos mayoritarios y trazas de los granitoides de la zona de Dalat indican que ellos son producto relacionados a zonas de subducción.

5. METODOLOGÍA EXPERIMENTAL

La metodología experimental en este proyecto de investigación, está dividida en tres etapas fundamentales: 1) Trabajo de campo, 2) Análisis de laboratorio e 3) Interpretación de resultados.

La figura 15 muestra un esquema simplificado de la metodología a seguir.

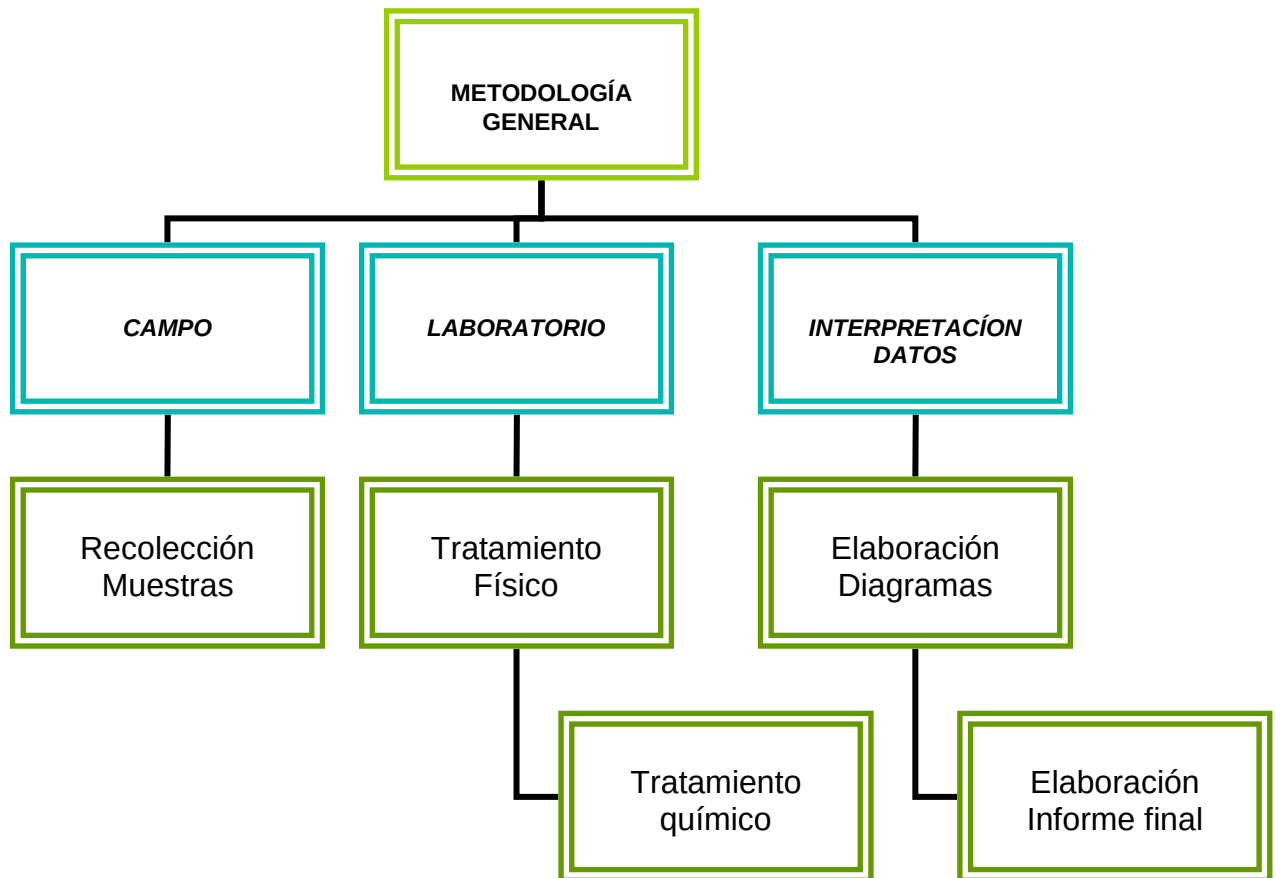


Figura 15. Metodología de trabajo.

5.1 Etapa de campo:

Esta etapa corresponde a la toma de muestras, a través del cuerpo intrusivo, la cual fue llevada a cabo antes de la realización de este estudio. En total fueron tomadas 20 muestras alrededor del granitoide de Timotes, cubriendo principalmente afloramientos en cortes de carreteras y quebradas. La toma de muestra, en la medida de lo posible, fue efectuada en afloramientos con rocas frescas, localizadas con GPS y usándose varios criterios para la recolección de éstas (Mapa anexo, apéndice III). Entre estos criterios pueden mencionarse: Cambios litológicos y/o texturales, a lo largo y ancho del cuerpo granitoide. Las muestras fueron guardadas en bolsas

plásticas y etiquetadas de la siguiente forma: “MT- número de la muestra” donde MT significa Mérida y Timotes respectivamente.

5.2 Etapa de laboratorio:

Esta etapa comprende el tratamiento físico y químico de las muestras para el posterior análisis de los elementos químicos mayoritarios, minoritarios y trazas incluyendo los *REE*.

Seguidamente se mostrarán los equipos, instrumental analítico, reactivos, tipo de muestra, tratamientos físico y químico que fueron empleados para los diferentes análisis químicos realizados en la presente investigación

5.2.1 Equipos e Instrumentación analítica:

Horno de secado industrial marca LabTech Essa, modelo DO2ME (Fig 34), trituradora cuarteador marca RockLabs, modelo Boyd Crusher (Fig 35), pulverizador marca LabTech Essa modelo 800350 (Fig 36), balanza analítica marca METTLER modelo AB204-S (Fig 37), estufa marca Barnstead internacional, modelo 3513 (Fig 37), fundidor automático marca Claisse, modelo M4 Fluxer (Fig 38), espectrómetro de emisión óptico con plasma inductivamente acoplado (ICP- OES) marca PerKin Elmer, modelo Optima 5300V (Fig 39), espectrómetro de masas con plasma inductivamente acoplado (ICP-MS) marca PerkinElmer, modelo ELAN DRC-e (Fig 40).

5.2.2 Reactivos:

Todos los reactivos utilizados fueron de grado analítico, de diferentes casas comerciales: metaborato de litio (LiBO_2), bromuro de Litio (LiBr), ácido nítrico (HNO_3), solución Patrón 1000 mg/L de Ytrio (Y), solución patrón 1000 mg/L de Indio (In), solución patrón de 1000 mg/L de Lutecio (Lu), soluciones patrones de 1000 mg/L para cada uno de los elementos mayoritarios y trazas, soluciones patrón multi-elemental de 10 mg/L de elementos de REE, ácido clorhídrico (HCl), agua deionizada 18 M Ω , agua destilada, gas argón de alta pureza (99,995%).

5.2.3 Tipos de muestras:

Las muestras utilizadas fueron rocas de tipo granitoide principalmente, aunque también fueron analizadas muestras de aplita, xenolitos, esquistos y gneis relacionados con el cuerpo granitoide de estudio.

5.2.4 Tratamiento Físico (Métodos de INGEOMIN):

Las muestras fueron secadas en un horno de secado industrial a 75-85 ° C al menos por 24 Hora, para eliminar la humedad. Seguidamente fueron trituradas hasta alcanzar un diámetro ϕ (mm), posteriormente fueron pulverizadas a un diámetro 105 μ m (150 mallas), siendo luego cuarteadas para su posterior tratamiento químico.

5.2.5 Tratamiento Químico (Métodos de INGEOMIN):

1.- *Determinación de elementos mayoritarios o formadores de rocas* (Al, Si, Fe, P, Na, Ti, Cr, Ca, Mg, y Mn) (Métodos de INGEOMIN). Fue pesada una porción de muestra y luego fundida con metaborato de litio. La disolución fue realizada con ácido nítrico (1,4 M). Una disolución de itrio fue utilizada como estándar interno para controlar la deriva instrumental. La muestra fue medida directa o en dilución, según las concentraciones estimadas. La determinación final de los analitos antes mencionados fue realizada mediante un espectrómetro de emisión atómica con plasma inductivamente acoplado (ICP-OES).

2.- *Determinación de Elementos de tierra raras (REE)*. (Métodos de INGEOMIN). Fue pesada una porción de muestra y fundida con metaborato de litio y la disolución fue realizada con ácido nítrico (1,4 M). Una solución de indio o iridio fue utilizada como estándar interno para controlar la deriva instrumental. La muestra fue medida mediante dilución, según las concentraciones estimadas. La determinación final de las REE fue realizada mediante un ICP-MS.

3.- *Determinación de Fósforo (P)*. (Métodos de INGEOMIN). Fue pesada una porción de muestra en un vaso de precipitados, posteriormente fue añadido ácido nítrico (65%), colocándose a temperatura hasta disminuir el volumen del ácido a la mitad, fue dejado reposar y luego fue agregada una cantidad de agua destilada, seguidamente colocado a temperatura por 5 minutos y finalmente enrasado. Una vez enrasado una alícuota fue tomada para ser acomplejada con el metavanadato de potasio, para su posterior medición mediante un espectrómetro de UV-Visible.

5.2.6 Exactitud y precisión de los resultados:

Para comprobar la exactitud del método ocho materiales de referencia certificados (USGS, GSJ y GEOLABS) fueron analizados: Granito (G-1), Granito (G-2), Granito (JG-1a), Riolita (JR-1), Andesita (AGV-1), Riolita (PER-1-242), Andesita (CHA-2-409) y Basalto (BAMAP-01-326), además fue corroborada con tres muestras realizadas en los laboratorios de ACTLAB (Canadá).

Los valores experimentales y de materiales de referencia pueden observarse en la tabla 8 y 9 (Apéndice I). La precisión del método fue comprobada mediante la norma NRBI/269 (1985), mejorada y aplicada en los laboratorios geocientíficos de Cuba y Venezuela actualmente.

5.3 Etapa de interpretación de datos

Comprende la interpretación de los resultados mediante diferentes herramientas estadísticas, de igual forma fueron realizados diferentes gráficos o diagramas para la caracterización geoquímica del cuerpo granítico y para inferir el ambiente tectónico de formación. Los gráficos fueron elaborados con los programas GCDkit 2.1.1 (Vojtech y col. 2006) y Excel.

6. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los resultados promedio para los elementos mayoritarios, minoritarios y trazas, determinados en las 20 muestras del granitoide de Timotes son presentados en la tabla 6. Una revisión más detallada de los datos obtenidos mediante la presente investigación, puede observarse en la tabla 7 (apéndice I).

Tabla 6. Resultados promedio obtenidos mediante la presente investigación.

% m/m	N	Media	s	± LC
SiO ₂	20	73,52	2,98	1,40
TiO ₂	20	0,38	0,17	0,08
Al ₂ O ₃	20	14,27	0,85	0,40
Fe ₂ O ₃	20	3,18	0,99	0,46
MnO	20	0,06	0,02	0,01
MgO	20	1,00	0,54	0,25
CaO	20	1,49	0,59	0,28
Na ₂ O	20	2,95	0,78	0,36
K ₂ O	20	3,40	1,10	0,51
P ₂ O ₅	20	0,19	0,07	0,03
ppm				
La	20	27,8	8,7	4,1
Ce	20	60,4	20,0	9,4
Pr	20	6,34	2,14	1,00
Nd	20	23	8	4
Sm	20	4,6	1,3	0,6
Eu	20	0,91	0,27	0,13
Gd	20	3,8	1,1	0,5
Tb	20	0,61	0,17	0,08
Dy	20	3,1	0,7	0,4
Ho	20	0,6	0,2	0,1
Er	20	1,71	0,50	0,23
Tm	20	0,2	0,1	0,03
Yb	20	1,4	0,4	0,2
Lu	20	0,2	0,1	0,04
Nb	20	16,21	5,13	2,40
Y	20	18,65	4,08	1,91
Rb	20	179,22	41,43	19,39
Hf	20	3,76	1,14	0,53
Th	20	8,6	2,6	1,3
U	20	3,4	1,9	0,9
Zr	20	135	45	21
Ga	20	17,2	2,5	1,2
Sr	20	142	53	25
Ta	20	3,79	1,22	0,57
Ba	20	504	226	106

N: número de muestras; s: desviación estándar; LC: Límites de confianza al 95%.

En cuanto a la precisión de los resultados, los elementos mayoritarios y minoritarios poseen una desviación estándar relativa (%RSD) menor que 6,12 y 11,42% respectivamente. La precisión es menor a 5% para los elementos de las tierras raras ligeras (*LREE*) y para los otros elementos trazas, en cambio para los elementos de las tierras raras pesadas (*HREE*) es menor a 20%.

La exactitud de los resultados muestra errores relativos menores al 12% para todos los elementos mayoritarios, mediante el uso de granitos como materiales de referencia, a excepción del potasio que muestra un error relativo constante de 25%. Este nivel de error en el potasio no afecta en forma considerable las interpretaciones realizadas en la presente investigación. En cuanto a los elementos traza, los errores relativos son menores al 20%.

6.1 Caracterización y clasificación geoquímica

La caracterización geoquímica del granitoide de Timotes, en función de la concentración de los elementos químicos mayoritarios, permite observar que dicho cuerpo intrusivo se ubica principalmente en los campos de granito-granodiorita, excepto algunas rocas que se caracterizan como tonalitas y cuarzo monzonitas (Figura 16).

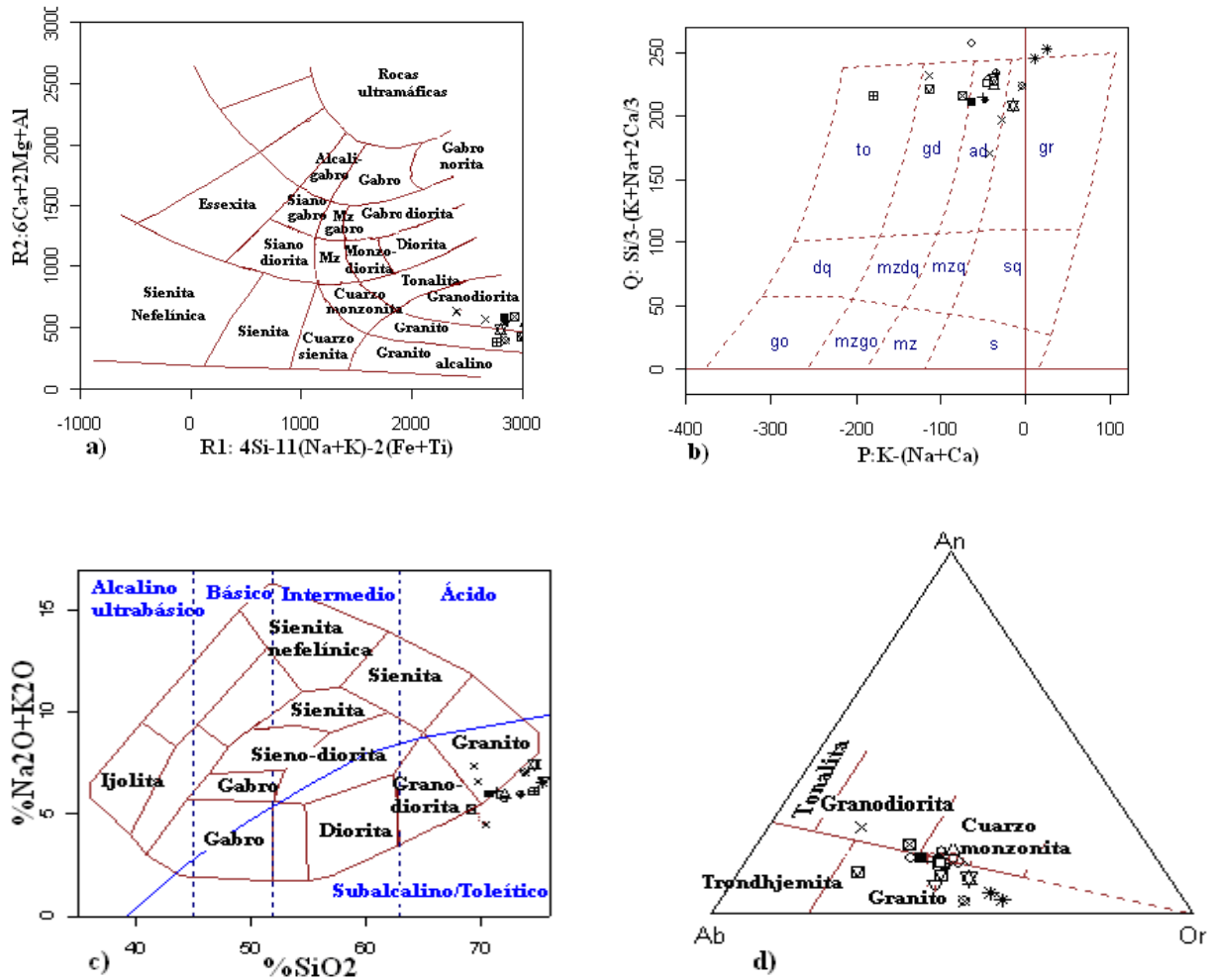


Figura 16. Diagramas de caracterización geoquímica para el granitoide de Timotes. a) R1-R2 de De La Roche y col. (1980); b) P-Q de Debon y Le Fort (1983); **to**: tonalita; **gd**: granodiorita; **ad**: adamelita; **gr**: granito; **dq**: cuarzo diorita; **mzdq**: cuarzo monzo-diorita; **mzq**: cuarzo monzonita; **sq**: cuarzo sienita; **go**: orto-gabro; **mzgo**: monzo-orto-gabro; **mz**: monzonita; **s**: sienita. c) Cox y col. (1979); d) O'Connor (1965); **An**: anortita normativa; **Ab**: albita normativa y **Or**: ortosa normativa. **Muestras**: $\diamond$ MT-001; $\triangle$ MT-002; $+$ MT-003; $\times$ MT-004, MT-004A y MT-004C; ∇ MT-006; $\boxtimes$ MT-007; $*$ MT-008 y MT-008A; $\oplus$ MT-010; $\boxtimes$ MT-011; $\boxplus$ MT-012; $\boxtimes$ MT-013; $\boxtimes$ MT-014B y MT-014C; $\blacksquare$ MT-015; $\blacklozenge$ MT-018; $\diamond$ MT-021 y $\square$ MT-022.

Las rocas para el granitoide de Timotes presentan un índice de saturación de alúmina (ISA) entre 1,10 a 1,43 (Maniar y Piccoli, 1989) (figura 17.a), indicando un fuerte carácter peralumínico para este cuerpo ígneo, lo cual concuerda con el diagrama B-A de Villaseca y col. (1998) (figura 17.b) donde la mayoría de las rocas son fuertemente peralumínicas.

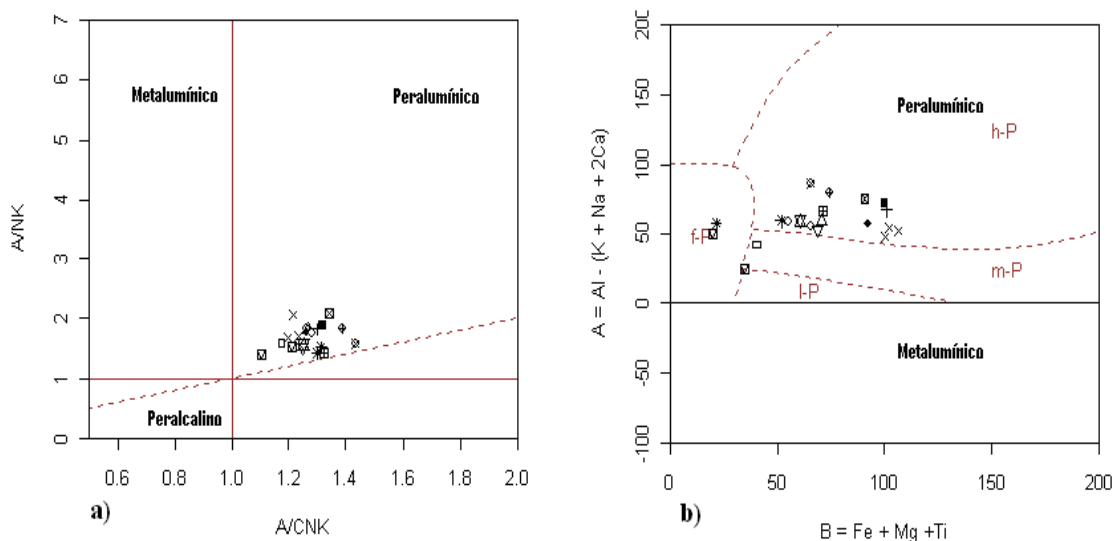


Figura 17. Diagramas de clasificación geoquímica a) Maniar y Piccoli (1989); b) Villaseca y col. (1998); h-P: fuertemente peralumínico; m-P: medianamente peralumínico; l-P: levemente peralumínico; f-P: granitoide peralumínico félsico. Los símbolos para las muestras son similares a la figura anterior.

El carácter peralumínico ($ISA > 1,1$), indica un exceso de óxido de aluminio (Al_2O_3) del requerido para la formación de aluminosilicatos. Esta característica está asociada a la abundancia mayoritaria del Al_2O_3 con respecto al óxido de sodio (Na_2O), potasio (K_2O) y calcio (CaO) en rocas de la corteza continental. Elementos como el sodio (Na), potasio (K) y calcio (Ca) son más sensibles a los procesos de meteorización que el aluminio (Al).

De acuerdo a la concentración de álcalis (Na, K), Ca, Mg, Fe y Si, el granitoide de Timotes es principalmente subalcalino de la serie calcoalcalina, como lo muestran los diagramas de Irving y Baragar (1971) (figura 18.a), Miyashiro (1974) (figura 18.b) y Pecherillo y Taylor (1976) (figura 18.c), excepto para este último donde la mayoría de las rocas se ubican en el campo calcoalcalino alto en K. La serie calcoalcalina está asociada a zonas de convergencia de placas donde puede existir mezclas de magmas con diversos orígenes. Las figuras 19.a y 19.c muestran mayor concentración de álcalis, lo cual indica un mayor componente de la corteza continental para la formación del granitoide de Timotes.

Para la mayoría de las muestras, la concentración de K es siempre mayor a la concentración de Na con una relación K/Na que varía en un rango de 1,04 a 2,04, lo cual unido a las concentraciones de sílice (69,19- 76,05%), índice de Shand ($A/CNK > 1,1$) y corindón normativo

> 1,1% (Tabla 7), indican que el granitoide de Timotes es de tipo S, según la clasificación de Chappell y White (1974).

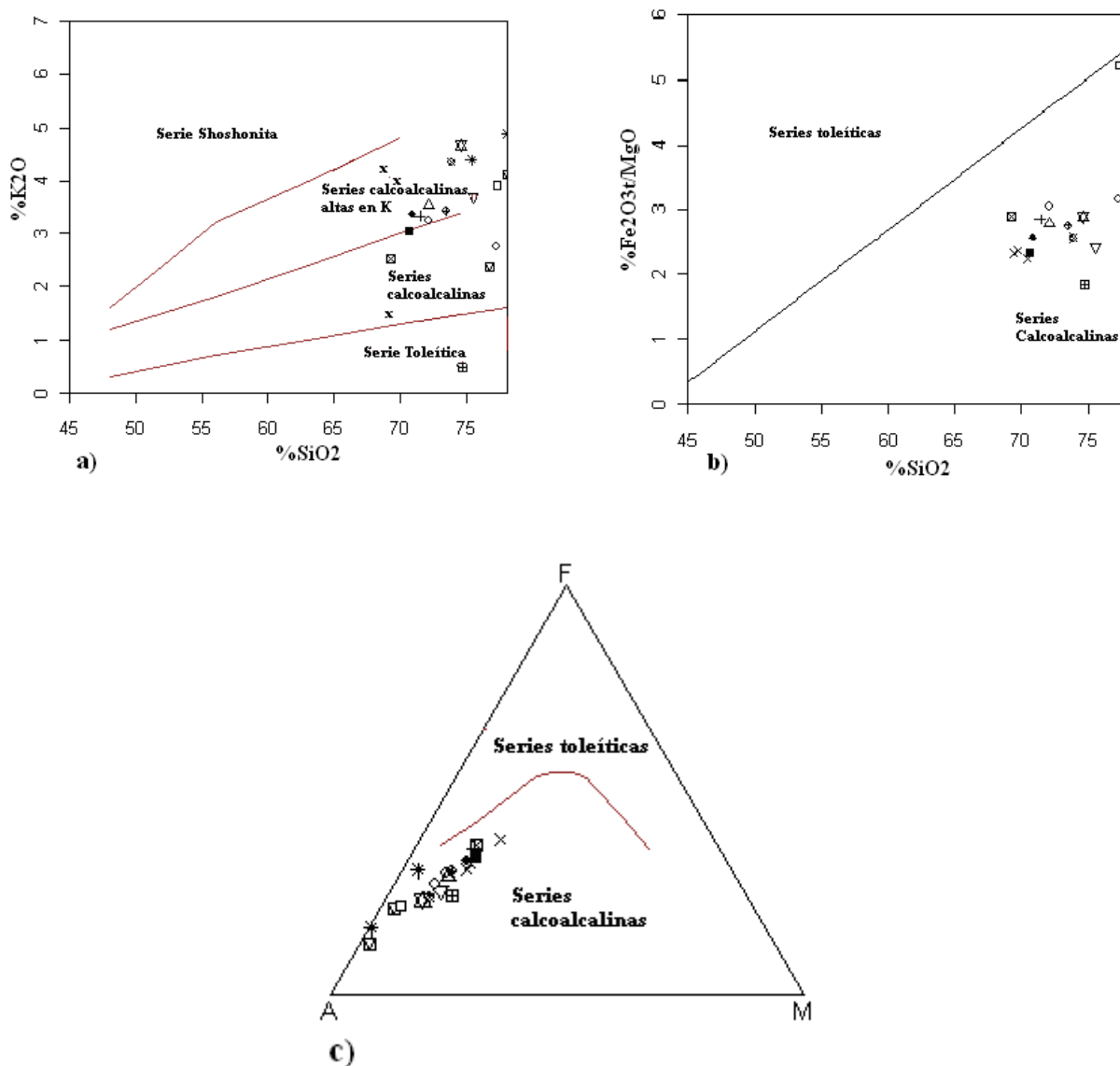


Figura 18. Diagramas tipo Harker a) SiO₂- K₂O (Pecherillo y Taylor, 1976); b) FeOt/MgO- SiO₂ Miyashiro, 1974); c) Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971).

Los diagramas de Whalen y col. (1987), permitieron discriminar que el granitoide de Timotes está ubicado en el campo tipo I- S y sólo escasas rocas están ubicadas en el campo de granitos tipos A, lo cual puede deberse a procesos de contaminación y mezclas de magmas (Figura 19).

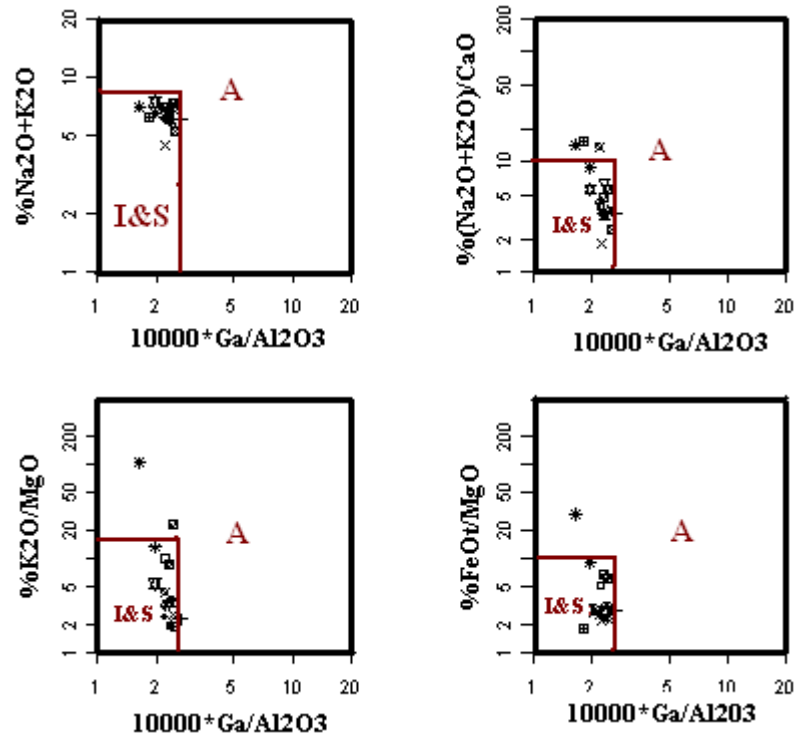


Figura 19. Diagramas para discriminar granitoides del tipo A, I y S propuesto por Whalen y col. (1987).

En la figura 19 puede observarse que todas las rocas poseen una relación $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}_2\text{O}_3$ menor a 2,4, la suma $\% \text{K}_2\text{O} + \% \text{Na}_2\text{O}$ es menor a 7,3, la relación FeO/MgO es menor a 10 y la concentración de Ca es baja, siendo estos parámetros característicos de granitoides del tipo I y S.

Para diferenciar si el granitoide de Timotes es de tipo I ó S fue utilizado el diagrama Th-U versus Th+U (Scheepers, 2000), donde es observado que dicho cuerpo granítico posee valores de Th+U menores a 20 ppm, indicando que es del tipo S (Figura 20). Este diagrama también permite discriminar que el granitoide de Timotes pertenece al grupo de los tipo S infértiles (Sa1), donde no existen concentraciones económicamente explotables de elementos químicos asociados a este tipo de litologías (Sn, As, W, Mo, Cu, Pb, Zn, Bi, U, Sb y Hg).

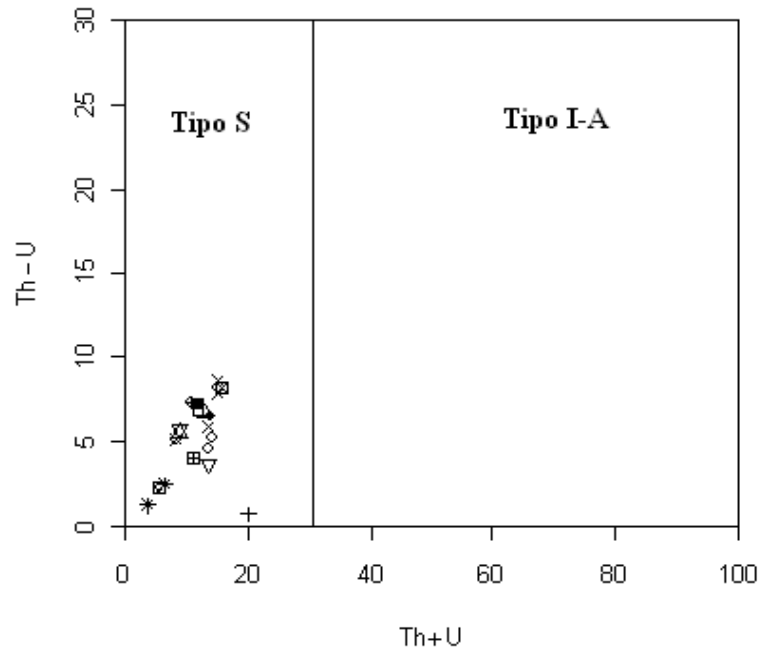


Figura 20. Diagrama de discriminación entre granitoides tipo I- A y S de acuerdo a Scheepers (2000).

El granitoide de Timotes está compuesto principalmente por granitos (sensu estricto) y algunas granodioritas, lo cual es propio de los granitos tipo S. Los granitoides tipo S son originados por la fusión parcial de rocas sedimentarias provenientes de la corteza continental, lo cual es afianzado por el carácter peralumínico y calcoalcalino del granitoide de Timotes.

Todas las características mencionadas anteriormente concuerdan con los granitoides peralumínicos cordieríticos (*CPG*) pertenecientes a la clasificación de Barbarin (1999). Estos granitoides son principalmente formados donde existe un engrosamiento de la corteza asociado a la convergencia de dos litosferas (oceánica y continental), quizás con un pequeño aporte de material del manto (?).

6.2 Clasificación geoquímica de rocas granitoides

El sistema de clasificación propuesto por Frost y col. (2001) fue utilizado para clasificar el cuerpo granitoide de Timotes. Como primer nivel de clasificación, es graficada la relación $\text{FeOt} / (\text{FeOt} + \text{MgO})$ en función al SiO_2 con el objetivo de determinar si el granitoide de Timotes es ferroso o magnesiano (Figura 21).

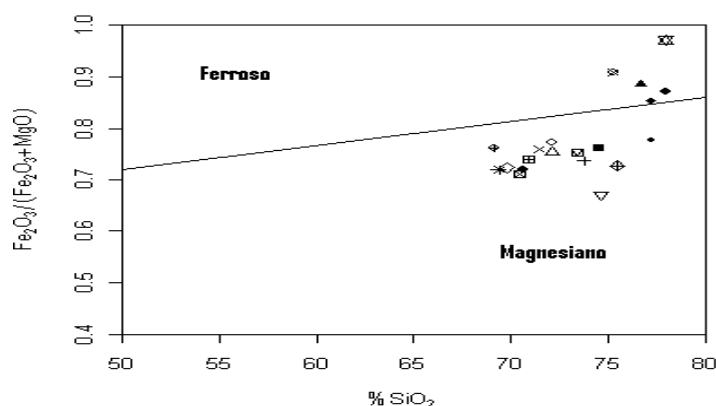


Figura 21. Diagrama de $\text{FeOt} / (\text{FeOt} + \text{MgO})$ en función al SiO_2 de Frost y col. (2001).

En la figura 21 puede observarse que la mayoría de las rocas indican que el granitoide de Timotes es magnesiano. El carácter magnesiano permite inferir que este cuerpo granítico sufrió diferenciación magmática en condiciones húmedas y oxidantes, donde la cristalización de magnetita inhibe el enriquecimiento en hierro del fundido magmático, sin embargo algunas rocas son ferrosas, al parecer motivado a diferencias en la composición de rocas fuentes y al grado de fusión parcial. La Relación $\text{FeOt} / (\text{FeOt} + \text{MgO})$ es por lo general menor a 0,8, lo cual es característico de los granitoides CPG de Barbarín (1999).

Como segundo nivel de clasificación, se utiliza el diagrama basado sobre el índice modificado calcoalcalino (*MALI*) (Frost y col. 2001), el cual permite discriminar si el granitoide de Timotes es alcalino, alcalino-cálcico, calcoalcalino o cálcico (Figura 22).

De acuerdo a lo representado en la figura 22 la mayoría de las rocas analizadas son de tipo calcoalcalino, aunque algunas están ubicadas en la serie cálcica. También puede observarse que a medida que aumenta la concentración de sílice el índice MALI tiende a aumentar, reflejando el incremento en la abundancia de Feldespato K y el componente albítico de la plagioclasa.

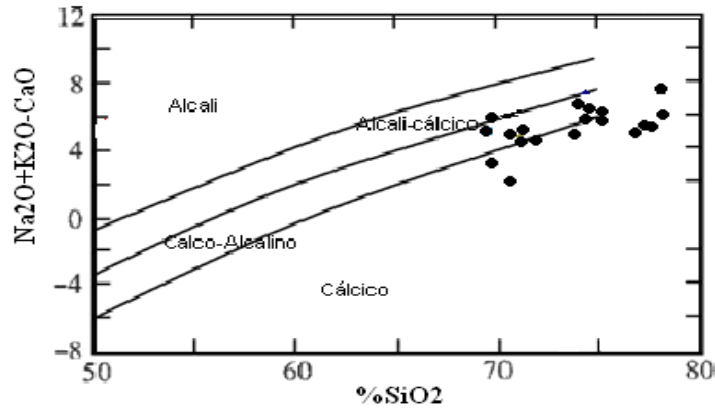


Figura 22. Diagrama de MALI en función al %SiO₂ de Frost y col. (2001).

Por último, el tercer nivel de clasificación utiliza el índice de saturación de alúmina (ISA) (Shand, 1943) modificado. Este índice es definido como la proporción molecular $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} - 1,67 \cdot \text{P}_2\text{O}_5 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$, donde se excluye la presencia del apatito. Mediante este índice se puede observar que el granitoide de Timotes es de carácter peralumínico con un ISA >1,0.

El granitoide de Timotes es clasificado como del tipo magnesiano-calcoalcalino-peralumínico, el cual está asociado a granitoides cordilleranos presentes en zonas de subducción.

6.3 Correlación de elementos mayoritarios y trazas con el índice de diferenciación (DI)

Las concentraciones de los diferentes óxidos: Al_2O_3 , P_2O_5 , MgO , Fe_2O_3 , MnO , TiO_2 y CaO son correlacionadas con el índice de diferenciación ($DI = [\text{MgO} + \text{CaO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2]$) (Figura 23). Tanto el TiO_2 como el MgO están correlacionados positivamente con el DI , lo cual según Holtz y Barrey (1991), para muchos granitoides peralumínicos, es consistente con un control de las fases minerales biotita-ilmenita durante la cristalización fraccional o la fusión parcial con un área fuente de estos minerales.

Los otros elementos no poseen una buena correlación con el DI . Tanto el CaO como el Al_2O_3 incrementan con el DI reflejando la cercana asociación petrográfica de minerales ferromagnesianos y las plagioclasas (Tremblay y col.1994). El P_2O_5 incrementa con el DI debido a su asociación al apatito durante la cristalización fraccional.

Para los elementos trazas la correlación es mostrada en la figura 24. Donde el decrecimiento de circonio (Zr) y hafmio (Hf) con el incremento del grado de diferenciación, se debe al control de

la fase mineral circón durante la cristalización fraccional. La cristalización de granate permite el fraccionamiento de los *HREE* (Yb), al igual que el circón y la horblenda en un menor grado (Rollison, 1993). Tanto el torio (Th) como el uranio (U) decrecen con el aumento del grado de diferenciación, pero este último lo hace en menor proporción, lo cual indica mayor compatibilidad del Th posiblemente asociado a la fase mineral allanita. Esta fase mineral permite igualmente el fraccionamiento de lantano (La). La allanita es específicamente estable en condiciones de la corteza continental (Michael, 1988).

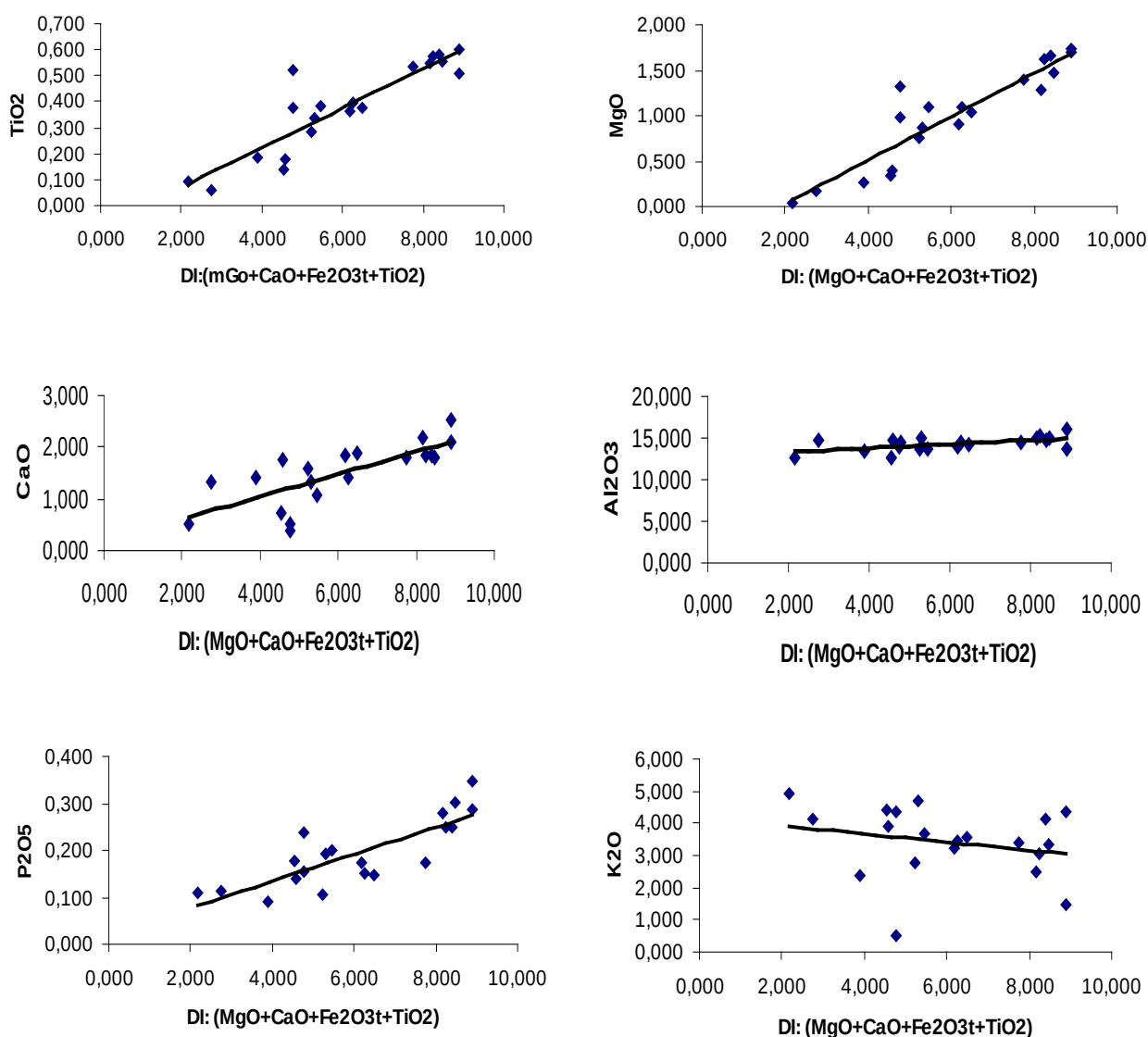


Figura 23. Correlación entre elementos mayoritarios y el índice de diferenciación (DI).

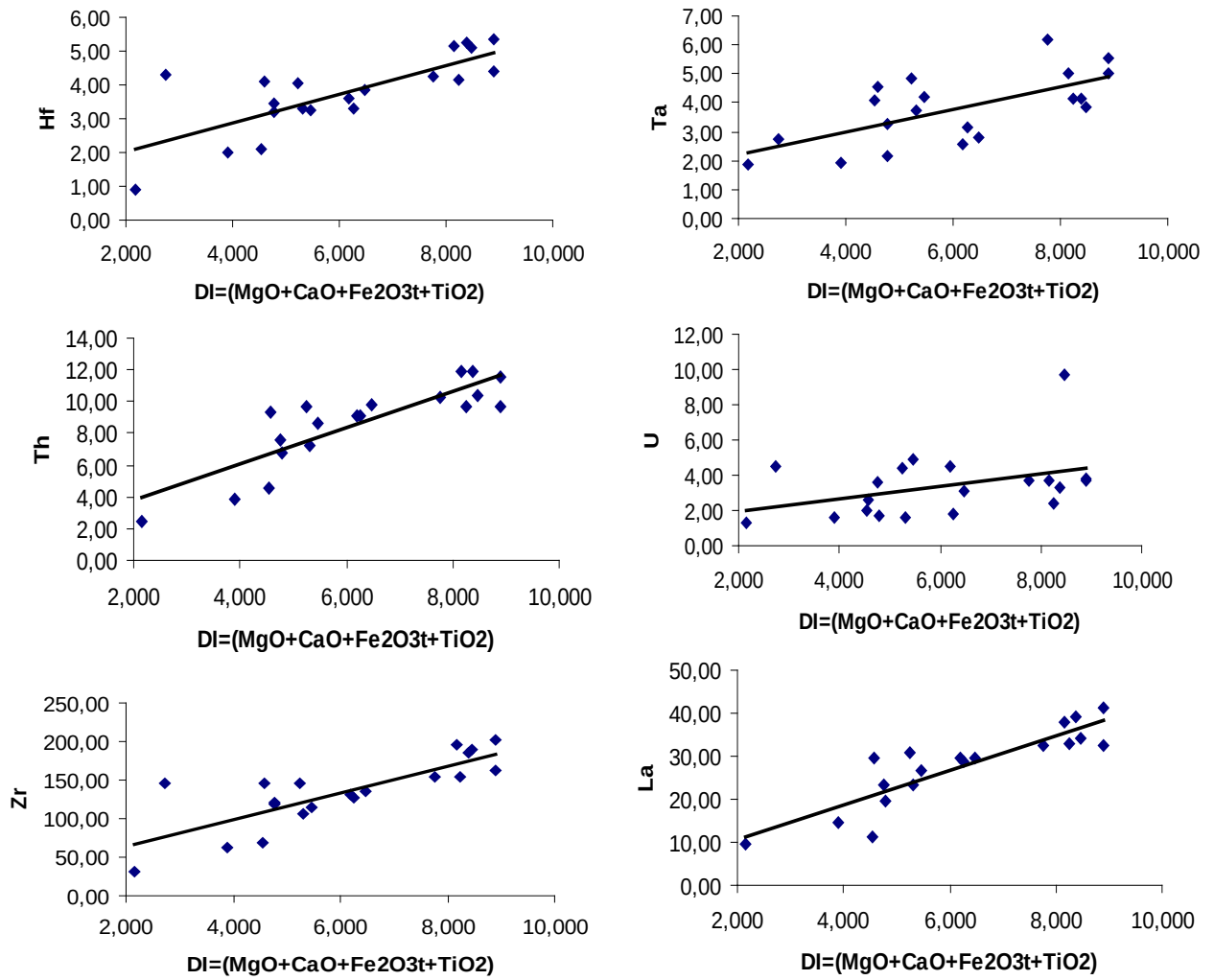


Figura 24. Correlación entre elementos trazas y el *DI*

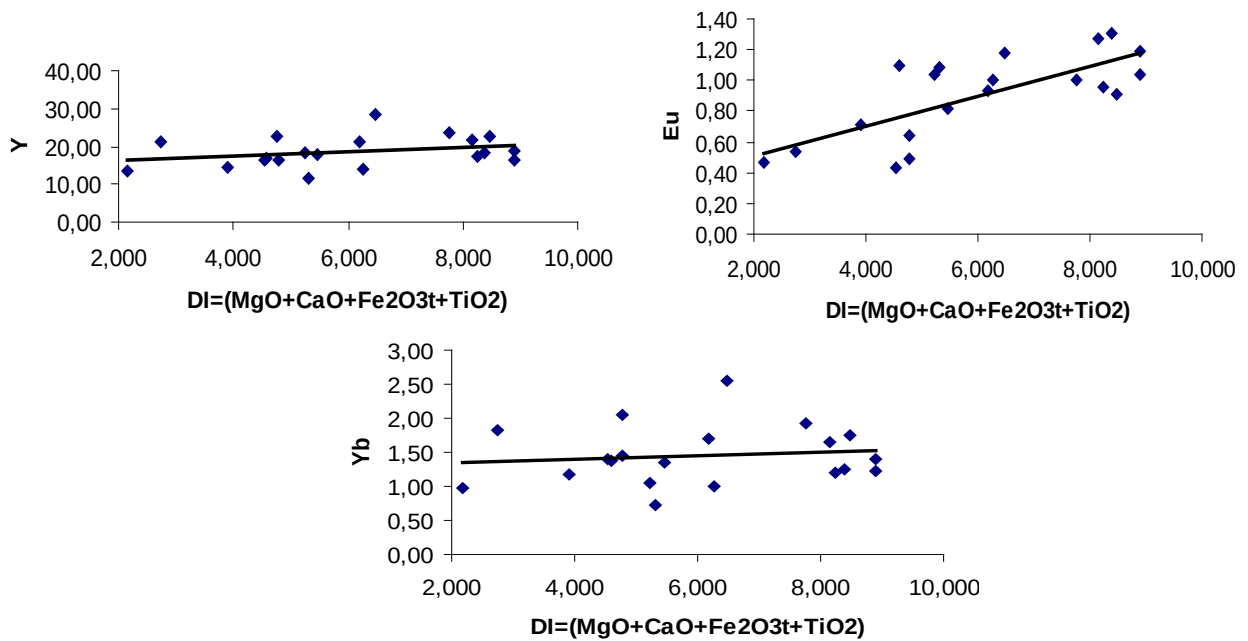


Figura 24: Continuación correlación entre elementos trazas y el DI .

6.4 Clasificación basada en la relación Rb, Ba y Sr en rocas granitoides

La relación ternaria entre los elementos Rb, Ba y Sr propuesta por El Bouseily y El Sokkary (1975), es aplicada a las muestras del granitoide de Timotes con el objeto de estudiar la historia de la diferenciación magmática y distinguir algunos procesos post-magmáticos tales como metasomatismo y alteración (Figura 25).

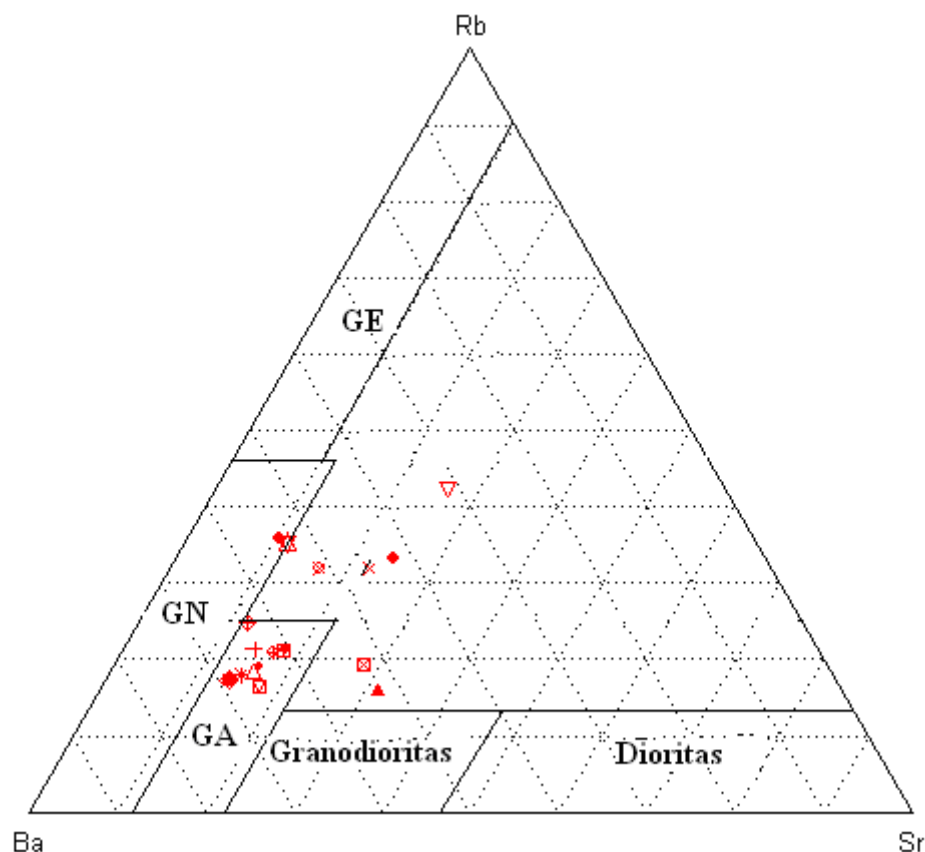


Figura 25. Diagrama ternario Rb-Sr-Ba de El Bouseily y El Sokkary (1975). **GN:** Granitos normales; **GA:** Granitos anómalos; **GE:** Granitos enriquecidos.

Como es apreciado en la figura 25, la mayoría de las muestras caen en el campo de granitos anómalos caracterizados por una baja concentración de Rb relativo a la concentración de Ba y Sr en comparación a los granitos normales, lo cual puede atribuirse al fraccionamiento del Rb durante procesos metasomáticos. Las muestras ubicadas fuera de los campos establecidos, indican procesos de asimilación magmática, mezclas de magmas y metasomatismo, los cuales alteran la concentración de dichos elementos químicos en el fundido magmático. Todas las muestras poseen una mayor concentración de Ba con respecto al Sr, lo cual sugiere que la proporción feldespato K/plagioclasa está gobernando en la secuencia de la diferenciación magmática. La concentración de Ba incrementa relativamente a la concentración de Sr, ya que este último reemplaza tanto al Ca (en la plagioclasa) como al K (en el feldespato K), en cambio el Ba reemplaza únicamente al K en el feldespato K.

6.5 El índice de alteración química (CIA)

Una buena medida del grado de alteración química puede ser obtenida del *CIA* (Nesbitt y Young, 1982).

$$CIA = [100 \cdot Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)] \text{ (en proporciones moleculares)}$$

Para muestras relativamente frescas el *CIA* debe tener valores menores a 50 e incrementa con el grado de meteorización (Nesbitt y Young, 1982). Rocas como las lutitas presentan un *CIA* de entre 60 y 80 (Teng y col. 2004). El granitoide de Timotes muestra un *CIA* que está entre 52,5 a 58,9, indicando poca alteración química para este cuerpo granítico. La figura 26 muestra un diagrama ternario de Nesbitt y Young (1984) donde se observa que todas las rocas poseen bajo grado de alteración química, sólo con pequeñas pérdidas de Ca, Na y K en relación al granito promedio. Esto permite demostrar que los procesos de meteorización no han afectado de manera considerable la composición química del granitoide de Timotes y por lo tanto las interpretaciones realizadas en esta investigación.

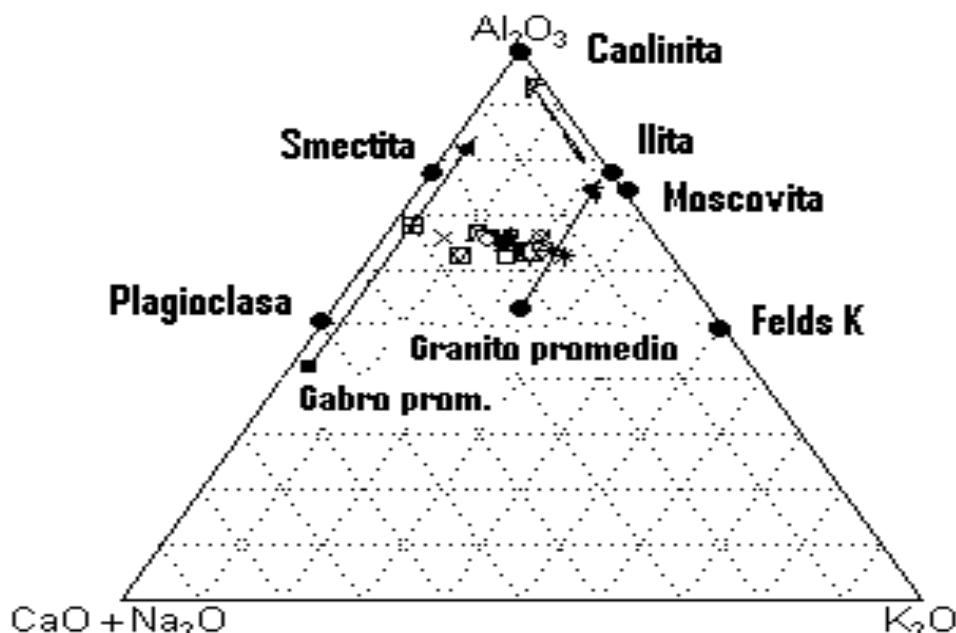


Figura 26. Diagrama $(CaO+Na_2O)-Al_2O_3-K_2O$ (Nesbitt y Young, 1984) mostrando las direcciones de meteorización para granitos y gabros promedio.

6.6 Diagrama de los REE y tipo spider

El diagrama de los REE, normalizado a los condritos para las muestras del granitoide de Timotes es mostrado en la figura 27. Todas las muestras están enriquecidas en las tierras raras ligeras (*LREE*) con rangos de $(La/Yb)_N$ que van desde 7,61 a 20,91. Poseen medianas a altas anomalías negativas de Eu ($Eu/Eu^* = (Eu_N / \sqrt{[(Sm_N) \cdot (Gd_N)]})$) entre 0,53 y 0,80. La anomalía negativa en Eu refleja el fraccionamiento de plagioclasa del fundido magmático durante la cristalización fraccional o la persistencia de la plagioclasa como una fase sólida residual durante la fusión parcial. La pendiente ligeramente negativa y la concentración relativamente alta de los *LREE* en general, son características frecuentemente observadas en granitos anatéticos peralumínicos, con componentes de la corteza continental y con baja concentración de compuestos volátiles.

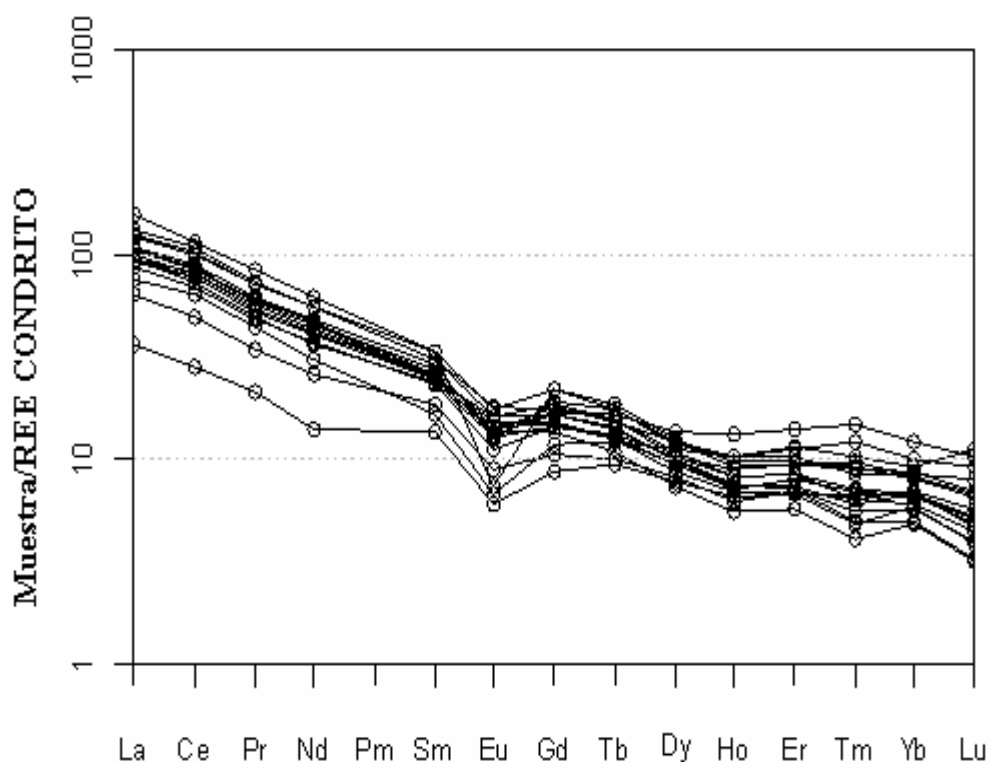


Figura 27. Diagrama de *REE* normalizado a los condritos para las muestras del granitoide de Timotes.

La figura 28 muestra los patrones geoquímicos normalizados al ORG (Pearce y col. 1984). En este gráfico se puede observar que el Rb y el Th están enriquecidos relativamente en comparación al Ta y al Nb, además el Ce y el Sm están enriquecidos relativo a sus elementos adjuntos. Tales enriquecimientos selectivos pueden ser atribuidos a participación de la corteza continental.

Además, en la figura 28 puede observarse que las concentraciones de los elementos Hf a Yb están claramente por debajo del respectivo factor de normalización, lo cual unido a la alta concentración de Rb y a la baja concentración de Ce, Zr, Hf y Sm indican un origen asociado a zonas de subducción (Pearce op.cit), concordando con las características geoquímicas observadas para el granitoide de Timotes.

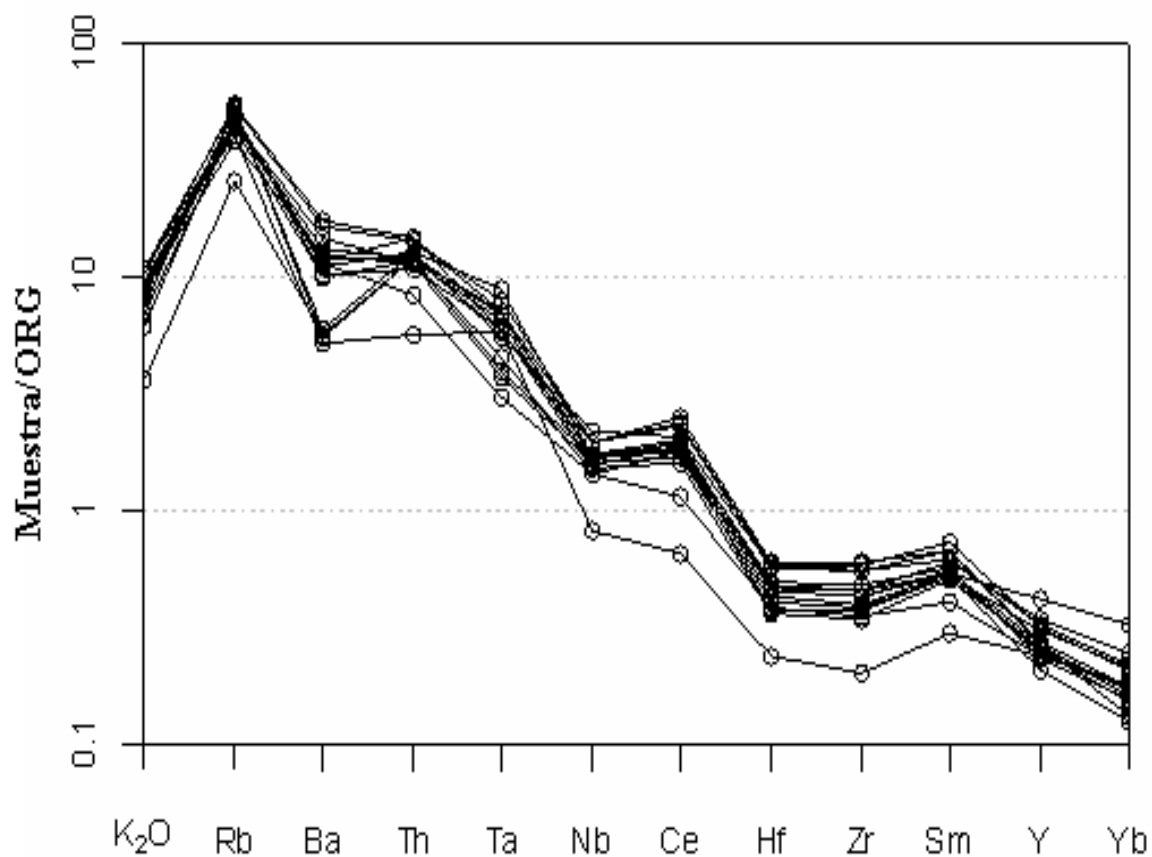


Figura 28. Diagrama tipo spider usando los valores del ORG de Pearce y col. (1984) para la normalización.

Los Patrones geoquímicos normalizados al MORB para las muestras del granitoide de Timotes son presentados en la figura 29 (Pearce y col. 1984). Este gráfico es similar al mostrado en la figura 28 sólo que incluye a elementos como el Sr, P y Ti. La alta relación LIL/HFS muestra un desacoplamiento entre los elementos incompatibles y los compatibles, lo cual está relacionado a granitoides tipo I-S, presentes en zonas de subducción. Las anomalías negativas en Sr, P y Ti pueden estar relacionadas a la cristalización de plagioclasa, apatito e ilmenita respectivamente.

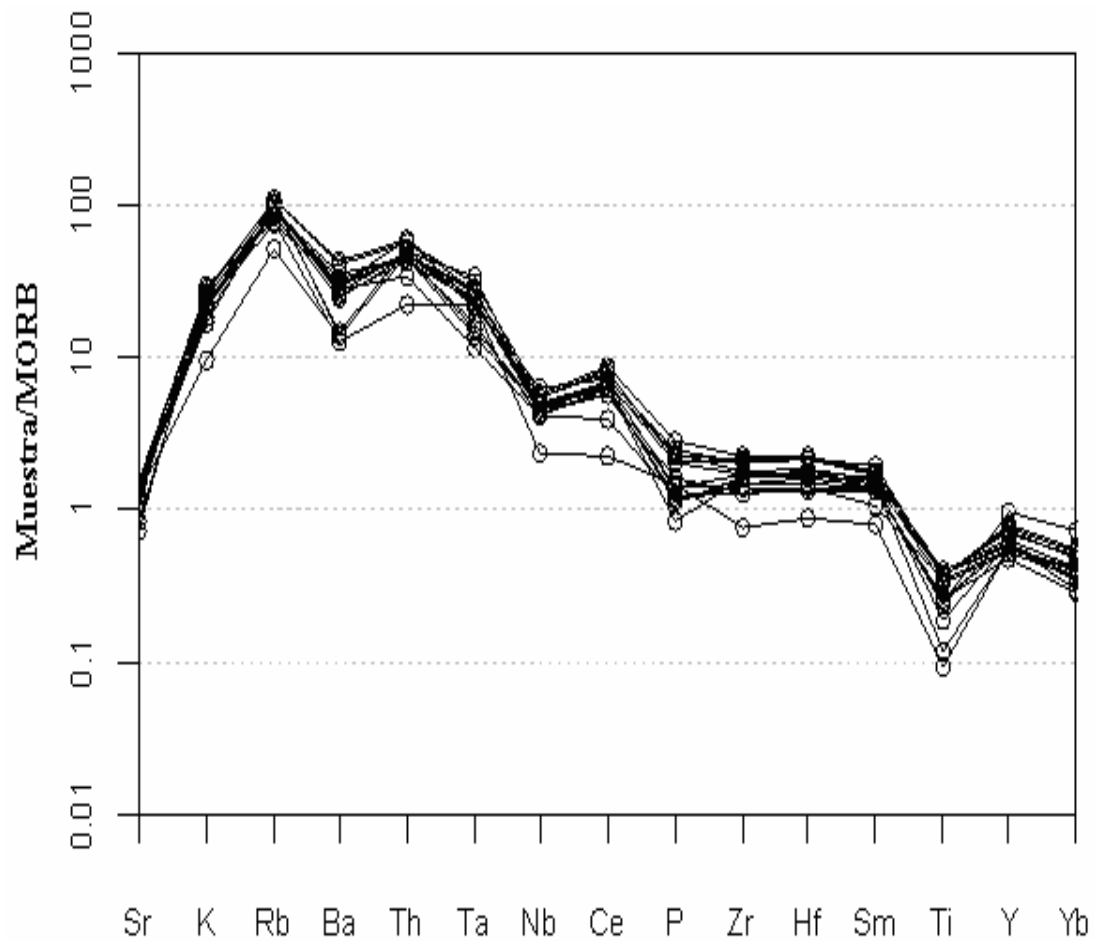


Figura 29. Diagrama tipo spider donde se usan los valores de MORB para la normalización (Pearce y col. 1984)

6.7 Ambiente tectónico de formación

Al graficar las muestras del granitoide de Timotes en el diagrama de discriminación tectónica propuesto por Batchelor y Bowden, (1985), puede observarse que la mayoría de las rocas están situadas en el campo de granitoide sin-colisional y fraccionados del manto (Figura 30).

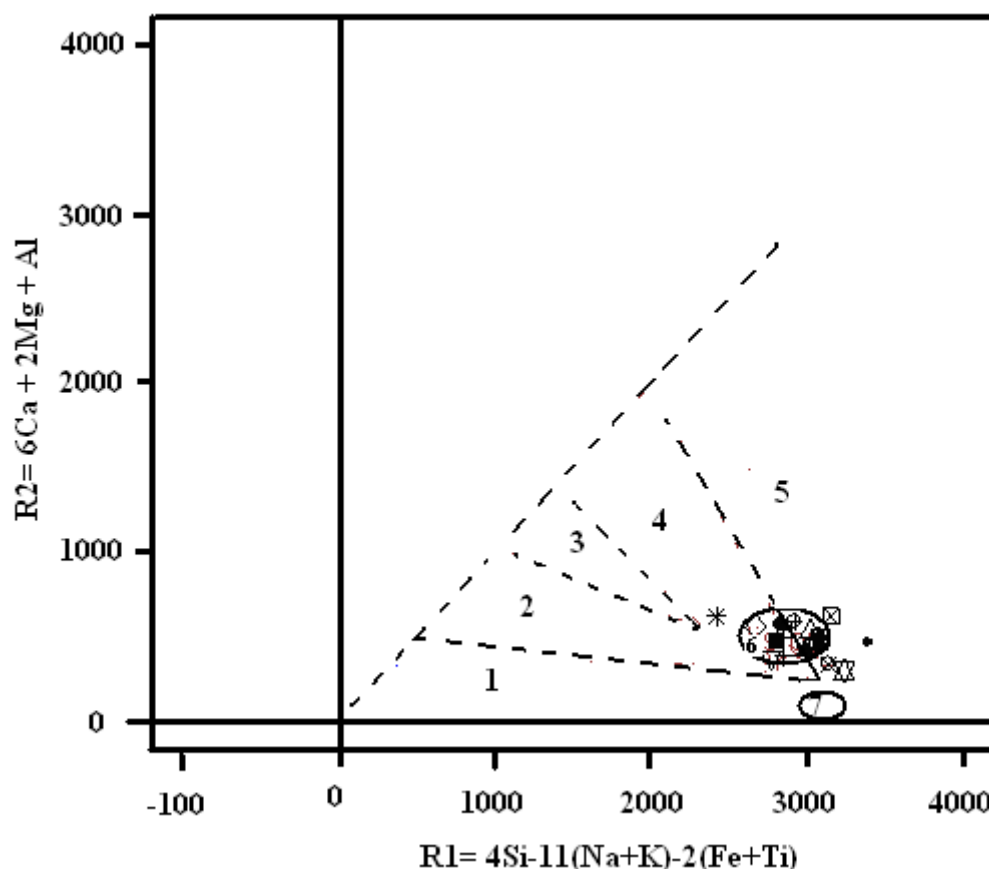
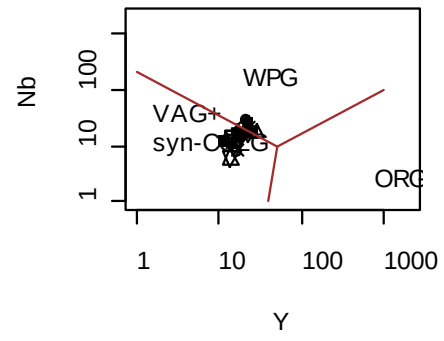
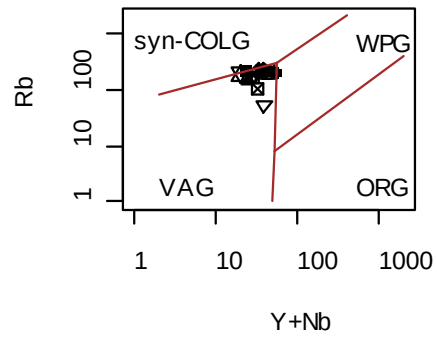


Figura 30. Diagrama para discriminación de ambiente tectónico, propuestos por Batchelor y Bowden, (1985); 1: Granitoides anorogénicos, 2: Tardío orogénicos, 3: Post-colisionales, 4: Pre-colisionales, 5: Fraccionados del manto, 6: Sin-colisionales, 7: Postorogénicos.

Los diagramas de Pearce y col. (1984) indican que las rocas están ubicadas en los campos de granitoides de arco volcánico principalmente (figura 31). Como puede observarse el granitoide de Timotes posee concentraciones de Rb mayores a 20 ppm, lo cual es característico de arcos volcánicos con gran influencia de la corteza continental. El solapamiento con el campo sin-colisional puede deberse a la incorporación de material sedimentario durante los procesos de fusión parcial.



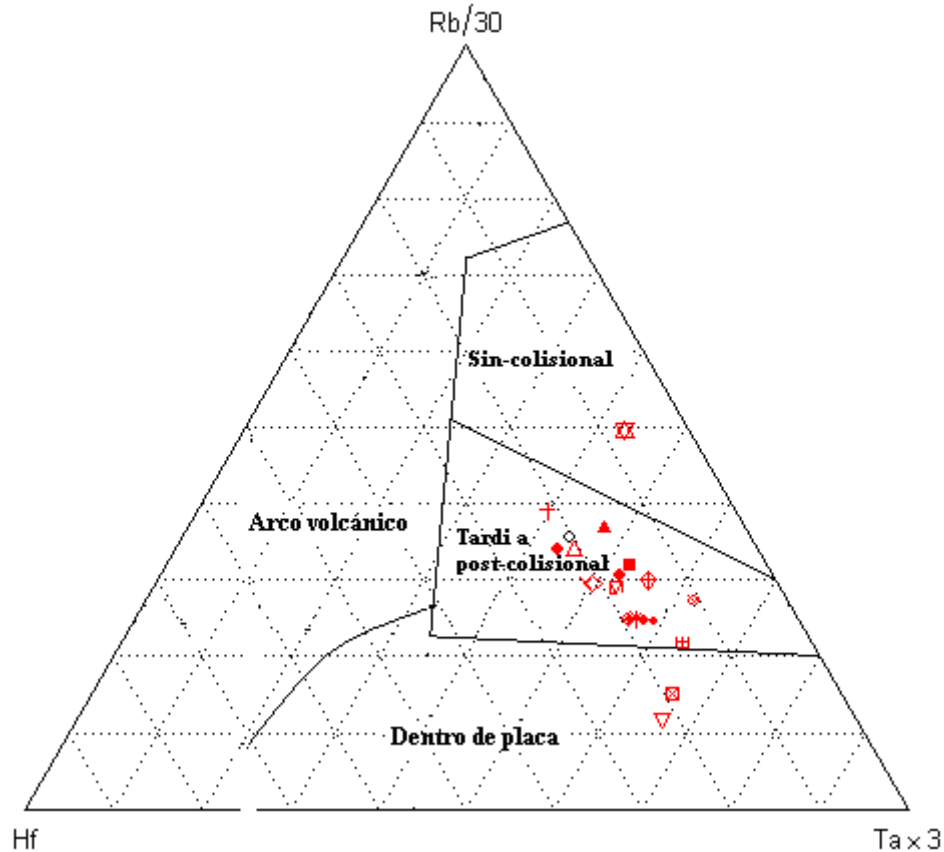


Figura 32. Diagrama Hf-Rb/30-Ta*3 para la discriminación tectónica de Harris y col. (1986).

Es posible observar, en forma general, que en todos los gráficos las rocas del granitoide de Timotes están ubicadas cerca de los límites o dentro de los campos sin-colisional y post-colisional. Con estos diagramas no puede establecerse claramente el ambiente tectónico de formación, debido a los procesos de asimilación magmática y mezclas de magmas que pueden tener lugar en ambientes tan complejos como las zonas de subducción.

6.8 Evolución geoquímica del granitoide de Timotes

Los datos obtenidos en este trabajo, no son suficiente para establecer la evolución petrogenética del granitoide de Timotes. Se requieren estudios isotópicos adicionales y geocronológicos para llegar a conclusiones más consistentes.

El carácter calcoalcalino y peraluminico permite inferir que el granitoide de Timotes es de tipo S, tal como fue indicado en párrafos anteriores, con un fuerte componente de corteza continental, lo cual recibe soporte de los porcentajes de corindón normativo mayores a 2%.

La relación $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ en magmas peraluminicos según Sylvester (1998) depende de la temperatura, presión, actividad de agua y de la composición del protolito (proporción de plagioclasa y arcillas de la fuente magmática). Altas relaciones ($>0,3$) deberían tener una fuente de ortogneises o metagrauvacas y bajas relaciones ($<0,3$), fuentes pelíticas. La relación $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ para las rocas de Timotes es mayor a 0,3, posiblemente indicando que el granitoide de Timotes pudo originarse por fusión parcial de ortogneises o metagrauvacas.

La pendiente ligeramente negativa y la moderada concentración de los *REE* en el diagrama normalizado de los *REE* (figura 26) sugieren que el granitoide de Timotes pudo formarse en un ambiente con baja concentración de volátiles como F y CO_2 en comparación con H_2O , donde fases minerales como el circón, anfíboles y granate puedan estar fraccionando a los *HREE*. Los valores de Eu/Eu^* entre 0,53 a 0,80 pueden sugerir un fraccionamiento moderado a el fundido magmático y condiciones de relativamente alta actividad de oxígeno (Rollison ,1993). Lo último discutido concuerda con lo observado en la clasificación de Frost y col. (2001) donde el carácter magnesiano, de ambientes húmedos y oxidantes, predomina para el granitoide de Timotes.

El granitoide de Timotes al parecer corresponde a un ambiente de convergencia de placas (zona de subducción), donde posibles procesos de contaminación, mezclas de magmas, alteraciones hidrotermales y metasomáticas están originando cruces de límites en los diagramas de discriminación tectónica. Fundidos magmáticos de composición máfica pudieron originarse en la cuña mantelar y el calor aportado por estos fundidos produjo fusión parcial del material cortical inferido (posiblemente ortogneises o metagrauvacas), generando líquidos magmáticos, los cuales al cristalizar pudieron haber dado origen a granitoide como el de Timotes.

Los granitoides de Valera – La Puerta y Timotes poseen edades U-Pb muy diferentes (593 ± 16 y 434 ± 7 Ma respectivamente). La concentración de los elementos químicos mayoritarios, minoritarios y trazas, así como las características geoquímicas tanto para el trabajo de Hernández (2000), en el granitoide de Valera- La Puerta, como para la presente investigación son muy similares. La similitud geoquímica entre ambos cuerpos graníticos permite suponer que son comagmáticos, lo cual no parece consistente con la edad que los separa, introduciendo mayor incertidumbre en las edades determinadas por Burkley (1976) para estos granitoides. Para esa época, las limitaciones en cuanto a las técnicas para realizar dataciones de rocas por U-Pb, con la suficiente exactitud, pudieron ocasionar errores en la determinación de dichas edades.

7. CONCLUSIONES

Mediante la interpretación de los resultados de este trabajo puede concluirse lo siguiente:

- El granitoide de Timotes está compuesto de granitos (sensu estricto) y granodioritas. Estos son peraluminicos, calcoalcalinos, potásicos, poseen altos porcentajes de corindón normativo ($> 2\%$) y concentraciones de SiO_2 entre 69,19 y 76,65%, lo cual concuerda con un origen sedimentario (tipo S) para este cuerpo granítico. Los diagramas multielementales muestran una moderada anomalía negativa de Eu y una ligera pendiente negativa para el perfil de los *REE*, alta relación LIL/HFS mostrando un mayor enriquecimiento de los elementos incompatibles (LIL) en comparación a los compatibles (HFS), enriquecimientos de Rb y Th relativo a Ta y Nb. Todas estas características están asociadas a zonas de subducción.
- El ambiente tectónico de formación postulado, según los diagramas de discriminación tectónica, para el granitoide de Timotes es de convergencia de placas (zona de subducción). La asimilación magmática y posibles mezclas de magmas pueden estar originando los cruces de campos en los diagramas de discriminación tectónica.
- El granitoide de Timotes se pudo haber originado por anatexis de material cortical (metagrauvas y ortogneises) producto del calor aportado por magmas máficos provenientes del manto.
- Los objetivos propuestos fueron cumplidos a cabalidad.
- Las similitudes en cuanto a la concentración de los elementos químicos mayoritarios, minoritarios y trazas incluyendo a los *REE* y las características geoquímicas entre los granitoides de Valera- La Puerta y Timotes, parece indicar que son cuerpos comagmáticos, pese a la diferencia de edad determinada para dichos cuerpos, 593 ± 16 para Valera- La Puerta y 434 ± 7 Ma para Timotes.

- Los datos obtenidos en esta investigación no son suficientes para establecer la evolución petrogenética del granitoide de Timotes. Son requeridos estudios isotópicos y geocronológicos que permitan establecer con mayor precisión la fuente y la edad absoluta.

8. RECOMENDACIONES

Para complementar y ampliar este estudio se recomienda:

Determinar las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ con el objetivo de evaluar con mayor precisión, la posible fuente del magma que dio origen al granitoide de Timotes.

Realizar nuevas dataciones radiométricas, mediante el método U-Pb, en el granitoide de Timotes para obtener una edad más exacta.

Realizar la determinación de fluor (F) y Fe^{2+} con la finalidad de establecer condiciones fisicoquímicas en el fundido magmático que dio origen al granitoide de Timotes.

9. AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quiero agradecer a dios por ser mi creador y dador de todas las cosas bellas que poseo.

A mi vieja por todo el apoyo y la consideración que me brindo, no sólo durante la realización de mis estudios, sino durante toda mi vida. Sin ti mi vieja nada de esto hubiese sido posible. A todos mis primos que siempre estuvieron allí conmigo apoyándome en los momentos más difíciles.

A mi tía Cucha, vaya que fuiste un gran apoyo. Como me cambiaste el ánimo en muchas ocasiones. Tus consejos fueron sabios.

A mi novia Maydely que a pesar de la distancia que nos separa siempre fuiste un apoyo incondicional. Gracias por darle color a mi vida. TE AMO.

A toda mi familia en general. Este logro también les pertenece.

Agradezco a la Universidad Central de Venezuela. Fue mi casa de estudio, donde en sus aulas recibí mi formación profesional y humana. No olvidare jamás todas las experiencias bellas y no tan bellas que en este recinto viví.

Al Instituto Nacional de Geología y Minería por brindarme la oportunidad de realizar en sus instalaciones este proyecto de investigación. Agradezco el apoyo incondicional de mi tutor Dorfe Díaz, gracias mi pana por tu comprensión y paciencia.

A Freddy Ángulo por su valiosa ayuda. Fuiste parte importante para el logro de este proyecto.

A Diomelys Molina, Ander De Abrisqueta, Jesús Brito, Marifer Martínez, Rubén Rodríguez, Jorge Aliendre, Johana Agüero y a todo el personal de INGEOMIN por contribuir con su valioso apoyo a que este proyecto culminara en feliz termino.

A mis panas del alma Wilberrrr, Maríacarolina (espero no te molestes porque te llamo pana, tú sabes que lo somos.TQM), Jesús Navarro, Henry y Gibrán por brindarme su amistad y su ayuda incondicional. A todos mis compañeros de estudio, aprendí mucho de ustedes.

A mi tutor Ramón Sifontes por darme la oportunidad de trabajar a su lado y por sus oportunas correcciones. Aprendí mucho de usted mediante la realización de este proyecto de investigación.

En fin. GRACIAS A LA VIDA.....

10. BIBLIOGRAFÍA

- Barbarin, B., 1999.** A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, vol. 46, Número 3, 1999, Pág. 605-626.
- Barker, D., 1983.** *Igneous Rocks*. Englewood Cliffs, N J: Prentice-Hall.
- Batchelor, R. A y Bowden, P., 1985.** Petrogeneric interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, vol. 48. Pág. 43-55.
- Bellizza, A y Pimentel, N., 1976.** Terreno Mérida: Un cinturón alóctono Herciniano en la cordillera de los Andes de Venezuela. *Simp. Volví. Explor. Petrol., Cuencas Subandinas*, 5. Puerto La Cruz. Pág. 271-290.
- Burkley, L., 1976.** Geochronology of Central Venezuelan Andes. Department of Geology, Case Western Reserve University. Estados Unidos de América.
- Carol, E.; Parrini, P. y Brogioni, N., 2007.** Petrología del plutón La Florida, sierra de San Luis. *Rev. Asoc. Geol. Argent*, vol.62. Pág. 345-354.
- Chappell, B. W. y White, A. J. R., 1974.** Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, vol. 8. Pág. 173-174.
- Christ, P., 1927.** La coupe géologique le long du chemin de Mucuchachí a Santa Barbara dans les Andes Vénézuéliennes. *Eclog. Geol., Bull.*, Vol. 20, No11, pág. 397-414.
- Clarke, D. B., 1992.** granitoid Rocks. Editorial Chapman & Hall. Páginas 283.
- Cox, K.G., Bell, J.D. y Pankhurst, R.J., 1979.** The interpretation of igneous rocks. George, Allen and Unwin Londres. Pág. 450.
- Debon, F. y Lefort, P., 1983.** A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, vol.73. Pág. 135-149.

- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. y Marchal, M., 1980.** A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 Diagram and major element analyses – Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, vol .29. Pág. 183-210.
- El Bouseily, A. M. y El Sokkary, A. A., 1975.** The relation between Rb, Ba, and Sr in Granitic Rock. *Chem. Geol*, vol. 16. Pág. .207-219.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. y D. Frost C., 2001.** A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, vol. 42, Number 11. Pág. 2033-2048.
- Frost y Frost., 2008.** A Geochemical Classification for Feldspathic Igneous rocks. *Journal of Petrology*, Vol. 49, Number 11. Páginas 1955-1969.
- Forster, J; Tischendorf, G y Trumbull, R., 1997.** An evaluation of the Rb vs. (Y + Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks. *Lithos*, Vol. 40, pág 231- 293.
- Frindt, S; Haapala, I y Pakeanen, L., 2004.** Anorogenic Gross Spitzkoppe granite stock in central western a Namibia: Part I. *American Mineralogist*, Vol. 89, pág 841-856.
- Harris, N.B.W; J.A. Pearce y A.G. Tindle., 1986.** Geochemical characteristic of collision-zone magmatism. In *collision tectonic*, M.P. Coward & A.C. Ries (eds) 67-81. *Geol. Soc. Sp. Publ.* 19.
- Hernandez, A., 2000.** Prospección litogeoquímica para los elementos Cu, Zn, Pb, Sn, Rb, Ta, Nb, U, Th y elementos de las tierras raras (*REE*) en rocas granitoides de la región de Valera- La Puerta, estado Trujillo, Venezuela. Tesis de grado elaborada en la Escuela de Química. Facultad de Ciencias. UCV. Venezuela. Pág. 111.
- Holtz, F y Barrey, P., 1991.** Genesis of peraluminous granites, II. Mineralogy and chemistry of the Tourem complex (North Portugal) - Sequential melting vs. restite unmixing. *J. Petrol*, vol. 32. Pág. 952-978.

- Irving, T. N. y Baragar, W. R. A., 1971.** A guide to the Chemical classification of the common volcanic rocks, Can. J. Earth Sci., vol. 8. Pág. 523-548.
- Kovisars, L., 1972.** Geología de la parte norte-central de Los Andes venezolanos. IV Cong. Geol. Venez. Mem. 2: 817-859.
- Maniar, P. D., Piccoli, P. M., 1989.** Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America. Bulletin 101. Pág. 635-643.
- McDonald, G. A. y T. Katsura., 1964.** Chemical composition of Hawaiian lavas. J. Petrol, vol. 28. Pág. 82-133.
- Mendez, J., 2004.** Petrología. Facultad de Ciencias. UCV. Caracas. Venezuela. Pág 333.
- Michael, P.J., 1988.** Chemical differentiation of the Bishop Tuff and other high-silica magmas through crystallization processes. Geology, vol. 11. Pág. 31-34.
- Middlemost, E.A.K., 1985.** Magmas and magmatic rocks. Longman, London.
- Miyashiro., 1974.** Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins. Am. J. Sci, vol. 274. Pág. 321-355.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1982.** Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. Nature, vol. 299. Pág. 715– 717.
- NRBi/269., 1985.** Control interno de la repetibilidad de los resultados para los análisis básicos cuantitativos de materias primas minerales para el área geológica. La Habana, Cuba.
- O'Connor, J.T., 1965.** A classification for quartz-rich igneous rock based on feldspar ratios. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 525B, B79-B84.
- Olmata, M. A. (1968).** Determinación de edades radiométricas en rocas de Venezuela y su procedimiento por el método K/Ar. Bol. Geol., Caracas, Vol. 10, No 19, pág. 339-355.
- Pearce, J., Harris N. B. W. y Tindle, A. G., 1984.** Trace element discrimination diagrams for tectonic interpretation of granitic rocks. J. Petrol, vol. 25, Pág. 956-983.

- Pecherillo, A. y S.R. Taylor., 1976.** Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks-from the Kastamonu area, Northern Turkey. Contrib. Mineral. Petrol, vol. 58. Pág. 63-81.
- Ramírez, Carlos, García J., Raúl y Campos, Víctor, 1971.** Geología de la Región de Timotes, estados Mérida, Barinas y Trujillo. Memoria del IV Congreso Geológico Venezolano, Tomo II. Caracas, Venezuela. Páginas. 898-934.
- Rollison, H., 1993.** Using Geochemical data: Evaluation, presentation and interpretation. Longman Group UK LTD. New Cork. Pág. 352.
- Shagam R., 1969.** Geología de Los Andes merideños, Venezuela (Resumen). Cong. Geol. Venez. IV, Caracas, 1969.
- Shand., 1947.** The eruptive Rocks, 3rd edn. New York: John Wiley, 444 pp.
- Sheepers, R., 2000.** Granites of the Saldania mobile belt, South Africa: radioelements and P as discriminators applied to metallogeny. J. Geoch. Explo, vol. 68. Pág 69-86.
- Streckeisen, A.L., 1976.** Classification and nomenclature of igneous rocks. N. Jb. Mineral. Abh., N 107. Pág. 144-240.
- Shurmann, H.M.E., (1934).** Massengesteine der venezolanischen Anden. Neues Jahr. Für Min., Geol.und Paläont., Beil. Bd. 68, A. Pág. 337-340.
- Sylvester, P.J., 1998.** Post-collisional strongly peraluminous granites. Lithos, vol. 45. Pág. 29–44.
- Tábata., 2007.** Geología de la Región de Chachopo, estado Mérida, Venezuela. Tesis de maestría elaborada en la escuela de Geología, Minas y Geofísica. UCV. Venezuela. Pág. 81.
- Teggin, D., 1984.** Determinaciones Radiométricas de Edad en Los Andes Venezolanos. Acta Científica Venezolana. Volumen 35. Páginas 374-381.
- Teng, F., McDonough, W.F., Rudnick, R.L., Dalpe, C., Tomascak, P.B., Chappell, B.W., Gao, S., 2004.** Lithium isotopic composition and concentration of the upper continental crust. Geochim. Cosmochim. Acta, vol.68. Pág. 4167-4178.

- Thompson, R. N., 1982.** Magmatism of the British Tertiary Volcanic Province. *Scott. J. Geol.*, vol. 18. Pág. 49-107.
- Thuy, 2004.** Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of granitoids from the Dalat zone, southern Vietnam. *Journal of Asian Earth Sciences*, Volume 23, Issue 4, August 2004, Pages 467-482.
- Tremblay, A; Lafléche, M; McNutt, R y Bergeron, M., 1994.** Petrogenesis of Cambro-Ordovician subduction-related granitic magmas of the Appalachians, Canada. *Chemical Geology*, vol. 113. Pág. 205-220.
- Villaseca, C., 2008.** Contrasting crustal sources for peraluminous granites of the segmented Montes de Toledo Batholith (Iberian Variscan Belt). *Journal of Geosciences*, vol. 53. Pág. 263-280.
- Vojtech, J; Farraw, C.M y Vojtech, E., 2006.** Geochemical Data Toolkit (GCDkit) (<http://www.gla.ac.uk/gcdkit/index.html>).
- Whalen, J.B; Curie, K.L y Chappell, B.W., 1987.** A type granite: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contribution Mineral Petrology*, vol.95. Pág. 407-419.
- Winter, J. D., 2001.** *Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice-Hall Inc. New Yersey, Estados Unidos de América. Pág. 699.
- Wood, B. J. y D.G. Fraser., 1976.** *Elementary termodinamics for geologists*. Oxford: Oxford University Press.

11. ÁPENDICE I

- **Composición química para las rocas del granitoide de Timotes, incluyendo algunas relaciones interelementales.**
- **Mineralogía normativa para las rocas del granitoide de Timotes.**
- **Comparación entre los valores experimentales obtenidos y los valores para los materiales de referencia certificados.**

Tabla 7. Composición química para las muestras del granitoide de Timotes, incluyendo algunas relaciones interelementales*. La ubicación geográfica de las muestras es dada en el mapa anexo (apéndice III).

muestras	MT-001	MT-002 (a)	MT-013	MT-003	MT-004 (a)	MT-012	MT-004 ©	MT-004	MT-006	MT-007	MT-008 (a)
% p/p											
SiO ₂	72,10	72,14	73,80	71,45	69,80	74,60	70,49	69,40	75,49	69,20	78,00
TiO ₂	0,37	0,38	0,52	0,56	0,58	0,38	0,51	0,60	0,39	0,55	0,09
Al ₂ O ₃	13,85	14,29	14,50	14,87	14,73	13,98	13,60	16,15	13,60	15,05	12,70
Fe ₂ O ₃	3,07	3,19	2,75	4,65	4,33	2,67	4,18	4,47	2,92	4,15	1,53
MnO	0,05	0,05	0,06	0,09	0,08	0,04	0,08	0,08	0,05	0,06	0,03
MgO	0,90	1,04	0,97	1,46	1,65	1,31	1,69	1,74	1,09	1,29	0,05
CaO	1,85	1,89	0,53	1,80	1,82	0,41	2,52	2,09	1,05	2,18	0,49
Na ₂ O	2,49	2,43	2,69	2,75	2,52	5,66	3,04	3,00	3,01	2,76	2,16
K ₂ O	3,25	3,55	4,36	3,34	4,11	0,48	1,45	4,35	3,70	2,51	4,90
P ₂ O ₅	0,17	0,15	0,15	0,30	0,25	0,24	0,29	0,35	0,20	0,28	0,11
PPI	0,82	0,90	1,48	1,20	0,88	1,50	1,74	0,96	0,82	1,04	0,56
Total	98,92	99,98	101,82	102,48	100,75	101,27	99,58	103,19	102,32	99,05	100,62
ppm (mg/kg)											
La	29,4	29,6	19,6	34,2	39,1	23,2	32,6	41,4	26,9	37,9	9,5
Ce	58,7	62,2	40,5	72,3	83,4	52,1	68,2	86,9	56,7	81,3	19,6
Pr	6,07	6,41	4,20	7,55	8,82	5,36	7,25	8,99	5,94	8,75	2,02
Nd	22	24	15	29	33	18	28	33	22	33	6
Sm	4,7	4,8	3,6	5,6	6,0	3,2	5,1	6,0	4,6	6,5	1,9
Eu	0,94	1,18	0,65	0,91	1,31	0,49	1,04	1,18	0,81	1,27	0,46
Gd	3,75	4,26	2,74	4,97	4,51	3,02	3,81	4,81	3,76	5,62	1,50
Tb	0,62	0,79	0,48	0,82	0,74	0,57	0,60	0,73	0,60	0,87	0,27
Dy	3,3	4,3	2,6	3,8	3,2	3,6	2,8	3,4	3,0	4,1	1,8
Ho	0,6	0,9	0,4	0,7	0,6	0,7	0,5	0,6	0,5	0,7	0,3
Er	1,99	2,92	1,43	2,17	1,74	2,34	1,42	1,75	1,66	2,06	1,05
Tm	0,31	0,48	0,21	0,27	0,20	0,40	0,16	0,23	0,22	0,30	0,15
Yb	1,7	2,6	1,4	1,8	1,3	2,0	1,2	1,4	1,4	1,7	1,0
Lu	0,2	0,3	0,2	0,3	0,1	0,3	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1

*Técnicas utilizadas: ICP-OES (Elementos mayoritarios) y ICP-MS (elementos trazas, incluyendo los REE).

Tabla 7.- Continuación

muestras	MT-001	MT-002 (a)	MT-013	MT-003	MT-004 (a)	MT-012	MT-004 ©	MT-004	MT-006	MT-007	MT-008 (a)
Nb	16	17	14	22	20	16	16	20	15	20	6
Y	21,1	28,7	16,4	22,8	18,5	22,7	16,2	19,0	17,8	21,7	13,5
Rb	188	186	190	208	221	53	103	219	203	200	190
Hf	3,61	3,87	3,43	5,08	5,23	3,21	4,40	5,36	3,26	5,16	0,92
Th	9,1	9,8	6,7	10,4	11,9	7,6	9,7	11,5	8,6	11,9	2,5
U	4,5	3,1	1,8	9,7	3,3	3,6	3,8	3,6	4,9	3,7	1,3
Zr	131	134	118	190	186	121	162	203	115	196	32
Ga	17,5	17,7	17,0	21,1	19,6	13,5	16,1	20,8	16,7	20,0	11,1
Sr	152	164	132	148	177	33	152	183	100	165	62
Ta	2,59	2,78	2,15	3,83	4,14	3,27	5,04	5,53	4,21	5,00	1,84
Ba	737	671	568	299	878	39	284	819	515	594	287
índices											
K₂O/Na₂O	1,31	1,46	1,62	1,21	1,63	0,09	0,48	1,45	1,23	0,91	2,27
CaO/ Na₂O	0,75	0,78	0,20	0,65	0,72	0,07	0,83	0,70	0,35	0,79	0,23
Fet/(Fet+MgO)	0,77	0,75	0,74	0,76	0,72	0,67	0,71	0,72	0,73	0,76	0,97
A/CNK	1,26	1,27	1,43	1,30	1,24	1,32	1,22	1,20	1,25	1,34	1,30
A/NK	1,82	1,82	1,59	1,83	1,71	1,42	2,07	1,67	1,52	2,08	1,43
DI	6,19	6,49	4,77	8,47	8,39	4,76	8,89	8,90	5,45	8,16	2,17
CIA	55,80	55,91	58,93	56,56	55,29	56,95	54,95	54,58	55,58	57,34	56,58
(La/Yb)N	11,60	7,83	9,18	13,11	20,91	7,61	17,93	20,03	13,46	15,40	6,46
(Eu/Eu*)	0,68	0,80	0,63	0,53	0,77	0,48	0,72	0,67	0,60	0,64	0,83

A/ (CNK): Al₂O₃/ (CaO+Na₂O+K₂O) en proporciones moleculares (índice de Shand).

A/ (NK): Al₂O₃/ (Na₂O+K₂O) en proporciones moleculares.

DI: Differentiation index (índice de diferenciación). **DI**= [MgO+CaO+Fe₂O₃+TiO₂].

CIA: Chemical index of alteration (índice de alteración química). **CIA**= [[100*Al₂O₃/ (Al₂O₃+CaO *+Na₂O+K₂O)], en proporciones moleculares.

(La/Yb)N: Relación La/Yb normalizado al condrito de Boynton (1984).

(Eu/Eu*): Relación Eu/Eu* normalizado al condrito de Boynton (1984). (Eu/Eu*)= (Eu_N/√ [(Sm_N)*(Gd_N)]).

Tabla 7.- Continuación

muestras	MT-018	MT-008	MT-010	MT-011	MT-014 (b)	MT-014 ©	MT-022	MT-015	MT-021
% p/p									
SiO₂	70,90	75,33	73,42	74,57	78,01	76,65	77,27	70,66	77,19
TiO₂	0,54	0,14	0,40	0,34	0,06	0,19	0,18	0,58	0,28
Al₂O₃	14,36	12,73	14,60	15,09	14,61	13,36	14,64	15,17	13,62
Fe₂O₃	4,02	3,33	3,36	2,77	1,18	2,04	2,26	4,18	2,63
MnO	0,07	0,05	0,06	0,05	0,04	0,07	0,05	0,07	0,05
MgO	1,40	0,33	1,10	0,87	0,17	0,27	0,39	1,62	0,75
CaO	1,80	0,75	1,42	1,32	1,32	1,40	1,77	1,86	1,58
Na₂O	2,70	2,16	2,56	2,79	3,15	4,26	3,05	2,92	2,91
K₂O	3,38	4,41	3,44	4,67	4,12	2,36	3,92	3,05	2,75
P₂O₅	0,17	0,18	0,15	0,19	0,12	0,09	0,14	0,25	0,11
PPI	1,20	1,36	1,36	0,82	0,38	0,80	1,06	1,82	1,01
Total	100,54	100,75	101,85	103,48	103,16	101,49	104,71	102,17	102,86
ppm									
(mg/kg)									
La	32,4	11,3	28,8	23,4	48,6	14,7	29,6	32,9	30,8
Ce	68,6	23,0	62,4	49,3	91,9	31,0	66,1	69,6	65,2
Pr	7,17	2,57	6,33	5,11	10,19	3,40	6,63	7,22	6,88
Nd	27	8	24	18	37	12	25	27	26
Sm	5,4	2,6	4,7	3,6	6,5	2,8	4,9	4,9	5,0
Eu	1,01	0,43	1,01	1,09	0,54	0,72	1,10	0,96	1,04
Gd	4,62	2,25	3,53	2,61	5,59	2,19	3,93	4,25	4,26
Tb	0,71	0,44	0,51	0,38	0,83	0,35	0,59	0,68	0,66
Dy	3,9	2,5	2,4	1,8	4,0	2,0	3,0	3,1	3,2
Ho	0,7	0,5	0,4	0,3	0,6	0,4	0,5	0,5	0,5
Er	2,41	1,42	1,18	1,00	1,97	1,17	1,54	1,48	1,51
Tm	0,33	0,22	0,13	0,10	0,29	0,19	0,19	0,18	0,16
Yb	1,9	1,4	1,0	0,7	1,8	1,2	1,4	1,2	1,0
Lu	0,4	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1

Tabla 7.- Continuación

muestras	MT-018	MT-008	MT-010	MT-011	MT-014 (b)	MT-014 ©	MT-022	MT-015	MT-021
Nb	17	8	14	12	30	10	16	17	17
Y	23,8	16,6	14,2	11,6	21,1	14,4	17,0	17,	18,4
Rb	193	162	155	203	195	136	176	220	181
Hf	4,25	2,12	3,31	3,32	4,31	1,99	4,10	4,13	4,04
Th	10,2	4,6	9,1	7,3	28,9	3,9	9,4	9,6	9,7
U	3,7	2,0	1,8	1,6	4,5	1,6	2,6	2,4	4,4
Zr	153	68	127	105	147	62	147	154	147
Ga	17,0	13,2	17,0	15,8	18,7	16,4	17,1	18,9	17,7
Sr	167	86	169	164	57	270	152	162	156
Ta	6,19	4,11	3,14	3,73	2,76	1,94	4,56	4,15	4,85
Ba	557	260	627	809	293	453	450	278	609
índices									
K₂O/Na₂O	1,25	2,04	1,34	1,68	1,31	0,55	1,29	1,04	0,95
CaO/ Na₂O	0,67	0,35	0,55	0,47	0,42	0,33	0,58	0,64	0,54
Fet/(Fet+MgO)	0,74	0,91	0,75	0,76	0,87	0,89	0,85	0,72	0,78
A/CNK	1,26	1,32	1,39	1,25	1,21	1,10	1,17	1,32	1,28
A/NK	1,77	1,53	1,84	1,56	1,51	1,40	1,58	1,87	1,75
DI	7,76	4,54	6,27	5,30	2,73	3,90	4,59	8,24	5,24
CIA	55,80	56,83	58,13	55,61	54,83	52,46	54,01	56,91	56,18
(La/Yb)N	11,33	5,40	19,52	21,96	18,03	8,48	14,40	18,53	19,97
(Eu/Eu*)	0,62	0,55	0,75	1,08	0,27	0,88	0,77	0,64	0,69

A/ (CNK): $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ en proporciones moleculares (índice de Shand).

A/ (NK): $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ en proporciones moleculares.

DI: Differentiation index (índice de diferenciación). **DI**= $[\text{MgO} + \text{CaO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2]$.

CIA: Chemical index of alteration (índice de alteración química). **CIA**= $[(100 * \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} * + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}))]$, en proporciones moleculares.

(La/Yb)N: Relación La/Yb normalizado al condrito de Boynton (1984).

(Eu/Eu*): Relación Eu/Eu* normalizado al condrito de Boynton (1984). $(\text{Eu}/\text{Eu}^*) = (\text{Eu}_N / \sqrt{[(\text{Sm}_N) * (\text{Gd}_N)])}$.

Tabla 8. Mineralogía normativa para las muestras del granitoide de Timotes.

Minerales	MUESTRAS									
	M T-001	MT-002a	MT-013	MT-003	MT-004 (a)	MT-012	MT-004 ©	MT-004	MT-006	MT-007
Q	40,38	39,25	39,32	37,45	33,74	37,67	40,14	29,21	40,51	37,78
C	3,29	3,37	4,76	4,17	3,42	3,98	3,13	3,53	3,21	4,52
Or	19,21	20,97	25,75	19,75	24,26	2,85	8,60	25,69	21,98	14,82
Ab	21,03	20,55	22,77	23,29	21,36	47,90	25,72	25,39	25,44	23,31
An	8,06	8,41	1,63	6,98	7,41	0,46	10,61	8,13	3,92	8,96
Hy	2 ,245	2,58	2,43	3,65	4,12	3,27	4,21	4,32	2,72	3,21
Il	0,11	0,11	0,13	0,19	0,16	0,09	0,18	0,17	0,11	0,13
Hm	3,07	3,19	2,75	4,65	4,33	2,67	4,18	4,47	2,92	4,15
Ru	0,31	0,32	0,45	0,45	0,49	0,33	0,42	0,51	0,33	0,48
Ap	0,41	0,35	0,37	0,71	0,59	0,56	0,68	0,82	0,47	0,67

Tabla 8. Continuación.

Minerales	MUESTRAS									
	MT-008 (a)	MT-018	MT-008	MT-010	MT-O11	MT-014 (b)	MT-014 ©	MT-022	MT-015	MT-021
Q	45,87	36,79	44,35	41,10	36,89	41,16	39,71	40,57	36,31	45,56
C	3,22	3,39	3,48	4,44	3,50	2,85	1,47	2,50	4,28	3,25
Or	28,94	19,98	26,03	20,35	27,62	24,37	13,93	23,19	18,01	16,24
Ab	18,28	22,84	18,23	21,67	23,59	26,65	36,05	25,76	24,71	24,60
An	1,73	7,82	2,54	6,05	5,29	5,78	6,36	7,85	7,61	7,13
Hy	0,12	3,50	0,83	2,73	2,16	0,43	0,66	0,97	4,04	1,87
Il	0,05	0,15	0,11	0,13	0,11	0,09	0,15	0,10	0,15	0,10
Hm	1,53	4,02	3,33	3,36	2,77	1,18	2,04	2,26	4,18	2,63
Ru	0,07	0,46	0,08	0,33	0,28	0,01	0,11	0,12	0,50	0,23
Ap	0,26	0,41	0,42	0,36	0,46	0,27	0,21	0,33	0,59	0,25

Q: Cuarzo, **C:** Corindón, **Or:** Ortosa, **Ab:** Albita; **An:** Anortita, **Hy:** Hiperstena, **Il:** Ilmenita, **Hm:** Hematita, **Ru:** Rutilo, **Ap:** Apatito

Tabla 9. Valores reportados para los certificados Andesita (AGV-1), Granito (G-1, G-2, JG-1a, JR-1) y los valores experimentales obtenidos utilizados para la determinación de la exactitud de los elementos mayoritarios.

Nombre % p/p	AGV-1		G-1		G-2		JG-1a		JR-1	
	<i>Andesita</i>	<i>Exp</i>	<i>Granito</i>	<i>Exp</i>	<i>Granito</i>	<i>Exp</i>	<i>Granito</i>	<i>Exp</i>	<i>Riolita</i>	<i>Exp</i>
SiO₂	58,99	58,50	72,64	68,37	69,14	67,58	72,19	72,44	75,41	74,5224
TiO₂	1,08	1,11	0,26	0,25	0,53	0,45	0,25	0,26	0,1	0,10989
Al₂O₃	17,01	16,78	14,04	13,46	15,34	13,48	14,22	13,97	12,89	12,6746
Fe₂O_{3t}	6,8	7,04	1,94	1,88	2,76	2,52	2,05	2,11	0,96	0,95198
MnO	0,09	0,11	0,03	0,03	0,03	0,04	0,06	0,07	0,1	0,10673
MgO	1,49	1,60	0,38	0,34	0,78	0,70	0,69	0,72	0,09	0,14616
CaO	4,98	4,82	1,39	1,22	1,98	1,74	2,13	2,17	0,63	0,69745
Na₂O	4,33	3,86	3,32	3,08	4,15	3,67	3,41	3,08	4,1	3,72648
K₂O	2,89	2,13	5,48	4,40	4,51	3,42	4,04	2,93	4,44	3,66607
P₂O₅	0,48	0,57	0,09	0,08	0,14	0,15	0,08	0,12	0,02	0,06099
PPI	1,34	1,32			0,56	0,56				

Tabla 10. Valores reportados para los certificados Andesita (CHA-2), Basalto (BAMAP01), Riolita (PER-1), Granito (G-1, G-2, JG-1a, JR-1) y los valores experimentales obtenidos utilizados para la determinación de la exactitud de los elementos trazas

MR	JG-1a		G-1		G-2		CHA-2		BAMAP01		PER-1	
	Granito	Exp	Granito	Exp	Granito	Exp	Andesita	Exp	Basalto	Exp	Riolita	Exp
ppm (mg/Kg)												
Ba	458	500	1080	1079	1882	1821	473	479	339	338	823	896
Ta	1,70	1,65	1,50	1,25	0,88	0,88	0,86	0,87	2,00	1,92	0,60	0,55
La	23,0	18,5	105,0	93,3	89,0	78,1	24,6	21,1	25,2	20,8	26,0	23,5
Ce	47,1	49,4	173,0	193,8	160,0	160,1	51,5	52,8	47,7	46,8	45,1	43,6
Pr	8,70	6,89	17,00	16,71	18,00	13,79	6,18	5,71	6,78	5,69	4,20	4,28
Nd	20	17	57	55	55	46	25	22	26	24	14	12
Sm	4,5	4,4	8,3	7,5	7,2	7,0	4,8	4,8	5,8	5,4	2,2	2,6
Eu	0,72	0,71	1,22	1,27	1,40	1,46	1,19	1,13	1,95	1,72	0,50	0,47
Gd		4,62	4,80	5,39	4,30	4,76	4,30	4,72	5,25	5,73	1,80	2,21
Tb	0,87	0,67	0,58	0,57	0,48	0,44	0,67	0,60	0,81	0,70	< 0,5	0,23
Dy		4,3	2,4	2,1	2,4	1,9	3,9	3,5	4,4	3,8	1,6	1,6
Ho		0,9	0,4	0,4	0,4	0,3	0,8	0,7	0,8	0,7	0,3	0,3
Er		2,72	1,30	1,13	0,92	0,97	2,18	2,08	2,09	1,69	1,02	1,07
Tm	0,49	0,43	0,15	0,17	0,18	0,16	0,38	0,31	0,27	0,24	< 0,3	0,19
Yb	3,0	2,6	1,0	0,8	0,8	0,6	2,3	2,1	1,4	1,3	1,2	1,3
Lu	0,5	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,009	0,01	0,04	0,03
Hf	3,70	4,54	5,40	6,43	7,90	7,75	4,36	4,84	4,50	4,76	2,61	3,34
Th	12,1	13,4	51,0	53,9	24,7	21,1	7,5	7,4	2,9	2,5	14,3	14,6
U	4,7	4,9	3,4	4,6	2,1	1,8	2,7	2,7	0,8	0,6	2,5	2,5
Zr	115	118	201	194	309	276	172	156	178	175	90	92
Nb	12	12	23	23	12	12	10	11	31	32	6	6
Rb	180	176	214	211	170	166	76	78	26	26	127	126
Sr	185	180	248	239	478	435	524	523	< 450	624	126	125
Ga	17,0	15,6	19,5	18,8	23,0	19,9	20,1	19,5	22,0	21,9	12,0	11,4
Y	32,0	24,0	13,0	8,6	11,0	7,3	23,3	22,0	21,3	19,9	11,6	12,6

11. ÁPENDICE II

Equipos utilizados durante la realización de los análisis químicos



Figura 33. Horno de Secado Industrial



Figura 34. Trituradora- Cuarteador



Figura 35. Pulverizadora.



Figura 36. Estufa y Balanza Analítica

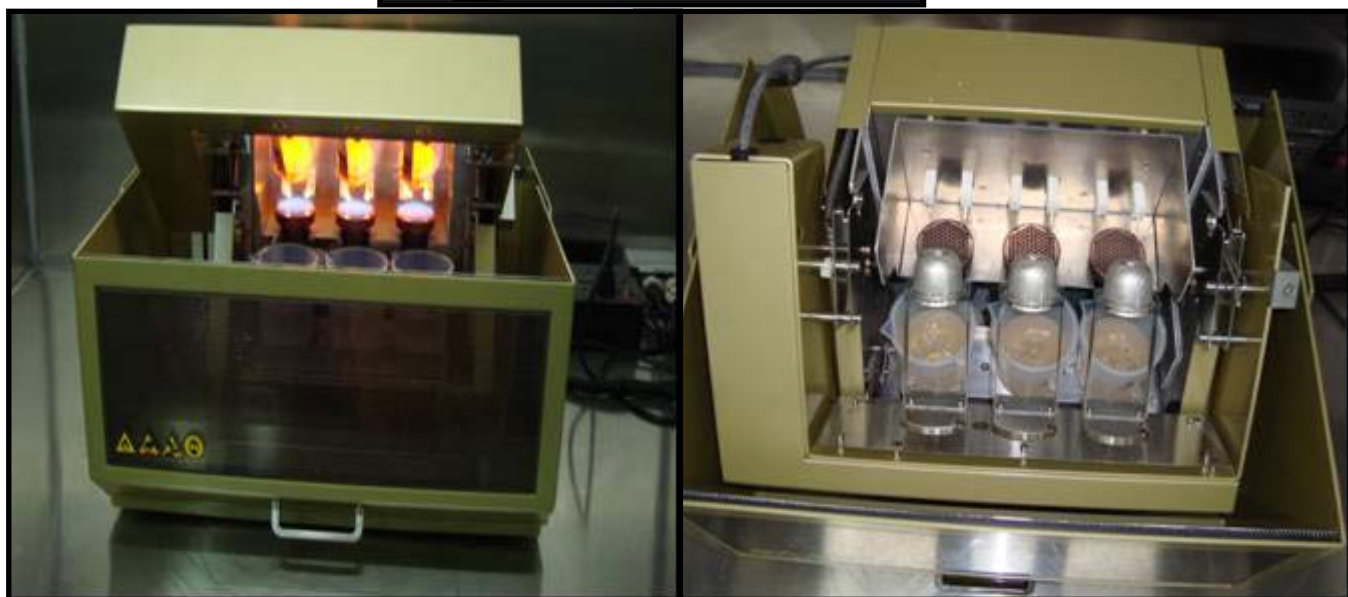


Figura 37. Fundidora Automática



Figura 38. Espectrómetro de emisión óptica con plasma inductivamente acoplado (ICP OES)



Figura 39. Espectrómetro de masa con plasma inductivamente acoplado (ICP MS)



Figura 40. Espectrofotómetro de UV- Visible.

12. Apéndice III

**Mapa geológico de la zona de estudio con la ubicación de los
sitios de muestreo.**