

# **UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA**

**FACULTAD DE INGENIERÍA GEOLÓGICA, MINERA Y METALÚRGICA**



## **TESIS**

**CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA E INTERPRETACIÓN  
LITOGEOQUÍMICA DEL MAGMATISMO DE LOS PROYECTOS TÍA  
MARÍA-LA TAPADA, LOS CALATOS Y CHIPISPAYA (AREQUIPA-  
MOQUEGUA-TACNA)**

**PARA OBTENER EL TÍTULO PROFESIONAL DE**

**INGENIERO GEÓLOGO**

**ELABORADO POR**

**ALONSO ARTURO MARCHENA CAMPOS**

**ASESORA**

**M.Sc. ING. NORA NELLY REVOLLÉ ÁLVAREZ**

**LIMA - PERÚ**

**2019**

*Dedico este trabajo a mi  
mamá Mercedes y a mi papá  
Luis por su apoyo  
incondicional a lo largo de  
toda mi vida, por ser los  
mejores consejeros y amigos,  
por ser un gran ejemplo de  
perseverancia y de fortaleza,  
así como también a Dios por  
haberme dado a mis padres y  
por haberme dado la  
oportunidad de vivir esta vida  
y aprender cada día más de su  
maravillosa creación.*

## **AGRADECIMIENTOS**

Al Ing. Jorge Chira, Director de la Dirección de Recursos Minerales y Energéticos de INGEMMET por haberme permitido realizar mi tesis en su Dirección, así como por todo el apoyo brindado durante su elaboración. De manera muy especial al Ing. William Martínez, jefe del proyecto de Metalogenia, por su apoyo constante, motivación, consejos y sugerencias brindadas, así como por la confianza en el trabajo realizado por mi persona. De igual manera, al Geólogo Walther León por las observaciones y sugerencias realizadas, así como por el apoyo mostrado y la motivación generada por sus consejos. A la Dra. Carmen Juli Sucapuca por la asesoría y consejos aportados para la descripción microscópica de las muestras. Así mismo, al Ing. Joel Otero, por el apoyo dado durante la etapa de labores de campo. A la Dra. Mirian Mamani por sus importantes recomendaciones y consejos dados al iniciar el presente trabajo. A las Ing. Nora Revollé y María Carmen Tuiro por las observaciones y recomendaciones realizadas durante el desarrollo y finalización del presente trabajo.

## RESUMEN

El presente trabajo es la caracterización petrográfica y litogeoquímica de cuatro pórfidos, representando cada uno de ellos a distintos arcos magmáticos en el tiempo: Jurásico, Paleoceno y Mioceno (pórfido Chipispaya, datado en 22 Ma.), y habiendo a la fecha pocos estudios realizados en estos pórfidos con el detalle realizado en el presente trabajo. Se identificó las unidades ígneas regionales parentales, las cuales están vinculadas espacial y temporalmente a los pórfidos Tía María y La Tapada (superunidad Punta Coles, en torno a 145 Ma.), Los Calatos, Cuajone, Quellaveco y Toquepala (superunidad Yarabamba, en torno a 60-55 Ma.) y Chipispaya (superunidad Challaviento, Grupo Tacaza, en torno a 25-20 Ma.) y se caracterizaron a nivel regional empleando bases de datos compiladas por diversos autores. A su vez, se tomaron muestras a cada pórfido y a las rocas ígneas asociadas, con el propósito de comparar sus características litogeoquímicas con las del respectivo magmatismo regional parental e identificar las diferencias más saltantes en comparación de ellos con el propósito de desarrollar explicaciones y modelos basados en la petrografía y diagramas litogeoquímicos diseñados adicionalmente en base a criterios petrogenéticos.

De los estudios realizados se observó que tal como se ha propuesto para otros sistemas porfiríticos, son los indicadores mineralógicos y litogeoquímicos de magmas hidratados los que distinguen de manera notable a las muestras de pórfidos respecto a su respectivo magmatismo parental. A su vez, empleando diversos diagramas bivariantes con el objetivo de tener un mayor detalle y realizar una distinción entre los

sistemas, se observa que los pórfidos Jurásicos (Tía María y La Tapada) presentan un mayor control de la hidratación y oxidación del magma respecto a los pórfidos Paleocenos y Miocenos. Además, Tía María se distingue de La Tapada en que los parámetros litogeoquímicos señalan un magmatismo muy primitivo para La Tapada así como mayor afinidad al Au y mayor contenido de volátiles clorurados (Martínez *et al.*, 2017a).

Los pórfidos Paleocenos presentan magmatismo oxidado y húmedo pero en menor grado que el Jurásico, sin embargo el mayor espesor cortical favorece a la diferenciación en reservorios de la corteza superior. El pórfido Paleoceno de Los Calatos se distingue del *Clúster* Cuajone-Quellaveco-Toquepala en que se encuentra a una menor distancia a la fosa (aproximadamente 15 km) y además en que presenta menor control de la diferenciación y/o contaminación cortical y presenta mayor influencia del metasomatismo de la cuña astenosférica infrayacente.

El magmatismo de la Superunidad Challaviento muestra un marcado descenso de los parámetros favorables para magmas fértiles, mientras que el Grupo Tacaza muestra un progresivo rejuvenecimiento de estos parámetros hasta el desarrollo del pórfido Mioceno Chipispaya, el cual se encuentra en el extremo final de diferenciación del Grupo Tacaza, en lo que respecta su variación con la distancia a la fosa en el tiempo, al igual que los pórfidos Jurásicos Tía María-La Tapada y los pórfidos Paleocenos Cuajone-Quellaveco-Toquepala se encuentran al extremo final de sus unidades ígneas parentales-Punta Coles y Yarabamba, respectivamente.

## **ABSTRACT**

The present work consists of a petrographic and lithogeochemical characterization of four porphyries, each one representing different magmatic belts in time: Jurassic, Paleocene and Miocene (Chipispaya porphyry, dated in 22 My.), and to date there are few studies conducted on these porphyries with the detail made in the present job. The regional parent igneous units, that is, the precursor magmatism of each porphyry, were identified, which each one are spatial and temporally vinculated to the Tia Maria and La Tapada porphyries (Punta Coles superunit, around 145 My.), Los Calatos, Cuajone, Quellaveco y Toquepala (Yarabamba superunit, around 60-55 My.) and Chipispaya (Challaviento superunit, Tacaza Group, around 25-20 My.) and characterized at the regional level using databases compiled by different authors. In turn, samples were taken from each porphyry and the associated igneous rocks, with the purpose of comparing their lithogeochemical characteristics with those of the respective regional parent magmatism and identifying the most salient differences in comparison with them in order to develop explanations and models based on in petrography and lithogeochemical diagrams additionally designed based on petrogenetic criteria.

From the studies carried out, it was observed that, as has been proposed for other porphyritic systems, it is the mineralogical and lithogeochemical indicators of hydrated magmas that distinguish notably the porphyry samples with respect to their respective parent magmatism. At the same time, using different bivariate diagrams in order to have a greater detail and make a distinction between the systems, we observed that the Jurassic porphyry (Tía María and La Tapada) present a greater control of the

hydration and oxidation of the magma with respect to the Paleocene and Miocene porphyries. In addition, Tía María is distinguished from La Tapada in that the lithogeochemical parameters indicate a very primitive magmatism for La Tapada as well as greater affinity to Au and higher content of chlorinated volatiles (Martinez *et al.*, 2017a).

The Paleocene porphyries present oxidized and wet magmatism but to a lesser degree than the Jurassic, however the greater cortical thickness favors the differentiation in reservoirs of the upper crust. The Paleocene porphyry of Los Calatos differs from the Cuajone-Quellaveco-Toquepala Cluster in that it is located at a shorter distance from the trench (approximately 15 km) and also in that it has less control of differentiation and / or cortical contamination and has a greater influence of the metasomatism of the underside asthenospheric wedge.

The magmatism of the Challaviento Superunity shows a marked decrease in favorable parameters for fertile magmas, while the Tacaza Group shows a progressive rejuvenation of these parameters until the development of the Miocene Chipispaya porphyry, which is at the extreme end of the Group's differentiation Tacaza, in regard to its variation with the distance to the trench in time, as well as the Tía María-La Tapada Jurassic porphyry and the Paleocene Cuajone-Quellaveco-Toquepala porphyries are at the extreme end of their igneous parental units-Punta Coles and Yarabamba, respectively.

## ÍNDICE

DEDICATORIA	i
AGRADECIMIENTOS	ii
RESUMEN	iii
ABSTRACT	v
CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN	25
1.1 Generalidades	25
1.1.1 Ubicación y accesibilidad	25
1.1.1.1 Proyecto Tía María	25
1.1.1.2 Proyecto Los Calatos	27
1.1.1.3 Proyecto Chipispaya	27
1.1.2 Geomorfología	30
1.1.3 Clima	30
1.1.3.1 Proyecto Tía María	30
1.1.3.2 Proyecto Los Calatos	31
1.1.3.3 Proyecto Chipispaya	32
1.2 Planteamiento del problema	33
1.2.1 Situación problemática	33
1.2.2 Formulación del problema	33
1.2.3 Justificación de la investigación	35
1.3 Objetivos de la tesis	35
1.3.1 General	35
1.3.2 Específicos	35
1.4 Hipótesis de la tesis	36



1.4.1	General	36
1.4.2	Específicas	36
CAPÍTULO II: MARCO TEÓRICO		38
2.1	Antecedentes referenciales	38
2.2	Magmatismo	41
2.3	Petrografía de rocas ígneas	47
2.4	Geoquímica	48
2.4.1	Geoquímica de elementos mayores	48
2.4.1.1	Clasificaciones usando diagramas de óxidos-óxidos	49
2.4.1.1.1	Diagramas Harker	49
2.4.1.1.2	Diagrama de Alcalis Totales vs Sílice (TAS)	49
2.4.1.1.3	Discriminación usando diagramas TAS	50
2.4.1.1.4	Diagrama $K_2O$ vs sílice	50
2.4.1.1.5	Índice de Saturación de Alúmina de Shand	51
2.4.1.2	Clasificaciones usando cationes	51
2.4.2	Geoquímica de elementos traza	52
2.4.2.1	Relaciones carga/radio	52
2.4.2.2	Comportamiento de los elementos traza en magmas	53
2.4.2.3	Coeficiente de partición ( $K_d$ )	56
2.4.2.4	Las Tierras Raras	61
2.4.2.4.1	Contracción lantánida	61
2.4.2.4.2	Diagramas de Tierras Raras	63
2.4.2.4.3	Normalización a un patrón	63
2.4.2.4.4	Interpretación de los diagramas de REE	64
2.4.2.4.5	El caso del Eu y Ce. Anomalía de Europio	68

2.4.2.5	Diagramas Spider	71
2.4.2.5.1	Interpretación de los diagramas Spider	72
2.4.2.5.2	Caso del Nb-Ta, Zr-Hf	77
2.4.2.6	Cocientes y diagramas bivariantes de elementos traza	81
2.4.2.6.1	Parámetro litogeoquímico $Nb_N/Ta_N$	84
2.4.2.6.2	Parámetro litogeoquímico Th/Yb	85
2.4.2.6.3	Parámetro litogeoquímico U/Th	86
2.4.2.6.4	Parámetros litogeoquímicos Eu/Eu* y Sr/Ba	87
2.4.2.6.5	Parámetros litogeoquímicos $La_N/Yb_N$ y Sr/Y	89
CAPÍTULO III: MARCO GEOLÓGICO REGIONAL		93
3.1	Estratigrafía	93
3.1.1	Unidades pre-Jurásicas	95
3.1.2	Jurásico	95
3.1.2.1	Formación Chocolate	95
3.1.2.2	Formación Guaneros	96
3.1.3	Cretácico	96
3.1.3.1	Formación Matalaque	96
3.1.3.2	Grupo Toquepala	97
3.1.4	Cenozoico	97
3.1.4.1	Grupo Tacaza	97
3.1.4.2	Formación Huilacollo	98
3.1.4.3	Formación Moquegua	98
3.1.4.4	Formación Huaylillas	99
3.1.4.5	Formación Sencca	99
3.1.4.6	Formación Capillune	100

3.1.4.7	Grupo Barroso	100
3.1.4.8	Depósitos Cuaternarios	101
3.2	Rocas intrusivas	101
3.2.1	Batolito de la Costa	101
3.2.1.1	Superunidad Punta Coles	101
3.2.1.2	Superunidad Ilo	102
3.2.1.3	Superunidad Tiabaya	102
3.2.1.4	Superunidad Linga	102
3.2.1.5	Superunidad Yarabamba	103
3.2.1.6	Superunidad Challaviento	103
3.3	Tectónica	104
CAPÍTULO IV: GEOLOGÍA LOCAL		108
4.1	Proyecto Tía María	108
4.1.1	Petrografía	108
4.1.2	Geoquímica	109
4.1.3	Contexto estructural	109
4.2	Proyecto Los Calatos	111
4.2.1	Petrografía	111
4.2.2	Geoquímica	111
4.2.3	Contexto estructural	112
4.3	Proyecto Chipispaya	114
4.3.1	Petrografía	114
4.3.2	Geoquímica	114
4.3.3	Contexto estructural	115
CAPÍTULO V: METODOLOGÍA		118

5.1	Trabajo de gabinete I-Precampo	118
5.2	Trabajo de campo	119
5.3	Trabajo de gabinete II-Postcampo	124
CAPÍTULO VI: RESULTADOS		125
6.1	Petrografía	125
6.1.1	Descripción de muestras de mano	126
6.1.1.1	Pórfido Tía María	126
6.1.1.2	Pórfido La Tapada	128
6.1.1.3	Pórfido Los Calatos	130
6.1.1.4	Pórfido Chipispaya	131
6.1.2	Descripción de secciones delgadas	133
6.1.2.1	Pórfido Tía María	133
6.1.2.1.1	Muestra TM1	133
6.1.2.1.2	Muestra TM2	136
6.1.2.1.3	Muestra TM3	138
6.1.2.2	Pórfido La Tapada	141
6.1.2.2.1	Muestra LT1	142
6.1.2.2.2	Muestra LT2	144
6.1.2.2.3	Muestra LT3	146
6.1.2.2.4	Muestra LT4	148
6.1.2.3	Pórfido Los Calatos	151
6.1.2.3.1	Muestra LC2	151
6.1.2.3.2	Muestra LC3	154
6.1.2.4	Pórfido Chipispaya	156
6.1.2.4.1	Muestra CH1	156

6.1.2.4.2	Muestra CH2	159
6.1.2.4.3	Muestra CH3	162
6.2	Litogeoquímica	166
6.2.1	Diagramas TAS	166
6.2.1.1	Tía María-La Tapada	166
6.2.1.2	Los Calatos	168
6.2.1.3	Chipispaya	170
6.2.2	Diagrama $K_2O$ vs $SiO_2$	171
6.2.3	Índice de Saturación de Alúmina	172
6.2.4	Diagrama de clasificación petrográfica R1-R2	173
6.2.5	Diagrama $Zr/TiO_2$ vs $Nb/Y$ de clasificación petrográfica	175
6.2.6	Diagramas de Tierras Raras (REE)	176
6.2.6.1	Tía María-La Tapada	176
6.2.6.2	Los Calatos	180
6.2.6.3	Chipispaya	184
6.2.7	Diagramas Spider	186
6.2.7.1	Tía María-La Tapada	187
6.2.7.2	Los Calatos	190
6.2.7.3	Chipispaya	193
CAPÍTULO VII: ANÁLISIS DE RESULTADOS Y CONTRASTACIÓN		
DE HIPÓTESIS		196
7.1	Interpretación del parámetro litogeoquímico $Nb_N/Ta_N$	196
7.1.1	Tía María	197
7.1.2	La Tapada	198
7.1.3	Los Calatos	199

7.1.4	Chipispaya	200
7.2	Interpretación del parámetro litogeoquímico Th/Yb	201
7.2.1	Tía María	202
7.2.2	La Tapada	203
7.2.3	Los Calatos	204
7.2.4	Chipispaya	205
7.3	Interpretación del parámetro litogeoquímico U/Th	205
7.3.1	Tía María-La Tapada	206
7.3.2	Los Calatos	207
7.3.3	Chipispaya	207
7.4	Interpretación de los parámetros litogeoquímicos Eu/Eu* y Sr/Ba	208
7.4.1	Tía María	208
7.4.2	La Tapada	209
7.4.3	Los Calatos	210
7.4.4	Chipispaya	210
7.5	Interpretación de los parámetros litogeoquímicos La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub> y Sr/Y	212
7.5.1	Tía María	213
7.5.2	La Tapada	215
7.5.3	Los Calatos	215
7.5.4	Chipispaya	215
7.6	Interpretación del parámetro distancia a la fosa	216
7.6.1	Nb <sub>N</sub> /T <sub>aN</sub> versus distancia a la fosa	216
7.6.2	Th/Yb versus distancia a la fosa	217
7.6.3	U/Th versus distancia a la fosa	218
7.6.4	Eu/Eu* versus distancia a la fosa	219

7.6.5	Sr/Ba versus distancia a la fosa	220
7.6.6	La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub> versus distancia a la fosa	221
7.6.7	Sr/Y versus distancia a la fosa	222
7.6.8	Cu (ppm) versus distancia a la fosa	223
7.6.9	SiO <sub>2</sub> versus distancia a la fosa	224
7.6.10	Ce/Y versus distancia a la fosa	225
7.7	Discusión. Modelo comparativo de la evolución del magmatismo en los proyectos Tía María, Los Calatos y Chipispaya	228
7.7.1	Pórfido Tía María	228
7.7.2	Pórfido La Tapada	233
7.7.3	Pórfido Los Calatos	237
7.7.4	Pórfido Chipispaya	239
CAPÍTULO VIII: IMPLICANCIAS DE INGENIERÍA		244
CONCLUSIONES		247
RECOMENDACIONES		254
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS		255
ANEXO I: GLOSARIO		281
ANEXO II: BASE DE DATOS LITOGEOQUÍMICA		284

## RELACIÓN DE FIGURAS

Figura 1.1	Ubicación y accesos al proyecto Tía María	26
Figura 1.2	Ubicación y accesos al proyecto Los Calatos	28
Figura 1.3	Ubicación y accesos al proyecto Chipispaya	29
Figura 1.4	Vista al SE del pórfido La Tapada	31
Figura 1.5	Vista al NE del campamento Los Calatos	32
Figura 1.6	Vista al SO del pórfido Chipispaya	32
Figura 2.1	P y T de subducción en arco magmático continental	44
Figura 2.2	Serie de cristalización magmática	45
Figura 2.3	Condiciones P y T de facies metamórficas	46
Figura 2.4	Nomenclatura modal para rocas ígneas no piroclásticas	48
Figura 2.5	Radio iónico vs carga iónica de elementos traza	54
Figura 2.6	Coeficientes de partición en magmas basálticos y andesítico/basálticos	58
Figura 2.7	Coeficientes de partición en magmas andesíticos	59
Figura 2.8	Coeficientes de partición en magmas riolíticos y dacíticos	60
Figura 2.9	Contracción lantánida	62
Figura 2.10	Concentraciones de las REE vs número atómico	63
Figura 2.11	Variación de LREE con la diferenciación	67
Figura 2.12	Variación de coeficiente de partición en REE e Y para distintas $fO_2$	71
Figura 2.13	Diagrama $Dy/Dy^*$ vs $Dy_N/Yb_N$ para patrones de REE	83
Figura 3.1	Cuadro tectonomagmático para el sur del Perú	94



Figura 3.2	Mapa geológico regional de la zona de estudio	107
Figura 4.1	Mapa geológico del proyecto Tía María	110
Figura 4.2	Mapa geológico del proyecto Los Calatos	113
Figura 4.3	Mapa geológico del proyecto Chipispaya	117
Figura 5.1	Captura de pantalla de base de datos empleada	119
Figura 5.2	Mapa de muestreo del pórfido Tía María	121
Figura 5.3	Mapa de muestreo del pórfido La Tapada	121
Figura 5.4	Mapa de muestreo del pórfido Los Calatos	122
Figura 5.5	Mapa de muestreo del pórfido Chipispaya	122
Figura 6.1	Muestra de mano 35s-RMT-072 (TM1)	126
Figura 6.2	Muestra de mano 35s-RMT-073 (TM2)	126
Figura 6.3	Muestra de mano 35s-RMT-075 (TM3)	127
Figura 6.4	Muestra de mano 35s-RMT-062 (LT1)	128
Figura 6.5	Muestra de mano 35s-RMT-063 (LT2)	128
Figura 6.6	Muestra de mano 35s-RMT-065 (LT3)	128
Figura 6.7	Muestra de mano 35s-RMT-066 (LT4)	129
Figura 6.8	Muestra de mano 34t-RMT-058 (LC1)	130
Figura 6.9	Muestra de mano 34t-RMT-059 (LC2)	130
Figura 6.10	Muestra de mano 34t-RMT-060 (LC3)	131
Figura 6.11	Muestra de mano 35v-RMT-043 (CH1)	131
Figura 6.12	Muestra de mano 35v-RMT-044 (CH2)	132
Figura 6.13	Muestra de mano 35v-RMT-045 (CH3)	132
Figura 6.14	Ensamble de cuarzo-sericita	133
Figura 6.15	Cuarzo con extinción ondulante	133

Figura 6.16	Arcillas y sericita	134
Figura 6.17	Sericita, de altos colores de interferencia	134
Figura 6.18	Cristal de zircón mostrando su alto relieve	134
Figura 6.19	Cristal de zircón con colores de interferencia de tercer orden	134
Figura 6.20	Rutilo como reemplazamiento	135
Figura 6.21	Rutilo y sericita	135
Figura 6.22	Rutilo anhedral y acicular	135
Figura 6.23	Epidota secundaria	135
Figura 6.24	Cristal de esfena	136
Figura 6.25	Esfena con arcillas y sericita	136
Figura 6.26	Molde de anfíbol	137
Figura 6.27	Cristales de plagioclasas euhedrales	137
Figura 6.28	Cristal de zircón	137
Figura 6.29	Cristal de zircón con colores de interferencia de tercer orden	137
Figura 6.30	Cloritas y cristal de epidota	138
Figura 6.31	Epidota y sericita	138
Figura 6.32	Cristales de cuarzo corroído	139
Figura 6.33	Cuarzos corroídos con extinción simultánea	139
Figura 6.34	Moldes de anfíbol (sección basal hexagonal)	139
Figura 6.35	Cloritas y epidota	139
Figura 6.36	Anfíbol reemplazado por cloritas	140
Figura 6.37	Cloritas y carbonatos	140
Figura 6.38	Cloritas con epidota	140
Figura 6.39	Epidota, con colores de interferencia de 2 y 3 orden	140

Figura 6.40	Zircón de alto relieve	141
Figura 6.41	Zircón de hábito prismático	141
Figura 6.42	Alteración de máficos a cloritas y opacos	142
Figura 6.43	Plagioclasas alteradas	142
Figura 6.44	Zircón prismático, mostrando su alto relieve	142
Figura 6.45	Cristal de Zircón	142
Figura 6.46	Epidota, de color verde.	143
Figura 6.47	Epidota, colores de interferencia de segundo y tercer orden	143
Figura 6.48	Cristal anhedral de rutilo	143
Figura 6.49	Rutilo y cloritas de color verdoso	143
Figura 6.50	Plagioclasas y cuarzo	144
Figura 6.51	Epidota asociada a opacos y cloritas	144
Figura 6.52	Plagioclasas alteradas a arcillas	144
Figura 6.53	Plagioclasas alteradas a arcillas	144
Figura 6.54	Moldes de anfíboles	145
Figura 6.55	Alteración de arcillas, sericita	145
Figura 6.56	Zircón subredondeado, fracturado	145
Figura 6.57	Alteración de biotita, sericita	145
Figura 6.58	Opaco rodeado de cloritas, alteración de ferromagnesiano	145
Figura 6.59	Plagioclasas alteradas	145
Figura 6.60	Alteración de cuarzo y arcillas	146
Figura 6.61	Cuarzo con extinción ondulante	146
Figura 6.62	Cristal prismático de zircón, subredondeado	146
Figura 6.63	Zircón, mostrando colores de interferencia de tercer orden	146

Figura 6.64	Molde de anfíbol reemplazado por rutilo y óxidos de hierro	147
Figura 6.65	Alteración de cuarzo y sericita	147
Figura 6.66	Rutilo y apatito	147
Figura 6.67	Rutilo incluido en cuarzo	147
Figura 6.68	Plagioclasas, alteradas parcialmente a arcillas	148
Figura 6.69	Plagioclasas, mostrando su macla polisintética	148
Figura 6.70	Plagioclasas alterándose parcialmente a epidota	148
Figura 6.71	Corte basal de anfíbol	148
Figura 6.72	Anfíboles, mostrando su clivaje característico de 60°	149
Figura 6.73	Anfíboles y biotitas parcialmente alteradas a cloritas	149
Figura 6.74	Anfíbol, con clivaje de 60°	149
Figura 6.75	Anfíboles y alteración de feldespatos a arcillas y sericita	149
Figura 6.76	Diagrama de Streckeisen (1976) para la muestra LT4	151
Figura 6.77	Cuarzo corroído, indicando condiciones de desequilibrio	151
Figura 6.78	Cuarzo corroído	151
Figura 6.79	Moldes de anfíboles reemplazados por opacos	152
Figura 6.80	Moldes de plagioclasas alteradas a sericita	152
Figura 6.81	Ensamble de alteración de cuarzo, sericita	152
Figura 6.82	Sericita con colores de interferencia de 2 y 3 orden	152
Figura 6.83	Anfíboles, reemplazados totalmente por opacos y rutilo	153
Figura 6.84	Zircones, con colores de interferencia de tercer orden	153
Figura 6.85	Anfíbol, reemplazado por hematita	153
Figura 6.86	Ensamble de alteración de cuarzo y sericita	153
Figura 6.87	Moldes de anfíboles	154

Figura 6.88	Alteración de cuarzo-sericita y rutilo	154
Figura 6.89	Alteración de cuarzo-sericita	154
Figura 6.90	Sericita y arcillas	154
Figura 6.91	Cúmulos de cloritas, de color verdoso	155
Figura 6.92	Cloritas con colores de interferencia de primer orden	155
Figura 6.93	Moldes de anfíbol con rutilo siguiendo el clivaje	155
Figura 6.94	Sericita de colores iridiscentes de segundo y tercer orden	155
Figura 6.95	Molde de anfíbol con rutilo siguiendo el clivaje	156
Figura 6.96	Sericita, de colores de interferencia grises	156
Figura 6.97	Fenos de plagioclasa y cuarzo	157
Figura 6.98	Fenos de plagioclasas	157
Figura 6.99	Fenos de plagioclasa y cuarzo	157
Figura 6.100	Fenos de plagioclasa.	157
Figura 6.101	Biotita alterada parcialmente a cloritas y carbonatos	158
Figura 6.102	Carbonatos, alterando biotita	158
Figura 6.103	Plagioclasa con alteración de epidota	158
Figura 6.104	Plagioclasa con alteración de epidota	158
Figura 6.105	Biotitas secundarias diseminadas y en cúmulos	159
Figura 6.106	Ensamble de alteración potásica	159
Figura 6.107	Feldespatos potásicos y cúmulos de biotita	160
Figura 6.108	Plagioclasas alteradas a arcillas	160
Figura 6.109	Cuarzo con biotita secundaria en las fracturas	160
Figura 6.110	Plagioclasas muy alteradas a arcillas	160
Figura 6.111	Zircón, de relieve alto, corroído	161

Figura 6.112	Zircón, mostrando colores de interferencia de tercer orden	161
Figura 6.113	Cristal de esfena, forma de rombo, subredondeado	161
Figura 6.114	Esfena con biotitas secundarias	161
Figura 6.115	Apatito, de relieve moderadamente alto	162
Figura 6.116	Apatito, en una matriz de alteración de biotita y arcillas	162
Figura 6.117	Óxidos de hierro coloforme, asociado a venillas de cuarzo	163
Figura 6.118	Venilla de cuarzo hidrotermal	163
Figura 6.119	Fenos de cuarzo subhedral	163
Figura 6.120	Fenos de plagioclasas, alterados a arcillas y sericita	163
Figura 6.121	Zircón prismático corroído	164
Figura 6.122	Zircón mostrando color de interferencia de tercer orden	164
Figura 6.123	Zircón, mostrando su alto relieve característico	164
Figura 6.124	Zircón, mostrando colores de interferencia de tercer orden	164
Figura 6.125	Zircones intercrecidos	165
Figura 6.126	Zircones, limonitas y sericita	165
Figura 6.127	Apatito, de relieve moderadamente alto	165
Figura 6.128	Apatito, en una matriz de sericita y limonitas	165
Figura 6.129	Diagrama TAS para Tía María y La Tapada	167
Figura 6.130	Diagrama TAS para Los Calatos	169
Figura 6.131	Diagrama TAS para Chipispaya	170
Figura 6.132	Diagrama $K_2O$ vs $SiO_2$ para unidades ígneas parentales regionales	172
Figura 6.133	Diagrama $K_2O$ vs $SiO_2$ para unidades ígneas parentales regionales	173

Figura 6.134	Diagrama de clasificación petrográfica R1-R2	174
Figura 6.135	Diagrama $Zr/TiO_2$ vs $Nb/Y$ para unidades ígneas regionales	175
Figura 6.136	Diagrama REE para el sistema Jurásico Tía María-La Tapada	177
Figura 6.137	Diagrama REE para el sistema Paleoceno de Los Calatos	181
Figura 6.138	Diagrama REE para el sistema Oligo-Mioceno de Chipispaya	184
Figura 6.139	Diagrama Spider para el sistema Jurásico Tía María-La Tapada	187
Figura 6.140	Diagrama Spider para el sistema Paleoceno de Los Calatos	191
Figura 6.141	Diagrama Spider para el sistema Oligo-Mioceno de Chipispaya	193
Figura 7.1	$Nb_N/Ta_N$ vs $Nb_N$	197
Figura 7.2	$Th/Yb$ vs $Nb_N/Ta_N$	202
Figura 7.3	Diagrama $U/Th$ vs $Th$	206
Figura 7.4	Diagrama $Sr/Ba$ vs $Eu/Eu^*$	209
Figura 7.5	Diagrama $FeO$ (%) vs $Eu/Eu^*$	212
Figura 7.6	Diagrama discriminante $La_N/Yb_N$ vs $Yb_N$	213
Figura 7.7	Diagrama discriminante $Sr/Y$ vs $Y$	214
Figura 7.8	$Nb_N/Ta_N$ versus distancia a la fosa	217
Figura 7.9	$Th/Yb$ versus distancia a la fosa	218
Figura 7.10	$U/Th$ versus distancia a la fosa	219
Figura 7.11	$Eu/Eu^*$ versus distancia a la fosa	220
Figura 7.12	$Sr/Ba$ versus distancia a la fosa	221

Figura 7.13	$La_N/Yb_N$ versus distancia a la fosa	222
Figura 7.14	Sr/Y versus distancia a la fosa	223
Figura 7.15	Cu (en ppm) versus distancia a la fosa	224
Figura 7.16	$SiO_2$ versus distancia a la fosa	225
Figura 7.17	Ce/Y versus distancia a la fosa	226
Figura 7.18	Distribución de muestras y parámetros en Tía María	229
Figura 7.19	Distribución de muestras y parámetros en La Tapada	233
Figura 7.20	Diagrama discriminante tectono-magmático $La-Hf*10-TiO_2/100$	236
Figura 7.21	Distribución de muestras y parámetros en Los Calatos	238
Figura 7.22	Distribución de muestras y parámetros en Chipispaya	240
Figura 7.23	Modelo comparativo entre Tía María, Los Calatos y Chipispaya	242



**RELACIÓN DE TABLAS**

Tabla 1.1	Acceso al proyecto Tía María	26
Tabla 1.2	Acceso al proyecto Los Calatos	27
Tabla 1.3	Acceso al proyecto Chipispaya	27
Tabla 2.1	Series magmáticas y ambientes tectónicos	51
Tabla 5.1	Relación de muestras del presente estudio	120
Tabla 6.1	Características petrográficas de muestras de Tía María	127
Tabla 6.2	Características petrográficas de muestras de La Tapada	129
Tabla 6.3	Características petrográficas de muestras de Los Calatos	131
Tabla 6.4	Características petrográficas de muestras de Chipispaya	132
Tabla 6.5	Resumen de diagrama TAS para Tía María-La Tapada	167
Tabla 6.6	Resumen de diagrama TAS para Los Calatos	169
Tabla 6.7	Resumen de diagrama TAS para Chipispaya	171
Tabla 6.8	Resumen de Tierras Raras para Tía María-La Tapada	177
Tabla 6.9	Resumen de Tierras Raras para Los Calatos	181
Tabla 6.10	Resumen de Tierras Raras para Chipispaya	184

## **CAPÍTULO I**

### **INTRODUCCIÓN**

#### **1.1 Generalidades**

En este apartado se detallan aspectos de los proyectos Tía María, Los Calatos y Chipispaya, tales como ubicación y accesibilidad, geomorfología y clima.

##### **1.1.1 Ubicación y accesibilidad**

En este acápite se presenta la ubicación y accesibilidad a los proyectos Tía María, Los Calatos y Chipispaya.

###### **1.1.1.1 Proyecto Tía María**

El proyecto Tía María está ubicado en el distrito de Cocachacra, provincia de Islay, en la Región Arequipa. El proyecto se encuentra a aproximadamente 127 km al Suroeste de la ciudad de Arequipa, en una zona con elevaciones que van desde los 350 hasta los 1050 msnm.

El acceso se indica en la Tabla 1.1 y en la Figura 1.

Tabla 1.1  
Acceso al proyecto Tía María

Lugar	Vía	km	Tiempo
Cocachacra-Tía María	Trocha carrozable	7 km	15 minutos

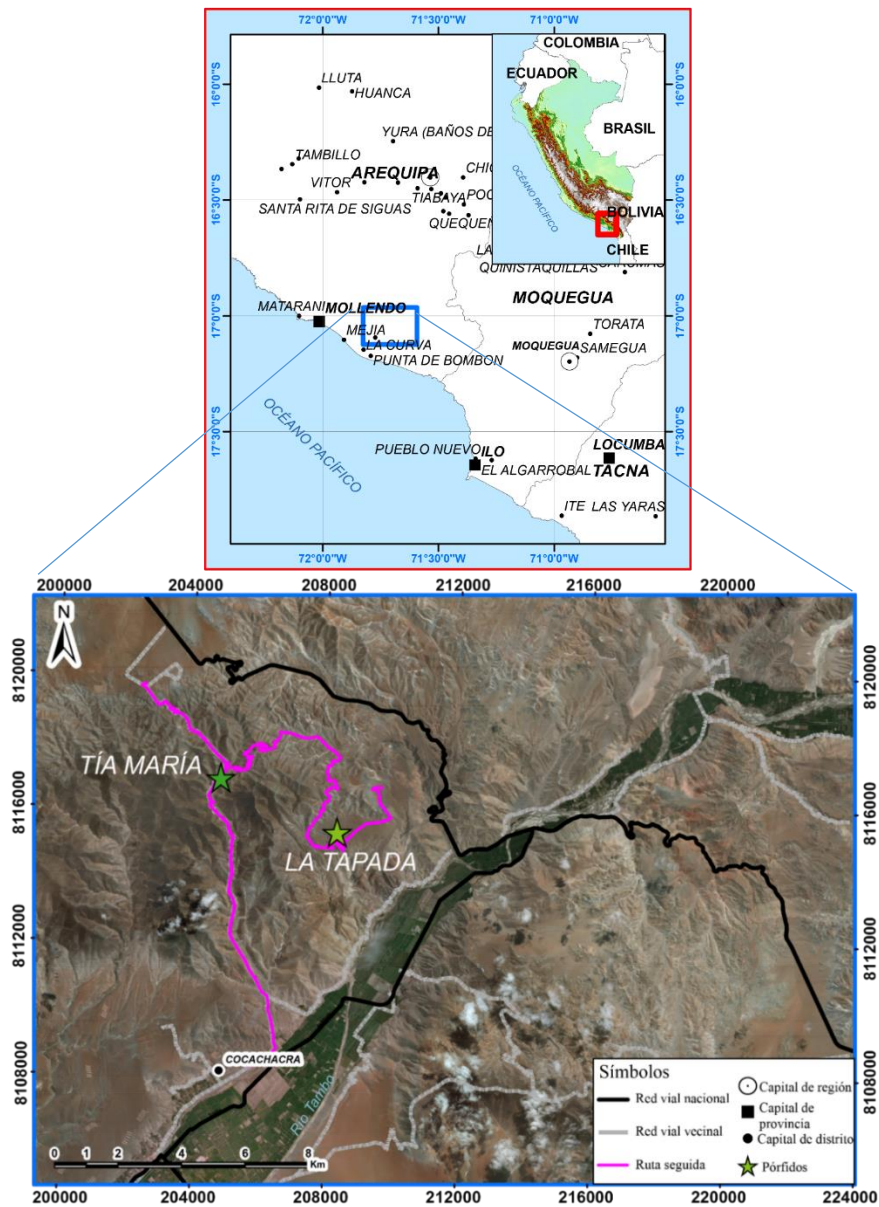


Figura 1.1 Ubicación y accesos al proyecto Tía María  
\*Fuente: Google Earth. 2018

### 1.1.1.2 Proyecto Los Calatos

El proyecto Los Calatos está ubicado en el paraje Los Calatos (paraje del mismo nombre), distrito de Torata, provincia Mariscal Nieto, Región Moquegua.

El acceso se indica en la Tabla 1.2 y en la Figura 1.2.

*Tabla 1.2*

Acceso al proyecto Los Calatos

Lugar	Vía	km	Tiempo
Torata-Los Calatos	Trocha carrozable	65 km	90 minutos

### 1.1.1.3 Proyecto Chipispaya

El proyecto Chipispaya está ubicado en el distrito de Héroes Albarracín, provincia Tarata, Región Tacna. El poblado más cercano es el caserío de Chipispaya, motivo por el cual lleva su nombre.

El acceso se indica en la Tabla 1.3 y en la Figura 1.3:

*Tabla 1.3*

Acceso al proyecto Chipispaya

Lugar	Vía	km	Tiempo
Tacna-Tarata	Afirmada	89 km	60 minutos
Tarata-Chucatamani	Sin afirmar	17 km	25 minutos
Chucatamani-Chipispaya	Trocha	15 km	26 minutos

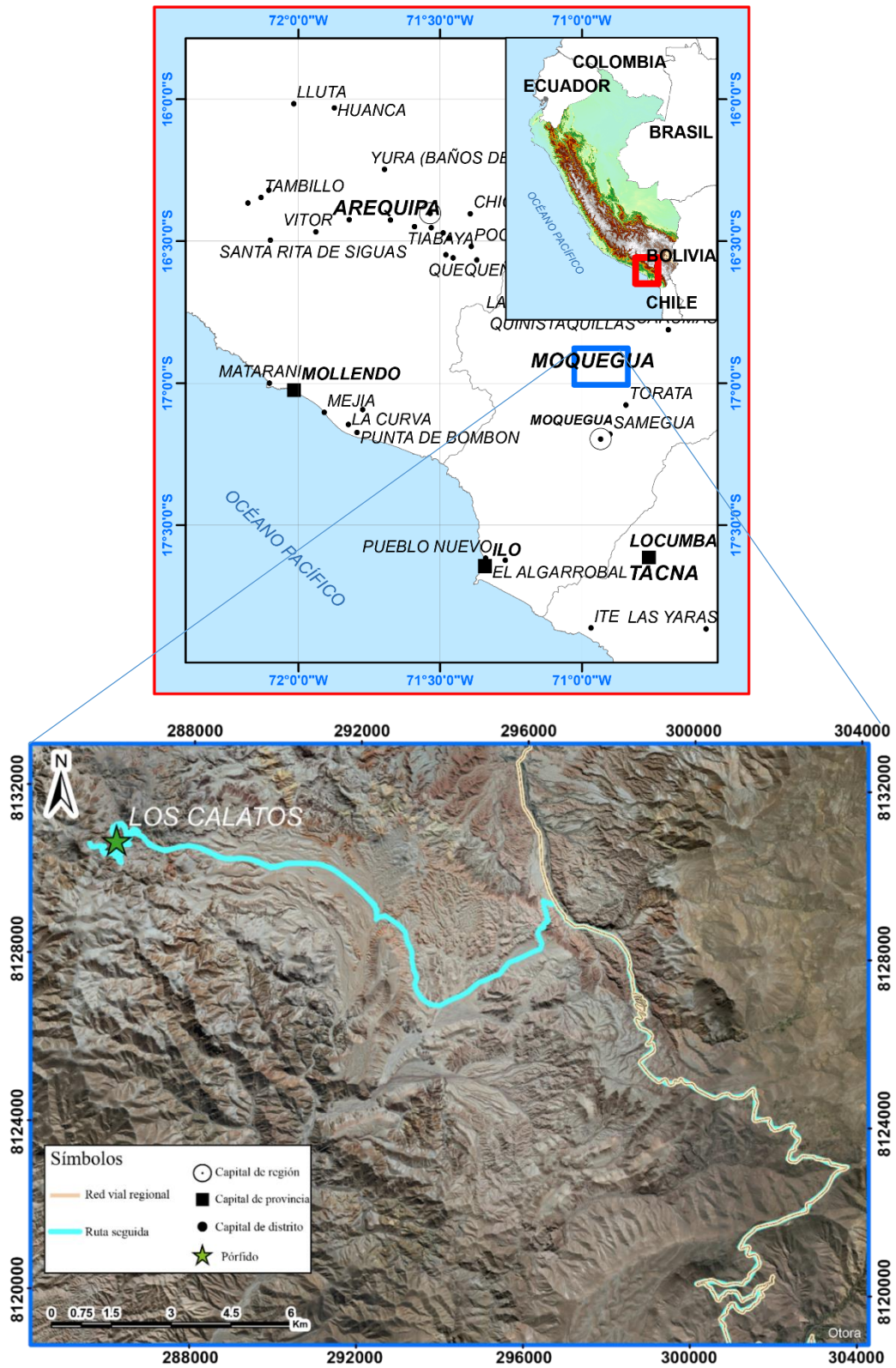


Figura 1.2 Ubicación y accesos al proyecto Los Calatos  
 \*Fuente: Google Earth. 2018

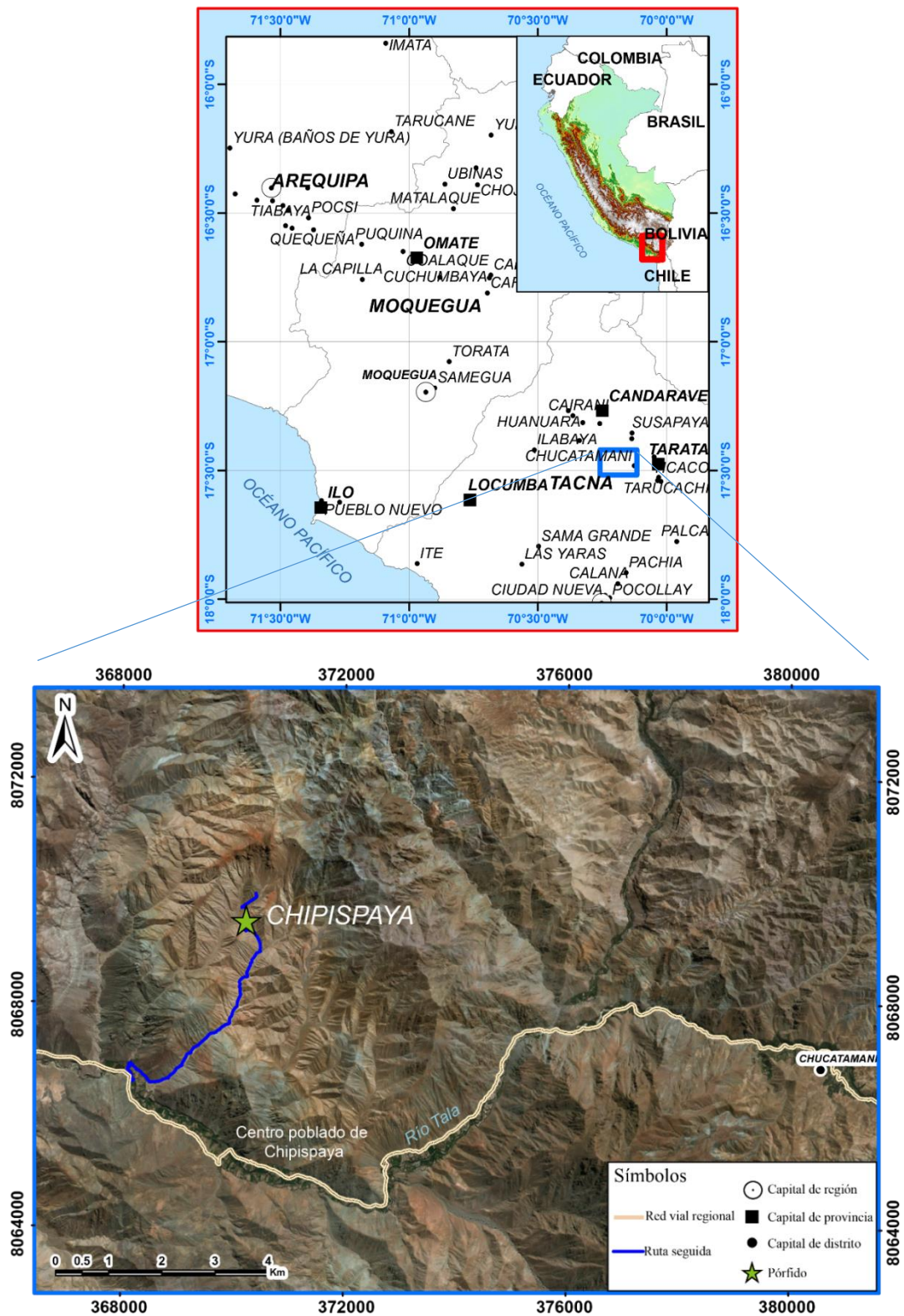


Figura 1.3 Ubicación y accesos al proyecto Chipispaya  
 \*Fuente: Google Earth. 2018

### **1.1.2 Geomorfología**

La zona de estudio se encuentra en el margen derecho del río Tambo (Proyecto Tía María) en la costa, pudiéndose observar una planicie aluvial a ambos márgenes del río Tambo, el pórfido Tía María se encuentra a 750-850 msnm. La Tapada se encuentra a 400 msnm, 4 Km al SE del pórfido Tía María; el proyecto Los Calatos se encuentra en el flanco oeste de la Cordillera Occidental, el área de estudio se encuentra en una meseta desértica. Se pueden distinguir dos paisajes en la zona de trabajo, la cadena de cerros Los Calatos y la denominada pampa Terrones (Martínez *et al.*, 2017b).

El proyecto Chipispaya se encuentra al sur en el flanco oeste de la Cordillera Occidental, limitando al este con la Zona Volcánica Cenozoica Central. Se encuentra en el margen derecho del río Tala, a 2700 msnm, rodeado de cadenas montañosas.

### **1.1.3 Clima**

A continuación se indica el clima característico de la zona del proyecto Tía María.

#### **1.1.3.1 Proyecto Tía María**

El proyecto Tía María se encuentra en el margen derecha del valle del río Tambo. El clima es desértico. Durante el año casi no hay precipitaciones. La temperatura media anual es de 16.7°C. La precipitación media aproximada es de 137 mm.



*Figura 1.4* Fotografía de vista al SE del pórvido La Tapada

### **1.1.3.2 Proyecto Los Calatos**

Las condiciones climáticas que se presentan en el área del proyecto están identificadas como clima árido, semi-árido y templado, propia de la zona desértica; los meses más cálidos se presentan en los meses de verano (enero a marzo), con temperaturas que alcanzan un promedio de 18.1°C, y los valores más bajos durante los meses de junio a agosto, en que alcanzan un promedio de 14°C y las precipitaciones máximas se dan entre noviembre y marzo; el promedio anual está entre los 100 y 125 mm/año.





*Figura 1.5* Fotografía de vista al NE del campamento Los Calatos

### **1.1.3.2 Proyecto Chipispaya**

El clima es seco y árido, con un clima desértico. Durante el año solo hay escasas precipitaciones en invierno. La temperatura media anual en Chipispaya se encuentra a 15.4°C. La precipitación media aproximada es de 33 mm.



*Figura 1.6* Fotografía de vista al SO del pofido Chipispaya

## **1.2 Planteamiento del problema**

En este apartado se plantean la situación problemática, formulación del problema y la justificación de la investigación.

### **1.2.1 Situación problemática**

El magmatismo generador de los pórfidos Tía María, La Tapada, Los Calatos y Chipispaya se encuentra poco estudiado, correspondiendo a tres arcos magmáticos distintos en el tiempo (Jurásico, Paleoceno, Oligo-Mioceno).

### **1.2.2 Formulación del problema**

**El proyecto minero Tía María**, ubicado en la Región Arequipa, comprende dos yacimientos: El pórfido Cu-Mo Tía María y el pórfido Cu-Au (Acosta, Rodríguez y Huanacuni, 2011) La Tapada siendo datada la alteración del pórfido Tía María en 165.9 Ma (Quang, 2003), corresponden al Jurásico medio, siendo la relación de estos pórfidos con el desarrollo del magmatismo aún no establecida claramente, así como tampoco establecidas aún diferencias respecto a su génesis magmática desde el punto de vista litogeoquímico y petrográfico.

**El proyecto minero Los Calatos**, ubicado en la Región Moquegua, es un pórfido de Cu-Mo correspondiente a la franja de Pórfidos de Cu-Mo y depósitos polimetálicos relacionados con intrusivos del Paleoceno-Eoceno. La edad de la mineralización es inferida en alrededor de 60 Ma por su relación con la superunidad Yarabamba, considerada metalotecto (Martínez y Cervantes, 2010), datada en 67.2 Ma

(Mukasa, 1986a), dándose a su vez el volcanismo comagmático Toquepala, relacionado a los pórfidos de Cu de Cuajone, Quellaveco, Toquepala.

**El proyecto minero Chipispaya**, ubicado en la Región Tacna, es un pórfido Cu-Au correspondiente a la franja de Pórfidos de Cu-Mo y depósitos polimetálicos relacionados con intrusivos del Paleoceno-Eoceno; sin embargo, la mineralización ha sido datada en 24.11 y 22.46 Ma (Valdivia *et al.*, 2014) correspondiente al Mioceno inferior y lavas andesíticas en los alrededores han sido datadas en 24 y 21 Ma (Martínez y Cervantes, 2003).

Por ello, es necesario sintetizar la información litogeoquímica y petrográfica existente, así como realizar un muestreo y análisis sistemático en las rocas ígneas en el entorno de los pórfidos Tía María y La Tapada (proyecto Tía María), Los Calatos y Chipispaya, para identificar claramente las diferencias petrográficas y litogeoquímicas de los magmas implicados en el emplazamiento de estos pórfidos, con el propósito de comparar la geoquímica del magma de la franja jurásica de pórfidos de Cu-Mo a la cual corresponde Tía María, con las franjas paleocena a la que corresponde el pórfido de Cu-Mo Los Calatos así como los grandes pórfidos de Cu-Mo de Cuajone, Quellaveco, Toquepala, y los pórfidos Cu-Au Miocenos, representada por el pórfido Chipispaya.

### **1.2.3 Justificación de la investigación**

No existe una herramienta única para descubrir un depósito porfirítico oculto, más que la perforación. Por ello, es útil conocer las características litogeoquímicas y petrográficas características de las rocas ígneas asociadas a la formación de depósitos descubiertos, para emplearlas como guía de exploración de depósitos que aún no se han descubierto o también como una herramienta adicional que oriente la explotación durante el desarrollo de una mina.

## **1.3 Objetivos de la tesis**

En este apartado se detallan los objetivos del presente trabajo.

### **1.3.1 General**

- Caracterizar petrográficamente y litogeoquímicamente las rocas ígneas intrusivas de los pórfidos Tía María, La Tapada, Los Calatos y Chipispaya y determinar la relación entre la petrografía y litogeoquímica, especialmente la de elementos inmóviles, con el desarrollo magmático de estos pórfidos. Basado en ello proponer un modelo comparativo inicial de la evolución de sus sistemas magmáticos.

### **1.3.2 Específicos**

- Establecer los valores de cocientes de elementos inmóviles  $Nb_N/Ta_N$ ,  $Th/Yb$ ,  $U/Th$ ,  $Eu/Eu^*$ ,  $Sr/Ba$ ,  $La_N/Yb_N$ ,  $Sr/Y$ , distancia a la fosa e identificar los parámetros entre ellos que sean más útiles para diferenciar el desarrollo de magmatismo vinculado a pórfidos (local), del magmatismo regional

(superunidad Punta Coles, superunidad Yarabamba, superunidad Challaviento, Grupo Tacaza).

- Determinar las relaciones más resaltantes entre la petrografía de las muestras, indistintamente de su estado de alteración, especialmente en la presencia de minerales accesorios resistentes a la alteración, y la litogeoquímica, especialmente la de elementos inmóviles.
- En base a las relaciones halladas, proponer un modelo comparativo inicial de la evolución del magmatismo entre los pórfidos Tía María-La Tapada, Los Calatos y Chipispaya.

#### **1.4 Hipótesis de la tesis**

En este apartado se detallan la hipótesis general y las hipótesis específicas que se plantean en el presente trabajo.

##### **1.4.1 General**

- La petrografía y litogeoquímica del magmatismo permiten observar las condiciones particulares del desarrollo del magmatismo generador de los pórfidos Tía María, La Tapada, Los Calatos y Chipispaya, las cuales serán distintas debido a la distinta ubicación del arco magmático y distinto tiempo geológico.

##### **1.4.2 Específicas**

- Los cocientes  $Nb_N/Ta_N$ ,  $Th/Yb$ ,  $U/Th$ ,  $Eu/Eu^*$ ,  $Sr/Ba$ ,  $La_N/Yb_N$ ,  $Sr/Y$ , permiten diferenciar el desarrollo de magmatismo vinculado a pórfidos

(local), del magmatismo regional (superunidad Punta Coles, superunidad Yarabamba, superunidad Challaviento, Grupo Tacaza).

- Existe una relación directa entre la presencia y hábitos de minerales resistentes a la alteración, como el rutilo y el zircón, con la litogeoquímica, siendo esta relación preservada incluso luego de los efectos de alteración hidrotermal.
- Las relaciones entre la litogeoquímica y la petrografía permiten establecer un modelo teórico simplificado del magmatismo que dio lugar a los pórfidos Tía María, La Tapada, Los Calatos y Chipispaya.

## **CAPÍTULO II**

### **MARCO TEÓRICO**

#### **2.1 Antecedentes referenciales**

Bellido y De Montreuil (1972) mencionan que la asociación de rocas intrusivas, relación genética con procesos magmáticos y asociación con provincias petrográficas para las ocurrencias metálicas estaban poco o nada estudiada, mencionando que la mineralización de estos pórfidos se encuentra en las rocas intrusivas del Batolito de la Costa o en rocas volcánicas encajonantes.

Cobbing, Pitcher y Taylor (1977b) subdividen al Batolito de la Costa en tres segmentos, siendo el segmento Toquepala de especial interés en la presente tesis.

Bellido (1979) elabora el boletín N° 15 “Geología del Cuadrángulo de Moquegua, 35-u” de la Serie A del INGEMMET “Carta Geológica Nacional”, en el que establece las unidades del Grupo Toquepala, un volcanismo Cretácico-Paleógeno el cual se encuentra asociado espacialmente a los pórfidos Paleocenos del sur del Perú. Pitcher, Atherton, Cobbing y Beckinsale (1985) publican su libro “Magmatism at a plate edge: The Peruvian Andes”, el cual contiene trabajos de Pitcher, Atherton,

Cobbing, Beckinsale, Mukasa, entre otros, sobre dataciones, geoquímica, control estructural y petrografía del Batolito de la Costa.

Clark, Farrar, Kontak y Langridge (1990a) establecen respecto a la zona de estudio de la presente tesis que grandes pórfidos de Cu (-Mo, Au) han sido emplazados en el arco principal en el intervalo 52.15 Ma (Cuajone) a 57.1 Ma (Toquepala) como la etapa terminal en la evolución de la sucesión volcánica subaérea del Grupo Toquepala del Cretácico inferior-Paleógeno.

Martínez y Zuloaga (2000) realizan la “Memoria Explicativa de la Geología del Cuadrángulo de Moquegua (35-u). Escala 1: 50 000” en la que redefinen las unidades litoestratigráficas y litodémicas del Grupo Toquepala definidas por Bellido (1979).

Kay y Mpodozis (2001) publican su artículo “Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust” en el que mencionan la relación del engrosamiento cortical con la formación de los sistemas fértiles de pórfidos de Cu en los Andes Centrales.

Martínez y Cervantes (2003) presentan en el Boletín N° 26 de la serie D “Estudios Regionales” denominado “Rocas Ígneas en el sur del Perú, nuevos datos geocronométricos, geoquímicos y estructurales entre los paralelos 16° y 18°30’ Latitud Sur” continuando con los estudios sobre las unidades ígneas estudiadas por Martínez y Zuloaga (2000).



Richards (2003) explica que, durante ciclos tectónicos mayores, la compresión horizontal a través de la litósfera dificulta y obstruye el ascenso del magma y favorece su acumulación en complejos de sills en la corteza profunda, donde los magmas evolucionan e interactúan con material de la corteza inferior y las intrusiones de pórfidos de Cu son comúnmente el último gran evento magmático en el arco antes del cambio de la localización del magmatismo.

Sillitoe y Perelló (2005) realizan una importante publicación en la que presentan las franjas de pórfidos de Cu en los Andes. Mencionan que los pulsos contraccionales pueden estar relacionados a subducción plana de los *slabs*. La contracción induce engrosamiento cortical, supresión del volcanismo, levantamiento de la superficie y exhumación. El magma se entrapa a profundidades superficiales y se piensa que suplen los volúmenes de fluidos necesarios para la generación de los pórfidos de Cu gigantes. Sin embargo mencionan que no hay un vínculo convincente entre la subducción de figuras oceánicas, como dorsales asísmicas, y lugares específicos de formación de pórfidos de Cu gigantes, ni hay un control consistente aparente por intersección de lineamientos transversales con los arcos contraccionales, tales como propusieran Richards, Boyce y Pringle (2001).

Martínez, Cervantes y Romero (2006) realizan el trabajo “El Arco Magmático Jurásico/Paleógeno, nuevas contribuciones Estratigráficas, Petrográficas y Geoquímicas; Arequipa-Tacna. Sur de Perú” en el que realizan una caracterización

detallada de estos arcos magmáticos así como diversas secciones y columnas estratigráficas.

Acosta (2006) presenta una tabla de los eventos magmáticos y metalogenéticos en la Cordillera de la Costa y Flanco Occidental Pacífico del Sur de Perú. Martínez y Cervantes (2010) realizan el estudio “Proyecto Los Calatos, marco estructural y características geológicas, sector Jaguay Moquegua”.

Valdivia, Toro, Mamani y Terán (2014) presenta el artículo “Chipispaya: Pórfido Cu-Au del Mioceno inferior en el Sur del Perú” en el que busca sustentar una franja de pórfidos Cu-Au de edad Mioceno inferior superpuesta a la franja de pórfidos Cu-Mo del Paleoceno, siendo Chipispaya la primera evidencia de ello en esta franja, la cual es por la edad correlacionable a los pórfidos de una de las subfranjas de Maricunga-Chile, Esperanza-Santa Cecilia (Mpodozis, Cornejo, Kay y Tittler 1995).

Valdivia, Mamani, Toro y Terán (2015) realizan un trabajo que pretende mostrar la evolución del emplazamiento de los intrusivos de la superunidad Yarabamba, de los pórfidos de Cu-Mo y su aplicación en exploración. Muestra una tabla que indica las diferentes dataciones de U-Pb, Ar-Ar y K-Ar para Cerro Verde, Cuajone, Quellaveco y Toquepala.

## **2.2 Magmatismo**

El magmatismo es el conjunto de fenómenos relacionados con la génesis y actividad del magma. El magma es un fundido silicatado que contiene cantidades

menores de cristales y otros sólidos en suspensión, así como gases y volátiles disueltos o parcialmente exsueños y se origina por la fusión parcial de una roca preexistente (Castro, 2015). El porcentaje de volátiles puede alcanzar hasta 15% en los denominados “magmas húmedos”, el porcentaje de agua puede ser superior a 4% según Ridolfi, Rezulli y Puerini (2010). La fusión parcial se denomina así debido a que la roca nunca funde al 100%, siendo el rango de porcentaje de fundido producido comprendido entre 2% y 30% en fundidos basálticos (Gill, 2010).

Los magmas se emplazan en distintos niveles de la corteza superior a manera de diques, sills, lopolitos y otras denominaciones de acuerdo a la geometría de su emplazamiento. Los diques representan conductos de forma laminar y disposición subvertical que atraviesan la litosfera conectando el sistema magmático entre diferentes intrusiones (sills, plutones, lopolitos, lacolitos) y también con las diferentes manifestaciones extrusivas (volcanes y erupciones fisurales). Los sills son intrusiones tabulares de disposición subhorizontal, que suelen ser concordantes con la estructura de la roca encajante. A diferencia de los diques, su extensión o propagación lateral puede ser muy grande mientras que su crecimiento en la vertical es muy inferior, dando lugar a cuerpos intrusivos sencillos.

El magmatismo que corresponde a los Andes es originado en el contexto de subducción, en el que variables como la corteza oceánica subducida (o slab), el contenido de agua y volátiles que aporta por deshidratación al manto astenosférico, los procesos MASH (Mixing, Assimilation, Storage, Homogeneization) y procesos de diferenciación, asimilación y cristalización fraccionada (procesos AFC) hacen del

magmatismo generado en este contexto un sistema complejo. La Figura 2.1 muestra las variables implicadas en la génesis y evolución del magmatismo en el contexto de subducción.

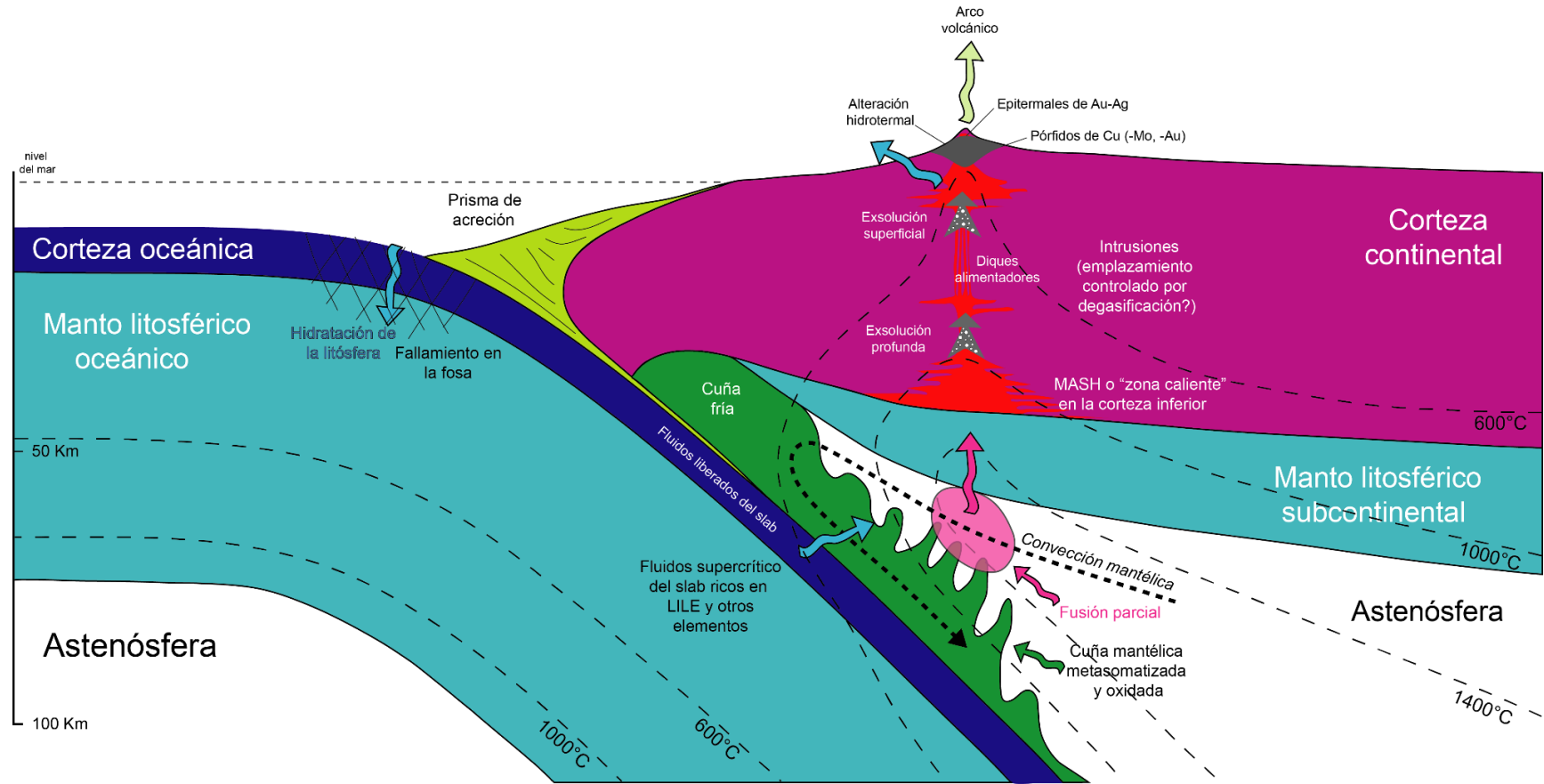
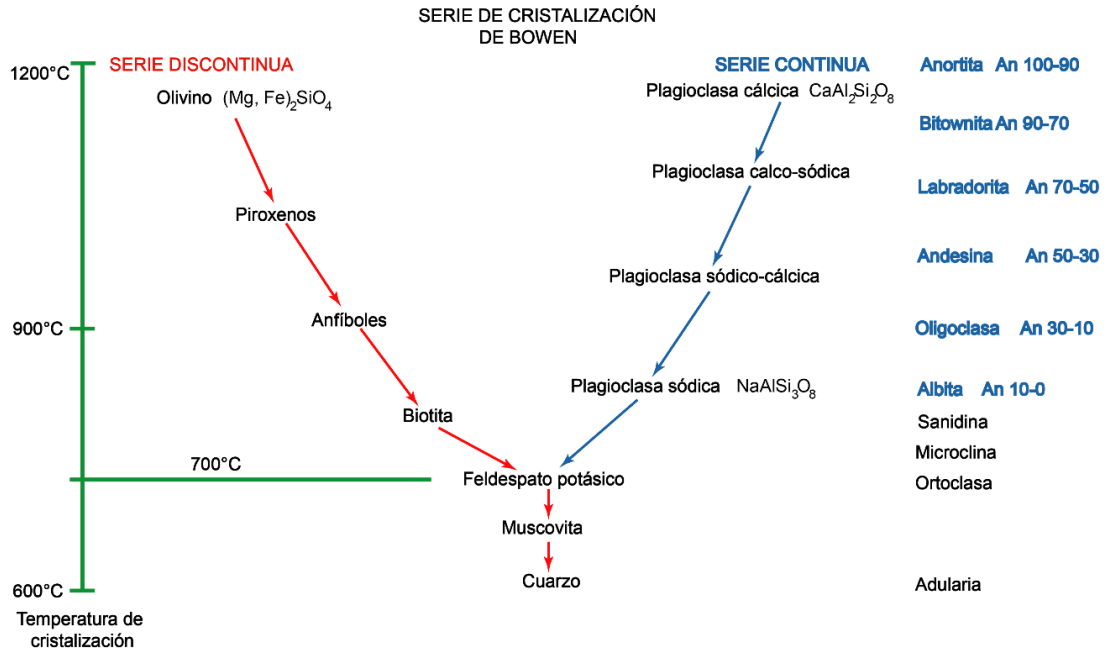


Figura 2.1 Condiciones P y T de subducción en arco magmático continental

\*Modificado de Zellmer, Edmonds y Straub (2015).

Por su compleja composición, la cristalización del magma es fraccionada, siendo la secuencia de cristalización determinada por Bowen (1928).



*Figura 2.2* Serie de cristalización magmática  
\*Modificada de Bowen (1928).

Las rocas en la base de la corteza se ven sometidas a condiciones de P y T que en algunos casos no son suficientes para alcanzar la fusión parcial, pero sí para generar metamorfismo. El metamorfismo es el conjunto de cambios texturales y mineralógicos que experimenta una roca sometida a condiciones de presión y temperatura diferentes a las de su formación, excluyendo los procesos diagenéticos propios de rocas sedimentarias.

Al ensamble mineralógico generado se le denomina facies metamórfica, término acuñado por Eskola (1915), quien dio la siguiente definición: “Una facies metamórfica es un grupo de rocas caracterizadas por conjunto definido de minerales que, bajo las condiciones de su formación, alcanzaron el equilibrio perfecto entre ellos.

La composición mineral cualitativa y cuantitativa en las rocas de una facies dada varia gradualmente en correspondencia con las variaciones en la composición química de las rocas”.

La Figura 2.3 muestra las condiciones P y T correspondientes a las facies metamórficas. Las anfibolitas contienen hornblenda, oligoclasa y proporciones menores de esfena y almandino. Las eclogitas contienen piropero, onfacita, cianita y rutilo.

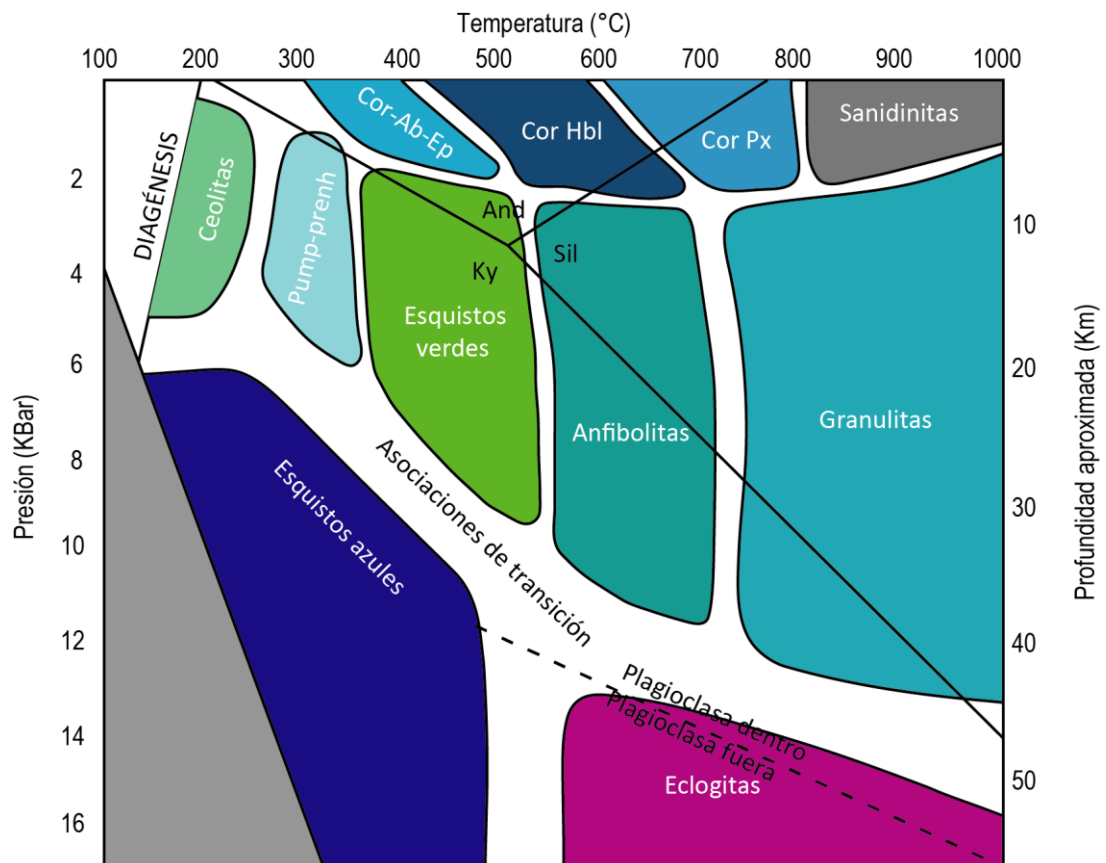


Figura 2.3 Condiciones P y T de facies metamórficas

\*La curva de plagioclasa afuera/dentro es de Best (2003). Gráfico modificado de Bucher y Frei (1994), Turner (1981), Yardley (1989), Blatt y Tracy (1996). En Best (2003)

### 2.3 Petrografía de rocas ígneas

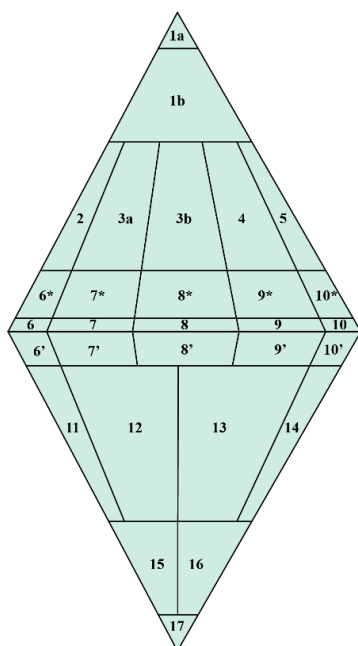
Para la nomenclatura modal en la presente tesis se siguieron los campos y nombres de Streckeisen (1976) para rocas con  $M < 90$  y los nombres de Le Maitre (2002) para rocas volcánicas.

Para esta clasificación:

- Q:** cuarzo
- A:** feldespatos alcalinos. Incluyendo ortosa, microclina, sanidina, anortoclasa y albita con  $< 5\%$  molar de anortita ( $An_5-An_0$ ).
- P:** plagioclasas, con  $> 5\%$  molar de anortita ( $An_{100}-An_5$ ).
- F:** feldespatoides. Su presencia es incompatible con Qz.
- M:** minerales máficos, incluyendo además de los silicatos de Fe y Mg a los óxidos y minerales accesorios; es decir, todo lo que no sea Q-A-P-F, que forma el grupo de minerales félsicos [ $M = 100 - \sum Q(F)AP$ ] siendo Q y F incompatibles y por tanto excluyentes entre sí.

El valor de M es equivalente al índice de color de la roca salvo en el caso de minerales con abundantes minerales transparentes, como muscovita, apatito y carbonatos primarios. Estos deben ser descontados de M para determinar un valor más apropiado del índice de color  $M^{\wedge} = M - (\text{Muscovita, carbonatos, apatito})$ .





	Roca plutónica	Roca volcánica
1a	Cuarzolita (silexita)	No hay equivalencia
1b	Granotiofe rico en cuarzo	
2	Granito de feldespato alcalino	Riolita de feldespato alcalino
3a	Sienogranito	Riolita
3b	Monzogranito	
4	Granodiorita	Dacita
5	Tonalita	
6*	Cuarzosienita de feldespato alcalino	Cuarzotraquita de feldespato alcalino
7*	Cuarzosienita	Cuarzotraquita
8*	Cuarzomonzonita	Cuarzolatita
9*	Cuarzomonzodiorita	Andesita/Basalto
10*	Cuarzodiorita/Cuarzogabro	Andesita/Basalto
6	Sienita de feldespato alcalino	Traquita de feldespato alcalino
7	Sienita	Traquita
8	Monzonita	Latita
9	Monzodiorita/Monzogabro	Andesita/Basalto
10	Diorita/Gabro	Andesita/Basalto
6'	Sienita de feldespato alcalino con feldespatooides	Traquita de feldespato alcalino con feldespatooides
7'	Sienita con feldespatooides	Traquita con feldespatooides
8'	Monzonita con feldespatooides	Latita con feldespatooides
9'	Monzodiorita/Monzogabro con feldespatooides	Andesita/Basalto
10'	Diorita/Gabro con feldespatooides	Andesita/Basalto
11	Sienita feldespatoica	Fonolita
12	Monzosienita feldespatoica	Fonolita tefrítica
13	Monzodiorita/monzogabro feldespatoica(o)	Fonolita basanítica
14	Diorita/Gabro feldespatoica(o)	Tefrita/Basanita (olivino<10%/olivino>10%)
15	Foidita	Foidita fonolítica
16		Foidita tefrítica
17		Foidita

Figura 2.4 Nomenclatura modal para rocas ígneas no piroclásticas

\*Campos para rocas plutónicas según Streckeisen (1976) y para rocas volcánicas según Le Maitre (2002).

## 2.4 Geoquímica

En esta sección, se estudian los principales diagramas a ser empleados en la caracterización litogeoquímica de este estudio. A su vez, se desarrolla la teoría de elementos traza y los factores que condicionan su comportamiento en magmas.

### 2.4.1 Geoquímica de elementos mayores

Los elementos que se encuentran en proporciones en peso >1% en la corteza terrestre se denominan elementos mayores. Estos son Si, Al, Ca, Na, K, Fe, Mg, P. Para la geoquímica de rocas ígneas se trabaja con los porcentajes en peso de sus óxidos.

### 2.4.1.1 Clasificaciones usando diagramas de óxidos-óxidos

En esta sección, se desarrollan los diagramas que emplean los óxidos de los elementos mayores ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ), tales como los diagramas bivariantes Harker y otros diagramas especiales.

#### 2.4.1.1.1 Diagramas Harker

Consisten en ploteos de óxidos mayores versus  $\text{SiO}_2$ . Las tendencias observadas en diagramas Harker pueden ser engañosas debido al denominado efecto de cierre por el hecho que las variables, los óxidos mayores, suman un 100%.

#### 2.4.1.1.2 Diagrama de Álcalis Totales vs Sílice (TAS)

Es uno de los diagramas más útiles para rocas volcánicas, especialmente para rocas frescas. El diagrama TAS clasifica a las rocas en ácidas, intermedias, básicas y ultrabásicas en base a su contenido de sílice. Williams, Turner y Gilbert (1954) propusieron los siguientes rangos para estos términos: Ácido para  $\text{SiO}_2$  mayor a 63%, Intermedios para  $\text{SiO}_2$  comprendida entre 63 y 52%, Básicos o máficos para  $\text{SiO}_2$  comprendida entre 52 y 45%, Ultrabásicos para  $\text{SiO}_2$  menor al 45%.

Es inapropiado para rocas ricas en potasio y altamente magnesianas y no debe ser utilizado con rocas intemperizadas, alteradas o metamorfizadas debido a la potencial removilización de los álcalis. También se deben evitar rocas que muestren señales de cristalización fraccionada. Se debe recalcular al 100% libre de  $\text{CO}_2$  y  $\text{H}_2\text{O}$ .

Para rocas intrusivas Wilson (1989) usa el diagrama TAS para una clasificación preliminar de rocas intrusivas. Sin embargo, los límites están basados en una versión anterior de TAS para rocas volcánicas de Cox, Bell y Pankhurst (1979) y por ello no son consistentes con los límites del diagrama TAS.

#### 2.4.1.1.3 Discriminación usando diagramas TAS

Las series magmáticas son las tendencias de la variación litogeoquímica de un magma en un dominio geotectónico dado. Autores tales como MacDonald y Katsura (1964), Kuno (1969) e Irvine y Baragar (1971) han establecido curvas que delimitan estas series magmáticas en un diagrama TAS. Para la presente tesis se tomará el límite propuesto por Kuno (1969).

#### 2.4.1.1.4 El diagrama K<sub>2</sub>O vs sílice

Peccerillo y Taylor (1976) proponen una división para la serie subcalcina de rocas volcánicas en un diagrama TAS en alto, medio y bajo potasio. Rickwood (1989) establece las nomenclaturas: Calcoalcalinas de alto K, calcoalcalinas y tholeíticas respectivamente, además de serie shoshonítica a la serie que corresponde al muy alto K.

La relación entre las series magmáticas mencionadas a partir de elementos mayores y los distintos ambientes geotectónicos se da en la Tabla 2.1.

*Tabla 2.1*  
Series magmáticas y ambientes tectónicos

Ambiente tectónico	Margen de placa		Intraplaca	
	Convergente (destructivo)	Divergente (constructivo)	Intra-oceánico	Intra-continental
Figura volcánica	Arco de islas, margen continental activo	Dorsales mesooceánicas, expansión trasarco	Islas oceánicas	Zonas de rift continental, provincias de flujo continental basáltico
Serie magmática característica	Tholeítico, calcoalcalino, alcalino	Tholeítico - -	Tholeítico - Alcalino	Tholeítico - Alcalino
Rango de sílice	Basaltos y diferenciados	Basaltos	Basaltos y diferenciados	Basaltos y diferenciados

\*Tomada de Wilson (1989)

#### 2.4.1.1.5 Índice de Saturación de Alúmina de Shand (ISA)

Shand (1927) propuso una clasificación química, balanceando paralelamente el contenido de sílice y alúmina, que le permitió desarrollar el concepto de saturación. La saturación de alúmina, de acuerdo a Shand (1927), desarrolla tres clases de rocas: Rocas peraluminosas, en las que la proporción molecular de  $[Al_2O_3 > (CaO + Na_2O + K_2O)]$  (valores mayores a 1) (también se expresa como ASI o ACNK). Rocas metaluminosas: La proporción molecular de  $[Al_2O_3 < (CaO + Na_2O + K_2O) > (Na_2O + K_2O)]$  (valores menores a 1). Rocas peralcalinas En las cuales la proporción molecular de  $[Al_2O_3 < (Na_2O + K_2O)]$ .

#### 2.4.1.2 Clasificaciones usando cationes

De La Roche, Leterrier y Marchal (1978) proponen una clasificación químico-mineralógica basada en la combinación de los cationes de los elementos mayores en rocas ígneas mediante los parámetros R1 y R2, siendo R1:  $4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)$  y  $R2=Al+2Mg+6Ca$ , donde el elemento E es expresado en milicaciones. Una

ventaja de esta clasificación, por ejemplo respecto a la TAS, es que tiene en cuenta todos los componentes esenciales, combinados en 2 vectores. Otra utilidad de esta clasificación es que permite emplear grandes bases de datos geoquímicos de rocas, en las que en muchas ocasiones la clasificación petrográfica no está disponible.

## **2.4.2 Geoquímica de elementos traza**

Los elementos traza son aquellos que se encuentran presentes en la roca en cantidades menores a 0.1%. Cuando una roca funde, aquellos minerales que prefieran permanecer en las fases minerales se denominan compatibles, mientras aquellos que prefieran pasar a la fase fundida son denominados incompatibles.

### **2.4.2.1 Relación carga/radio**

Es de gran utilidad identificar subgrupos dentro del conjunto de elementos incompatibles (para posteriormente comparar estos subgrupos con otros provenientes de bases de datos distintas) agrupándolos según el parámetro carga/radio iónico ( $z/r$ ). Esta propiedad es denominada Fuerza de Campo (Field Strength) y se conoce también como el potencial iónico de un elemento. La Figura 2.5 muestra un ploteo de radios iónicos vs cargas para la mayoría de elementos traza estudiados en geoquímica. Los cationes de radios pequeños y valencias altas son conocidos como Elementos de Gran Fuerza de Campo (o High Field Strength Elements-HFSE) con un potencial iónico  $>2$ , mientras que los cationes de gran radio iónico y valencias bajas son conocidos como Elementos de Baja Fuerza de Campo (o Low Field Strength Elements-LFSE) con un potencial iónico  $<2$ . A estos últimos también se les conoce como Elementos Litófilos de Grandes Iones (Large Ion Lithophile Elements-LILE). Elementos con radio iónico

pequeño y carga relativamente baja tienden a ser compatibles. En la Figura 2.5 se muestran los principales agrupamientos de elementos traza y se resalta la similitud en radio iónico y carga entre algunos grupos de elementos. Elementos con la misma carga iónica y radio se espera que muestren un comportamiento geoquímico muy similar. Los radios iónicos son de Shannon (1976).

#### **2.4.2.2 Comportamiento de los elementos traza en magmas**

La geoquímica de las rocas magmáticas es empleada para caracterizar en primera instancia mediante los elementos mayores la tendencia de la variación geoquímica regional, asignando series magmáticas a las rocas de determinados eventos ígneos, tales como el empleo de los diagramas TAS para visualizar las series alcalinas, calcoalcalinas y tholeíticas o los diagramas KS para visualizar las series shoshoníticas, de alto, medio y bajo K o el ISA (Índice de Saturación de Alúmina) que permiten identificar las series peralumínica, metaalumínica y peralcalina.

Estas series se relacionan con uno o más escenarios geotectónicos. Para discernir entre los distintos escenarios geotectónicos (magmatismo de subducción continental, oceánica, magmatismo de intraplaca, magmatismo de rift entre otros) son especialmente útiles los elementos traza.

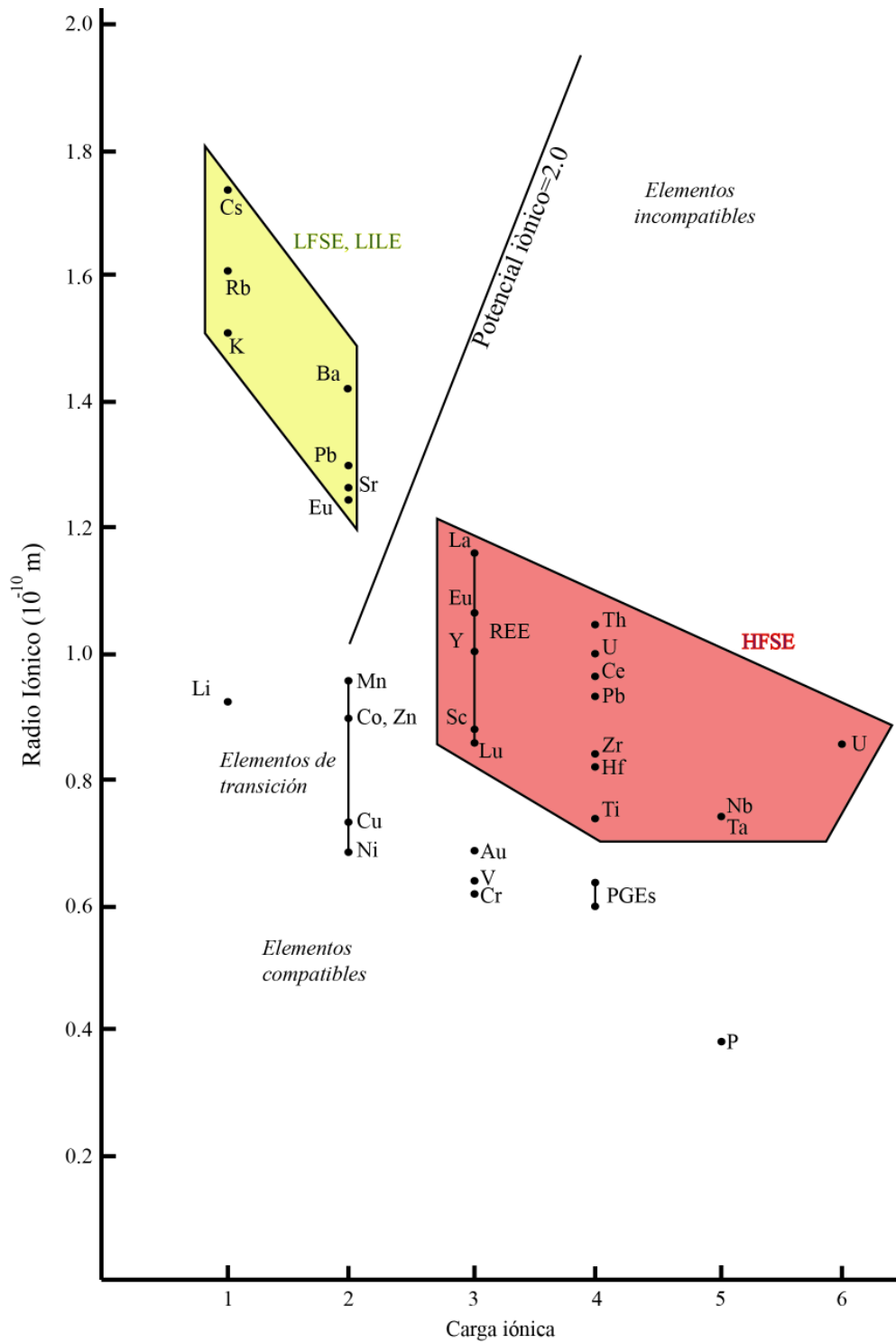


Figura 2.5 Radio iónico vs carga iónica para elementos traza de interés geológico  
\*Tomado de Rollinson (1993)

Para interpretar correctamente la información que se obtendrá de los elementos traza se deben establecer las reglas que rigen su comportamiento en sistemas magmáticos, tales como su incorporación a determinados minerales tras la cristalización fraccionada o su permanencia tras la fusión parcial. Los elementos traza son incorporados a los minerales por los mecanismos de adsorción, oclusión y solución sólida. De este último caso se tienen ejemplos en camuflaje como el Re en la molibdenita, el Hf en zircones, captura en feldespatos potásicos del Ba<sup>+</sup> en lugar del K<sup>+</sup> o en plagioclasas del Sr<sup>2+</sup> en lugar del Ca<sup>2+</sup>, así como admisión de Rb<sup>+</sup> en feldespato potásico, entre otros.

El comportamiento de las REE en los magmas es influenciado por los procesos de fusión parcial en la fuente así como en la posterior cristalización fraccionada y/o asimilación, ya que estos procesos implican interacciones entre fases y por ende la influencia del coeficiente de partición. Estos eventos pueden ser interpretados de manera cualitativa a través de los patrones observados en los diagramas de Tierras Raras. Además, su ingreso a las fases cristalinas se rige por los siguientes principios:

Las reglas de sustitución de Goldschmidt (1927), las cuales indican que:

- Dos iones con el mismo radio y valencia, deben entrar en solución sólida en cantidades proporcionales a sus concentraciones (se asume una diferencia en radio no mayor al 15% para una aplicación real de esta regla).



- Si dos iones tienen diferente radio y la misma valencia, el ion más pequeño es preferentemente incorporado a la red cristalina.
- Si dos iones tienen radio similar pero diferente valencia, el ion con carga mayor es preferentemente incorporado dentro de la red cristalina.

La electronegatividad es también una propiedad importante respecto a qué catión es preferido de incorporar a la red cristalina en una incorporación diadámica tal como demostró Ringwood (1955), con las siguientes adiciones y modificaciones a las leyes de Goldschmidt (1927):

- Las sustituciones pueden ser limitadas, incluso cuando los criterios de radio y carga son satisfechos, cuando los iones en competición tienen diferentes electronegatividades y forman uniones de diferente carácter iónico. El elemento menos electronegativo será preferentemente incorporado.

#### 2.4.2.3 Coeficiente de partición ( $K_d$ )

Onuma, Wakita y Nagasawa (1968) y Jensen (1973) pusieron de manifiesto de manera clara la influencia del radio iónico y la carga en la distribución de elementos químicos. Para ello, definieron un **coeficiente de distribución (o partición,  $K_d$ )** para un elemento (E) distribuido entre un fundido y cristales coexistentes de la siguiente manera:

$$K_d(E) = \frac{C_s}{C_f}$$

Donde  $K_d$ : Coeficiente de partición

E= Elemento

$C_s$ = Concentración del elemento E en la fase sólida (mineral o roca)

$C_f$ = Concentración del elemento E en el fundido

Se ha recopilado información de coeficientes de partición de elementos de Tierras Raras en minerales formadores de rocas ígneas y minerales accesorios en diversos fundidos estudiados en laboratorio, emulando condiciones P y T, por diversos autores, que se muestra de manera sintética a continuación en las Figuras 2.6, 2.7 y 2.8:

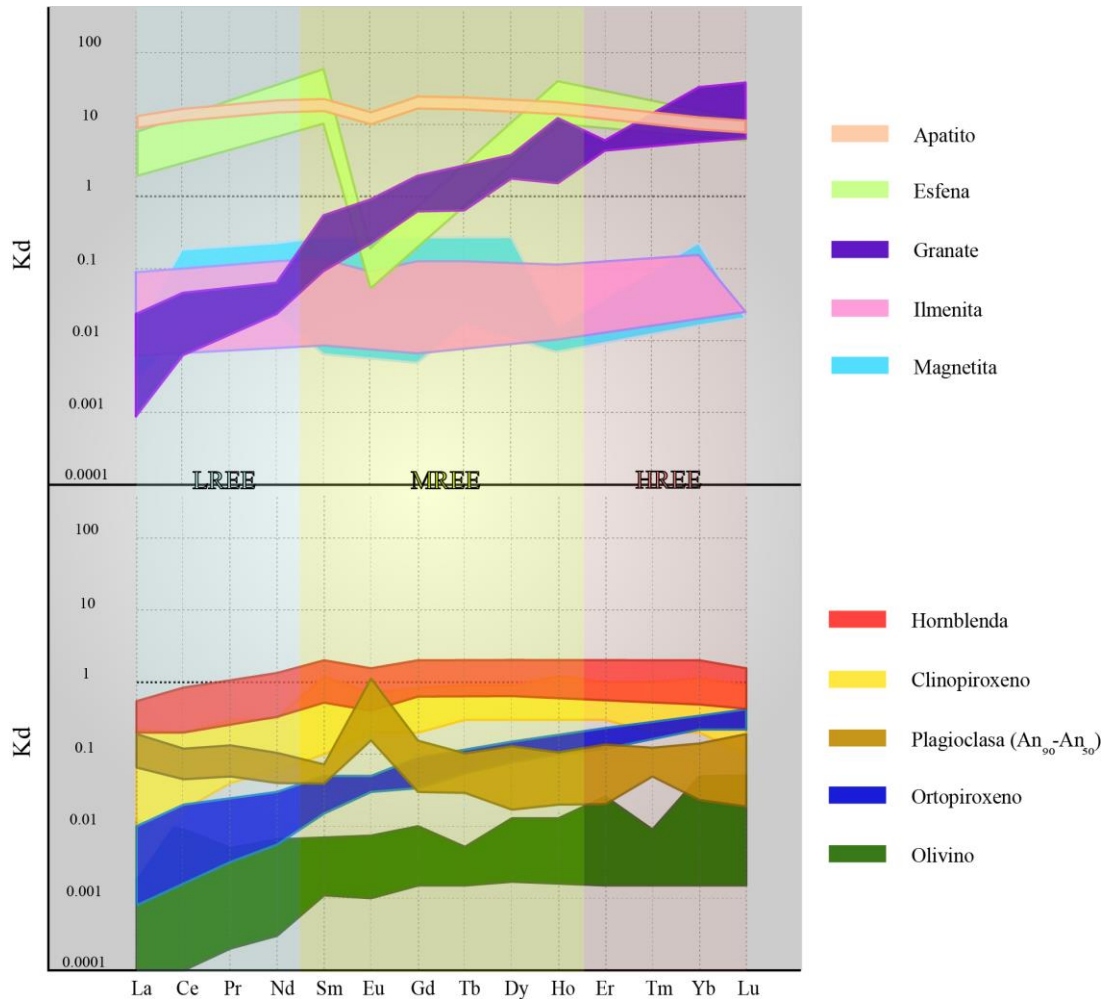


Figura 2.6 Rango de coeficientes de partición de minerales formadores de roca y accesorios en magmas basálticos y andesítico/basálticos

\*Las franjas fueron elaboradas a partir de los coeficientes de partición tomados de Frey (1969), Higuchi y Nagasawa (1969), Paster, Schauwecker y Haskin (1974), Arth (1976), Ronov y Yaroshevskiy (1976), Irving y Frey (1978), Dostal *et al.* (1983), Reid (1983), Green y Pearson (1983), Fujimaki, Tatsumoto y Aoki (1984), Irving y Frey (1984), Lemarchand, Benoit y Calais (1987), McKenzie y O'Nions (1991), Nielsen, Gallahan y Newberger (1992), Hart y Dunn (1993), Dunn y Sen (1994), Hauri, Wagner y Grove (1994), Hack, Nielsen y Johnston (1994), Salters y Longhi (1999), Green *et al.* (2000), Aignertorres *et al.* (2007).

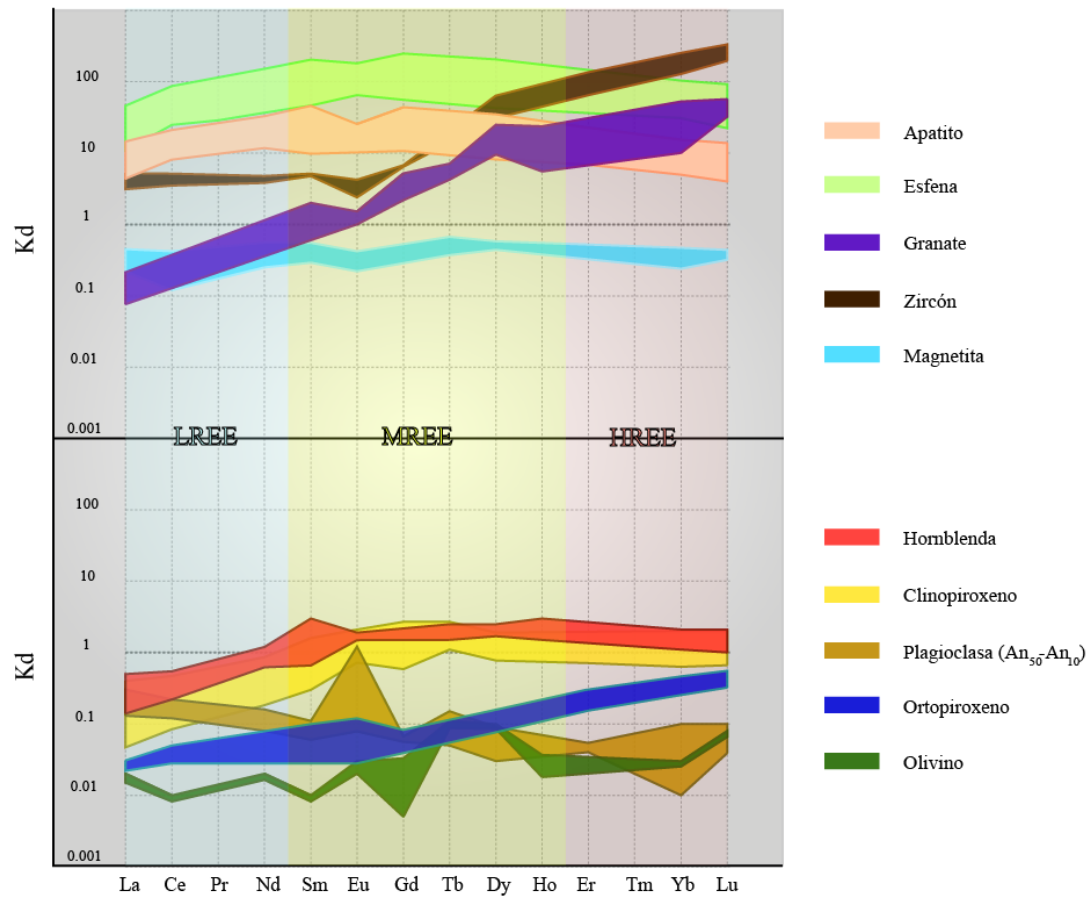


Figura 2.7 Rango de coeficientes de partición de minerales formadores de roca y accesorios en magmas andesíticos

\*Las franjas fueron elaboradas a partir de los coeficientes de partición tomados de Drake y Weill (1975), Matsui *et al.* (1977), Irving y Frey (1978), Luhr y Carmichael (1980), Nicholls y Harris (1980), Watson y Green (1981), Fujimaki *et al.* (1984), Green y Pearson (1985a), Fujimaki (1986), Villemant (1988), Bacon y Druitt (1988), Dunn y Sen (1994), Brenan *et al.* (1995).

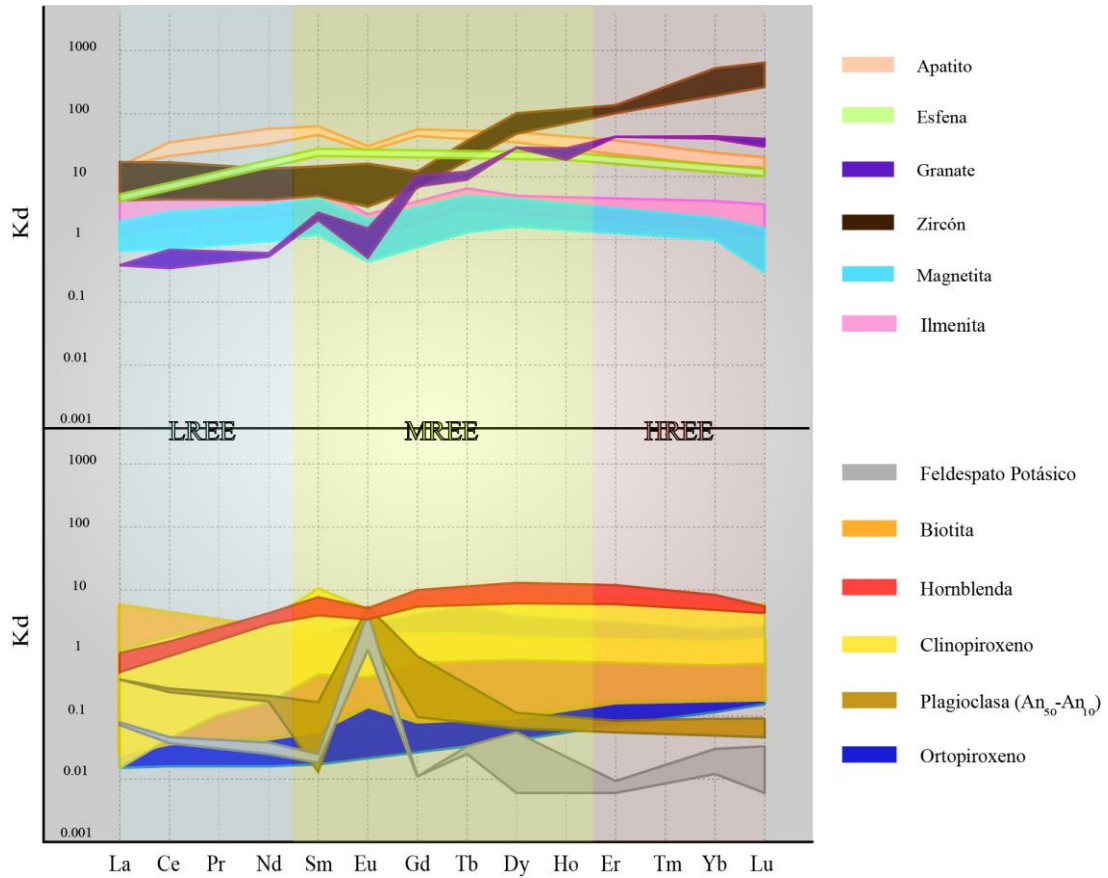


Figura 2.8 Rango de coeficientes de partición de minerales formadores de roca y accesorios en magmas riolíticos y dacíticos

Las franjas fueron elaboradas a partir de los coeficientes de partición tomados de Arth (1976), Irving y Frey (1978), Mahood y Hildreth (1983), Fujimaki *et al.* (1984), Nash y Crecraft (1985), Green y Pearson (1987), Bacon y Druitt (1988).

#### 2.4.2.4 Las Tierras Raras

Comprenden la serie de metales con  $Z$  entre 57 y 71 (los lantánidos), desde el La hasta el Lu. Algunos autores consideran también al Sc e Y por la similitud de sus propiedades. Se distinguen tres series según aumenta el número atómico:

- Tierras Raras ligeras (Light Rare Earth Elements-LREE) las cuales son La, Ce, Pr, Nd.
- Tierras Raras intermedias (Middle Rare Earth Elements-REE) las cuales son el Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho.
- Tierras Raras pesadas (Heavy Rare Earth Elements-REE) las cuales son el Er, Tm, Yb, Lu.

Debido a que **todas ellas son trivalentes**, presentan propiedades físicas y químicas similares (el Eu y el Ce tienen además las valencias +2 y +4 respectivamente).

##### 2.4.2.4.1 Contracción lantánida

**Con el incremento de  $Z$** , el radio iónico desciende (debido al aumento de la carga positiva en el núcleo respecto a la nube electrónica que permanece constante), haciendo a su vez que **descienda el grado de incompatibilidad en el mismo sentido**, ya que cationes más pequeños pueden ingresar con mayor facilidad en intersticios de una celda cristalina.

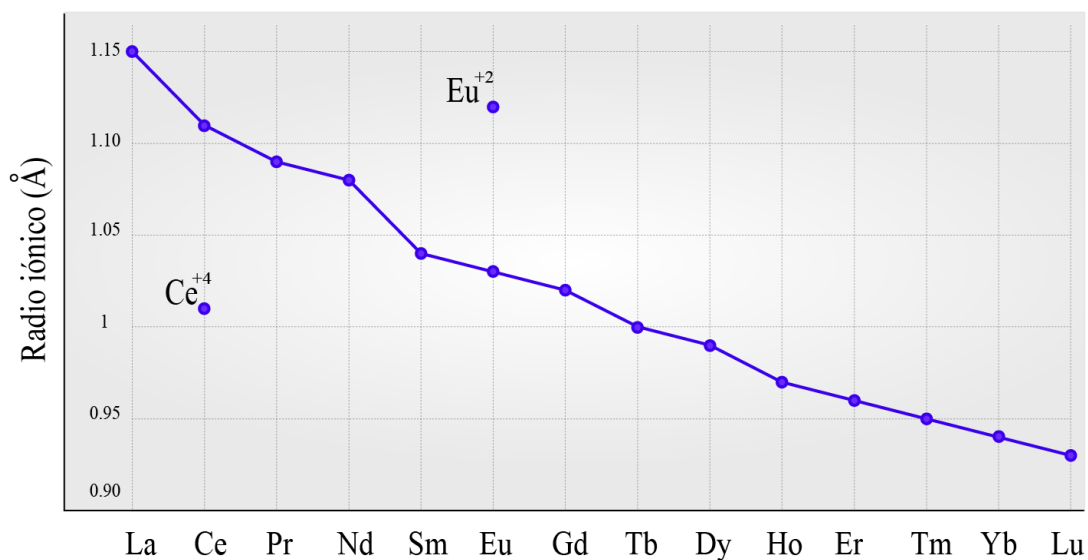


Figura 2.9 Contracción lantánida

\*Ploteo de radio iónico versus Z en el que se observa la disminución del primero con el aumento de Z

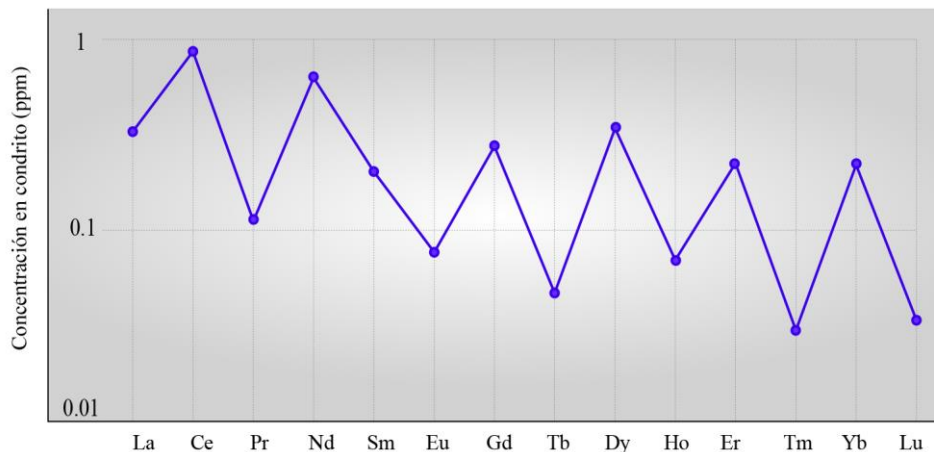
Es por ello que, para la mayoría de los minerales formadores de rocas y determinados minerales accesorios (tales como el granate, zircón), los coeficientes de partición (medida de la compatibilidad) tienden a aumentar con el aumento de Z (Figuras 2.6, 2.7 y 2.8).

Debido a la similitud entre sus propiedades, es importante distinguir diferencias entre los patrones de su distribución de una roca a otra, ya que los procesos geológicos fraccionarán de manera selectiva las series identificadas en el grupo de las Tierras Raras. **Las REE son relativamente inmóviles durante metamorfismo de bajo grado, intemperismo y alteración hidrotermal** al pertenecer al grupo de los HFSE como se mencionó anteriormente. Sin embargo, se debe tener cautela ya que en rocas muy alteradas o intensamente metamorfozadas puede haber una removilización significativa de REE.

#### 2.4.2.4.2 Diagramas de Tierras Raras

Si se plotean las concentraciones de las REE en un diagrama vs Z en orden creciente, se observan dos fenómenos, los cuales son comunes a todas las rocas terrestres.

- El descenso en la abundancia absoluta a medida que incrementa el número atómico.
- El efecto “par-impar” (regla de Oddo, 1914-Harkins, 1917) en abundancias relativas (mayor abundancia de los elementos con Z par).



*Figura 2.10* Ploteo de las concentraciones de las REE vs su respectivo número atómico en orden creciente

\*Las concentraciones son del condrito de Nakamura (1974) con adiciones de Haskin, Wildeman y Haskin (1968).

#### 2.4.2.4.3 Normalización a un patrón

Ya que los dos fenómenos mencionados en 2.4.2.4.2 son comunes a todas las rocas terrestres, se debe prescindir de ellos **para acentuar otras variaciones más sutiles** que sean útiles para identificar distintos eventos petrogenéticos.



Entre la elección de normalizar a patrones indiferenciados tales como el condrito o el manto primitivo, se elegirá la normalización al condrito, ya que permite evitar la subjetividad implícita en modelos normalizados al manto primitivo (ya que la composición de este último es estimada y no medida directamente como la de los condritos). Además, permite visualizar fraccionamientos respecto al condrito, que se asume como la muestra de la nucleosíntesis original sin fraccionar del sistema solar. Ante la elección de un patrón de normalización condritico, se prefiere utilizar la condrita promedio en vez de la condrita C1, y de ellas se escogen los valores de Nakamura (1974) con adiciones de Haskin *et al.* (1968), según recomienda Rollinson (1993) tras un ploteo de una misma base de datos respecto a distintos valores de normalización.

#### 2.4.2.4.4 Interpretación de los diagramas de REE

Los patrones de REE en rocas ígneas son controlados principalmente por la química de REE de la fuente, en el sentido del coeficiente de partición de las REE en cada fase mineral presente en la fuente y en la composición de la fuente (ya que el coeficiente de partición es función de la composición) y del equilibrio cristal-fundido que tuvo lugar durante la evolución del magma. Mediante características geométricas de los patrones de REE e **información de estudios experimentales** de trabajos anteriores, se puede conocer la tendencia del **fraccionamiento de los minerales**, ya que cada uno de ellos genera una firma geoquímica distintiva.

De las Figuras 2.6, 2.7 y 2.8 se tienen las siguientes interpretaciones para la influencia de cada mineral:

**Feldespatos potásicos y plagioclasas:** Se observan altos  $K_d$ 's para el Eu en estos 2 minerales, lo que indica que fraccionamiento de estos minerales en la fuente generará **anomalías negativas de Eu**. A su vez se observa un suave descenso de los coeficientes de partición desde el La hacia el Lu (indicando esto que fraccionamiento de plagioclasas generará un ligero empobrecimiento de LREE en el fundido residual), lo cual contradice a lo esperado según el efecto de la contracción lantánida. Este fenómeno fue observado también por Drake y Weill (1975), el cual se ilustra en la Figura 2.12. Esto probablemente a la ligeramente mayor diferencia de electronegatividades entre el O (EN=3.5) y el La (EN=1.1) respecto al Lu (EN=1.2), lo que le daría un mayor carácter iónico al enlace del La en comparación con el Lu. Estas diferencias son sutiles por lo que no hay un fraccionamiento pronunciado.

**Granate:** Los  $K_d$ 's para las HREE son altos en comparación con las LREE, por lo que fraccionamiento de granate en la fuente **empobrece al fundido residual en HREE** (Hanson, 1978).

**Ortopiroxeno:** Se observa que fraccionamiento de ortopiroxeno en la fuente genera un **relativo empobrecimiento de HREE** en el fundido residual en comparación con las LREE.

**Clinopiroxeno:** Se observa que para todas las composiciones el fraccionamiento de clinopiroxeno genera un **empobrecimiento en las MREE** en el fundido residual y solo un poco en las HREE, además de contribuir a una anomalía positiva de Eu, acorde con lo observado por Hanson (1978).

**Hornblenda:** Se observa que la hornblenda en el residuo tiene el **mismo efecto que el clinopiroxeno en las MREE**, además de poseer Kd's mayores para las REE que el clinopiroxeno, siendo su fraccionamiento de mayor relevancia.

**Apatito:** El apatito es una poderosa herramienta geoquímica y petrológica porque puede incorporar en su estructura muchos elementos (Hughes y Rakovan, 2015). Si ocurre en suficiente cantidad en la fuente, lleva a un **empobrecimiento relativo de las MREE** y contribuye a una anomalía positiva de Eu según señaló Hanson (1978), así como se observa también en las figuras anteriores.

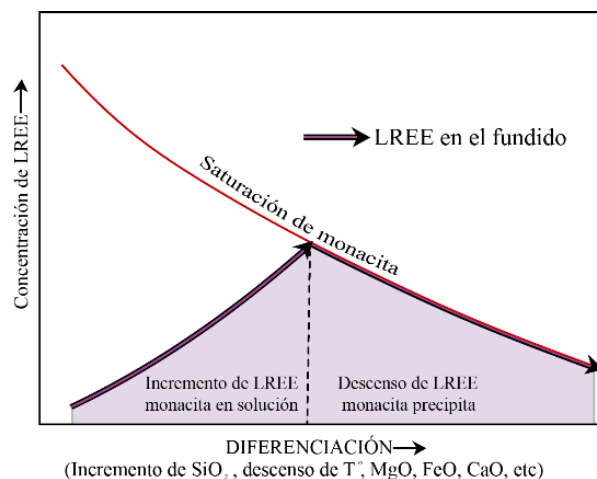
**Esfena:** De las Figuras 2.6, 2.7 y 2.8 se observan que fraccionamiento de esfena generará **empobrecimiento de MREE** en el fundido residual y que, para un magma fuente basáltico, además contribuirá a enriquecer en Eu al fundido residual. Según Green (1980), la presencia de agua puede hacer que determinadas fases minerales, como la esfena, que normalmente no son estables a las condiciones mantélicas, cristalicen.

**Magnetita/Ilmenita:** Se observa un **empobrecimiento ligero en MREE** en el fundido residual, además de contribuir a una anomalía positiva de Eu.

**Zircón:** El zircón, si ocurre en suficiente cantidad en la fuente, lleva a un **empobrecimiento de las HREE** en el fundido residual (Hanson, 1978). La presencia de zircón en la fuente genera un empobrecimiento relativo de Ce en el fundido residual si el zircón se fracciona fuertemente en la fuente, debido a que el zircón acomoda al

$Ce^{+4}$ , el cual ocurre en magmas oxidados. A diferencia de la plagioclasa, el zircón sí acomoda al  $Eu^{+3}$ , generando pequeñas anomalías de Eu en fundidos provenientes de magmas oxidados (dependiendo de la intensidad del fraccionamiento).

**Monacita, allanita:** Según Miller y Mittlefehldt (1982) las LREE no se comportan como elementos incompatibles en todos los magmas félsicos. De hecho, la concentración de **LREE típicamente decrece**, usualmente drásticamente, durante la diferenciación de magmas félsicos. La explicación más simple a esto es por la formación de fases minerales, tales como monacita o allanita, que fraccionen selectivamente las LREE. Su data muestra que, para magmas félsicos, la concentración requerida para la saturación (formación) de estas fases accesorias es cada vez menor con el aumento del % de  $SiO_2$ . La saturación es considerada como resultado de tanto el incremento del contenido de LREE en el fundido y del descenso de la solubilidad (medida de la concentración requerida para cristalizar) de la monacita.



*Figura 2.11* Variación de LREE con la diferenciación  
\*Modificado de Miller y Mittlefehldt (1982).

#### 2.4.2.4.5 El caso del Eu y Ce. Anomalía de Europio

**El Ce y Eu, pueden ocurrir en dos estados de oxidación** y su comportamiento geoquímico varía con el estado de oxidación del magma. Según Neal y Taylor (1989), las anomalías negativas de Ce no pueden ser producidas por procesos ígneos o metasomáticos, sino más bien por procesos sedimentarios y diagenéticos en la corteza superficial.

Las anomalías positivas de Ce en general se dan en condiciones oxidantes. El  $Ce^{4+}$  (especie oxidada) es compatible en el zircón. Grandes anomalías positivas indican posible contenido de zircón en la roca y gran estado de oxidación de la muestra. Las anomalías de Cerio ( $Ce/Ce^*$ ) son calculadas en una forma similar que para calcular las anomalías de Eu, pero es más difícil de aplicar por las concentraciones típicamente bajas de La en los zircones.

La anomalía de Eu se manifiesta en una posición fuera de la tendencia general del Eu en un ploteo respecto al resto de REE. Numéricamente **se cuantifica** por el cociente entre el **valor observado** para el Eu total ( $Eu^{2+}$  y  $Eu^{3+}$ ) **dividido por el valor interpolado (esperado)** que se obtendría para el Eu en la posición que ocupa entre Sm y Gd de no ocurrir la anomalía ( $Eu^*$ ).

Valores  $>1$  se denominan anomalía positiva y se visualizan como un pico mientras que valores  $<1$  se denominan anomalía negativa y se visualizan como un valle. Para prescindir del ejercicio de la interpolación, Taylor y McLennan (1985) recomiendan usar el siguiente valor como cuantificador de la anomalía:

$$\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_N / \sqrt{(\text{Sm}_N)(\text{Gd}_N)}$$

Donde:

$\text{Eu}/\text{Eu}^*$ = Anomalía de Europio

$\text{Eu}_N$ = Europio normalizado

$\text{Sm}_N$ = Samario normalizado

$\text{Gd}_N$ = Gadolinio normalizado

**La fugacidad de oxígeno ( $f\text{O}_2$ ) tiene especial influencia en la anomalía de**

**Eu.** El Eu forma  $\text{Eu}^{2+}$  a bajas actividades de oxígeno y forma  $\text{Eu}^{3+}$  a altas actividades de oxígeno. El  $\text{Eu}^{2+}$  y el  $\text{Eu}^{3+}$  se comportan muy diferente en su partición entre plagioclasa y el fundido. El  $\text{Eu}^{2+}$  es mucho más compatible que el  $\text{Eu}^{3+}$  en la plagioclasa, debido a que se sustituye fácilmente por el  $\text{Ca}^{+2}$ . Así, a bajas actividades de oxígeno, los  $K_d$ 's de Eu entre plagioclasa y el fundido son altos (generalmente  $>1$ ) y se genera una anomalía respecto a las demás REE, mientras que a altas actividades de oxígeno los  $K_d$ 's para el Eu son bajos y el Eu se comporta en una forma similar a las otras REE. El  $\text{Eu}^{+3}$  se comporta en una forma que es incompatible con la plagioclasa pero más compatible con los zircones.

Consecuentemente, los patrones de REE para zircones tienen solo anomalías menores negativas de Eu en rocas oxidadas (sean rocas del fundido o de la fuente) mientras que en rocas reducidas, las anomalías negativas de Eu son considerables (Dilles *et al.*, 2015), esto debido a que la única especie captada por el Zr, el  $\text{Eu}^{+3}$ , estará en muy bajas proporciones en rocas reducidas.

**A menor valor  $Eu/Eu^*$ , la anomalía negativa será más fuerte y más reducida será la muestra, mientras que valores mayores indican menor anomalía y magmas más oxidados.** El efecto del zircón en la geoquímica de la roca total dependerá evidentemente de la abundancia del zircón en la misma. La anomalía de Eu es principalmente controlada por los feldespatos, particularmente en magmas félsicos (tal como se observa en la Figura 2.8), para el Eu (presente en estado divalente) es compatible en plagioclasa y feldespato potásico, en contraste con las REE trivalentes las cuales son incompatibles. Así, la remoción de feldespato de la fuente por cristalización fraccionada o por la fusión parcial de una roca en la cual el feldespato es retenido en la fuente (esto es, fraccionado) conllevará a una anomalía negativa de Eu en el fundido.

En menor extensión (ya sea por la menor abundancia de la fase mineral o por la menor intensidad de la anomalía), **fraccionamiento de hornblenda, esfena, apatito, granate,** y clinopiroxeno también pueden contribuir a una anomalía de Eu, aunque en el sentido opuesto que los feldespatos, es decir, **enriqueciendo en Eu el fundido residual, pudiendo contribuir a anomalías positivas de Eu** en el fundido residual (tal como se observa en las Figuras 2.6, 2.7 y 2.8). Proporciones iguales de plagioclasa y clinopiroxeno o el doble de plagioclasa u hornblenda en el residuo producen fundidos con anomalías débiles de Eu (Hanson, 1978).

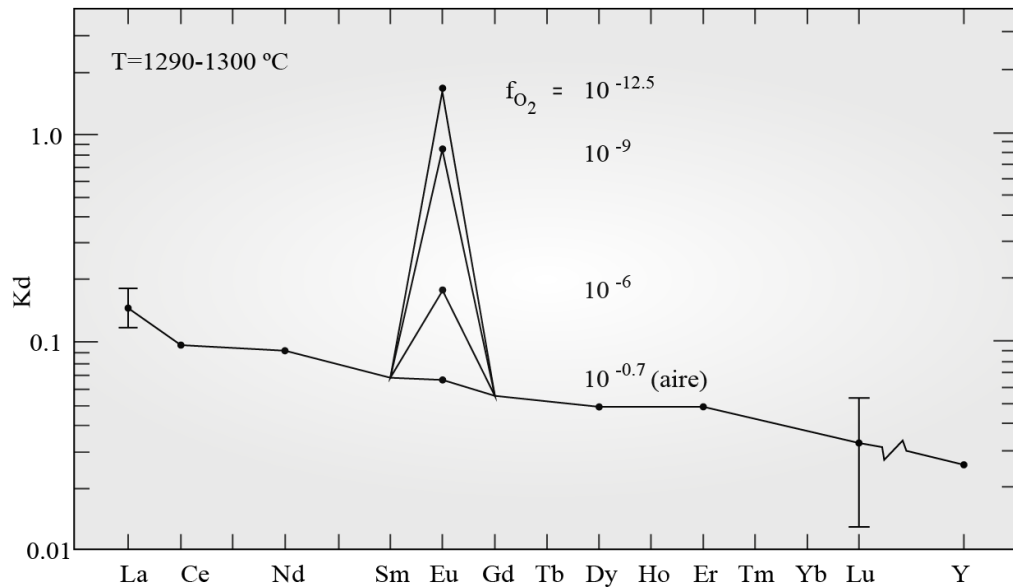


Figura 2.12 Variación de coeficiente de partición en REE e Y para distintas  $fO_2$   
 \*Tomado de Drake y Weill (1975).

#### 2.4.2.5 Diagramas Spider

Son una **extensión de los diagramas REE** normalizados al condrito. Los valores del manto o aquellos de meteoritos condriticos son usados para normalizar y miden las desviaciones de una composición primitiva. Para mantener la consistencia con los ploteos de REE y para evitar la subjetividad implícita en modelos del manto primitivo (ya que su composición es estimada y no medida directamente como la de los condritos como se mencionó anteriormente), el **modelo normalizado al condrito es recomendado** y el orden de los elementos, así como los valores normalizadores de Thompson (1982), deberían de adoptarse. Estos valores utilizan los valores REE de Nakamura (1974) y así proveen consistencia con los ploteos de REE.

Seguidamente se presentan los valores normalizadores (en ppm) respecto al condrito y orden de los elementos sugeridos por Thompson (1982):



---

**Ba:** 6.90 ; **Rb:** 0.35 ; **Th:** 0.042 ; **K:** 120 ; **Nb:** 0.35 ; **Ta:** 0.02 ; **La:** 0.328 ; **Ce:** 0.865 ; **Sr:** 11.8 ; **Nd:** 0.630 ; **P:** 46 ; **Sm:** 0.203 ; **Zr:** 6.84 ; **Hf:** 0.20 ; **Ti:** 620 ; **Tb:** 0.052 ; **Y:** 2 ; **Tm:** 0.034 ; **Yb:** 0.220

---

\*Recopilación de Nakamura (1974), De Laeter y Hosie (1978), Mason (1979), Shima (1979) y Sun (1980). Los valores de Rb, K y P son de Sun (1980) para un manto indiferenciado.

#### 2.4.2.5.1 Interpretación de los diagramas Spider

De las Figuras 2.6, 2.7 y 2.8 se tienen las siguientes interpretaciones para la influencia de cada mineral:

**Feldespatos potásicos, plagioclasas:** La cristalización de feldespatos potásicos y plagioclasas genera un **empobrecimiento de Sr** y Eu en el fundido residual (Drake y Weill, 1975; Green, 1980). Para la distinción entre la cristalización de feldespatos potásicos y plagioclasas, Hanson (1978) señala que la plagioclasa solamente afecta al Eu y Sr, mientras que el **feldespatos potásicos afecta de la misma manera al K y al Ba** (siendo estos 4 elementos LILE).

Green (1980) propone la disminución del ratio K/Rb en el fundido como un posible indicador de cristalización de feldespatos potásicos en la fuente (ya que el mineral consumirá K). Sin embargo, previamente Taylor y Heier (1960) encontraron que el ratio Ba/Rb es más sensible que el ratio K/Rb en identificar la diferenciación de los feldespatos potásicos, ya que puede haber significativa solución sólida de K en plagioclasa.

Hanson (1978) señala además que al feldespatos potásicos se le distingue de la plagioclasa porque **fraccionamiento de feldespatos potásicos** no incrementa el ratio

Rb/Sr en el fundido como lo hace la plagioclasa, sino que **incrementa el ratio Sr/Ba** (ya que consume más Ba que Sr, siendo la preferencia del Ba por el feldespato potásico señalada con anterioridad por Taylor y Heier, 1960).

Sin embargo, la preferencia del Ba respecto al Sr contradice la regla de Goldschmidt de sustitución. Esto sucede debido al mayor carácter iónico del enlace Ba-O que lo hace ingresar a la red del feldespato potásico en vez del Sr, como mencionaron con anterioridad Heier y Taylor (1959a, b) quienes también señalaron que, en consecuencia, **para los feldespatos potásicos, el Ba desciende más rápidamente que el Sr en una serie de diferenciación**. Sin embargo en la geoquímica de la roca total ocurre lo inverso. Esto debido a la presencia de la plagioclasa, la cual hace que se consuma más Sr y rechazando el Ba (incompatible en plagioclasas), enriqueciendo a este último elemento en el fundido residual, haciendo que el Sr descienda más rápidamente que el Ba con la diferenciación. Evidentemente, en la roca total todo depende del ratio feldespato potásico/plagioclasa (El Bouseily y El Sokkary, 1975).

El Sr se sustituye fácilmente por el Ca en las plagioclasas pero no en los piroxenos, y por el K en feldespatos potásicos pero no en micas. El Sr o el ratio Sr/Ca es un indicador útil de participación de plagioclasa a niveles superficiales, pero el Sr se comporta más como un elemento incompatible en condiciones mantélicas (Green, 1980).

Cuando la temperatura desciende hasta permitir la cristalización de biotita, este mineral consume K y Ba al igual que el feldespato potásico, pero se le distingue del feldespato potásico porque adicionalmente **la biotita consume más Rb**, empobreciéndolo en el fundido residual (Green ,1980). Para cuando esto sucede, el ratio K/Rb se ve influenciado no solo por el feldespato potásico (y posiblemente en parte por plagioclasa, por una posible solución sólida con el K), sino también por la biotita, remarcando así lo poco sensible que es para la distinción entre feldespatos potásicos y plagioclasas en comparación con el ratio Ba/Rb.

El ratio Rb/Sr también disminuye por efecto de la cristalización de biotita en la fuente, pero esta disminución puede ser compensada por la remoción de Sr consecuencia de cristalización de plagioclasa en la fuente. (Hanson, 1978). Según Green (1980) en hornblenda, el Rb también se sustituye por el K pero mucho menos fácilmente que en feldespato potásico o mica, además el Ba se sustituye por el K en el feldespato potásico, hornblenda y mica en ese orden.

El Ba es casi idéntico en radio iónico al K, por ello se reemplazan desde los primeros minerales con K en formarse. Sin embargo, **el fundido parcial no se empobrece en Ba sino hasta estadios muy avanzados de diferenciación** (Nockolds y Allen, 1953). Esto último fue señalado a su vez por Kolbe y Taylor (1966), quienes observaron un descenso agudo de Ba en el extremo más ácido de diferenciación. Esto debido a la influencia de la cristalización de feldespato potásico, seguido de hornblenda y biotita.

**Granate:** El Y se comporta como si fuera una HREE con un radio iónico menor que el Lu (Drake y Weill, 1975), haciendo que, tras la cristalización de granate en la fuente, el fundido residual se encuentre **empobrecido en Y**.

**Hornblenda:** La hornblenda en el residuo tiene poco efecto en el K, Rb, Sr o Ba (Hanson, 1978), pero tiene el **mismo efecto que el clinopiroxeno en las MREE**.

**Apatito:** Según Lambert, Holland y Owen (1974), la presencia de fases accesorias tales como esfena o apatito pueden también tener un mayor efecto en la **abundancia de Y** ya que estas fases fácilmente acomodan este elemento.

El apatito además puede ser empleado como un trazador de la evolución del azufre en el fundido (Streck y Dilles, 1998) debido a que puede incorporar al anión sulfato en su estructura, siendo este estado oxidado del azufre indicador de un magma oxidante que previene el fraccionamiento temprano de sulfuros (Lynton, Candela y Piccoli, 1993) permitiendo que los metales se saturen el magma y durante los últimos estadios de cristalización magmática, la saturación de éstos con fluidos acuosos ricos en cloruro y consecuentemente Cu producen fluidos mineralizantes de pórfidos (Candela y Holland, 1984).

**Esfena:** **Consume Ti en su formación**, el Ti muestra comportamiento paralelo con el Vanadio en los procesos de fusión y cristalización. Estos 2 elementos son útiles indicadores también de fraccionamiento de ilmenita o titanomagnetita por su fácil sustitución en ambos minerales; sin embargo, en donde muestren

comportamiento divergente **debe considerarse la sustitución de Ti en la esfena o en rutilo** (Green, 1980).

Según Pearce (1996), el Ti es altamente incompatible durante la fusión parcial de una fuente mantélica y cristalización fraccionada de magma básico (esto es, se enriquece fácilmente en el fundido residual proveniente de estas fuentes), compatible durante la cristalización fraccionada de magma intermedio-acido (empobreciéndose en el fundido residual), y conservativo durante la subducción.

De los coeficientes de partición del **Nb y Ta** en magmas de fuente máfica, intermedia y félsica, se observa que ambos elementos son **muy compatibles en esfena**, siendo la **preferencia mayor por el Ta que por el Nb**. De las Figuras 2.6, 2.7 y 2.8 se observa que el fraccionamiento de la esfena generará empobrecimiento de MREE en el fundido residual y que, para un magma de fuente basáltica, además contribuirá a enriquecer en Eu al fundido residual.

Según Green (1980), **la presencia de agua puede hacer que determinadas fases minerales, como la esfena, que normalmente no son estables a las condiciones mantélicas, lo sean, permitiendo su cristalización.**

**Magnetita/Ilmenita:** Para el caso del Ti, el fraccionamiento de estas fases generará una **anomalía negativa de Ti** la cual se incrementa con el fraccionamiento.

**Zircón:** el Zircón acomoda al  $Ce^{+4}$ , ocurre en magmas oxidados, como se mencionó anteriormente. Adicionalmente, acomoda en grandes cantidades al Th, originando que el **fraccionamiento del zircón en la fuente genere empobrecimiento de Th en el fundido residual**. El Zr presenta afinidad tanto con el Th como con el Hf, sin embargo la afinidad es mayor con el Hf debido a la similitud no solo en la carga (los 3 son tetravalentes), sino también en radio iónico, (los cuales son 0.80 0.95 y 0.81 Å respectivamente).

#### 2.4.2.5.2 Caso del Nb-Ta, Zr-Hf

El Nb y Ta que poseen valencia +5 en general son altamente incompatibles mientras que el Zr y Hf que poseen valencia +4 son en general moderadamente incompatibles, estos elementos son más electronegativos que los metales alcalinos, alcalinotérreos y REE. Tanto el Nb, Ta, Zr y Hf pertenecen al grupo de los HFSE. El Nb y Ta están presentes en concentraciones anómalamente bajas en magmas asociados con zonas de subducción, en efecto, esto es considerando como rasgo diagnóstico del volcanismo relacionado a subducción. **Anomalías negativas de Nb son también características de la corteza continental** y pueden ser un indicador de influencia cortical en procesos magmáticos (Rollinson, 1993). Según Green (1980) a valores mayores de 68% de  $SiO_2$  el Zr y Hf pueden descender en concentración como consecuencia de fraccionamiento de zircones y, en algunos magmas de intraplaca, por asimilación cortical. Foley, Barth y Jenner (2000) indica que además el Ti (también HFSE) muestra abundancias característicamente bajas en arcos de islas.

La mayoría de los autores favorece las siguientes hipótesis para el origen de las anomalías de estos HFSE.

### **Fraccionamiento de rutilo u otro mineral que contenga Ti**

Datos experimentales (Green y Pearson, 1986; Ryerson y Watson, 1987; Woodhead, Eggins y Gamble, 1993; Thirwall *et al.*, 1994) sugieren que el rutilo no puede coexistir con un fundido basáltico derivado de fusión de peridotita de la cuña mantélica. Es necesario que cristalice para que fraccione a los HFSE y **es estable** en la fusión de corteza oceánica subductante (Ringwood, 1990) o **de partes no peridotíticas de la cuña mantélica** (Foley y Wheller, 1990), las cuales pueden **ser vetas ricas en anfíboles/piroxenos en el manto, originadas por influjo de fundidos o fluidos y sus reacciones con peridotitas** (Foley y Wheller, 1990; Ringwood, 1990).

Según la data experimental que se acaba de citar, fraccionamiento de rutilo u otro mineral de Ti genera en el fundido anomalías negativas fuertes de Nb, Ta y pequeñas pero notables anomalías de Zr, Hf. En varios arcos de islas, las anomalías de Zr y Hf son menos marcadas que la de Ti y mucho menos marcadas que las de Nb, Ta (Briqueau, Bougault y Loron, 1984). Sin embargo, Foley *et al.* (2000) indica que en competencia de Sm y Zr para ingresar a un clinopiroxeno en un fundido basáltico, el Sm es preferentemente incorporado así que un ratio positivo Zr/Sm en el fundido puede ocurrir por la gran abundancia modal del clinopiroxeno contrapesando el efecto opuesto del rutilo durante la fusión de eclogita que contenga rutilo.

**La presencia de rutilo parece ser esencial, debido a que minerales de silicatos por sí solos no fraccionan elementos HFSE de otros elementos traza lo suficiente para causar anomalías de HFSE** (Ayers y Eggler, 1995; Brenan *et al.*,

1995; Ayers, Dittmer y Layne, 1997; Adam, Green, Sie y Ryan, 1997; Stalder, Foley, Brey, Horn, 1998).

### **Deshidratación del slab subducido**

Acorde a los datos experimentales citados para la primera hipótesis (fraccionamiento de rutilo u otro mineral que contenga Ti), la deshidratación de corteza oceánica deberá exhibir un patrón similar, pero con anomalías negativas más marcadas para el fluido en comparación con el caso de fusión. La solubilidad de  $\text{TiO}_2$  en fluidos a bajas temperaturas correspondiendo a estas reacciones de deshidratación es extremadamente limitada (Ayers y Watson, 1993) así que esencialmente no hay pérdida de  $\text{TiO}_2$  durante este proceso. En este escenario, las **anomalías negativas de HFSE** en la composición del fundido volcánico son obtenidas por fusión de una cuña mantélica la cual en sí esta empobrecida en HFSE **debido al enriquecimiento preferencial de todos los otros elementos incompatibles por el fluido derivado del slab.**

Según estudios experimentales de Baier, Audetat y Keppler (2008) el Nb y Ta son muy compatibles en clinopiroxenos a medida que se incrementa su contenido de alúmina. También indican que de lo poco de Nb y Ta que se removiliza hacia el fluido por la deshidratación del slab, la relación de Nb/Ta removilizados es de 5 a 1 aproximadamente. Solo en clinopiroxenos muy pobres en Al, el Nb y Ta no son retenidos por el clinopiroxeno. Indican además que la presencia de rutilo y otro mineral de Ti no es un requerimiento necesario para el desarrollo de las anomalías negativas de Nb y Ta. El Nb siempre es más abundante que el Ta y el Zr también lo



es respecto al Hf debido a que los segundos son de Z más alto que los primeros y como se indicó anteriormente la abundancia desciende con el incremento de Z.

**Fraccionamiento de anfíboles en la región fuente disminuyen el ratio Nb/Ta en los fundidos residuales en magmas evolucionados de arco** (Li, Xiong y Liu, 2017). A su vez la relación  $K_d\text{Nb}/K_d\text{Ta}$  para rutilo/fluido es alrededor de 1.25, así que una roca afectada por equilibrio de fluido con rutilo residual mostrará también un descenso en la relación Nb/Ta.

**En contraste, fraccionamiento de minerales de Ti pero en un fundido fraccionan el Nb y Ta entre ellos incrementando la relación Nb/Ta en el fundido residual**, debido a que la relación de  $K_d\text{Nb}/K_d\text{Ta}$  para rutilo/fundido está comprendida entre 0.5 y 0.8.

Debido a que la corteza presenta anomalías negativas de Nb y Ta, anomalías negativas de estos elementos son posibles indicadores de contaminación cortical. Además, el **empobrecimiento relativo de Nb o Ta entre sí es un posible indicador a gran escala de fraccionamiento relacionado a fluidos o a fases minerales con Ti, respectivamente.**

La tendencia de fraccionamiento del Nb/Ta durante la evolución de un magmatismo de arco parece ser generalmente controlada por fraccionamiento de anfíbol y este es una fase fraccionante principal durante la evolución de magma de arco y formación de corteza continental (Li *et al.*, 2017). En la subducción de corteza

oceánica la deshidratación de anfibolita subducida y serpentinita produce fluidos hidratados los cuales dejan atrás al Nb y Ta y metasomatizan la cuña mantélica (Tatsumi y Eggins, 1995). Los magmas producidos por la fusión de tal manto metasomatizado mostrarán empobrecimiento en Nb y Ta (Rudnick, 2004).

#### **2.4.2.6 Cocientes y diagramas bivariantes de elementos traza**

Debido a que los diagramas Spider tienen la desventaja de tornarse demasiado cargados en cuanto a la visualización de la data mientras más muestras hayan, el uso de los diagramas bivariantes cobra especial interés **para grandes cantidades de datos**. Para la elección de un diagrama bivariante se debe nuevamente tener muy en cuenta el coeficiente de partición que clasifica a los elementos traza en compatibles e incompatibles. Son los elementos de comportamientos muy marcados, tales como los altamente compatibles o los altamente incompatibles, los que son muy sensibles a los pequeños cambios ocurridos durante la evolución del magma desde la fuente y posteriores procesos de asimilación y cristalización fraccionada.

**Los diagramas toman parejas o ternas de elementos con coeficientes de partición *bulk* muy similares**, ploteándolos en diagramas, emparejándolos en ratios o de forma individual para observar *clusters* y/o tendencias de significado petrogenético.

Los ploteos ratio-ratio de elementos altamente incompatibles minimizan los efectos del fraccionamiento y permiten examinar el carácter de la fuente mantélica (Rollinson, 1993). Sin embargo debe tenerse precaución con aquellos diagramas que

correlacionan elementos que se encuentran presentes tanto en el eje x como en el eje y, ya que esto puede inducir a correlaciones engañosas.

Diversos autores han propuesto diagramas basados en correlaciones de nubes de puntos observadas en grandes bases de datos, así como en criterios geoquímicos. Ejemplos de algunos diagramas son los diagramas de Pearce, Nigel, Harris y Tindle (1984) para discriminar ambiente tectónico, Sr/Y vs Y de Defant y Drummond (1990) para identificar adakitas, con modificaciones de Thiéblemont, Stein y Lescuyer (1997) y Oyarzun *et al.* (2001). Diagrama Ce/Y vs espesor cortical de Mantle y Collins (2008). Dy/Dy\* vs Dy/Yb de Davidson, Turner y Plank (2013), diagramas La/Yb vs Yb, La/Yb vs Sm entre otros ratios y diagramas útiles.

Un ejemplo de diagrama bivariante, cuyos parámetros se emplean más adelante, es el diagrama propuesto por Davidson *et al.* (2013).

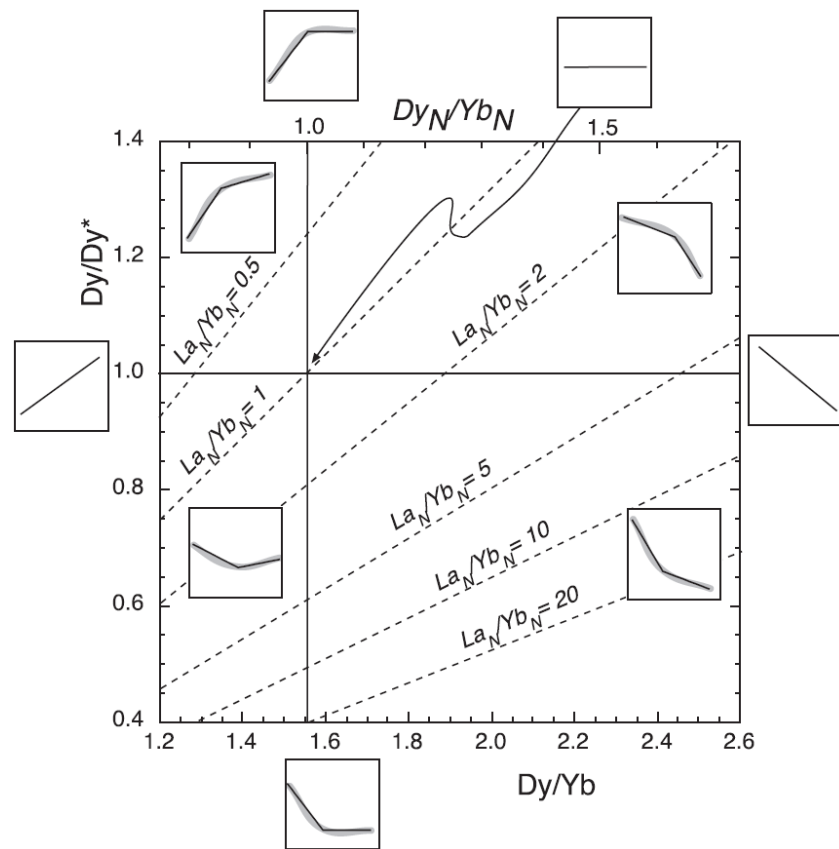


Figura 2.13 Diagrama bivalente  $Dy/Dy^*$  vs  $Dy_N/Yb_N$  para patrones de REE  
\*Tomado de Davidson et al. (2013)

El parámetro  $Dy/Dy^*$  se obtiene de la siguiente manera:

$$Dy/Dy^* = Dy_N / (La_N^{4/13}) * (Yb_N^{9/13})$$

Donde:

$Dy/Dy^*$  = Cuantificador de concavidad de patrón de REE

$Dy_N$  = Dysprosio normalizado

$Yb_N$  = Yterbio normalizado

Los puntos que caen a valores de  $Dy/Dy^*$  menores a 1 corresponden a patrones cóncavos hacia arriba y aquellos mayores a 1 corresponden a patrones

cóncavos hacia abajo. Los valores próximos a 1 indican un patrón casi lineal, con poca concavidad. El parámetro  $D_{Yb_N}/Yb_N$  mide la pendiente de las HREE.

#### 2.4.2.6.1 Parámetro litogeoquímico $Nb_N/Ta_N$

Primero se analiza el hecho que los valores de  $Nb_N$  en los diagramas Spider de muestras relacionadas a pórfidos son los más bajos que el resto de su correspondiente magmatismo regional. Como se mencionó en el Capítulo II, las anomalías negativas de Nb son una característica distintiva de magmatismo de arco.

Tanto el Nb como el Ta son elementos altamente incompatibles y sobre todo inmóviles, es decir, no son removilizados por fluidos hidrotermales. La anomalía negativa de Nb se produce normalmente porque **durante la deshidratación del slab, en su transferencia de fluidos** hacia la cuña mantélica astenosférica suprayacente, los demás elementos tales como el K, Ba, Rb, Sr (LILEs) son móviles y al ser enriquecidos estos elementos preferencialmente en la cuña mantélica respecto al **Nb, Ta y los demás HFSE, que son retenidos en el slab** (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, P-cuyas anomalías negativas son características de magmatismo de arco según Rollinson, 1993) generan estos valles acentuados por **ser empobrecidos preferencialmente** que se observan en los HFSE.

**Una anomalía negativa pronunciada de Nb es indicativo de una intensificación de este proceso**, es decir, una deshidratación intensa del slab.

**Para explicar su distinto comportamiento respecto al Ta** (ya que ambos elementos deberían comportarse de manera casi idéntica como se explicó en el

Capítulo II), **es necesario recurrir a los coeficientes de partición**. El coeficiente de partición del Nb y Ta es especialmente alto en minerales de Ti, por ejemplo la esfena donde  $K_{dNb}=7.6$ ; y  $K_{dTa}=19.6$  (Green y Pearson, 1987) o el rutilo donde  $K_{dNb}=52.6$ ;  $29.8$  Y  $K_{dTa}=99.5$ ;  $44.7$  (Jenner *et al.* 1994 y Green y Pearson, 1987, respectivamente). Es notable también como en todos los casos  $K_{dTa} > K_{dNb}$  en fases minerales con Ti. Se deduce entonces que el descenso del  $Ta_N$  hasta casi emparejarse con el  $Nb_N$  y en casos descender incluso más que el  $Nb_N$  es debido a fraccionamiento de fases minerales de Ti.

**El fraccionamiento de Nb y Ta ocurre en el manto.** Las fases minerales de Ti son inestables en fundidos peridotíticos tales como la cuña mantélica astenosférica (Green y Pearson, 1986, Thirwall *et al.*, 1994), por lo que esto descartaría la hipótesis del descenso de  $Ta_N$  debido a fraccionamiento en fases de Ti. Sin embargo, Foley y Wheller, 1990 y Ringwood, 1990 han mostrado que **el metasomatismo que causan en la cuña mantélica astenosférica los fluidos provenientes de la deshidratación** puede generar zonas y vetas ricas en anfíboles/piroxenos en las que las fases minerales de Ti son estables, pudiéndose así **fraccionar el Ta luego del metasomatismo intenso** (que generará en primera instancia el descenso del  $Nb_N$ ) generando así que los fundidos mantélicos se encuentren empobrecidos en  $Nb_N$  y  $Ta_N$  llevando esta firma geoquímica hasta niveles superiores.

#### 2.4.2.6.2 Parámetro litogeoquímico Th/Yb

El Th al ser un elemento altamente incompatible tiende a enriquecerse en el fundido residual y por tanto a **aumentar su concentración con la diferenciación**. Es

así como valores altos de Th pueden indicar altos grados de diferenciación o si la muestra proviene de un magma primitivo, puede ser indicador de contaminación con material cortical más evolucionado.

El Th **puede decaer en muestras muy diferenciadas** (valores de  $\text{SiO}_2 > 68\%$  debido al fraccionamiento de zircones, dado que el Zr y Hf decaen también por este medio según Green, 1980). **El Yb decae también con la diferenciación**, moderadamente si hay fraccionamiento de anfíbol y fuertemente si hay fraccionamiento de granate. Por ello, se compara el ratio Th/Yb (**como medida de la diferenciación y posible contaminación cortical**) contra el ratio  $\text{Nb}_N/\text{Ta}_N$  (como medida del metasomatismo del manto astenosférico).

#### 2.4.2.6.3 Parámetro litogeoquímico U/Th

El Th se encuentra estrechamente relacionado al U, y **la relación U/Th tiende a permanecer constante con la diferenciación** en caso no haya significativa mezcla y/o asimilación cortical (Whitfield, Rogers y Adams, 1959). **Ambos son altamente incompatibles durante la fusión parcial e inmóviles** en fluidos acuosos. Sin embargo, estudios experimentales de Keppler y Wyllie (1990) muestran que, en **fluidos hidrotermales que contengan  $\text{Cl}^-$  y  $\text{CO}_2$ , el U es móvil**, ya que forma complejos con estos volátiles, **mientras que el Th no**.

Es así que un **incremento del ratio U/Th puede interpretarse como un influjo de fluidos** en profundidad **que contengan  $\text{Cl}^-$  y  $\text{CO}_2$**  (o de magmas que contengan estos fluidos y/o volátiles) siendo el  $\text{Cl}^-$  capaz además de movilizar al Au.

Un incremento en el ratio U/Th **también** puede ocurrir debido a un marcado **descenso de Th por contaminación de magmas primitivos.**

#### 2.4.2.6.4 Parámetros litogeoquímicos Eu/Eu\* y Sr/Ba

Otro parámetro muy importante es la anomalía de Europio (Eu/Eu\*). De las Figuras 2.6, 2.7 y 2.8, se tiene que un valor de **Eu/Eu\*<1** se deberá principalmente a **fraccionamiento de feldespatos en la fuente. Eu/Eu\*>1 sugieren** escaso o nulo fraccionamiento de feldespatos, además sugieren **fraccionamiento de anfíbol**, debido a que el  $K_{Eu}$  en hornblenda <1, siendo esta fase mineral formadora de roca en comparación a otras fases con  $K_d < 1$  tales como esfena, apatito o granate, las cuales al fraccionarse y ser el Eu incompatibles en ellas, hacen que el Eu se enriquezca en el fundido residual. Por ello, este parámetro es un indicador de fraccionamiento de feldespatos y anfíboles.

El fraccionamiento del anfíbol hornblenda es importante debido a que es una **fase hidratada**, contribuyendo a la hidratación del magma, el cual posteriormente exsolvirá una fase acuosa (Burnham, 1979) la cual tiene el potencial, junto con sales y volátiles, de movilizar metales en fluidos mineralizantes hacia niveles superiores en la corteza donde eventualmente se precipitarán en sistemas porfiríticos de Cu (-Mo, -Au).

Los anfíboles en la corteza inferior pueden ser utilizados para comprender la significancia metalogenética del almacenamiento de magma en la corteza inferior a media, mientras que los anfíboles en los intrusivos de la corteza superior pueden ser



empleados para evaluar la fertilidad de depósitos de magma superficiales (Hsu *et al.*, 2017).

La evidencia de gran cantidad de agua magmática puede, de hecho, ser reconocida incluso sin el recurso de los elementos traza: los magmas fértiles deberían contener fenocristales de anfíbol o biotita o evidencia de pseudomorfos de los mismos (Browne y Gardner, 2006; Ridolfi, Rezulli y Puerini, 2010). Esto es sugerido usualmente como el primer indicador simple de la prospectividad por pórfidos de cualquier unidad ígnea en un arco magmático (Richards, 2011).

La estabilidad de la hornblenda en magmas requiere concentraciones de H<sub>2</sub>O relativamente altas (>4% según Naney, 1983; Ridolfi *et al.*, 2010). **Un efecto adicional del alto contenido de agua magmática es la supresión de cristalización de plagioclasa respecto a la hornblenda** (Moore y Carmichael, 1998; Müntener, Kelemen y Grove, 2001), resultando en incrementos tempranos en el contenido de Sr, y una débil o ausente anomalía de Eu en diagramas de REE normalizados.

La presencia de abundantes fluidos hidratados en el sistema es determinante, ya que, sin estos, el sistema no existiría, aunque se cumplan otras condiciones, tales como un magma oxidado (Richards *et al.* 2001). Un fundido puede evolucionar también hacia composiciones más hidratadas por fraccionamiento de silicatos anhidros (Wallace, 2005). Un arco magmático debe ser lo suficientemente hidratado para tener el potencial de generar depósitos metalíferos. Si se da la condición principal,

un sistema muy hidratado, los demás parámetros son indicadores de condiciones favorables en su evolución hacia un sistema porfirítico.

El estado de oxidación del magma es importante debido a que un **magma oxidante previene el fraccionamiento temprano de sulfuros** (Hamlyn *et al.*, 1985) permitiendo que se saturen en los fluidos acuosos de los últimos estadios de cristalización magmática que, junto con cloruros y metales, producen fluidos mineralizantes de pórfidos (Candela y Holland, 1984). La estabilidad de la esfena refleja altos estados de oxidación magmáticos (Foley y Wheller, 1990) que, junto con la presencia de hornblenda, son características comunes de magmas de arcos en el mundo (Ballhaus, 1993).

El Sr es altamente compatible en plagioclasas y moderadamente en feldespatos potásicos, mientras que el Ba es incompatible en plagioclasas pero altamente compatible en feldespatos potásicos, por lo que **las variaciones del ratio Sr/Ba indicarán la predominancia de fraccionamiento de plagioclasas o de feldespatos potásicos según el parámetro disminuya o aumente respectivamente.**

#### 2.4.2.6.5 Parámetros litogeoquímicos $La_N/Yb_N$ y Sr/Y

Los parámetros  $La_N/Yb_N$  y Sr/Y también han sido señalados como indicadores de **fraccionamiento de fases hidratadas y de granate**. Valores altos para estos ratios ( $>20$ ), entre otras condiciones, generan magmas de composición denominada adakítica (término acuñado por Defant y Drummond, 1990).

Originalmente se propuso que esta composición, asociada a pórfidos de Cu (-Mo, -Au) en el mundo (Thiéblemont *et al.* 1997; Oyarzún *et al.* 2001; Rohrlach y Loucks, 2005; Sun *et al.*, 2011; Richards, 2011; Chiaradia *et al.*, 2012; Loucks, 2014; Bissig *et al.*, 2017), se generaba por fusión del slab subductante. Sin embargo, diversos estudios posteriores (Atherton y Petford, 1993; Arculus *et al.* 1999; Castillo *et al.* 1999; Müntener *et al.* 2001; Kay y Kay, 2002) han demostrado que **esta composición puede ser generada por diversos procesos distintos a la fusión del slab que impliquen granate y/o anfíboles como fases residuales durante su génesis**, tales como híbridos de fundido peridotita-adakita, interacción entre peridotita y fundidos derivados de material de la corteza inferior que ha sido delaminado en el manto, diferenciación de magma parental basáltico y fundidos derivados de peridotita metasomatizada por fusión de slab.

Así, rocas ígneas con altos Sr/Y y  $La_N/Yb_N$  y bajos Y e  $Yb_N$  no se pueden usar como indicadores concluyentes de fusión del slab. Además, estudios de Dreher *et al.* (2005), sugieren que la **fuentes de los metales asociados con rocas adakíticas es el manto** y no la fusión del slab.

Richards (2011) propone que en ausencia de evidencia de una relación entre fusión del slab y formación de depósitos, se debe preferir la hipótesis más simple demostrable (fraccionamiento y contaminación cortical) de magmas hidratados de arco, siendo la **participación del slab** no preferentemente por fusión, sino como una **“componente de subducción”** representada por la deshidratación del slab metasomatizando la cuña astenosférica sobre él.

Un contenido de H<sub>2</sub>O magmática >4% causa abundante fraccionamiento de anfíboles ( $\pm$  granate) y **supresión de cristalización de plagioclasa en la corteza profunda** (produciendo débiles o nulas anomalías de Eu), lo que resulta resultando en un incremento de los ratios Sr/Y y La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> con la diferenciación, comúnmente hacia rangos “adakíticos”, que es lo que se encuentra en muchos magmas relacionados a pórfidos (Rohrlach y Loucks, 2005). Richards y Kerrich (2007) mostraron que las intrusiones asociadas con pórfidos en el mundo son típicamente altamente fraccionadas, comúnmente con tendencias de diferenciación desde composiciones no-adakíticas hacia composiciones adakíticas (alto ratio Sr/Y y La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub>).

La evidencia permite afirmar, además, que incluso cuando el hidrotermalismo puede contribuir en algunos casos a aumentar la razón La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub>, la **firma geoquímica adakítica documentada en los pórfidos de cobre de clase mundial no es el resultado de la alteración hidrotermal de las rocas**, sino una característica intrínseca de los magmas que refleja su ambiente de formación (Rabbia *et al.* 2012).

Es ampliamente aceptado que las adakitas son volumétricamente menores comparadas con el magma de arco típico derivado de la cuña del manto metasomatizada, incluso en los lugares en donde ocurren adakitas (Defant y Drummond, 1990), esto se condice con la noción que las adakitas son exclusivamente generadas en zonas de subducción donde ocurren fenómenos tectónicos inusuales,

tales como subducción de corteza oceánica joven, inicio de subducción, colisión, desprendimiento del slab y disminución del ángulo de subducción.

Rabbia *et al.* (2017) indica que **episodios orogénicos compresivos** promueven condiciones de alta presión en la zona caliente de la corteza inferior e **incrementan el tiempo de residencia en la corteza** de fundidos derivativos favoreciendo diferenciación extensa llevando a fundidos ricos en agua (y oxidados?) félsicos, mientras que el fraccionamiento del anfíbol juega un rol importante.

En el sur del Perú, el arco permaneció estacionario desde 90 hasta 52 Ma paralelo a la fosa, actualmente a 150-200 km de la fosa (Noury *et al.* 2017). La actividad volcánica disminuyó entre 62 y 52 Ma (Quang *et al.* 2005), lo que se interpreta como el inicio de una subducción casi horizontal (esta transición hacia un régimen más compresivo puede haber generado la mineralización de los pórfidos de cobre en el sur del Perú), migró alrededor de 150 km hacia el noreste hace 48 Ma (Perelló *et al.* 2003) generando en profundidad magmas secos y volcanismo menos extenso, y se ensanchó entre 45 y 30 Ma, migrando de regreso hacia el suroeste hace alrededor de 30 Ma y produjo grandes volúmenes de ignimbritas (debido al engrosamiento de la cuña mantélica bajo el arco), indicando aumento del ángulo de subducción (Mamani, Wörner y Sempere, 2010).

## **CAPÍTULO III**

### **MARCO GEOLÓGICO REGIONAL**

#### **3.1 Estratigrafía**

La estratigrafía regional está conformada por Formaciones y Grupos de edades que abarcan desde el Precambriano hasta el Cuaternario holoceno. Ya que los yacimientos más antiguos del presente trabajo corresponden al Jurásico, se sintetizan las unidades pre-Jurásicas para desarrollar en mayor detalle las unidades Jurásicas en adelante, especialmente aquellas aflorantes en los yacimientos.

Las características regionales y las características de los yacimientos se explican de manera detallada en el Capítulo IV de Geología local. A continuación se muestra una correlación estratigráfica y estructural del sur del Perú, así como la posición en tiempo de los pórfidos del presente estudio (Tía María-La Tapada, Los Calatos, Chipispaya).

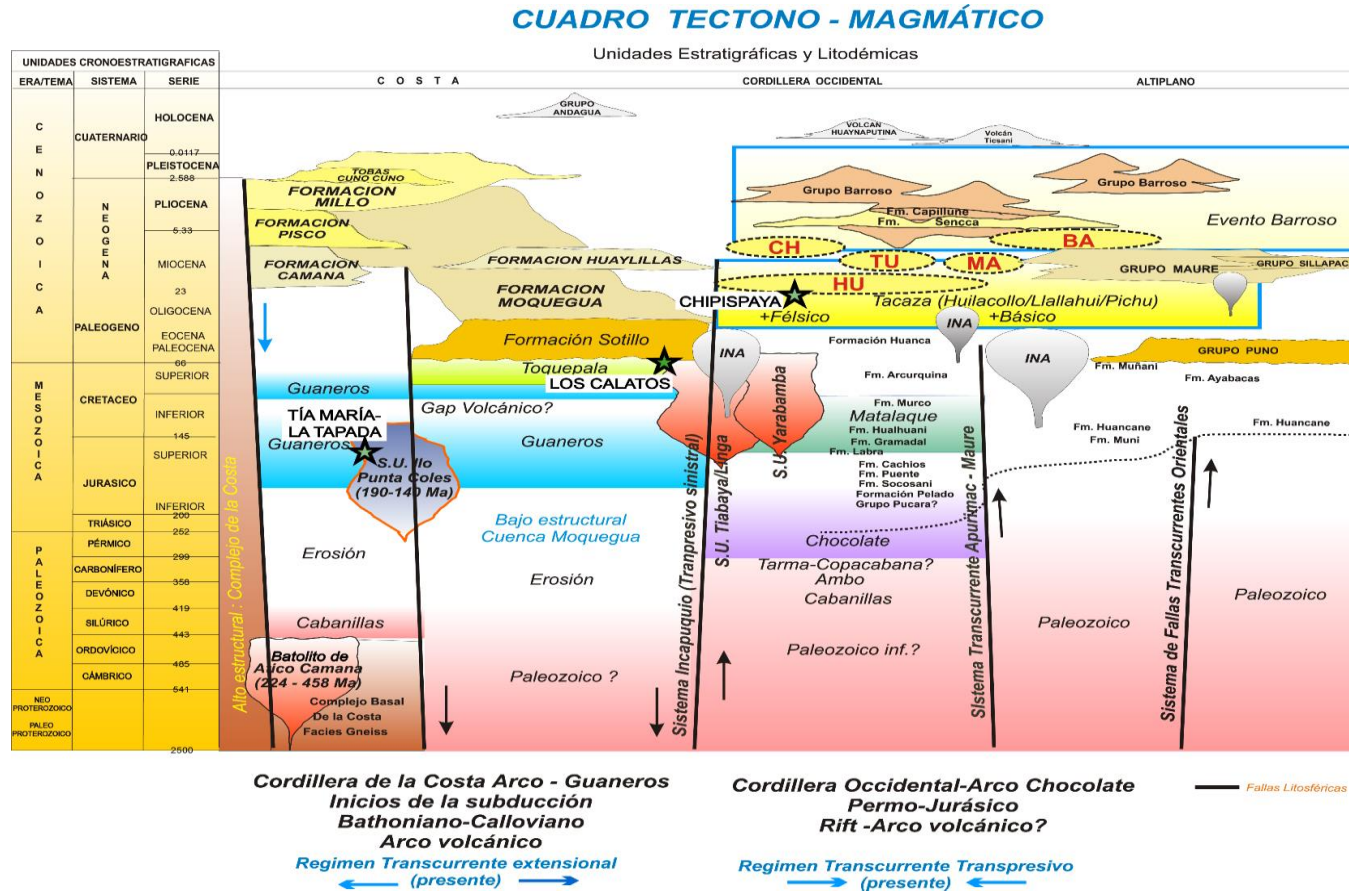


Figura 3.1 Cuadro tectonomagmático para el sur del Perú, con los pórfidos Tía María, La Tapada, Los Calatos y Chipispaya  
 \*Tomado y modificado de Martínez y Cervantes (2003).

### **3.1.1 Unidades pre-Jurásicas**

Se encuentran afloramientos del Complejo Basal de la Costa el cual está constituido por gneis, migmatitas, esquistos, filitas, anfibolitas y cuarcitas de color gris oscuro a verdoso y gris claro a rosado. También se le reconoce en la existencia de diques pegmatíticos compuestos por agregados de ortosa -biotita - cuarzo y/u ortosa-muscovita-cuarzo. Entre Chala y Ocoña los ortogneis son dioríticos, y entre Camaná y Mollendo graníticos, con cuarzo, plagioclasa, epidota, clorita, sericita y calcita. El metamorfismo que corresponde al Complejo Basal de la Costa es regional, de presión intermedia y alta temperatura. Los procesos tectónicos que afectaron al Complejo corresponden a las fases orogénicas precámbricas sobre las que siguieron las orogenias paleozoicas (Hercínica) y cenozoicas. Se ha establecido la presencia del “Grupo Cabanillas” del Devoniano en el valle del río Tambo. El Grupo Ambo fue reconocido en la carretera Tacna – Palca, en base a plantas fósiles asociadas al Carbonífero halladas en la zona de Mal Paso. (Pino *et al.*, 2002).

### **3.1.2 Jurásico**

A continuación se detallan las unidades litológicas del Jurásico en adelante, en el contexto regional de la zona de estudio.

#### **3.1.2.1 Formación Chocolate**

Esta unidad se encuentra distribuida en el margen costero de la Cordillera Occidental del sur del Perú. Su nombre proviene de la cantera Chocolate situada a 20 Km al NO de Arequipa (Jenks, 1948).



En su parte inferior está representado predominantemente por rocas de origen volcánico tales como brechas, derrames y tobas de color violáceo, marrón oscuro y verdoso, las mismas que hacia la base presentan una marcada esquistosidad. Han sido atravesadas por numerosos diques de naturaleza ácida. Se le considera de un grosor de 600 m. En la parte superior se exponen niveles sedimentarios que se intercalan con derrames volcánicos, terminando con brechas volcánicas de color morado y de pasta afanítica.

### **3.1.2.2 Formación Guaneros**

Fue definida por Bellido y Guevara (1963). Los niveles superiores lo conforman lavas coherentes, porfiríticas con cristales de plagioclasas aciculares encerradas en una pasta afanítica oscura. Los afloramientos tienen tonalidades oscuras, no presentan estratificación evidente, infrayace disconforme a tobas rosadas asignadas al Grupo Toquepala. Afloran en las cercanías de la ciudad de Moquegua. Corresponde al Jurásico superior.

### **3.1.3 Cretácico**

En el Cretácico se tienen las siguientes unidades litológicas.

#### **3.1.3.1 Formación Matalaque**

Se encuentra sobre el Grupo Yura e infrayace a tobas soldadas de la Formación Paralake e intruida por dioritas de la Superunidad Yarabamba. Consiste de rocas volcánicas gris oscuras afaníticas de composición andesítica-basáltica,

moderadamente estratificada, siendo afectada por el sistema de fallas Incapuquio. Su edad está asignada al Cretácico superior.

### **3.1.3.2 Grupo Toquepala**

El Grupo Toquepala fue denominado así por Bellido y Guevara (1963), para describir a un conjunto de rocas volcánicas con algunas intercalaciones de clásticos gruesos que afloran a lo largo del Flanco Andino, desde el Cerro La Caldera en Arequipa hasta la frontera con Chile. Esta secuencia está formada por derrames andesíticos, dacíticos y riolíticos y brechas de flujo y piroclastos de composición andesítica, dacítica y riolítica. Las vulcanitas son de colores claros que van del marrón al rosado claro. Los niveles sedimentarios son conglomerados y areniscas de grano grueso, de color gris verdoso a pardo claro. Para el presente estudio se ha tomado la caracterización realizada por Martínez y Zuloaga (2000) aquí se diferenciaron las formaciones Huaracane, Paralaque y Quellaveco representada por las unidades Asana, Carpanito y Samanape, Yarito y Tinajones (considerándose esta última actualmente equivalente a Asana).

## **3.1.4 Cenozoico**

Durante el Cenozoico se tienen las siguientes unidades litológicas.

### **3.1.4.1 Grupo Tacaza**

En el sur destaca el Grupo Tacaza discordante en el flanco oeste de la Cordillera Occidental sobre la Formación Sotillo, interdigitándose en la parte occidental con la Formación Moquegua. Consiste de una gruesa serie de derrames,

brechas de flujo, aglomerados y tobas, a veces brechoides, de composición mayormente andesítica-dacítica y en menor proporción riolítica y/o dacítica. Localmente se presentan flujos basálticos, variando su composición de un lugar a otro. Contiene intercalaciones lenticulares de conglomerados, areniscas lutáceas y tobas redepositadas. El Grupo Tacaza es conocido como un metalotecto, albergando mineralizaciones polimetálicas y auroargentíferas.

Las secuencias volcánico-sedimentarias descritas tienen edades que van del Eoceno superior al Mioceno inferior (aproximadamente entre 40 a 18 Ma), habiéndose depositado con discordancia angular sobre las capas rojas plegadas durante la fase Inca.

#### **3.1.4.2 Formación Huilacollo**

Esta unidad ha sido reconocida y datada en las hojas de Tarata y Palca compuesta por lavas andesíticas porfíricas, se encuentra a manera de un alto estructural limitado por piroclastitas y eventos lávicos del Grupo Barroso. La edad obtenida de 21.3 Ma, muestra una correlación con secuencias efusivas posteriores a la colmatación de la cuenca por la Formación Tarata superior (secuencias lagunares) con posterior dislocamiento de la cuenca.

#### **3.1.4.3 Formación Moquegua**

En la costa meridional, en las Regiones de Arequipa, Moquegua y Tacna, entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Occidental, se emplazó la cuenca lacustre de Moquegua, con una secuencia inferior de conglomerados, areniscas, limolitas y

arcillas y una secuencia superior discordante formada por gruesos depósitos aluviales, evaporitas, calizas y volcánicos tobáceos. Las tobas han sido datadas en  $23.25 \pm 0.8$  Ma (Tosdal, Farrar y Clark, 1981). Es asignada al Mioceno.

#### **3.1.4.4 Formación Huaylillas**

Esta unidad piroclástica se encuentra distribuida mayormente en la vertiente pacífica de la Cordillera Occidental (Regiones de Moquegua y Tacna). Está formada principalmente por tobas riolíticas y riodacíticas de colores claros (blanco crema a rojizo), compuesta de feldespatos fragmentados, cantidades variables de granos de cuarzo, vidrio, biotita. Dentro de la matriz se encuentran litoclastos de andesita y basaltos. El carácter petroquímico del vulcanismo Huaylillas y equivalente es de tendencia calcoalcalina, rico en K.

En las Regiones de Moquegua y Tacna la Formación Huaylillas descansa en discordancia angular sobre el Grupo Tacaza; ha dado una edad de 16,8 (Laharie, 1975). Por lo tanto se le asigna una edad Mioceno medio. En Nazca se han determinado edades entre 22 y 18 Ma (Noble, Farrar y Cobbing, 1979a).

#### **3.1.4.5 Formación Sencca**

La Formación Sencca, definida por Mendivil (1965), en la frontera Perú-Chile, es una secuencia piroclástica que no excede los 100 m de grosor. Reposo en discordancia angular sobre los depósitos lacustres de la Formación Maure o bien directamente sobre las vulcanitas del Grupo Tacaza. Su extensión geográfica es considerable y forma un buen horizonte guía para la cartografía de las unidades del

Cenozoico de la Cordillera Occidental del Sur del Perú; pero bajo este nombre se han cartografiado a veces otros volcánicos, más antiguos o más recientes. El volcánico Sencca está constituido por tobas de naturaleza riolítica y riolítica. Tosdal *et al.* (1981), reporta una edad K-Ar de  $6,5 \pm 0,3$  Ma. para la Formación Sencca en el área del Cerro Huailao (Moquegua).

#### **3.1.4.6 Formación Capillune**

La Formación Capillune, definida por Mendívil (1965), en el río Viluta (cuadrángulo de Maure), se extiende en el Altiplano peruano hasta sus márgenes occidentales. Su espesor máximo observado es de 195 m variando hasta alcanzar unos cuantos metros. Esta secuencia lacustrina está formada por conglomerados, areniscas, limolitas, argilitas y algunos niveles piroclásticos. Sus tonalidades van del blanquecino al gris amarillento a verdoso. Las edades geocronométricas de la Formación Capillune son muy ambiguas. Tosdal *et al.* (1981), reporta edades K-Ar de  $7,0 \pm 0,4$  Ma y  $3,3 \pm 0,1$  Ma datadas en plagioclasa/roca total, equivalentes al Mioceno superior-Plioceno. Mendívil (1965), por las relaciones de campo le asigna a la Formación Capillune una edad Plioceno superior.

#### **3.1.4.6 Grupo Barroso**

El Grupo Barroso fue definido por Mendívil (1965), en una cadena de conos volcánicos ubicados en la cordillera del Barroso. Los conos más antiguos corresponden a aparatos completamente erosionados que no muestran morfología alguna de volcanes. Otros como el Arco del Barroso, Arco de Pichu Pichu, Chachani, etc., son menos erosionados pero muestran trazas profundas de erosión glacial. Los

volcanes más recientes se alínean sobre un eje NO-SE, a lo largo de 500 km de longitud (Audebaud *et al.*, 1973). Su morfología en general está intacta y algunos muestran cráteres enormes de más de 1 km de diámetro: Ubinas, Misti, Tutupaca; y de menor diámetro: Yucamane, Condorpico, Chila. Las rocas del Grupo Barroso constituyen un metalotecto de interés al haberse descubierto yacimientos epitermales auro-argentíferos.

#### **3.1.4.7 Depósitos Cuaternarios**

Durante el Cuaternario se depositan en el territorio peruano sedimentos de origen volcánico, glaciares, aluviales, lacustres, marinos, y eólicos. Los depósitos volcánicos pleistocénicos y recientes corresponden a las eyecciones volcánicas posteriores a la glaciación que están presentes en el sur del Perú vinculados a aparatos volcánicos de la Cordillera del Barroso

### **3.2 Rocas intrusivas**

Las rocas intrusivas a nivel regional en la zona de estudio corresponden a afloramientos del Batolito de la Costa.

#### **3.2.1 Batolito de la Costa**

El Batolito de la Costa se encuentra a nivel regional conformado por distintas superunidades. En la zona de estudio, se encuentran las siguientes superunidades.

##### **3.2.1.1 Superunidad Punta Coles**

Corresponde al segmento Toquepala del Batolito de la Costa, clasificado así por Pitcher *et al.* (1985). Son remanentes irregulares de plutones dioríticos gabroicos

que son intruidos por las tonalitas Ilo. Las edades de la Superunidad Punta Coles se encuentran comprendidas entre  $144 \pm 9.3$  Ma y  $230.1 \pm 11.1$  Ma según dataciones U-Pb en zircones realizadas por Boekhout (2012). Se encuentra intensamente fracturado y cloritizado.

#### **3.2.1.2 Superunidad Ilo**

Corresponde al segmento Toquepala del Batolito de la Costa, clasificado así por Pitcher *et al.* (1985). Son stocks discretos tonalíticos y granodioríticos y grandes complejos plutónicos lineales con flancos empinados. Esta datada en 103 Ma por K-Ar en una granodiorita.

#### **3.2.1.3 Superunidad Tiabaya**

La superunidad Tiabaya es el componente más joven del segmento Arequipa del Batolito de la Costa. Todos los plutones Tiabaya están caracterizados por su naturaleza generalmente leucócrata y por los acostumbrados minerales máficos característicos. Composicionalmente varía desde tonalitas hasta monzogranitos, aunque la mayor parte del volumen aflorante es de granodioritas. En su totalidad las unidades Tiabaya son más ricas en cuarzo que las otras unidades del segmento Arequipa.

#### **3.2.1.4 Superunidad Linga**

La superunidad Linga forma una serie distintiva de rocas plutónicas en todas las unidades Linga, incluye gabros y dioritas con una proporción relativamente grande

de feldespato potásico. Existe una clara asociación entre el afloramiento de la superunidad Linga y la franja de mineralización de cobre.

### **3.2.1.5 Superunidad Yarabamba**

Los estudios inicialmente se realizaron en la quebrada Yarabamba, de donde proviene su nombre. Stewart (1968) describe tonalitas a granodioritas con abundante xenolitos máficos alterados. Cobbing y Pitcher (1983) y Pitcher *et al.* (1985) describen que está compuesta de granodiorita a monzogranitos que afloran a lo largo de 200 km entre las localidades de Palca, Torata, Omate, Puquina, Yarabamba y Vítor formando cuerpos tabulares y elongados en dirección predominante NO-SE. Inicialmente estas rocas fueron mapeadas como Superunidad Linga Arequipa (al sur de Arequipa) y Linga Yarabamba (al este y SE de Arequipa). Acosta *et al.* (2011) por similitud geoquímica proponen la denominación única de Superunidad Yarabamba, compuesta desde gabros a granitos.

Las dataciones radiométricas en estudios regionales realizados en la Superunidad Yarabamba por los métodos de K-Ar, Ar-Ar, Rb-Sr y U-Pb arrojan una edad de entre 62-58 Ma y se le asigna la edad de Paleoceno inferior. Está datada en 67.4 y 54.3 por U-Pb en zircones por Simmons (2013).

### **3.2.1.6 Superunidad Challaviento**

Wilson y García (1962) establecen que los intrusivos más importantes son los batolitos de granodiorita mapeada como granodiorita Toquepala-Challaviento que afloran en los cuadrángulos de Palca y Pachía y que tiene la composición mineralógica



siguiente: Plagioclasa 54 %, ortosa 4 %, hornblenda 26 %, biotita 19 %, cuarzo 4 %, zircón y esfena 3.5 %. Los intrusivos granodioríticos parecen haberse emplazado por medio del proceso denominado “*stopping*” e inyección forzada, es bastante común encontrar xenolitos cerca de los contactos, los cuales constituyen el 20-30 % de la roca y de acuerdo a las correlaciones estratigráficas se le asignó una edad del Terciario.

Acosta *et al.* (2011) mencionan que la Superunidad Challaviento descrita por Sánchez (1983) como plutón de Tarata y Ataspasca aflora al norte y NE de Palca a lo largo del sistema de fallas Incapuquio; litológicamente está compuesta de granodiorita gris clara y de textura hipidiomórfica. Los trabajos de Wilson y García (1962) le asume una edad del Terciario inferior; Martínez y Cervantes (2003) lo describen como Batolito Challaviento y Acosta *et al.* (2011) proponen, por consideraciones geocronológicas, geoquímicas, petrográficas y por ubicación y extensión como Superunidad Challaviento y está compuesta de gabro, diorita, granodiorita y granitos.

Las dataciones realizadas en tonalitas y granodiorita corroboran la edad Eoceno medio a la Superunidad Challaviento con una edad de 41.6 Ma (Martínez y Cervantes, 2003) coincidentes con otras edades tomadas por otros autores.

### **3.3 Tectónica**

Para el sur de Perú, existe un sistema de transcurrencia (Sistema de Fallas Incapuquio-SFI) con dirección 315°-310° y antiguos lineamientos con dirección 50°-70° los cuales fueron desplazados por el SFI. Estas dos estructuras se interceptaron y

originaron zonas de debilidad estructural, por donde se emplazaron intrusiones magmáticas durante el lapso de 70 a 50 Ma.

Varias de estas zonas de debilidad están asociadas a importantes yacimientos de pórfidos de Cu: Cerro verde, Chapi, Cuajone, Quellaveco, Toquepala, así como a anomalías hidrotermales y prospectos: Los Calatos, Huaracane, Yarito (Martínez *et al.*, 2017a). Al parecer los pórfidos de Cu emplazados en la costa sobre terrenos jurásicos, también están asociados a este tipo de estructuras transcurrentes, así los prospectos Cachuyo y Cachuyito se encuentran próximos al fallamiento dextral del Fiscal.

Es posible la correspondencia estructural con el SFI con la prolongación del sistema Domeyko (N-S) de Chile, que en esta región se comporta como dextral.

La evolución tectónica en el Mesozoico, edad de los pórfidos más antiguos del presente trabajo (Tía María-La Tapada) se inició por un fuerte estiramiento de la corteza a partir de ~240 Ma (Triásico medio), continuando hasta el Cretácico inferior, con marcada migración del sistema arco-cuencas hacia el oeste. Esta migración se detuvo alrededor de ~130 Ma, para luego reanudarse en dirección al este. El magmatismo de arco se incrementó primero en ~110 Ma y más nítidamente en ~90 Ma, y a partir de ~75 Ma sufrió una verdadera “llamarada” (*flare-up*) que resultó en un sustancial engrosamiento magmático de la corteza, lo cual causó deformaciones en los flancos del arco (Noury *et al.*, 2017). Siguiendo el proceso clásico, la corteza sobre-

engrosada del arco sufrió a partir de ~60 Ma un colapso gravitacional que prosiguió durante el Paleógeno inferior, produciendo otras deformaciones de varios tipos.

La migración del arco hacia el noreste prosiguió en forma mucha más marcada en el sur del país a partir de ~50 Ma; ahí la actividad del arco construyó el batolito Andahuaylas-Yauri hasta ~30 Ma, para luego migrar otra vez hacia el suroeste, traducido en magmatismo (Mamani *et al.*, 2010)



## **CAPÍTULO IV**

### **GEOLOGÍA LOCAL**

#### **4.1 Proyecto Tía María**

La geología local del proyecto Tía María (comprendiendo a los pórfidos Tía María y La Tapada), se detalla haciendo énfasis en la información bibliográfica evaluados en la presente tesis, tales como la petrografía y geoquímica.

##### **4.1.1 Petrografía**

En Tía María y La Tapada el intrusivo que domina es una cuarzo-diorita asignada a la Superunidad Punta Coles. Las edades de la Superunidad Punta Coles se encuentran comprendidas entre  $144 \pm 9.3$  Ma y  $230.1 \pm 11.1$  Ma según dataciones U-Pb en zircones realizadas por Boekhout (2012). Aflora en los alrededores también un volcánico andesítico-basáltico asignado a la Formación Guaneros, cuyas edades más antiguas en el entorno bordean los  $165 \pm 1.9$  Ma de U-Pb/Zircón (Boekhout, 2012). Con respecto a la edad de la alteración, se cuenta con dataciones Ar-Ar/Biotita de alteración potásica de 168.9 Ma y 165.7, asimismo se tiene dataciones Ar-Ar/Sericita de la zona de alteración edades de 164.9 y  $165.9 \pm 2.5$  Ma (Quang, 2003), con ello se asume una edad Jurásico medio muy cercana

al magmatismo que aflora en los proyectos mencionados. La alteración y la mineralización en terreno son evidentes para Tía María, mientras que en el yacimiento la Tapada se encontraba cubierta por material del cuaternario (Mioduchowski, 2001), descubierta ahora por cortes de carretera realizados en el proyecto. No se observa el intrusivo porfirítico aflorante en La Tapada (Martínez *et al.*, 2017b).

#### **4.1.2 Geoquímica**

Las rocas ígneas asociadas a los depósitos, conservan una composición de tipo calco-alcálicas de alto K, a diferencia de las series más primitivas de la Superunidad Punta Coles de naturaleza tholeítica en Punta Coles (Moquegua). Sistemas de diques de las mismas composiciones cortan la mineralización en los depósitos Rosa María, Tía María y La Tapada y se asocian al magmatismo que originó durante el tiempo Jurásico - Cretáceo inferior, el arco magmático de las unidades Río Grande (170-130 Ma) y por el sur la Formación Guaneros (Martínez *et al.* 2003)

#### **4.1.3 Contexto estructural**

Los yacimientos se encuentran asociados a la intersección de fallamientos como la falla Islay de dirección NO-SE y el Tambo de dirección NE-SO. En estas intersecciones se desarrolló las condiciones para el emplazamiento de intrusiones magmáticas y fluidos hidrotermales que han generado un sistema de depósitos en un radio de 8 km (Martínez *et al.*, 2017b). Siendo el yacimiento La Tapada de carácter ciego.

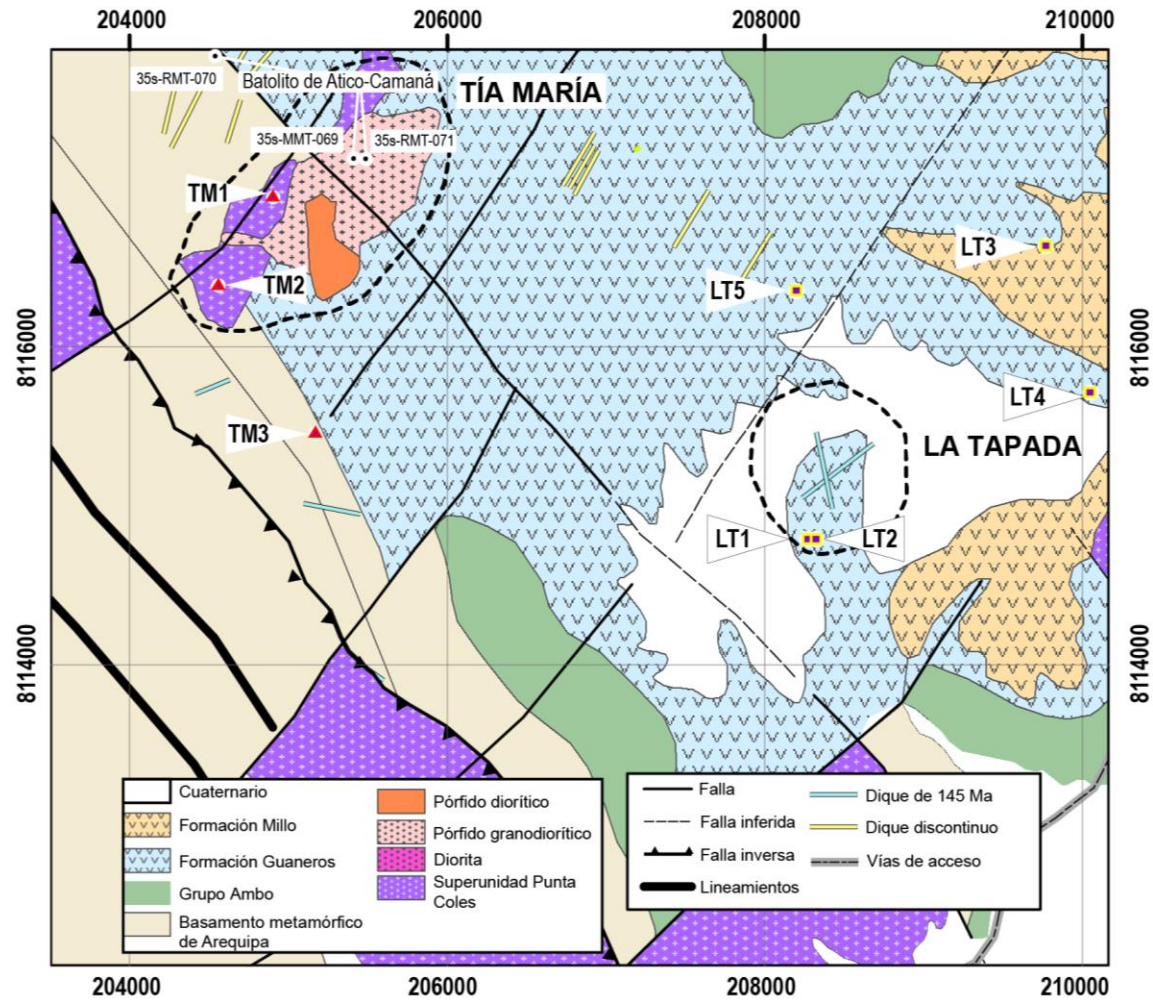


Figura 4.1 Mapa geológico y de muestreo del proyecto Tía María (Cu-Mo) y La Tapada (Cu-Au)  
 \*Muestras TM: Tía María. Muestras LT: La Tapada. Tomado y modificado de Martínez *et al.* (2017)

## 4.2 Proyecto Los Calatos

Respecto a la geología local del proyecto Los Calatos, se detalla haciendo énfasis en la información bibliográfica disponible sobre los aspectos evaluados en la presente tesis, tales como la petrografía y geoquímica.

### 4.2.1 Petrografía

Secuencias volcánicas del Grupo Toquepala (Formación Paralaque) afloran al SO del yacimiento. La secuencia de ignimbritas de la Formación Paralaque (Grupo Toquepala) son intruidas por cuerpos granodioríticos y dioríticos asignados a la Superunidad Yarabamba, conformada por dioritas y granodioritas. Las granodioritas son de color gris de grano medio a fino, holocristalino, inequigranular con plagioclasa y rocas melanócratas con plagioclasa, cuarzo, feldespatos potásicos, biotita y hornblenda. El afloramiento de un pórfido de composición tipo dacita aflora al NO del yacimiento. Al NE y SE del depósito afloran tobas blancas soldadas de cristales datadas en  $18.9 \pm 0.5$  Ma de Ar-Ar sanidina (Thouret *et al.* 2007) correlacionable con las secuencias de tobas de la Formación Huaylillas (24-10 Ma) (Martínez *et al.*, 2017b).

### 4.2.2 Geoquímica

La Superunidad Yarabamba es de naturaleza calco-alcalina y contenido medio a alto de K, siendo reconocida su importancia como metalotecto regional debido a ser un magmatismo intrusivo altamente hidratado en un contexto compresivo. Los pórfidos aflorantes tienen composición dacítica con fenos de cuarzo y hornblenda, encontrándose fuertemente alterados a arcillas y en casos



silicificados. La composición química de la Formación Huaylillas varía de riolitas a riodacitas (Martínez y Zuloaga, 2000).

#### 4.2.3 Contexto estructural

De Martínez *et al.*, (2017b), se tiene:

El depósito se enmarca dentro de una cuenca intramontañosa tipo *jog* estructural, donde se depositaron los sedimentos de la Formación Jaguay (equivalente al Sotillo). El área está afectada por la falla Micalaco (paralela y parte del SFI), con dirección N 130°-135° E de componente transcurrente dextral y buzamiento 70° SO, es la prolongación NW del Sistema de Fallas Incapuquio (SFI) cuyos alineamientos continúan por Cuajone, Quellaveco y Toquepala (Martínez y Cervantes, 2003). El yacimiento Los Calatos se emplazó un sistema de falla transpresiva de movimiento dextral generando un sigmoide donde se depositó una cuenca intramontana (Cuenca Jaguay). En esta zona de extensión (sigmoide) se emplazó cuerpos intrusivos asignados a la unidad Yarabamba como importante metalotecto asociado a pórfido de cobre Los Calatos. El metalotecto superunidad Yarabamba asociado a un control estructural importante como el Sistema de Fallas Incapuquio, se emplazó en la cuenca de extensión (sigmoide) producto de la falla dextral Micalaco contribuyendo con la generación del depósito Los Calatos (Martínez *et al.*, 2017b).

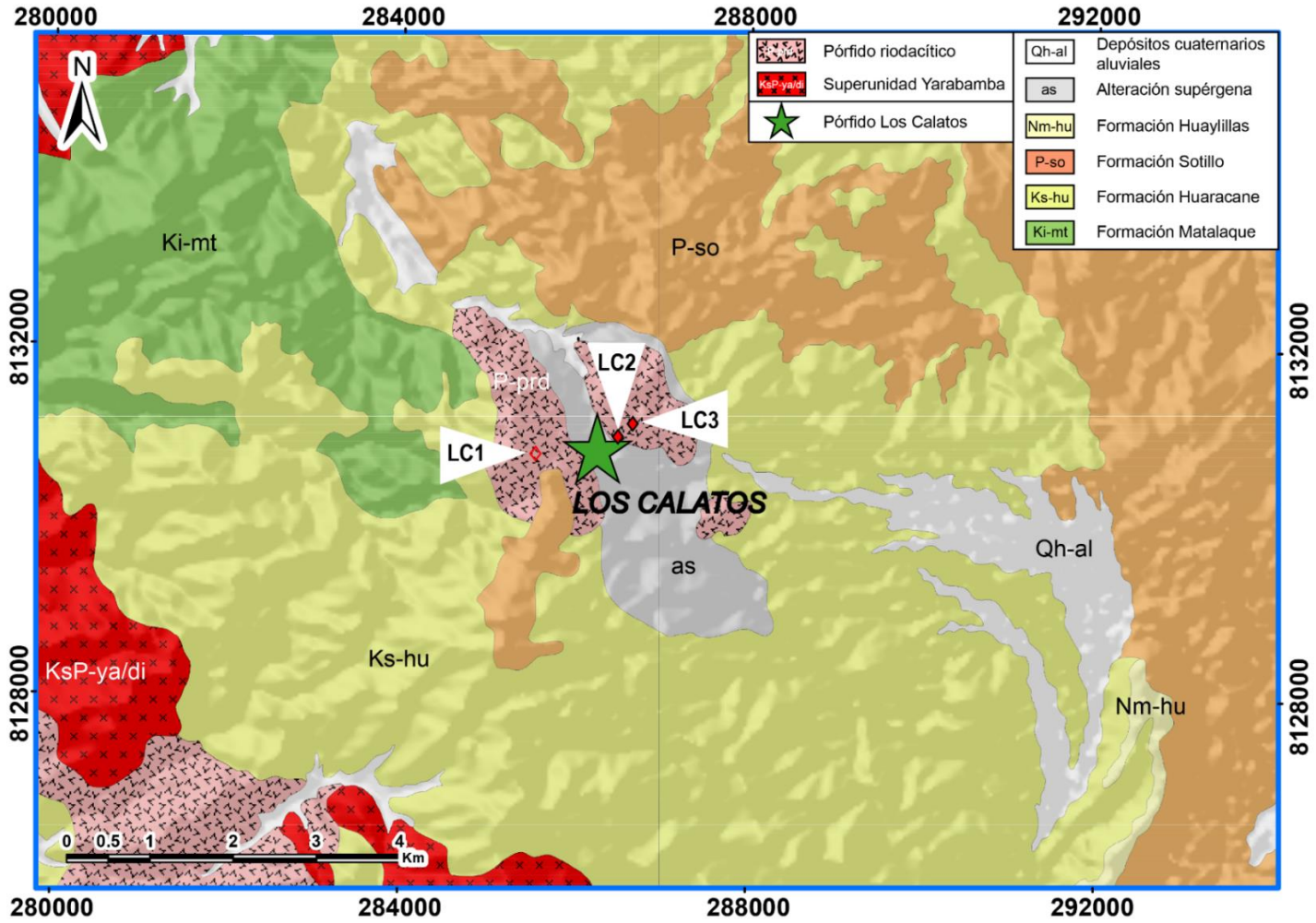


Figura 4.2 Mapa geológico y de muestreo del proyecto Los Calatos

\*Muestras LC: Los Calatos. Base geológica: Carta Geológica Nacional a escala 1 : 50 000, año 2000.

### 4.3 Proyecto Chipispaya

La geología local del proyecto Los Calatos, se detalla haciendo énfasis en la información bibliográfica evaluados en la presente tesis, tales como la petrografía y geoquímica.

#### 4.3.1 Petrografía

Como basamento afloran rocas sedimentarias del Grupo Yura (Jurásico superior al Cretácico inferior) compuesta por areniscas, lutitas, calizas y cuarcitas. Asimismo afloramientos asignados al Grupo Toquepala afloran como tobas soldadas de composición riolítica y lavas de composición andesíticas y dacíticos, intercalándose facies de lahares. En los alrededores del yacimiento afloran secuencias conformada por lavas andesíticas y tobas soldadas con textura ignimbrítica. Las lavas tienen edades entre 21.6 y 24.6 Ma. Basándose en las dataciones se infiere que son comagmáticas con el sistema de alteración – mineralización del yacimiento Chipispaya (Martínez *et al.*, 2017b).

#### 4.3.2 Geoquímica

En el entorno del yacimiento Valdivia *et al.* (2014) identifica rocas intrusivas que tienen las siguientes composiciones: Intrusivos pre-minerales: granodiorita, diorita I, diorita II y un *plug* dacítico. Intrusivos tempranos: diorita I y diorita II relacionadas a la mineralización principal. Intrusivos que no afloran. Intrusivo intermineral: stock dacítico. Intrusivo tardío: stock dacítico. Según estudios de Valdivia *et al.* (2014) el perfil de REE de Chipispaya se diferencia del perfil de Toquepala por la anomalía negativa fuerte de Eu que presenta este último

(magmas húmedos, favorece la incorporación de Mo en el sistema) y el mineral residual que controla es clinopiroxeno y plagioclasa (Valdivia *et al.*, 2014).

Por otro lado, la diferencia con Cuajone y Quellaveco son las concentraciones bajas de las tierras raras pesadas (HREE) indicando que en estos dos pórfidos el mineral residual que controla es anfíbol y genéticamente está relacionado a Cu-Mo.

El pórfido Chipispaya ha sido datado con tres métodos, reportando las siguientes edades:  $23.00 \pm 0.80$  Ma (K-Ar) en sericita, tomado en superficie;  $22.46 \pm 0.07$  Ma (Ar-Ar) en Alunita hipógena tomado en superficie;  $24.11 \pm 0.10$  Ma (Re-Os) de Molibdenita tomado en muestra de testigo DDH (Valdivia *et al.*, 2014).

#### **4.3.3 Contexto estructural**

De Martínez *et al.*, (2017b), se tiene:

Estructuralmente, las fracturas del sector Chipispaya se correlacionan con el sistema de fallas Incapuquio de rumbo NO. A escala distrital, Chipispaya está asociado a una falla secundaria NNO del sistema Incapuquio, la cual forma un “jog” de forma lenticular en el cual se emplazaron las intrusiones múltiples que finalmente dieron origen al sistema porfirítico. Dentro y fuera del “jog” se destacan fallas conjugadas NE, los cuales generaron una tectónica de bloques, exponiendo diferentes niveles del sistema. En los bloques hundidos se ha observado evidencias de preservación del sistema (remanentes de lithocap) mientras que los más erosionados muestran los intrusivos con alteración potásica. El entorno geológico

del yacimiento muestra que después de la migración hacia el este del arco magmático Tacaza (30-24 Ma.), el arco magmático Huaylillas migra y regresa hacia el oeste, proceso conocido como “*slab rollback*” (o retroceso de la corteza subducida, con el consecuente retroceso del arco magmático hacia la fosa) (Valdivia *et al.*, 2014), donde la corteza oceánica al retroceder por aumento del ángulo de subducción, produce nueva fusión parcial y nuevo magma parental que ayudaron en la generación del pórfido (Martínez *et al.*, 2017b).

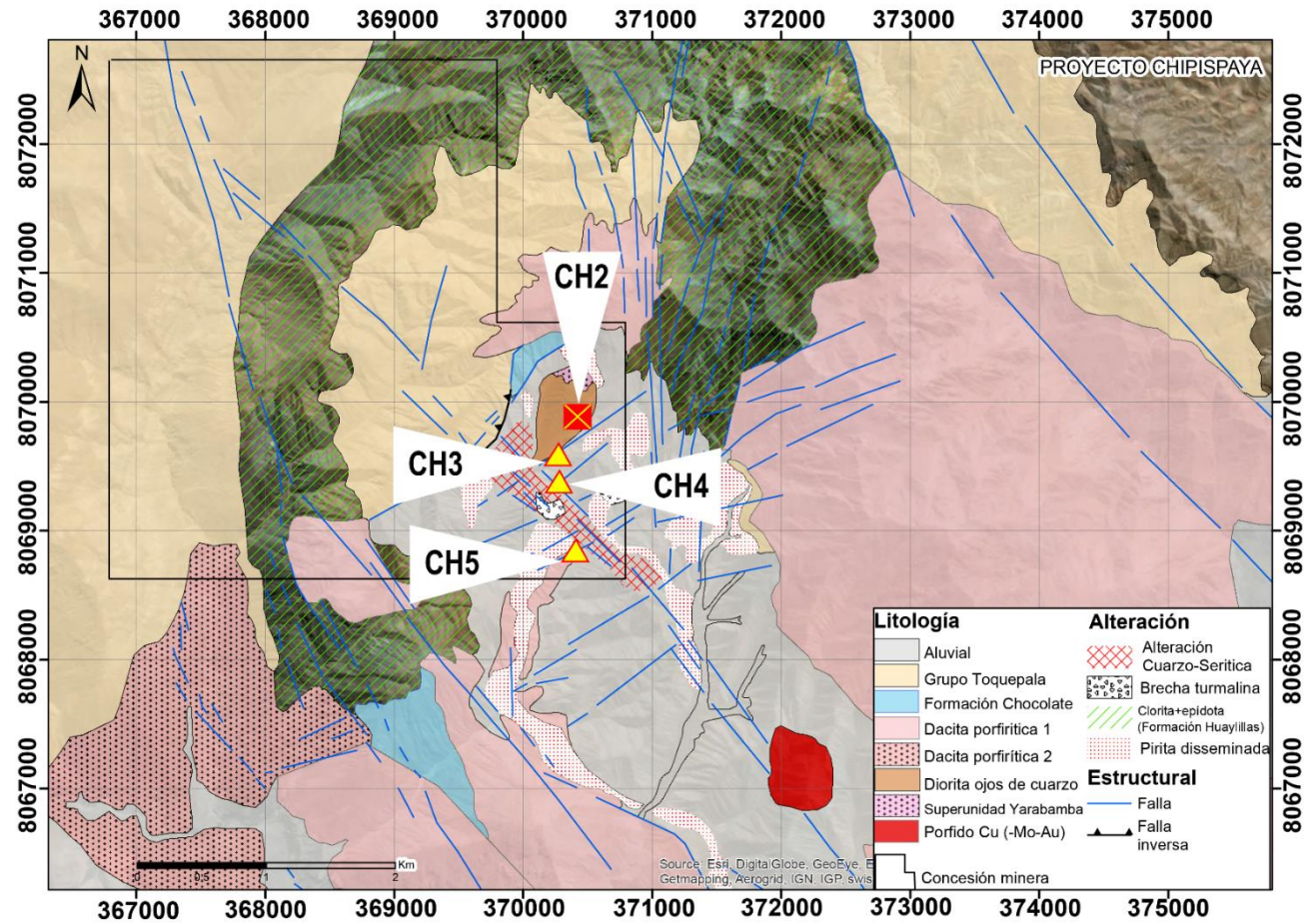


Figura 4.3 Mapa geológico y de muestreo del proyecto Chipispaya

\*Muestras CH: Chipispaya. La muestra CH1, al encontrarse fuera del mapa de geología local, se muestra en la Figura 5.5. Modificado de Valdivia et al. (2015).

## **CAPÍTULO V**

### **METODOLOGÍA**

#### **5.1 Trabajo de gabinete I-Precampo**

En esta etapa se desarrolló un trabajo de recopilación bibliográfica de los 3 proyectos, así como la síntesis de la estratigrafía, magmatismo, control estructural de la zona a nivel regional a partir de los trabajos previos.

Se tomó la base de datos litogeoquímica disponible en la web de INGEMMET. De esta base, se eligieron las muestras correspondientes a las unidades ígneas regionales que son objeto del presente estudio.

Se añadió a todas las muestras la distancia a la fosa (en km). Para ello, se empleó el software ArcGis y Google Earth. También se añadió a las muestras que se encontraban cerca de un yacimiento (aproximadamente en un radio de 2 km) una columna que indica el yacimiento respectivo, con el propósito de posteriormente ver si hay diferencias entre la geoquímica de estas muestras y las muestras a nivel regional. A continuación se muestra una imagen de parte de la base de datos litogeoquímica que se procesó previamente a los trabajos de campo:

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J
1	MUESTRA	Unidad	Yacimiento	DISTANCIA A LA FOSA (KM)	UTMX	UTMY	ZONA	Ba (ppm)	Pb (ppm)	Th (ppm)
284	TD32	Superunidad Yarabamba	Ninguno	213.7213819	326786	8063093	19S	648.00	155.00	10.00
285	TD50	Superunidad Yarabamba	Ninguno	218.7926868	335094	8080949	19S	445.00	124.00	14.00
286	Mo-III-01-04	Superunidad Yarabamba	Ninguno	210.2706035	319379	8066913	19S	374.80	80.90	8.00
287	Pa-III-15-03	Superunidad Yarabamba	Ninguno	231.3176018	389147	8026770	19S	677.20	127.40	14.90
288	Pa-III-15-03	Superunidad Yarabamba	Ninguno	235.6531727	392473	8029580	19S	485.60	131.40	14.80
289	106128	Superunidad Challaviento	-	250.6563817	402232	8041770	19S	845.00	71.00	10.00
290	PA240400	Superunidad Challaviento	-	248.8953595	400005	8041869	19S	761.00	112.50	18.00
291	PA310800	Superunidad Challaviento	-	249.2858617	410678	8026762	19S	804.00	128.50	12.00
292	Pa-360600	Superunidad Challaviento	-	253.0790372	407729	8038161	19S	967.00	107.00	13.00
293	Pa-430600	Superunidad Challaviento	-	246.9867059	402154	8035511	19S	671.00	79.00	9.00
294	Pal-III-07-03	Superunidad Challaviento	-	248.7637986	400459	8041010	19S	738.40	127.20	20.00
295	Ta-700600	Superunidad Challaviento	-	253.5528084	387988	8066923	19S	801.00	85.20	10.00
312	Mo-III-01-05	Superunidad Yarabamba	Cuajone	228.0174484	316187	8116307	19S	892.00	80.40	1.50
313	Mo-III-02-05	Superunidad Yarabamba	Cuajone	226.5673546	315180	8115856	19S	662.00	171.00	21.00
314	Mo-III-03-05	Superunidad Yarabamba	Cuajone	226.1851888	314769	8115745	19S	627.00	149.00	17.60
315	Mo-III-21-05	Superunidad Yarabamba	Cuajone	230.5013641	319800	8116555	19S	388.00	122.00	15.70
316	Mo-III-15-05	Superunidad Yarabamba	Cuajone	232.3602116	321256	8117714	19S	1030.00	105.00	9.90
317	Cu-03-04	Superunidad Yarabamba	Cuajone	228.2814479	317740	8115537	19S	629.70	124.00	2.70
318	Mo-III-24-05	Superunidad Yarabamba	Cuajone	227.9881336	317763	8115066	19S	798.00	110.00	2.70
319	Cu-02-04	Superunidad Yarabamba	Cuajone	227.9308358	317871	8114856	19S	1306.40	132.10	3.10
320	Cu-01-04	Superunidad Yarabamba	Cuajone	228.4709291	318264	8115227	19S	442.80	120.50	6.90
335	Mo-III-17-05	Miembro Asana	Quellaveco	229.4772155	325195	8108952	19S	629.00	195.00	24.50
336	MD30	Miembro Asana	Quellaveco	231.1681042	329246	8106798	19S	125.00	126.50	7.00
337	Mo-III-06-05	Miembro Asana	Quellaveco	226.9864686	321901	8108830	19S	474.00	111.00	9.10
338	Mo-III-09-05	Miembro Asana	Quellaveco	231.8531776	330518	8106387	19S	30.50	112.00	8.80
339	35u-RMT-078	Miembro Asana	Quellaveco	229.0392589	324944	8108474	19S	38.00	150.50	9.20
340	35u-RMT-079	Miembro Asana	Quellaveco	232.9955333	330027	8108679	19S	447.00	100.50	12.10
341	Mo-III-08-05	Miembro Samanape	Quellaveco	228.9263786	325000	8108239	19S	26.50	114.00	8.90
342	Mo-III-10-05	Superunidad Yarabamba	Quellaveco	230.5539289	328130	8107139	19S	670.00	52.70	4.70
343	GRI-1008-7	Superunidad Yarabamba	Quellaveco	232.3351722	328888	8108976	19S	727.39	57.31	3.89
344	Mo-III-07-05	Superunidad Yarabamba	Quellaveco	229.8670927	326054	8108464	19S	639.00	80.80	9.30
345	MD25	Superunidad Yarabamba	Quellaveco	229.8598583	326362	8108102	19S	1005.00	78.80	5.00

Figura 5.1 Captura de pantalla de base de datos empleada

## 5.2 Trabajo de campo

Durante la etapa de campo se realizaron las campañas de campo a los proyectos de Tía María (pórfidos Tía María y La Tapada) en Arequipa, Los Calatos en Moquegua y Chipispaya en Tacna. Las campañas se realizaron en el marco del proyecto “Estudios metalogenéticos de la faja magmática Jurásico-Cretáceo asociados a los depósitos tipo IOCG y pórfidos entre Ica, Arequipa, Moquegua y Tacna” de INGEMMET, Dirección de Recursos Minerales y Energéticos, Programa de Metalogenia, 2017. Se han generado dos informes de este proyecto, siendo parte de la investigación de esta tesis desarrollada en estos informes, los cuales son Martínez, W., Otero, J., León, W. y Marchena, A. (2017a). *Estudio metalogenético de la Faja magmática Jurásico-Cretáceo asociado a los depósitos minerales tipo IOCG y Pórfidos entre Ica, Arequipa, Moquegua y Tacna. Bloque Sur* y Martínez, W.,



Marchena, A., Otero, J., Cervantes, J. y León, W. (2017b). *Geología y controles Tectonomagmáticos de los Sistemas Porfiríticos en el Arco Magmático Occidental, Sur del Perú.*

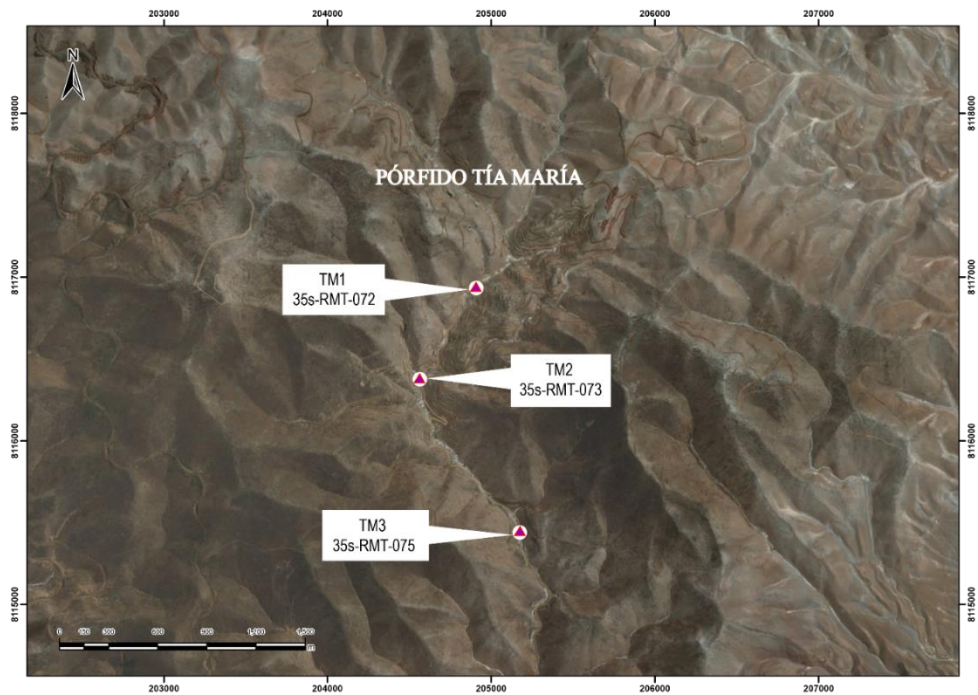
Durante estas campañas se tomaron muestras de roca, haciendo un reconocimiento breve de las rocas aflorantes, para fines de estudios metalogénicos, entre ellos, su estudio petrográfico y litogeoquímico.

El mapeo al detalle de la geología se encuentra fuera de los objetivos del presente trabajo. Se asignaron códigos de campo y se han reasignado códigos para cada muestra en el presente estudio. Los códigos y los estudios realizados en cada muestra se indican en la Tabla 5.1.

*Tabla 5.1*  
Relación de muestras del presente estudio

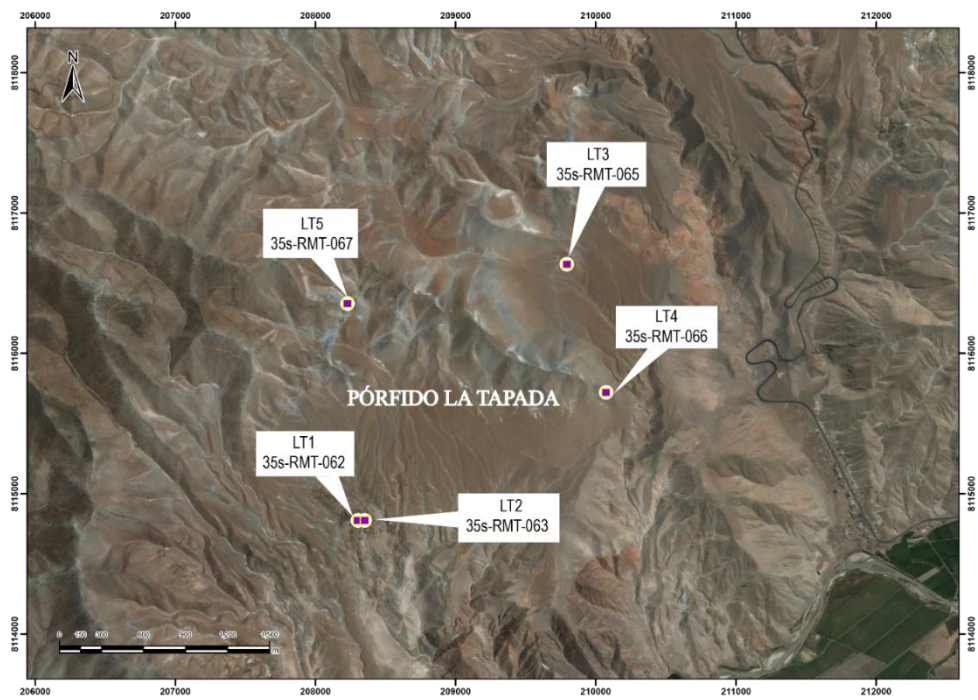
YACIMIENTO	CÓDIGO EN ESTE ESTUDIO	CÓDIGO DE CAMPO	MUESTRA DE MANO	SECCIÓN DELGADA	LITOGEOQUÍMICA
Tía María	TM1	35s-RMT-072	X	X	X
	TM2	35s-RMT-073	X	X	X
	TM3	35s-RMT-075	X	X	X
La Tapada	LT1	35s-RMT-062	X	X	X
	LT2	35s-RMT-063	X	X	X
	LT3	35s-RMT-065	X	X	X
	LT4	35s-RMT-066	X	X	X
	LT5	35s-RMT-067			X
Los Calatos	LC1	34t-RMT-058	X		X
	LC2	34t-RMT-059	X	X	X
	LC3	34t-RMT-060	X	X	X
	CH1	35v-RMT-043	X	X	X
	CH2	35v-RMT-044	X	X	X
Chipispaya	CH3	35v-RMT-045	X	X	X
	CH4	35v-MMT-046			X
	CH5	35v-MMT-047			X

La ubicación de las muestras tomadas se indica en los mapas 5.2 a .5.5.



*Figura 5.2* Mapa de muestreo del pórfido Tía María

\*La geología se muestra en la Figura 4.1.



*Figura 5.3* Mapa de muestreo del pórfido La Tapada

\*La geología se muestra en la Figura 4.1.

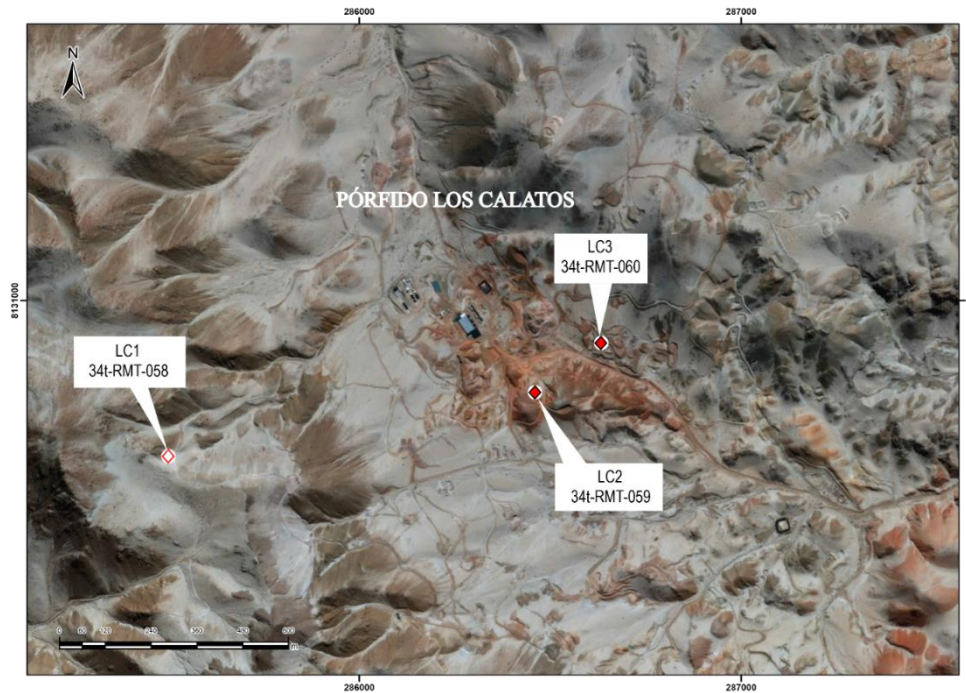


Figura 5.4 Mapa de muestreo del pórfido Los Calatos

\*La geología se encuentra en la Figura 4.2.

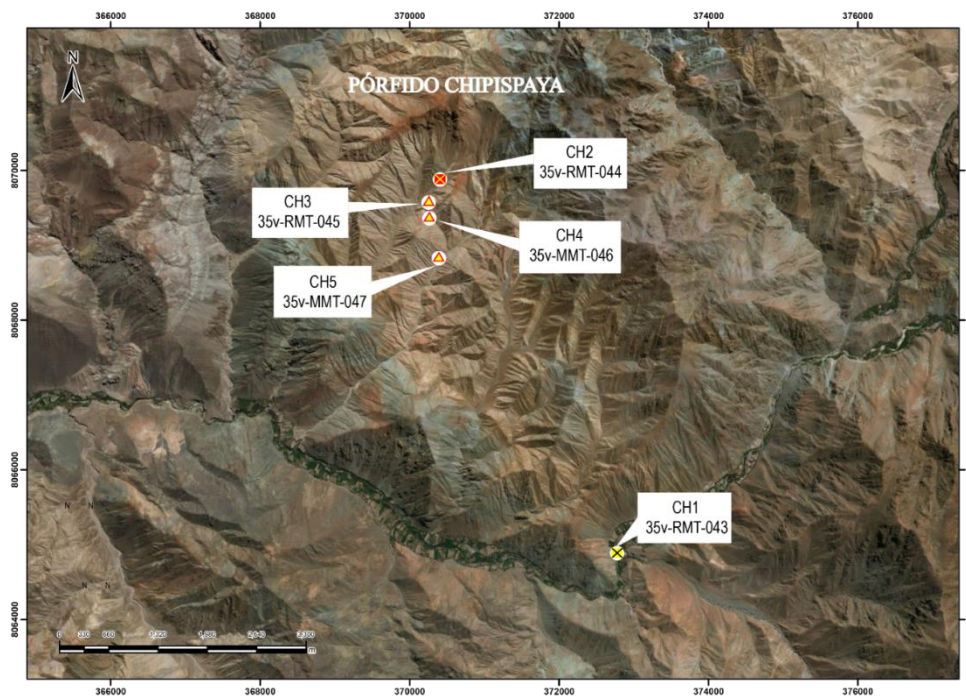


Figura 5.5 Mapa de muestreo del pórfido Chipispaya

\*La geología se muestra en la Figura 4.3.

### **Pórfido Tía María**

En el pórfido Tía María, se realizó un muestreo de los pórfidos encontrados en afloramiento, distinguiéndose tres pórfidos, tomando una muestra de cada uno.

### **Pórfido La Tapada**

En el pórfido La Tapada no hay pórfido aflorante, por lo que el muestreo se realizó a la roca ígnea intrusiva aflorante, asignada a la superunidad Punta Coles, con propósito de evaluar sus características en comparación con la base de datos histórica de Punta Coles a nivel regional.

### **Proyecto Los Calatos**

En el proyecto Los Calatos se tomó una muestra de la superunidad Yarabamba para compararla con la litogeoquímica histórica a nivel regional. A su vez, se tomaron las muestras LC2 y LC3 en compañía de geólogos de la minera Hampton, que se encuentra a cargo del proyecto. Las muestras LC2 y LC3 corresponden al pórfido dacítico 1 y pórfido dacítico 2, respectivamente, nombres que corresponden a la nomenclatura dada por los geólogos de minera Hampton.

### **Proyecto Chipispaya**

En el proyecto Chipispaya se realizó el ascenso a pie durante aproximadamente 3 horas hasta llegar a un afloramiento de una diorita con intensa alteración potásica. Se tomó una muestra de esta diorita y se inició desde ahí el descenso y el muestreo del pórfido dacítico aflorante, tomándose 3 muestras. En la

base del pórfido, en el margen derecho del río Tala, se tomó una muestra de un subvolcánico andesítico que posiblemente está relacionado al pórfido Chipispaya.

### **5.3 Trabajo de gabinete II-Postcampo**

Las muestras tomadas en la etapa de campo fueron enviadas al laboratorio para su análisis. Una vez obtenidos los resultados, se adaptaron a la base de datos litogeoquímica construida en la etapa de Precampo y se procedió a hacer los estudios que se detallan en el capítulo VI, empleando el software Microsoft Excel y Adobe Illustrator para su edición final.

## **CAPÍTULO VI**

### **RESULTADOS**

#### **6.1 Petrografía**

Se realizó la caracterización petrográfica de las muestras tomadas en los pórfidos Tía María, La Tapada, Los Calatos y Chipispaya. Las muestras presentan grados variables de alteración, debido a corresponder a zonas de intensa alteración hidrotermal, propia de la alteración tipo pórfido. La caracterización modal no es posible en la mayoría de los casos debido a la intensidad de la alteración cuarzo-sericita o alteración argílica. Sin embargo, se conservan en algunos casos algunas texturas y minerales formadores de roca. Se destacan estas texturas relícticas, así como minerales y moldes conservados para inferir la composición mineralógica original, con el propósito de que sean sustentadas con la litogeoquímica, especialmente la de elementos traza inmóviles (tales como las tierras raras), ya que los elementos mayores en su mayoría han sido removidos por la alteración.

### 6.1.1 Descripción de muestras de mano

A continuación se realiza la descripción petrográfica macroscópica de las muestras tomadas en el presente estudio.

#### 6.1.1.1 Pórfido Tía María

La descripción de las muestras de Tía María se realiza a continuación.



Figura 6.1 Muestra de mano 35s-RMT-072. En adelante denominada TM1

#### **Descripción macroscópica:**

Roca subvolcánica porfirítica con fenos de cuarzo subhedrales de 2-3 mm de diámetro, fuertemente argilizada, aparentemente de composición dacítica.



Figura 6.2 Muestra de mano 35s-RMT-073. En adelante denominada TM2

#### **Descripción macroscópica:**

Roca intrusiva porfirítica con fenos de hornblenda en porcentaje aproximado de 15%.  
 Cumulados de feldespatos de geometrías tabulares, hexagonales (vista en sección). Longitudes y diámetros de 1-2 mm, aparentemente zonados. Entre ambos porcentajes de 45%. Argilizados. Biotitas anhedrales secundarias de tamaños de 1 mm en porcentaje de 15%. Biotitas subhedrales primarias como libros de tamaños de 2-3 mm de diámetro en un porcentaje de 5%. Venillas de óxidos de hierro rectilíneas.



Figura 6.3 Muestra de mano 35s-RMT-075. En adelante denominada TM3

**Descripción macroscópica:**

Roca pórfido fanerítica con fenos de hornblenda de longitudes 3-5 mm, moderadamente epidotizados y cloritizados, en un porcentaje de 25%. Fenos de cuarzo de 2-3 mm euhedrales y subhedrales en un porcentaje de 15%. Cúmulos de feldespato potásico euhedral cremoso de longitudes de 1-2 mm en un porcentaje de 35%. Plagioclasas euhedrales hialinas con macla polisintética de longitudes de 2 mm en un porcentaje de 10%. Intrusivo con abundante plagioclasa, ya que tiene según tinción 0% de feldespatos potásicos. Presenta carbonatos como alteración de los máficos.

Tabla 6.1

Resumen de características petrográficas macroscópicas de muestras de Tía María

Muestra	Q	FK	P	Hb	Bt	Op+ accesorios	Textura	Tipo de alteración	IA
TM1	30	-	-	-	-	-	Obliterada	Q-Ser	P
TM2	15	45	15	20	5		Pórfido fanerítica	Arg	M
TM3	15	35	10	25	15		Pórfido fanerítica	Prop	M

\*Q: Cuarzo (%); FK: Feldespato potásico (%); P: Plagioclasas (%); Hb: Hornblenda (%); Bt: Biotita (%); Op: Opacos (%); Ser: Sericita; Prop; propilítica; IA: Intensidad de la alteración; P: Alteración pervasiva. M: Alteración moderada.



### 6.1.1.2 Pórfido La Tapada

La descripción de las muestras de La Tapada se realiza a continuación.



Figura 6.4 Muestra de mano 35s-RMT-062. En adelante denominada LT1

**Descripción macroscópica:** Roca ígnea intrusiva fuertemente alterada con una matriz de cuarzo y feldespatos en un porcentaje aproximado de 40% y un 60% de máficos, entre biotitas, anfíboles fuertemente cloritizados y óxidos de cobre. Presenta venillas de cuarzo anhedral y de óxidos de hierro.

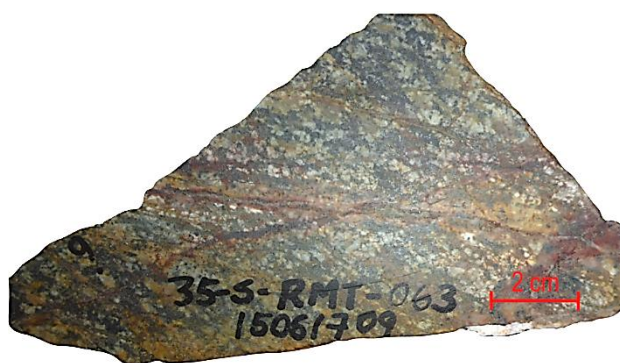


Figura 6.5 Muestra de mano 35s-RMT-063. En adelante denominada LT2

**Descripción macroscópica:** Roca ígnea intrusiva muy similar a la muestra LT2, pero mostrando mayor cantidad de venillas de óxidos de hierro.



Figura 6.6 Muestra de mano 35s-RMT-065. En adelante denominada LT3

**Descripción macroscópica:** Roca porfirítica con fenos de plagioclasas de alrededor de 3-5 mm de longitud. Matriz aparentemente silicificada. Tinción: 1% de feldespato potásico.



Figura 6.7 Muestra de mano 35s-RMT-066. En adelante denominada LT4

**Descripción macroscópica:** Roca intrusiva fanerítica mesócrata de grano fino. Presenta plagioclasas de ~1.5 mm (1.5-2.5 mm) en un porcentaje aproximado de 30% hialinas y presentando macla polisintética, moderadamente epidotizada y argilizada. Feldespato potásico anhedral rosado en un porcentaje aproximado de 12%. 0% de feldespatos potásicos según tinción, por lo que el feldespato potásico de haber estado presente, ahora se encuentra totalmente argilizado y alterado a sericita. Biotitas de grano fino en un porcentaje aproximado de 28% parcialmente cloritizadas. Horblendas de 1-2 mm en un porcentaje aproximado de 7% moderadamente cloritizadas. Cuarzo anhedral en un porcentaje aproximado de 20%.

Tabla 6.2

Resumen de características petrográficas macroscópicas de muestras de La Tapada

Muestra	Q	FK	P	Hb	Bt	Op+ acces orios	Textura	Tipo de alteración	IA
LT1		40			60		Fanerítica	Arg-Prop	F
LT2		40			60		Fanerítica	Arg-Prop	F
LT3	-	-	-	-	-	-	Obliterada	Q-Ser	MF
LT4	20	12	30	7	28	3	Fanerítica	Prop	D

\*Q: Cuarzo (%); FK: Feldespato potásico (%); P: Plagioclasas (%); Hb: Horblenda (%); Bt: Biotita (%); Op: Opacos (%); Ser: Sericita; Prop; propilítica; IA: Intensidad de la alteración; MF: Muy fuerte; F: Fuerte; D: Débil.

### 6.1.1.3 Pórfido Los Calatos

La descripción de las muestras de La Tapada se realiza a continuación.



Figura 6.8 Muestra de mano 34t-RMT-058. En adelante denominada LC1

**Descripción macroscópica:** Roca intrusiva fanerítica mesócrata con-formada por cuarzo anhedral de grano fino en un porcentaje aproximado de 20%, plagioclasas euhedrales en un porcentaje aproximado de 40% de tamaños entre 0.4-0.8 mm presentando macla polisintética. Feldespato potásico a manera de escasos fenos (5%) de tamaños 1-1.5 mm y a manera de matriz anhedral de color rosado (10%). Abundantes biotitas anhedrales de grano fino, diseminadas y en cúmulos en un porcentaje aproximado de 25%. Presenta además escasas venillas de feldespato potásico con cuarzo y epidota en el centro.



Figura 6.9 Muestra de mano 34t-RMT-059. En adelante denominada LC2

**Descripción macroscópica:** Roca porfírica de composición aparentemente dacítica, fuertemente argilizada presentando fenos de feldespatos de tamaños comprendidos entre 0.5 y 1.5 mm en un porcentaje aproximado de 20%, totalmente reemplazados por arcillas. Presenta también fenos de anfíboles de tamaños comprendidos entre 0.5 y 1.2 mm en un porcentaje aproximado de 20% moderadamente argilizados y fuertemente cloritizados. Matriz reemplazada pervasivamente por cuarzo y arcillas.



Figura 6.10 Muestra de mano 34t-RMT-060. En adelante denominada LC3

**Descripción macroscópica:** Roca de composición aparentemente dacítica, relictos de textura porfirítica, fuertemente silicificada y argilizada. Se observan escasos fenos de feldespatos totalmente argilizados y ya no se observan fenos de anfíboles y sus pseudomorfos. Presenta escasas venillas de cuarzo anhedral lechoso.

Tabla 6.3

Resumen de características petrográficas macroscópicas de muestras de Los Calatos

Muestra	Q	FK	P	Hb	Bt	Op+accesorios	Textura	Tipo de alteración	IA
LC1	20	15	40	-	25	-	Fanerítica	Prop	D
LC2	-	20	20	-	-	-	Porfirítica	Q-Ser	F
LC3	-	-	-	-	-	-	Obliterada	Q-Ser	MF

\*Q: Cuarzo (%); FK: Feldespato potásico (%); P: Plagioclasas (%); Hb: Hornblenda (%); Bt: Biotita (%); Op: Opacos (%); Ser: Sericita; Prop; propilítica; IA: Intensidad de la alteración; MF: Muy fuerte; F: Fuerte; D: Débil.

#### 6.1.1.4 Pórfido Chipispaya

La descripción de las muestras de Chipispaya se realiza a continuación.

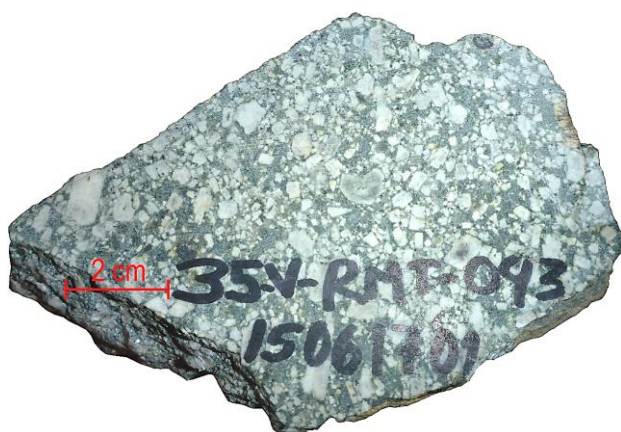


Figura 6.11 Muestra de mano 35v-RMT-043. En adelante denominada CH1

**Descripción macroscópica:** Roca subvolcánica porfirítica mesócrata. Presenta abundantes fenos de plagioclasas euhedrales y subhedrales en un porcentaje aproximado de 65%, de tamaños comprendidos entre 0.8 y 2 cm, mostrándose en casos zonadas y en pocos casos levemente alteradas a epidota. Presenta una matriz con escasos fenos de cuarzo anhedral de tamaño promedio de 0.5 mm y el resto de la matriz conformada por una masa de cloritas como reemplazamiento de máficos de grano muy fino.



Figura 6.12 Muestra de mano 35v-RMT-044. En adelante denominada CH2

**Descripción macroscópica:** Roca intrusiva melanócrata con cristales de plagioclasas blanquecinas de tamaños ~2 mm en un porcentaje aproximado de 20%, moderadamente argilizadas y cloritizadas. Gran cantidad de biotitas secundarias de grano fino (menores a 2 mm pero reconocibles). Cuarzo anhedral en porcentaje aproximado de 15%. Sulfuros diseminados (calco-pirita, bornita) con algunas plagioclasas hialinas en las que se puede observar macla polisintética. Presenta un venilleo de cuarzo con biotita y feldespatos.

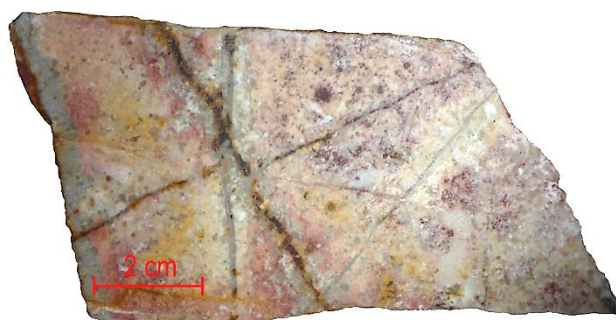


Figura 6.13 Muestra de mano 35v-RMT-045. En adelante denominada CH3

**Descripción macroscópica:** Roca pórfido afanítica leucócrata con fenos de cuarzo subhedral de tamaños ~2 mm en una matriz silicificada de feldespatos alterados fuertemente a sericita. La muestra presenta venillas de cuarzo y óxidos de hierro. Las venillas de cuarzo presentan halo de alteración y se encuentran cortando a las venillas de óxidos de hierro. La muestra se encuentra parcialmente recubierta por hematita y limonitas.

Tabla 6.4

Resumen de características petrográficas macroscópicas de muestras de Chipispaya

Muestra	Q	FK	P	Hb	Bt	Op+accesorios	Textura	Tipo de alteración	IA
CH1	5	-	65			30	Pórfido afanítica	Prop	D
CH2	15	-	20			65	Fanerítica	PK	F
CH3	-	-	-	-	-	-	Obliterada	Q-Ser	P

\*Q: Cuarzo (%); FK: Feldespato potásico (%); P: Plagioclasas (%); Hb: Hornblenda (%); Bt: Biotita (%); Op: Opacos (%); Ser: Sericita; Prop; propilítica; PK: Potásica; IA: Intensidad de la alteración; P: Pervasiva, F: Fuerte; D: Débil.

## 6.1.2 Descripción de secciones delgadas

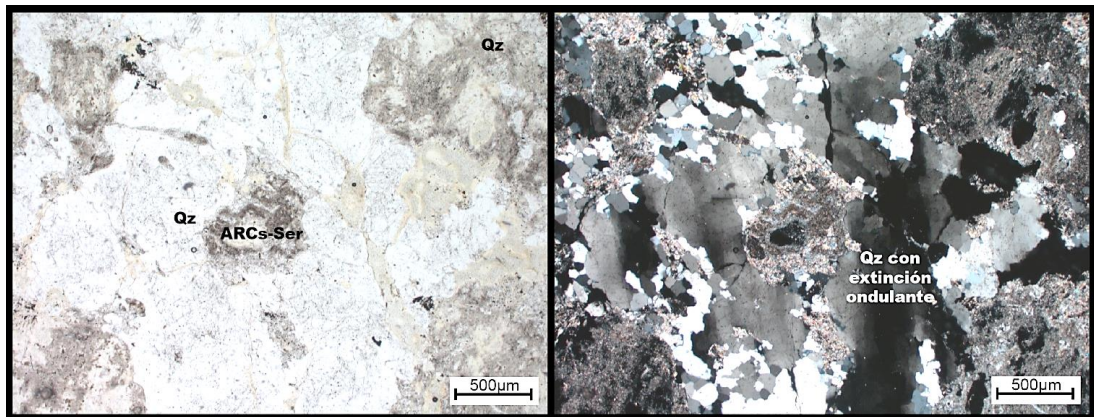
A continuación se procederá a realizar la descripción de secciones delgadas de las muestras tomadas en el presente estudio.

### 6.1.2.1 Pórfido Tía María

Se han realizado secciones delgadas de las tres muestras del pórfido Tía María, las que se detallan seguidamente.

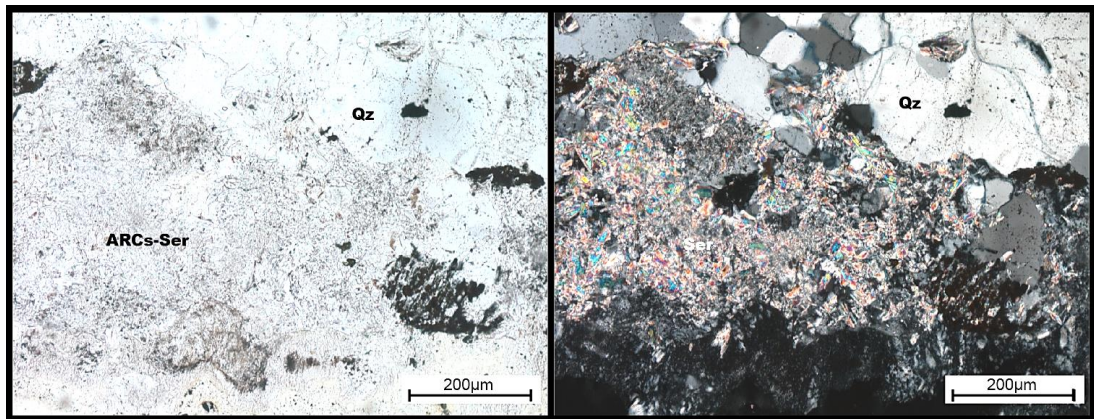
#### 6.1.2.1.1 Muestra TM1

A continuación se muestran fotomicrografías de la muestra TM1.



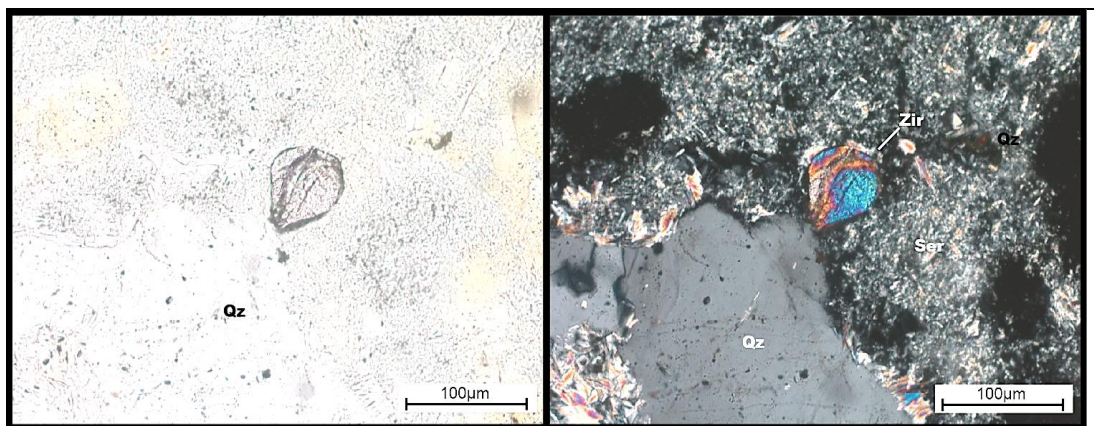
*Figura 6.14* Ensamble de cuarzo-sericita. Cuarzo anhedral picoteado y fracturado con arcillas y sericita (alteración cuarzo-sericita). Vista en nícoles paralelos.

*Figura 6.15* Cuarzo con extinción ondulante. Cuarzo anhedral, de diversos tamaños, entre 50 y 1000 µm. Vista en nícoles cruzados.



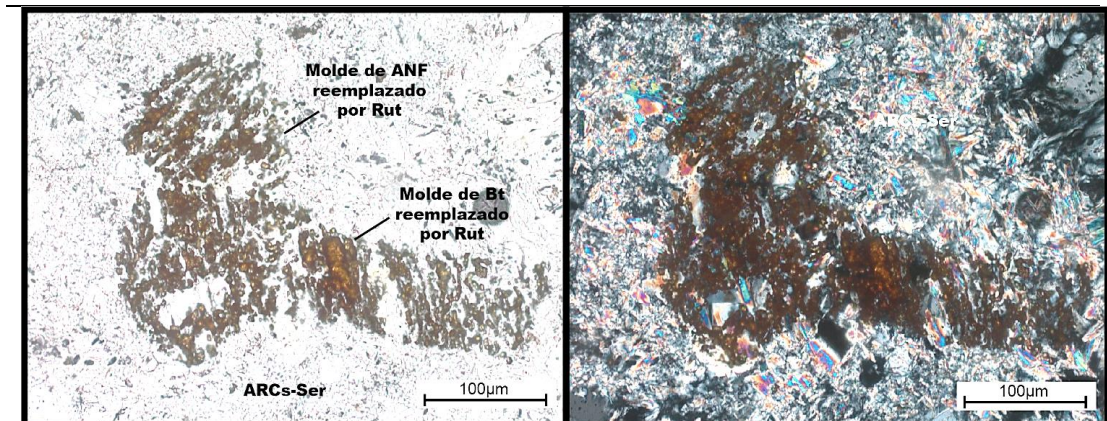
*Figura 6.16* Arcillas y sericita. Ensamble de alteración (alteración cuarzo-sericita). Vista en nícoles paralelos.

*Figura 6.17* Sericita, de altos colores de interferencia. Colores de interferencia iridiscetes característicos, de segundo y tercer orden. Vista en nícoles cruzados.



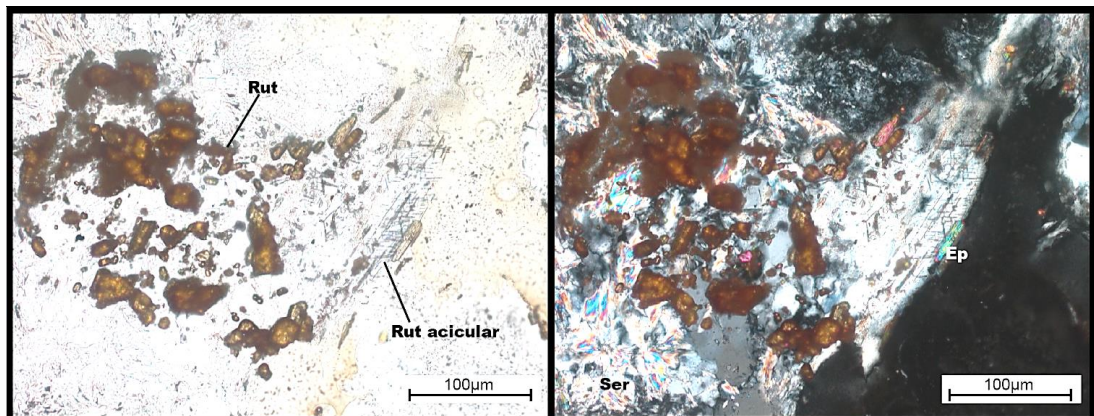
*Figura 6.18* Cristal de zircón mostrando su alto relieve. De tamaño aproximado de 100  $\mu\text{m}$ . En la sección el zircón se encuentra en trazas. Vista en nícoles paralelos.

*Figura 6.19* Cristal de zircón mostrando colores de interferencia de tercer orden. Vista en nícoles cruzados.



*Figura 6.20* Rutilo como reemplazamiento. Rutilo anhedral en reemplazamiento de anfíbol (corte basal hexagonal) y biotita (intercrecida con el anfíbol, sección rectangular). Vista en nícoles paralelos.

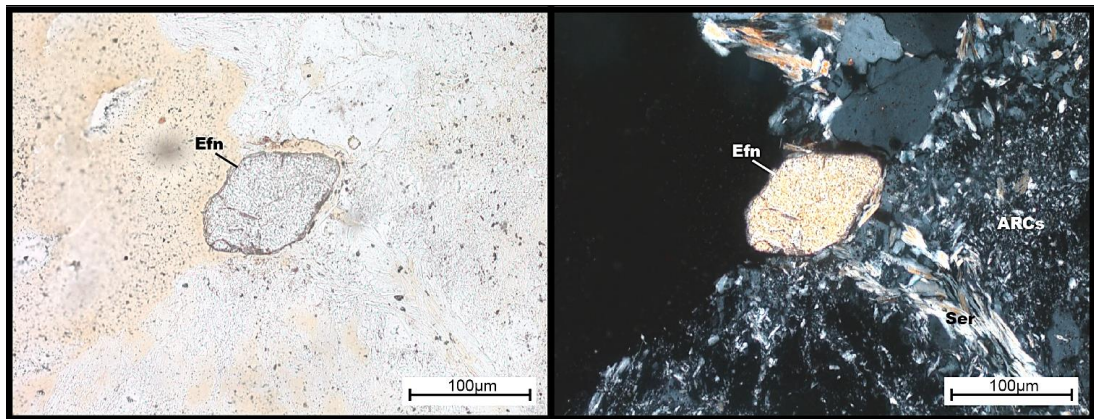
*Figura 6.21* Rutilo y sericita. Rutilo como reemplazamiento de anfíbol y biotita. Matriz de sericita. Vista en nícoles cruzados.



*Figura 6.22* Rutilo anhedral y acicular. Rutilo de color marrón amarillento, en cúmulos. Rutilo acicular haciendo ángulos de  $60^\circ$ , habiendo crecido probablemente en planos de clivaje de un anfíbol, que ya no se observa. Vista en nícoles paralelos.

*Figura 6.23* Epidota secundaria. Epidota como alteración del anfíbol que alberga al rutilo acicular en sus planos de clivaje. Presencia de sericita. Vista en nícoles cruzados.





*Figura 6.24* Cristal de esfena. De relieve alto, con forma de rombo, subredondeado. Tamaño alrededor de 100  $\mu\text{m}$ . Incoloro-gris. Vista en n ciles paralelos.

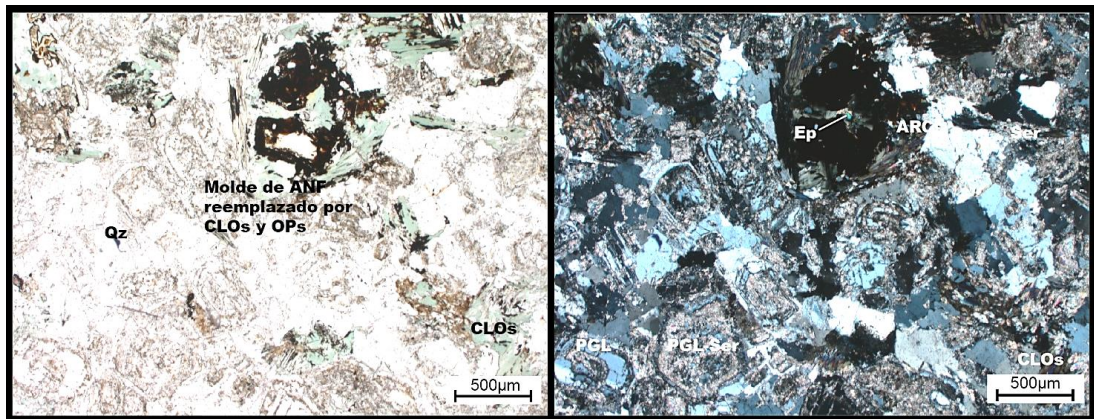
*Figura 6.25* Esfena con arcillas y sericita. Color de interferencia blanco de orden alto. Vista en n ciles cruzados.

### Descripción

Pórfido dacítico fuertemente argilizado, leucócrata. Al microscopio se observan fenos de cuarzo anhedrales en proporción aproximada de 20% de tamaños de alrededor de 500  $\mu\text{m}$ , y presenta extinción ondulante. Muy escasos anfíboles pueden aún observarse, reemplazados por epidota y rutilo acicular, siguiendo los clivajes del anfíbol. Pervasiva alteración a cuarzo-sericita, siendo los cuarzos anhedrales de tamaños en torno a las 100  $\mu\text{m}$ . Cantidades accesorias de zircones y esfena de tamaños  $\sim 100 \mu\text{m}$ .

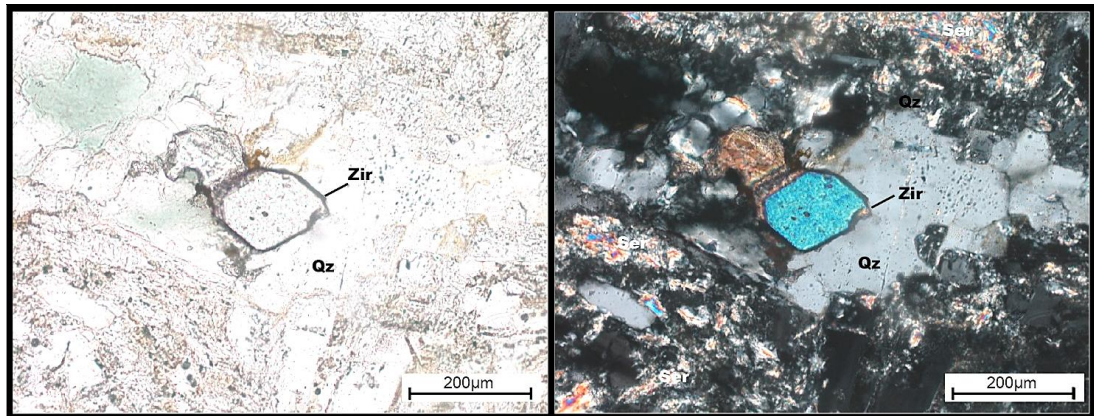
#### 6.1.2.1.2 Muestra TM2

A continuación se muestran fotomicrografías de la muestra TM2.



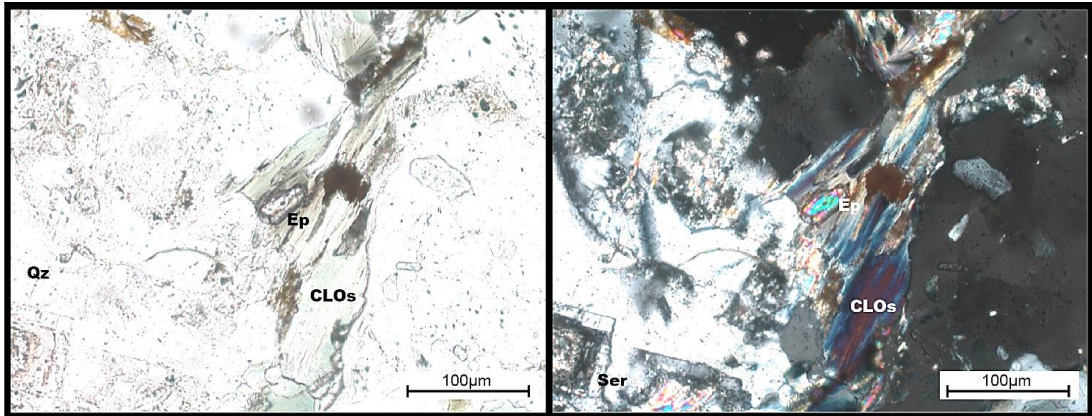
*Figura 6.26* Molde de anfíbol. Corte basal hexagonal. Reemplazado por cloritas en los bordes y por opacos al centro. Vista en nícoles paralelos

*Figura 6.27* Cristales de plagioclasas euhedrales. De tamaños en torno a 500 µm, zonadas alteradas parcialmente a sericitas. Epidota como alteración del anfíbol en el centro del cristal. Vista en nícoles cruzados.



*Figura 6.28* Cristal de zircón, de aproximadamente 180 µm de tamaño, mostrando su alto relieve, en comparación con el cuarzo. Vista en nícoles paralelos.

*Figura 6.29* Cristal de zircón, de aproximadamente 180 µm de tamaño, mostrando colores de interferencia de tercer orden. Vista en nícoles cruzados.



*Figura 6.30* Cloritas y cristal de epidota. Como reemplazamiento de máficos. Vista en nículos paralelos.

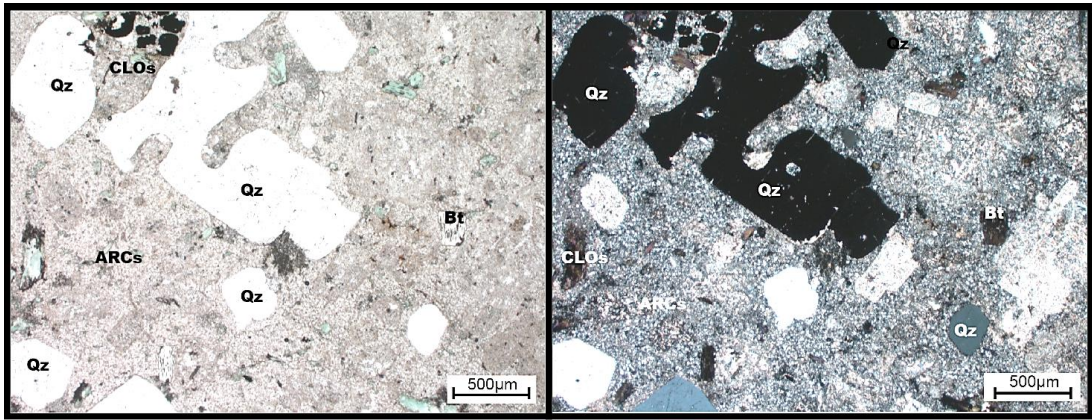
*Figura 6.31* Epidota y sericita. Con colores de interferencia de segundo y tercer orden. Vista en nículos cruzados.

### Descripción

Se observan plagioclasas euhedrales distinguiéndose su macla polisintética, aparentemente conformando una textura de acumulado. Se encuentran zonadas y son de tamaños comprendidos entre 0.5 y 1 mm, presentándose en su mayoría sericitizadas en el centro y concéntricamente en bordes de reacción. La zonación indica las condiciones de desequilibrio dadas durante su cristalización. Presenta cúmulos de cloritas con cristales de hasta 1 mm, como alteración de los anfíboles y de las plagioclasas, así como epidota. Presenta fenos de anfíboles de 500 µm de corte basal, totalmente reemplazados a cloritas en los bordes y opacos en el centro. Presenta trazas de zircones de tamaños variables, desde tamaños cercanos a las 200 µm hasta tamaños tan pequeños como 25 µm.

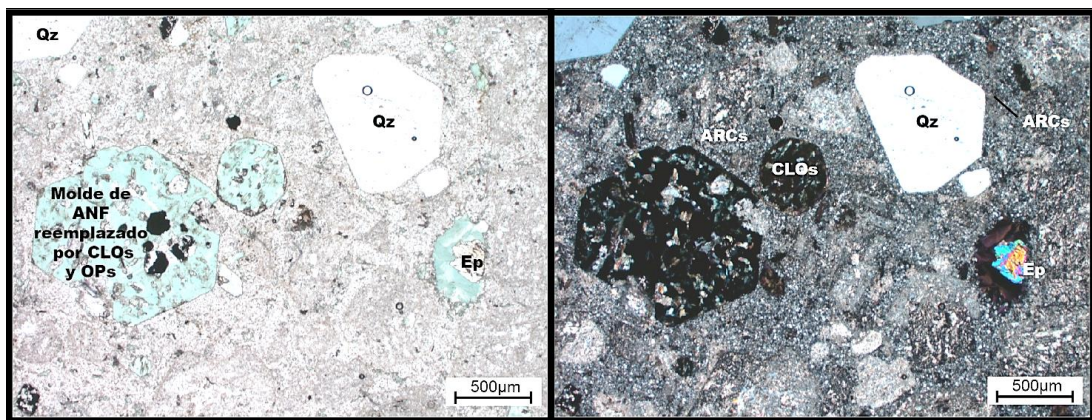
#### 6.1.2.1.3 Muestra TM3

A continuación se muestran fotomicrografías de la muestra TM3.



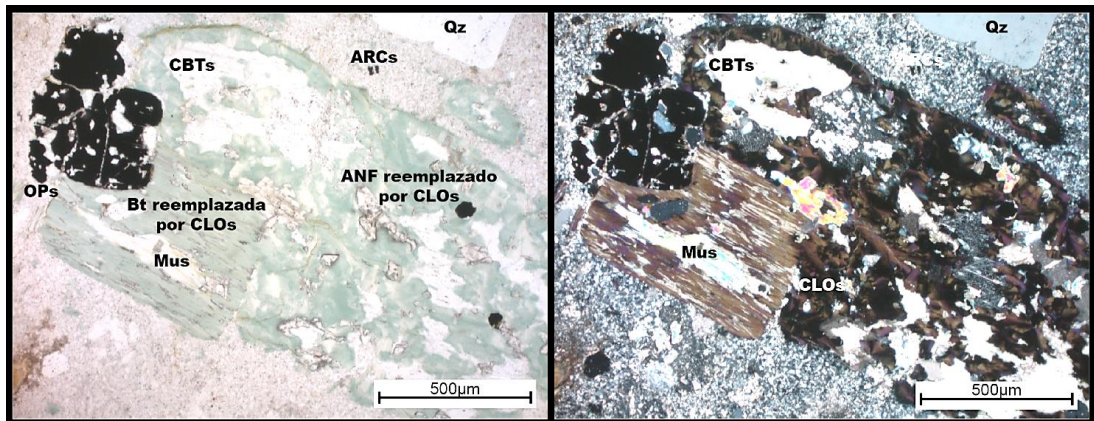
*Figura 6.32* Cristales de cuarzo corroído. Indicando condiciones de desequilibrio. Matriz de arcillas. Escasos máficos. Vista en nícoles paralelos.

*Figura 6.33* Cuarzos corroídos con extinción simultánea. Esto sugiere que forman parte de un mismo evento. Matriz de arcillas. Escasos máficos. Vista en nícoles cruzados.



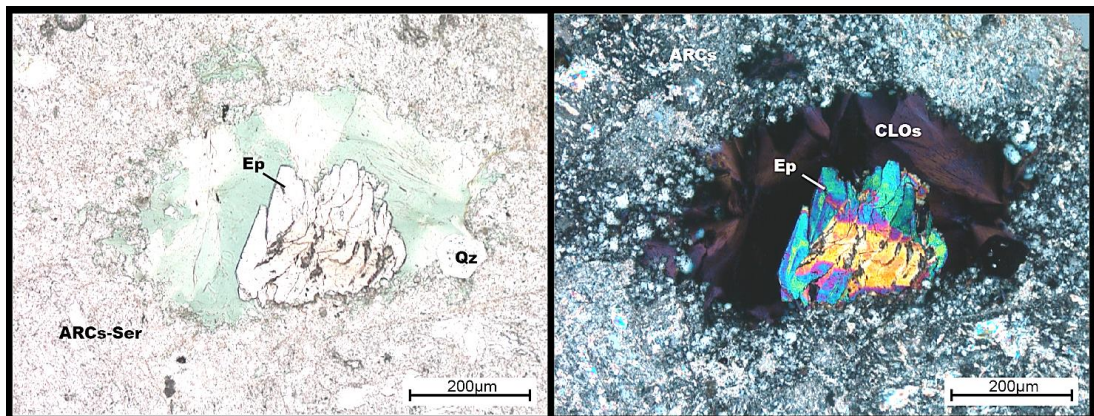
*Figura 6.34* Moldes de anfíbol (sección basal hexagonal). Reemplazado por cloritas y opacos. Fenos de cuarzo subhedral. Vista en nícoles paralelos.

*Figura 6.35* Cloritas y epidota. Mostrando colores de interferencia de segundo y tercer orden. Fenos de cuarzo subhedral. Vista en nícoles cruzados.



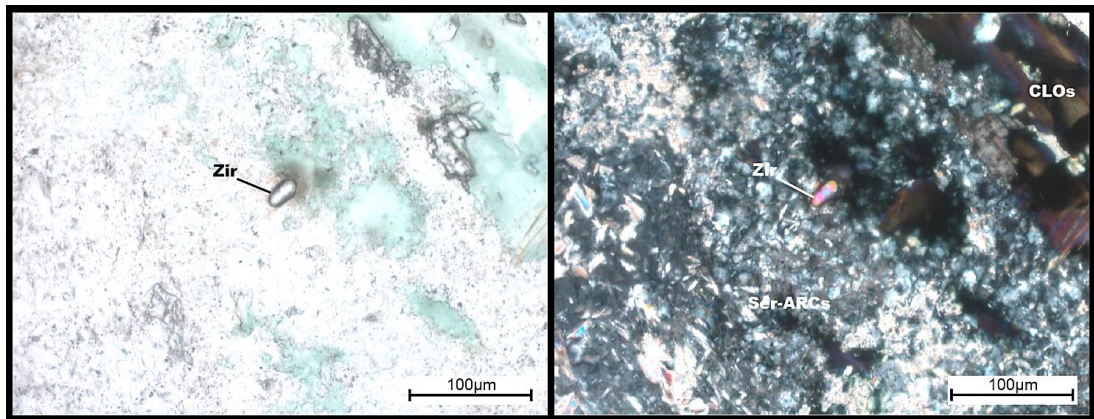
*Figura 6.36* Anfíbol reemplazado por cloritas. Biotita intercrecida, reemplazada por cloritas y muscovita. Presencia de opacos. Vista en nícoles paralelos.

*Figura 6.37* Cloritas y carbonatos. Cloritas con colores de interferencia azulados y púrpuras de primer orden. Carbonatos como alteración del anfíbol. Vista en nícoles cruzados.



*Figura 6.38* Cloritas con epidota. Vista en nícoles paralelos.

*Figura 6.39* Epidota, con colores de interferencia de segundo y tercer orden. Vista en nícoles cruzados



*Figura 6.40* Zircón, de alto relieve. Tamaño en torno a 20  $\mu\text{m}$ . Presente en cantidades trazas, en una matriz de arcillas, sericita y cloritas. Vista en nícoles paralelos.

*Figura 6.41* Zircón, de hábito prismático. Mostrando sus colores de interferencia de tercer orden. Vista en nícoles cruzados.

### Descripción

Intrusivo porfirítico que presenta fenos de anfíboles y plagioclasas. Matriz de cuarzo y feldespatos, mesócrata. Se observan al microscopio cristales de cuarzo corroído de tamaños de 0.5-1 mm. Se observan fenos de cuarzo euhedrales de 0.5-1 mm.

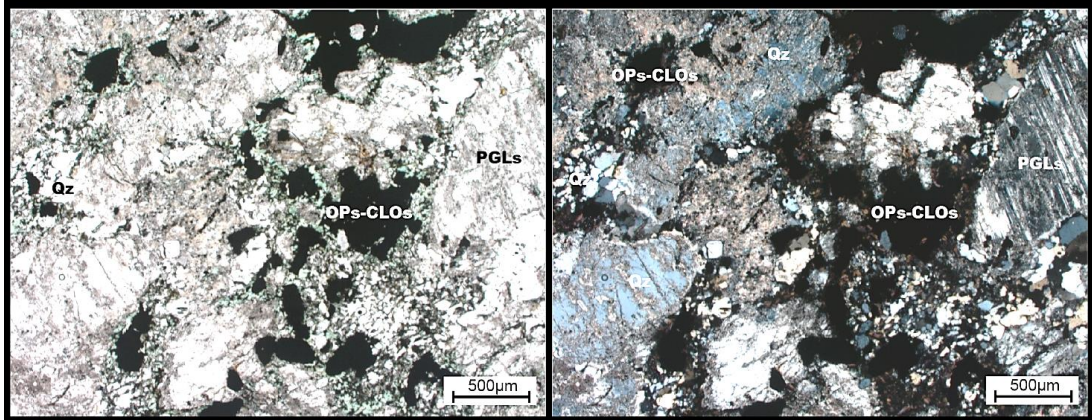
La matriz se encuentra fuertemente sericitizada. Los anfíboles de tamaños comprendidos entre 0.5-2 mm se encuentran fuertemente cloritizados y alterados en parte a carbonatos y epídota. Algunos anfíboles se encuentran intercrecidos con biotita. Zircón en trazas de tamaños alrededor de 15  $\mu\text{m}$ .

#### **6.1.2.2 Pórfido La Tapada**

Se han realizado secciones delgadas de las tres muestras del pórfido La Tapada, que se detallan a continuación.

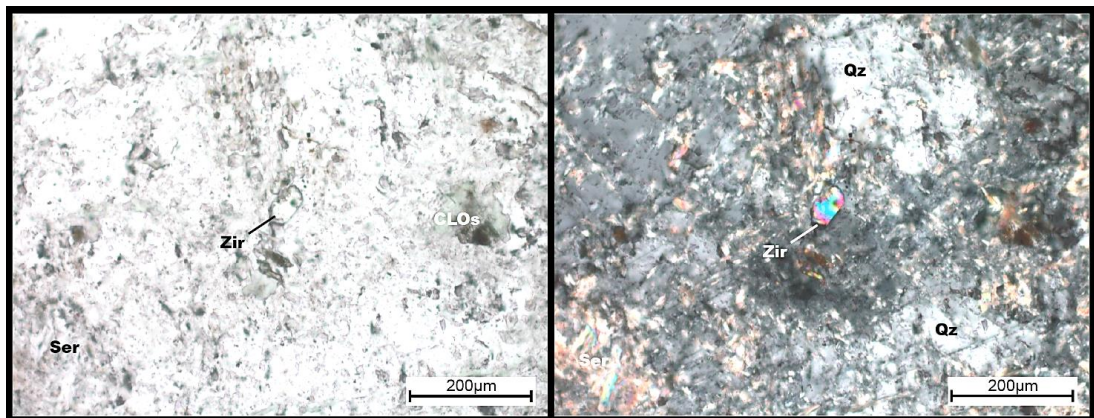
## 6.1.2.2.1 Muestra LT1

A continuación se muestran fotomicrografías de la muestra LT1.



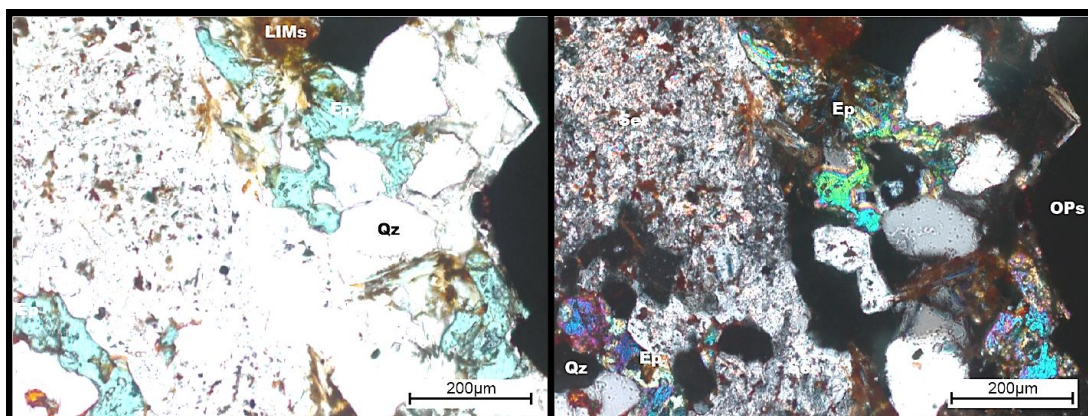
*Figura 6.42* Alteración de máficos a cloritas y opacos. Plagioclasas alteradas a arcillas y sericita. Cuarzo picoteado. Vista en nícoles paralelos.

*Figura 6.43* Plagioclasas alteradas. Aún se observa su macla polisintética. Vista en nícoles cruzados.



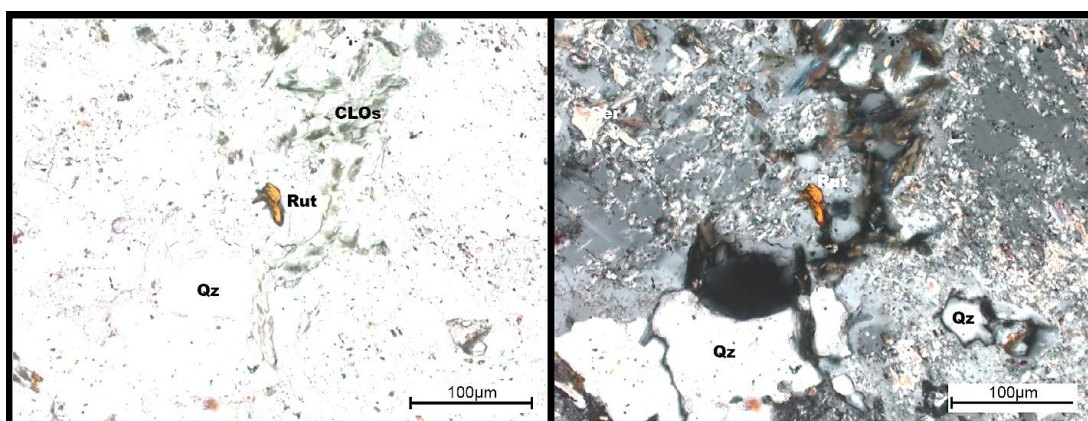
*Figura 6.44* Zircón prismático, mostrando su alto relieve. Vista en nícoles paralelos.

*Figura 6.45* Cristal de Zircón. Sericitas como matriz de un zircón de tamaño aproximado de 80 µm. Vista en nícoles cruzados.



*Figura 6.46* Epidota, de color verde. Limonitas y cuarzo. Vista en nícoles paralelos.

*Figura 6.47* Epidota, mostrando colores de interferencia de segundo y tercer orden. Vista en nícoles cruzados.



*Figura 6.48* Cristal anhedral de rutilo. Color marrón amarillento, rodeado de cloritas. Vista en nícoles paralelos.

*Figura 6.49* Rutilo y cloritas de color verdoso. Vista en nícoles cruzados.

### Descripción

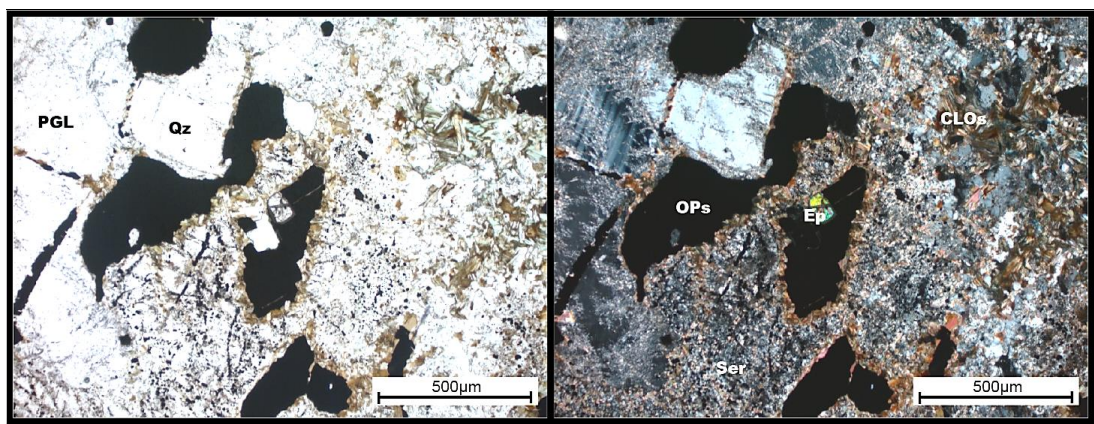
Se observan cristales de plagioclasa de tamaños de 0.5-1 mm distinguibles por su macla polisintética de tamaños comprendidos entre 200 y 500 µm en un porcentaje aproximado de 20%, alterados a arcillas, sericita y epidota, así como feldspatos potásicos fuertemente alterados a arcillas, sericita. Se observan opacos alterados en los bordes a cloritas. Moderada silicificación conformada por cristales



anhedrales de cuarzo de tamaños de 50-100  $\mu\text{m}$ . Cantidades accesorias óxidos de hierro y rutilo reemplazando a manera de pseudomorfos a anfíboles y zircón en trazas en tamaños comprendidos entre 50 y 100  $\mu\text{m}$ .

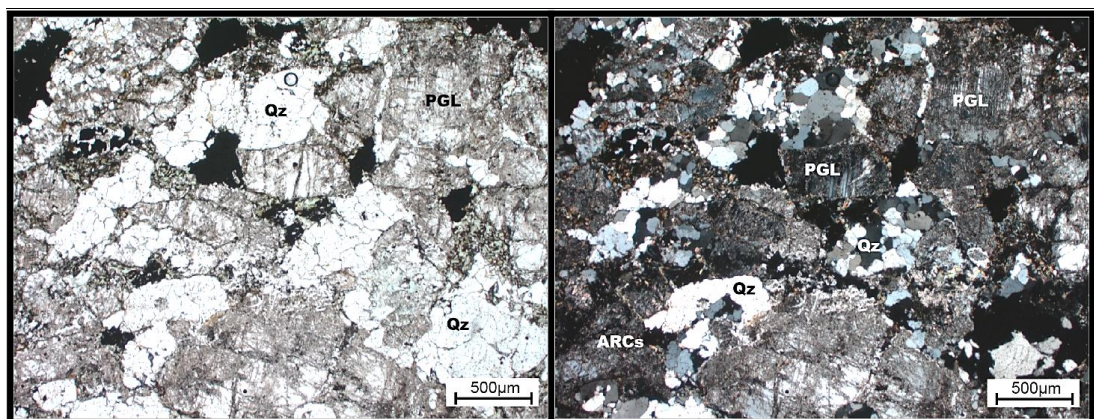
#### 6.1.2.2.2 Muestra LT2

A continuación se muestran fotomicrográficas de la muestra LT2.



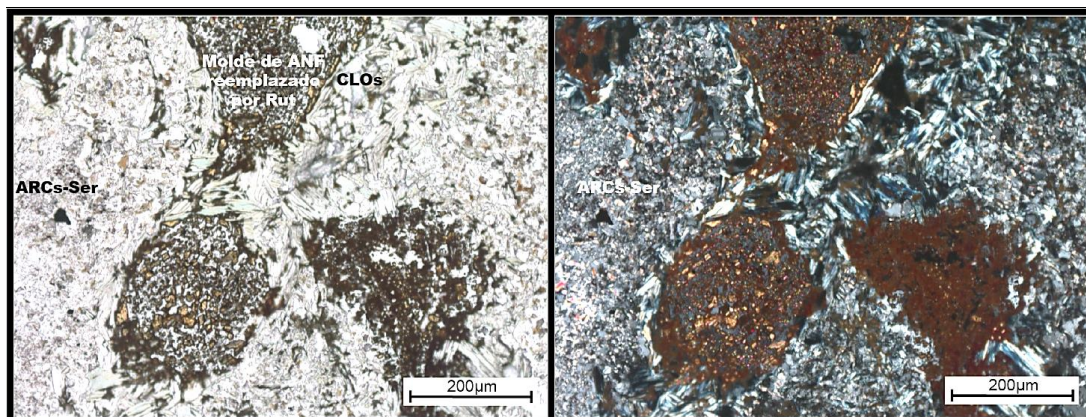
*Figura 6.50* Plagioclasas y cuarzo. Matriz alterada. Opaco con cloritas en los bordes. Vista en nícoles paralelos.

*Figura 6.51* Epidota asociada a opacos y cloritas. Epidota con colores de interferencia de segundo y tercer orden. Alteración de mineral ferromagnesiano. Vista en nícoles cruzados.



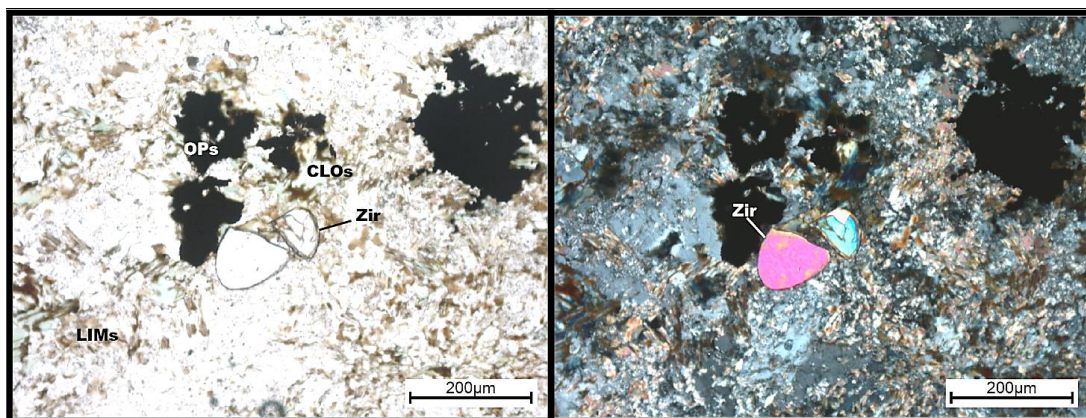
*Figura 6.52* Plagioclasas alteradas a arcillas. Cuarzo anhedral. Presencia de opacos y cloritas intersticiales. Vista en nícoles paralelos.

*Figura 6.53* Plagioclasas alteradas a arcillas. Cuarzo anhedral. Presencia de opacos y cloritas intersticiales. Vista en nícoles cruzados.



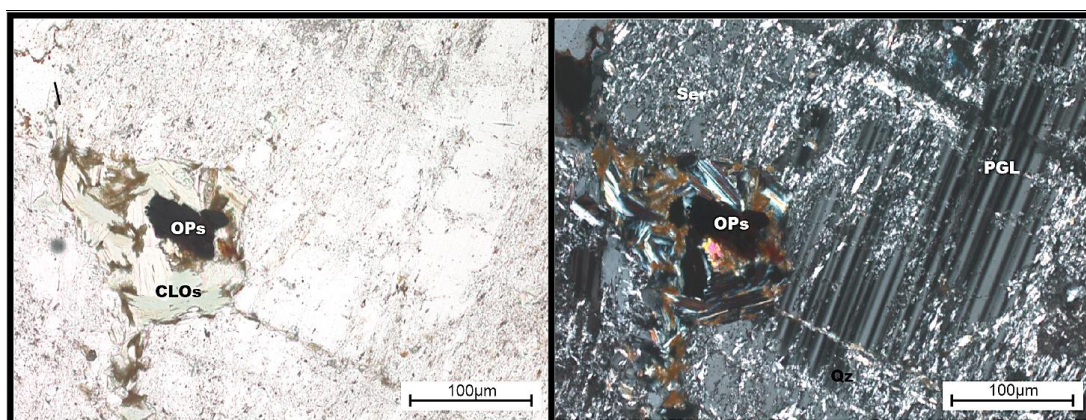
*Figura 6.54* Moldes de anfíboles. Reemplazados totalmente por rutilo de color marrón amarillento. Vista en nícoles paralelos.

*Figura 6.55* Alteración de arcillas, sericita. Rutilo como reemplazamiento de anfíboles. Vista en nícoles cruzados.



*Figura 6.56* Zircón subredondeado, fracturado. Opacos y cloritas, limonitas. Vista en nícoles paralelos.

*Figura 6.57* Alteración de biotita, sericita. Presencia de opacos. Vista en nícoles cruzados.



*Figura 6.58* Opaco rodeado de cloritas, alteración de ferromagnesiano. Plagioclasas alteradas a arcillas y sericita. Vista en nícoles paralelos.

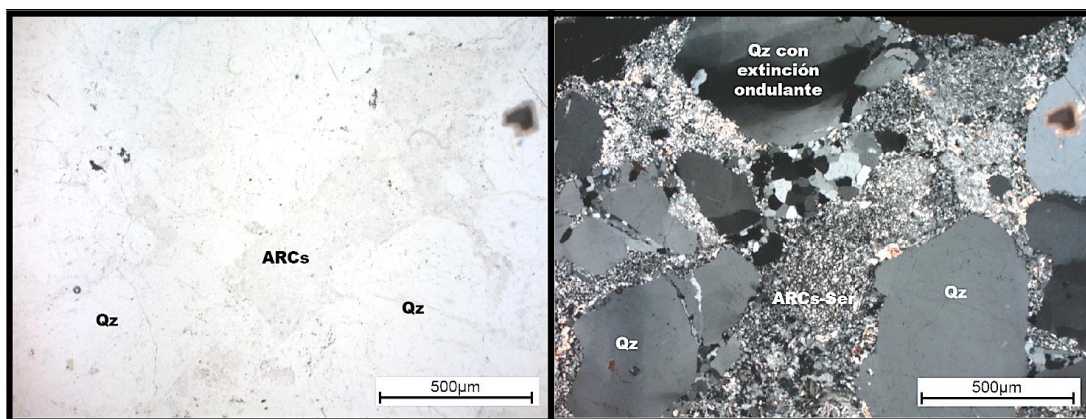
*Figura 6.59* Plagioclasas alteradas, se observa aun su característica macla polisintética. Vista en nícoles cruzados.

### Descripción

Roca intrusiva muy similar a la muestra LT1, mostrando abundante rutilo anhedral y como reemplazamiento de anfíboles preexistentes. Contiene sericita y muscovita. Anfíboles reemplazados en el centro con opacos y en los bordes con cloritas. Zircón en trazas, redondeado y fracturado probablemente heredado.

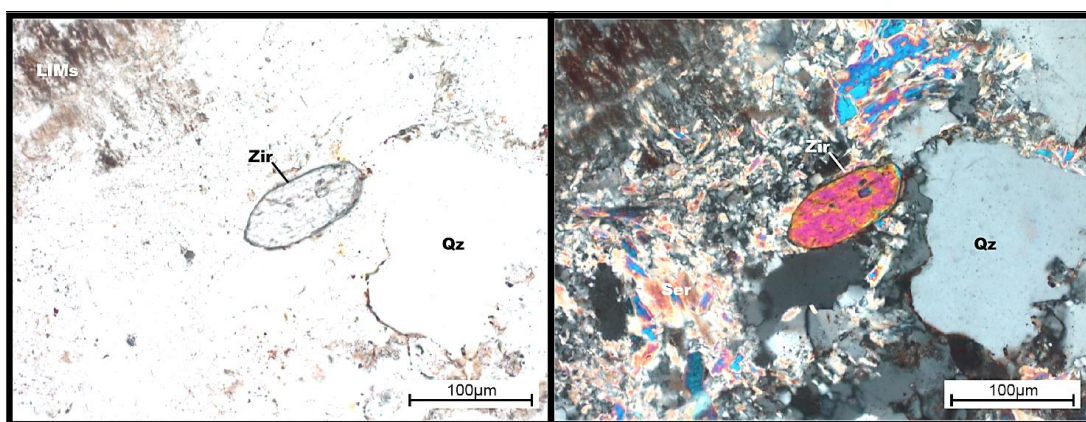
#### 6.1.2.2.3 Muestra LT3

A continuación se muestran fotomicrografías de la muestra LT3.



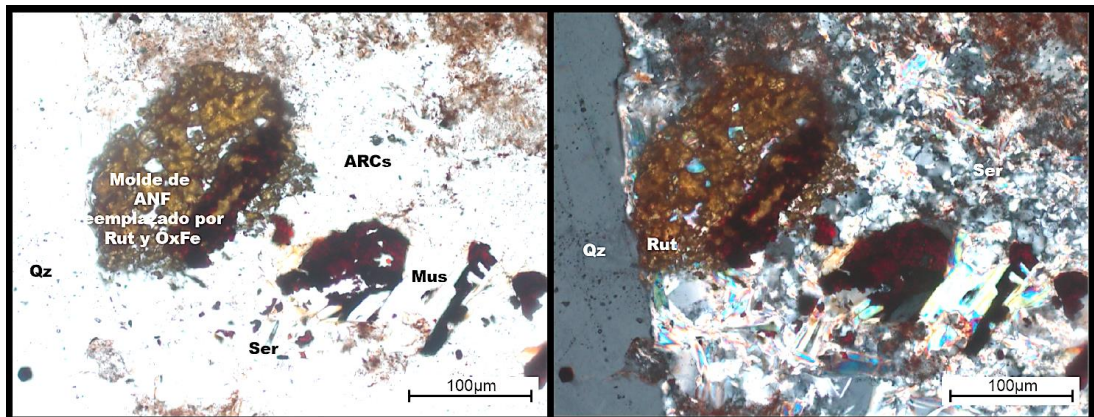
*Figura 6.60* Alteración de cuarzo y arcillas. Vista en nícoles paralelos.

*Figura 6.61* Cuarzo con extinción ondulante. Alteración de cuarzo y arcillas. Vista en nícoles cruzados.



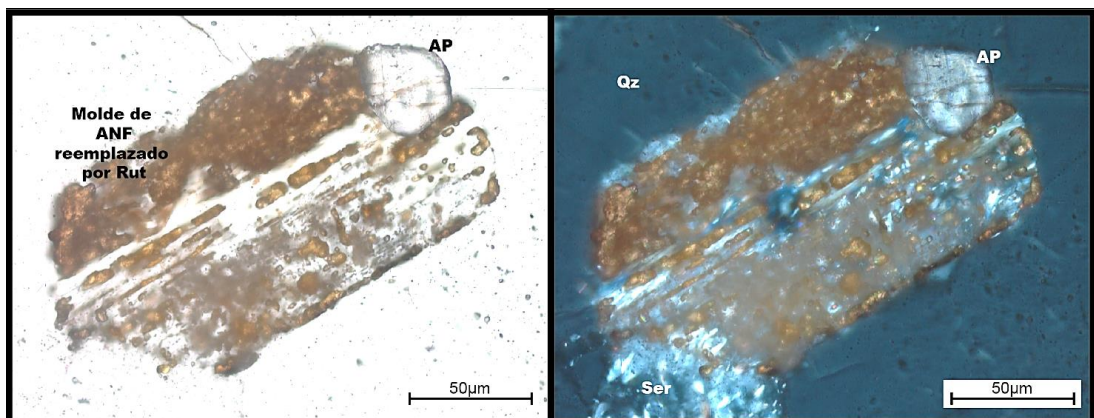
*Figura 6.62* Cristal prismático de zircón, subredondeado. Relieve alto característico. Presencia de limonitas. Vista en nícoles paralelos.

*Figura 6.63* Zircón, mostrando colores de interferencia de tercer orden. Sericita y cuarzo. Vista en nícoles cruzados.



*Figura 6.64* Molde de anfíbol reemplazado por rutilo y óxidos de hierro. Vista en nícoles paralelos.

*Figura 6.65* Alteración de cuarzo y sericita. Vista en nícoles cruzados.



*Figura 6.66* Rutilo y apatito. Molde de anfíbol reemplazado por rutilo, asociado a un cristal de apatito. Vista en nícoles paralelos.

*Figura 6.67* Rutilo incluido en cuarzo. Como reemplazamiento de anfíbol, junto con apatito. Minerale incluidos en cuarzo. Vista en nícoles cruzados.

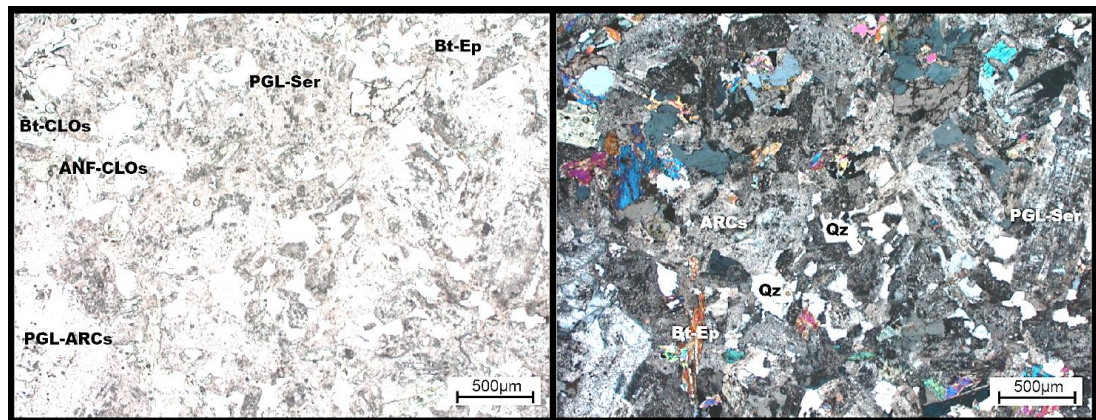
### Descripción

Roca fuertemente silicificada con pátinas de óxidos de hierro. Al microscopio se observan cristales de cuarzo anhedral de tamaños de 0.5 mm productos de la silicificación que encapsulan cristales más pequeños de plagioclasas y anfíboles totalmente reemplazadas por rutilo o alteradas a arcillas, sericita. Cúmulo de cuarzo anhedral de tamaños 10-20 µm en masas producto de la silificación, así como una

matriz de cuarzo-sericita. Zircón en trazas de tamaños  $\sim 100 \mu\text{m}$ . Apatito en trazas, en los moldes de anfíboles reemplazados por rutilos.

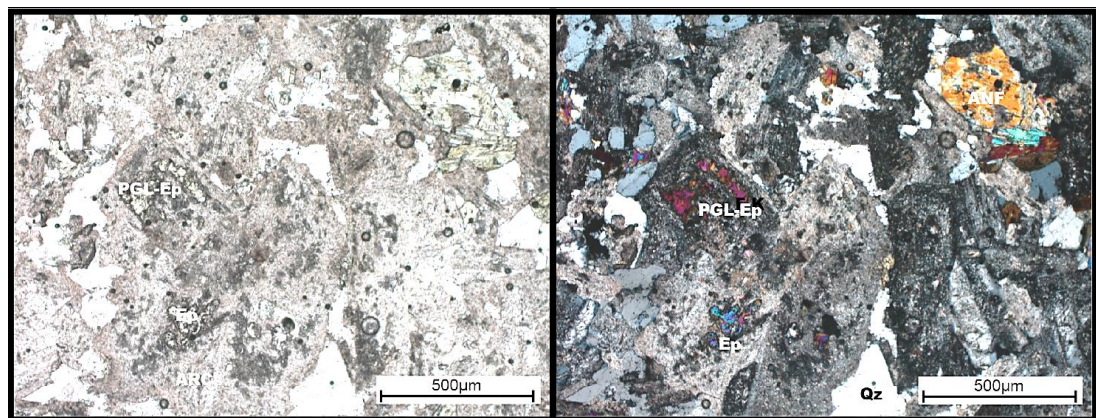
#### 6.1.2.2.4 Muestra LT4

A continuación se muestran fotomicrografías de la muestra LT4.



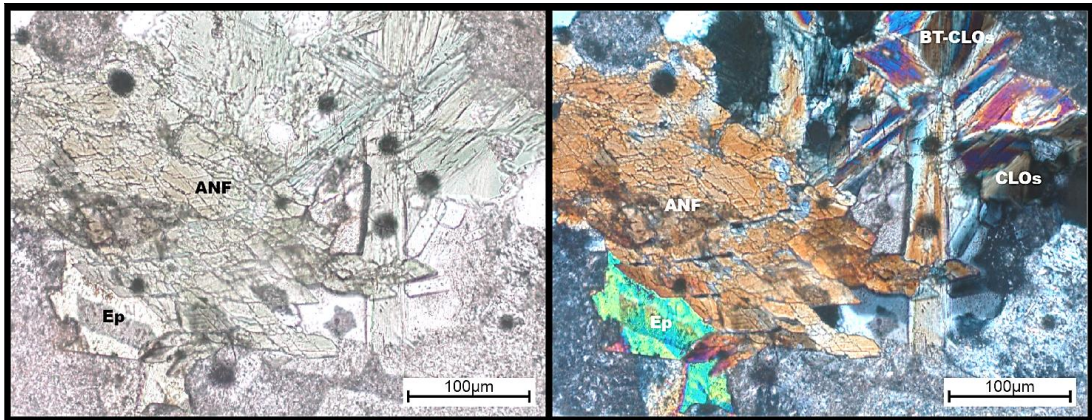
*Figura 6.68* Plagioclasas, alteradas parcialmente a arcillas. Biotitas y anfíboles parcialmente alterados a cloritas y epidota. Vista en nícoles paralelos.

*Figura 6.69* Plagioclasas, mostrando su macla polisintética. Moderadamente alteradas a arcillas, Escaso cuarzo intersticial. Vista en nícoles cruzados.



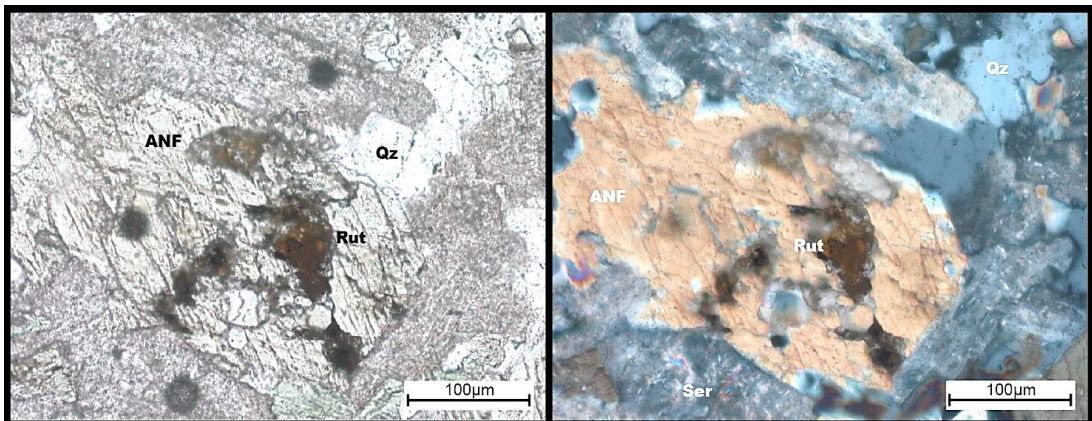
*Figura 6.70* Plagioclasas alterándose parcialmente a epidota. Vista en nícoles paralelos.

*Figura 6.71* Corte basal de anfíbol. Plagioclasas alterándose parcialmente a epidota. Vista en nícoles cruzados.



*Figura 6.72* Anfíboles, mostrando su clivaje característico de  $60^\circ$ . Vista en nícoles paralelos.

*Figura 6.73* Anfíboles, mostrando colores de interferencia de primer y segundo orden. Biotitas parcialmente alteradas a cloritas. Vista en nícoles cruzados.



*Figura 6.74* Anfíbol, con clivaje de  $60^\circ$ . Parcialmente alterado a rutilo, rodeado de feldspatos argilizados y cuarzo intersticial. Vista en nícoles paralelos.

*Figura 6.75* Anfíboles, mostrando colores de interferencia de primer y segundo orden. Alteración de feldspatos a arcillas y sericita. Vista en nícoles cruzados.

### Descripción

Intrusivo de grano fino asignado a la Superunidad Punta Coles, conformado por cristales de plagioclasas, feldspatos potásicos, biotitas y anfíboles, habiendo más anfíboles que biotitas. La mayoría de cristales tienen tamaños en torno a las 500  $\mu\text{m}$ . Plagioclasas euhedrales en porcentaje aproximado de 45% de tamaño en torno a 100-

800  $\mu\text{m}$ . Las plagioclasas se encuentran fuertemente alteradas a sericita y arcillas y a epidota. Cuarzo anhedral en un porcentaje aproximado de 15% de tamaño en torno a 100  $\mu\text{m}$ . Los anfíboles se encuentran en un porcentaje aproximado de 15%, de tamaños en torno a 200-300  $\mu\text{m}$ . Se observa el clivaje de los anfíboles, así como reemplazamiento por epidota y rutilo. Las biotitas se encuentran en un porcentaje aproximado de 10%, de tamaños en torno a 100-250  $\mu\text{m}$  alteradas levemente a epidotas y cloritas. Se observan en algunas biotitas un reemplazamiento parcial por rutilo anhedral. No se observan zircones. De la descripción macroscópica y microscópica se tiene:

Q: 15%

A: 0%

P: 45%

M: 40%

Recalculado a 100% se tiene que

$Q' = (15) * (100/60) = 25\%$

$A' = 0\%$

$P = 75\%$

Del diagrama de Streckeisen (1976) se tiene que la roca corresponde a una tonalita

(los campos se señalan en la Figura 2.4)

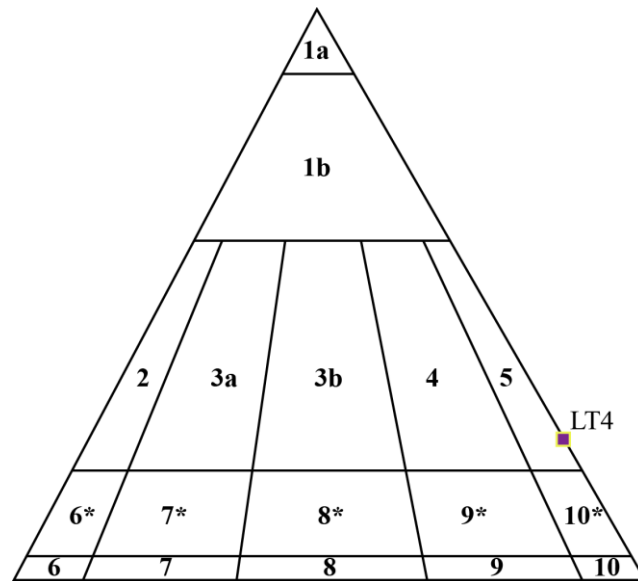


Figura 6.76 Diagrama de Streckeisen (1976) para la clasificación modal de la muestra LT4

### 6.1.2.3 Pórfido Los Calatos

Se han realizado secciones delgadas de las tres muestras del pórfido Los Calatos, que se detallan a continuación

#### 6.1.2.3.1 Muestra LC2

A continuación se muestran fotomicrografías de la muestra LC2.

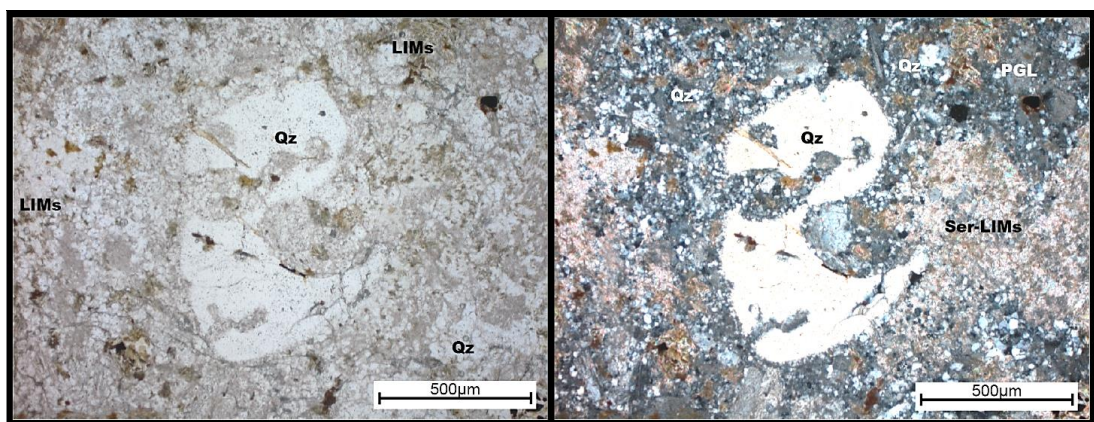
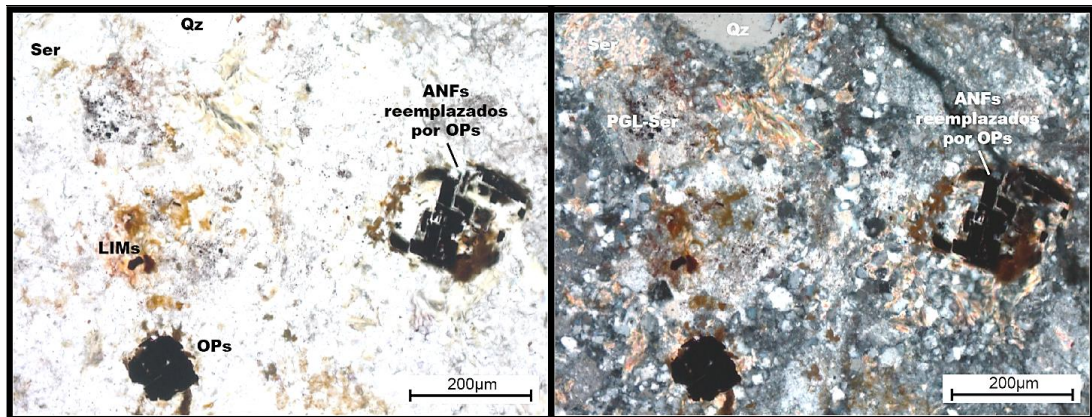


Figura 6.77 Cuarzo corroído, indicando condiciones de desequilibrio. Alteración de cuarzo-sericita. Limonitas diseminadas. Vista en nicoles paralelos.

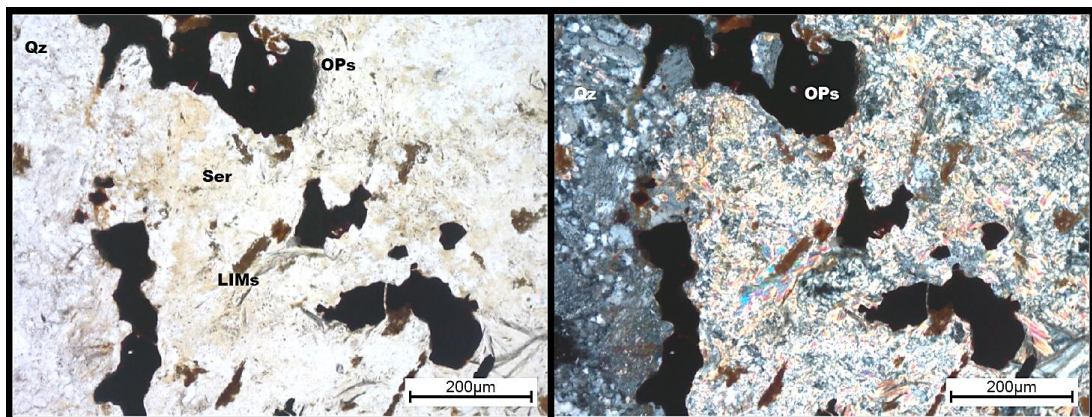
Figura 6.78 Cuarzo corroído. Se observan pseudomorfos de plagioclasas, totalmente alteradas a sericita y arcillas. Vista en nicoles cruzados.





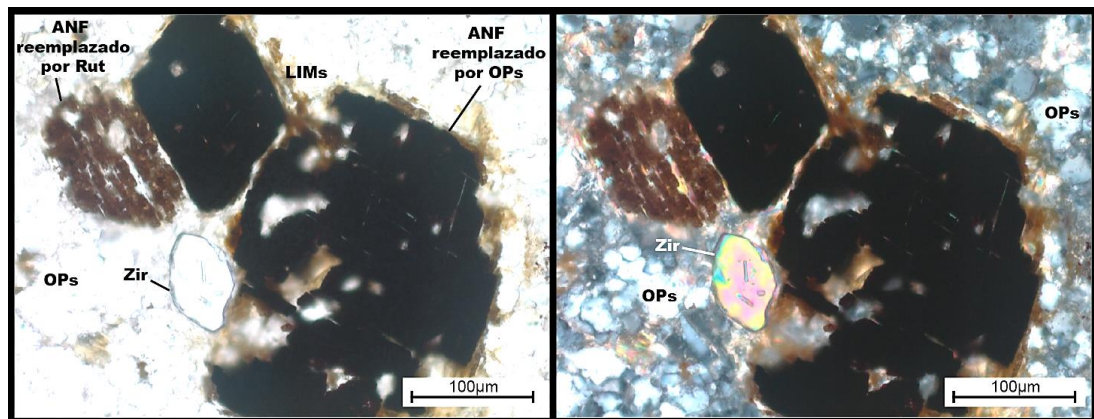
*Figura 6.79* Moldes de anfíboles reemplazados por opacos. Opacos siguiendo las direcciones del clivaje de 60°. Vista en nícoles paralelos.

*Figura 6.80* Moldes de plagioclasas alteradas a sericita. Limonitas diseminadas. Vista en nícoles paralelos.



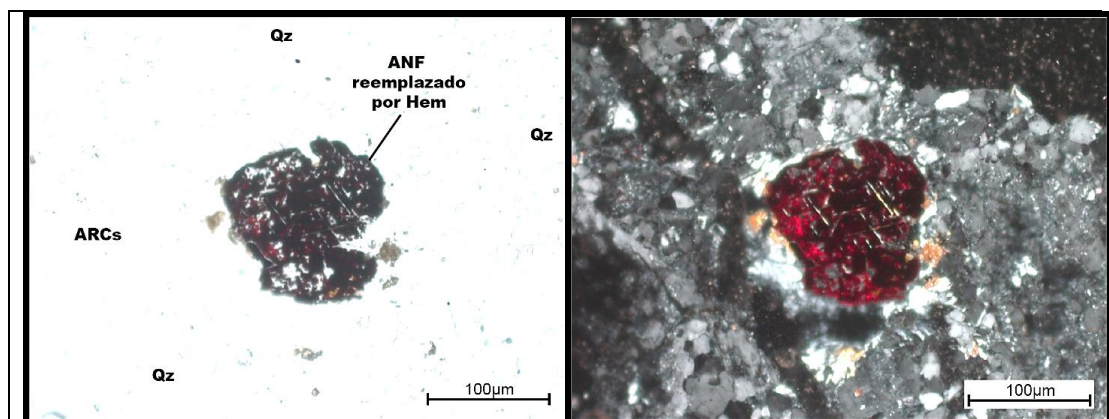
*Figura 6.81* Ensamble de alteración de cuarzo, sericita. Opacos y limonitas diseminadas. Vista en nícoles paralelos.

*Figura 6.82* Sericita de colores de interferencia de segundo y tercer orden. Vista en nícoles cruzados.



*Figura 6.83* Anfíboles, reemplazados totalmente por opacos y rutilo. Moldes reconocibles por sus clivajes de  $60^\circ$ . Zircón, conteniendo otros zircones prismáticos que no son paralelos al eje c del mayor. Vista en nícoles paralelos.

*Figura 6.84* Zircones, mostrando sus colores de interferencia de tercer orden. Opacos reemplazando a anfíboles. Vista en nícoles cruzados.



*Figura 6.85* Anfíbol, reemplazado por hematita. Reconocible por su clivaje en  $60^\circ$ . Vista en nícoles paralelos.

*Figura 6.86* Ensamble de alteración de cuarzo y sericita. Vista en nícoles

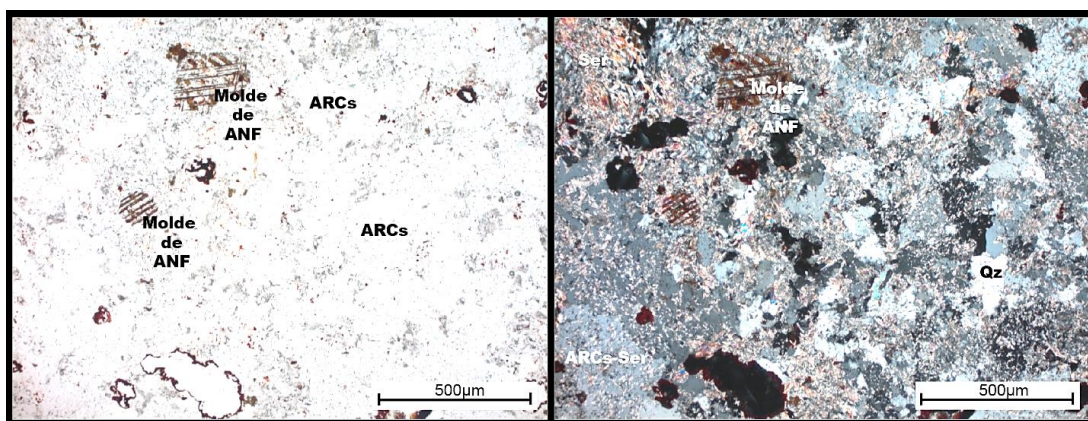
### Descripción

Pórfido dacítico 1 (nombre local). Al microscopio se observa una matriz conformada por cuarzos anhedral de tamaños  $<20 \mu\text{m}$ , sericitas a modo de matriz y también reemplazando totalmente a feldespatos conservando solo el molde, no pudiéndose distinguir entre feldespatos potásicos y plagioclasas. Se observan escasos fenos de cuarzo corroído de hasta 1 mm. Presenta pseudomorfos de anfíboles oxidados

en el centro, conservando los clivajes del anfíbol preexistente y en los bordes se encuentran alterados a limonitas y reemplazados por rutilo. Algunos cristales de anfíboles han sido reemplazados totalmente por rutilo. Zircón accesorio de tamaños en torno a las 100  $\mu\text{m}$  presentando zircones más pequeños en su interior.

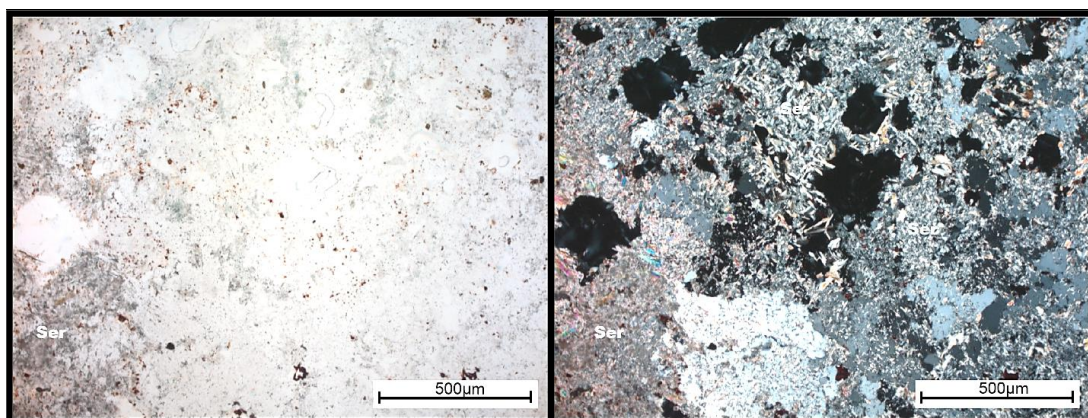
### 6.1.2.3.2 Muestra LC3

A continuación se muestran fotomicrografías de la muestra LC2.



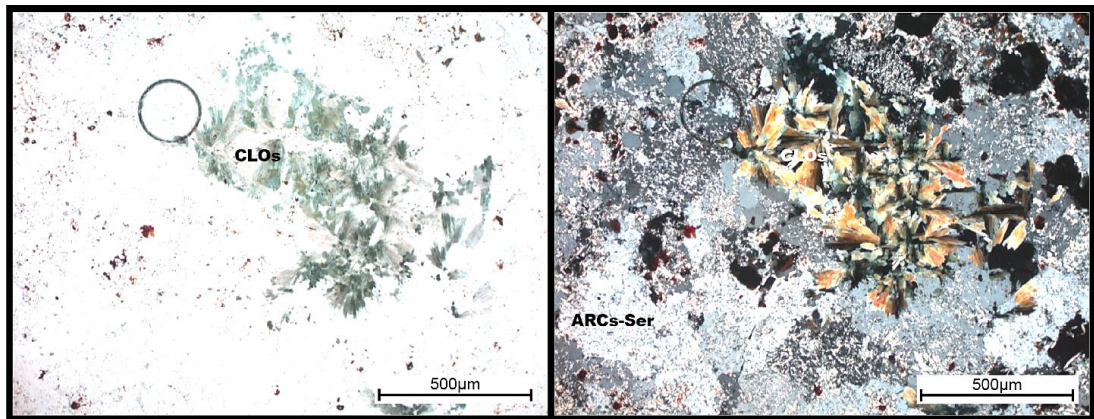
*Figura 6.87* Moldes de anfíboles. Reemplazados totalmente por rutilo, siguiendo los planos de clivaje. Vista en nícoles paralelos.

*Figura 6.88* Alteración de cuarzo-sericita y rutilo. Siguiendo planos de clivaje de anfíboles. Vista en nícoles cruzados.



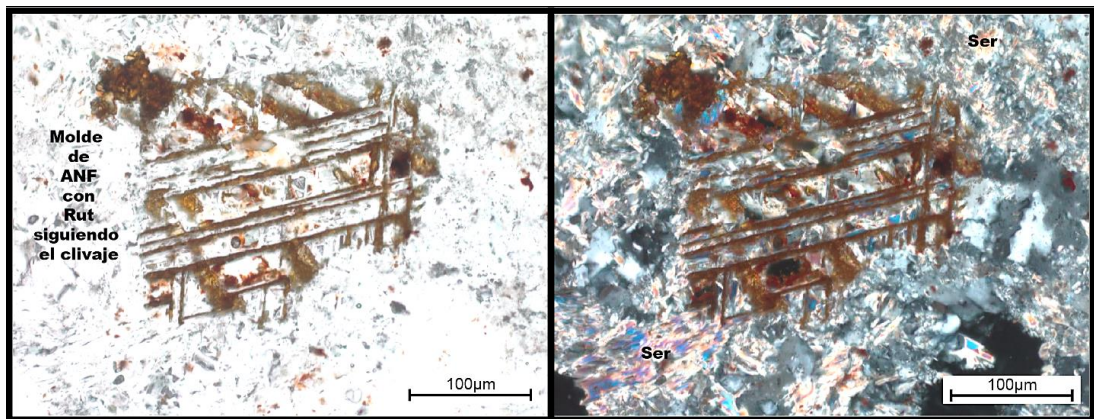
*Figura 6.89* Alteración de cuarzo-sericita. Limonitas diseminadas. Vista en nícoles paralelos.

*Figura 6.90* Sericita y arcillas. Vista en nícoles cruzados.



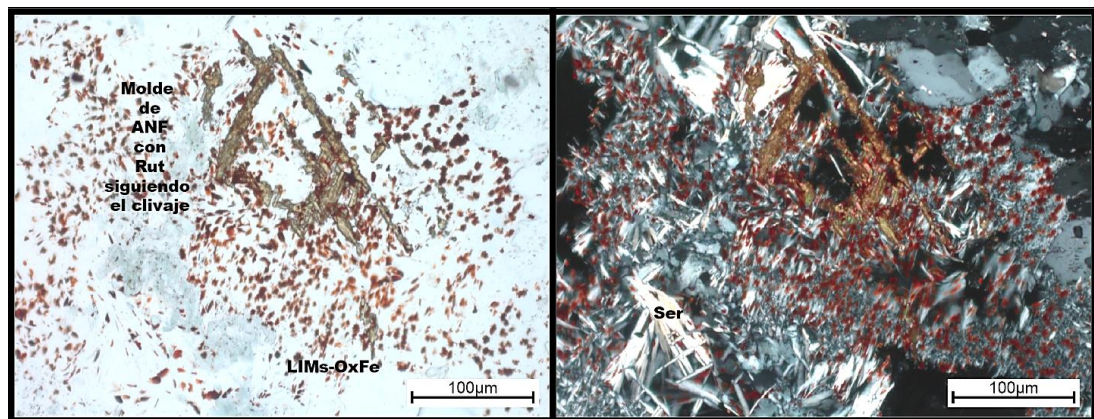
*Figura 6.91* Cúmulos de cloritas, de color verdoso. Limonitas diseminadas. Vista en nícoles paralelos.

*Figura 6.92* Cloritas, con colores de interferencia parduzcos de primer orden. Vista en nícoles cruzados.



*Figura 6.93* Moldes de anfíbol con rutilo siguiendo el clivaje. Vista en nícoles paralelos.

*Figura 6.94* Sericita de colores iridescents de segundo y tercer orden. Vista en nícoles cruzados.



*Figura 6.95* Molde de anfíbol con rutilo siguiendo el clivaje. Limonita diseminada. Vista en nícoles paralelos.

*Figura 6.96* Sericita, de colores de interferencia grises. Vista en nícoles cruzados.

### Descripción

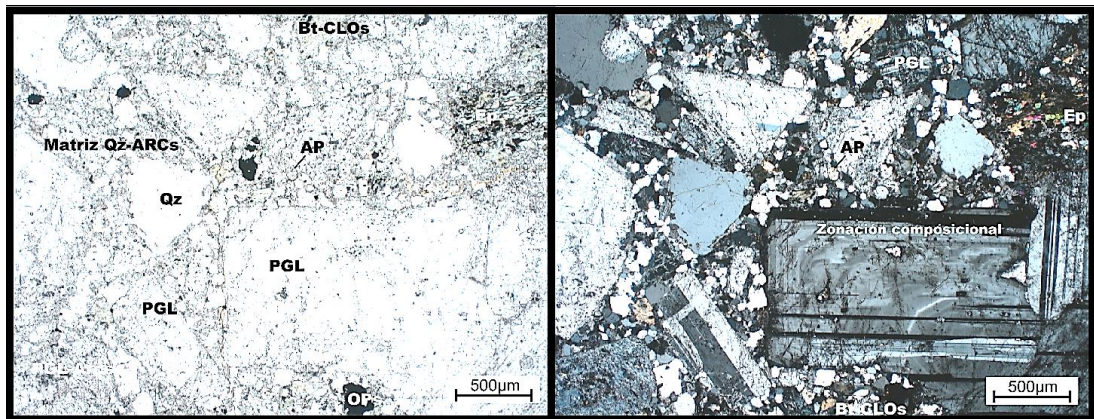
Pórfido dacítico 2-nombre local. Al microscopio se observa una masa de cuarzo-sericita, masas de muscovitas y cloritas de grano más fino. Los cuarzos son anhedrales de tamaños entre 100 y 500  $\mu\text{m}$ . Se observan rutilos que han reemplazado a anfíboles de 150  $\mu\text{m}$  en sus planos de clivaje, los anfíboles originales están totalmente ausentes. No se observan zircones.

#### **6.1.2.4 Pórfido Chipispaya**

Se han realizado secciones delgadas de las tres muestras del pórfido Los Calatos, las que se detallan a continuación

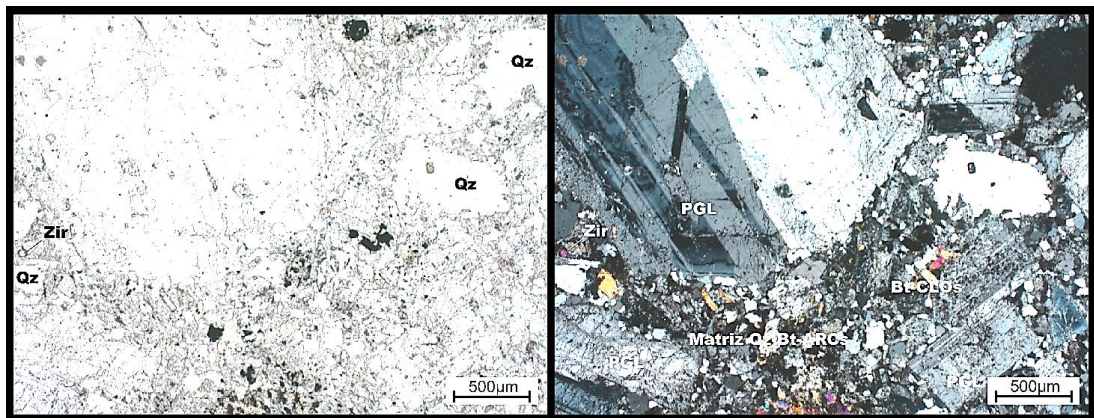
##### 6.1.2.4.1 Muestra CH1

A continuación se muestran fotomicrografías de la muestra CH1.



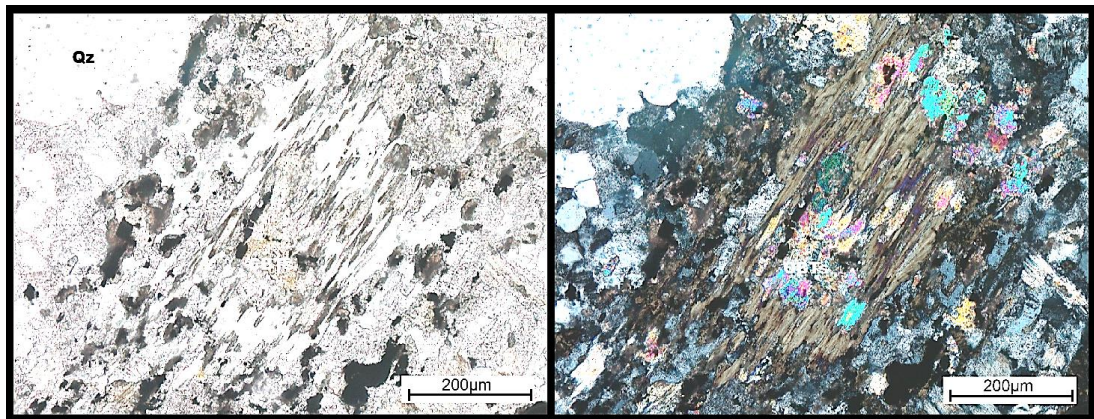
*Figura 6.97* Fenos de plagioclasa y cuarzo, en matriz de cuarzo y arcillas. Epidota alterando a algunas plagioclasas. Vista en nícoles paralelos.

*Figura 6.98* Fenos de plagioclasas. Macla polisintética y zonación composicional. Vista en nícoles cruzados.



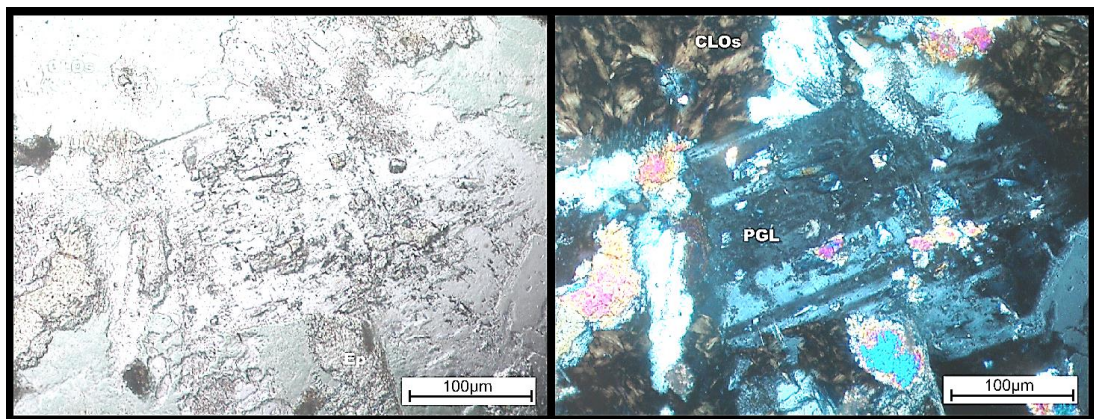
*Figura 6.99* Fenos de plagioclasa y cuarzo. Zircón en trazas. Vista en nícoles paralelos.

*Figura 6.100* Fenos de plagioclasa mostrando macla polisintética y zonación composicional. Matriz de cuarzo, biotitas parcialmente alteradas a cloritas. Vista en nícoles paralelos.



*Figura 6.101* Biotita alterada parcialmente a cloritas y carbonatos. Vista en nícoles paralelos.

*Figura 6.102* Carbonatos, alterando biotita. Con colores de interferencia blanco de alto orden, con tonos amarillentos, violáceos, verdes, como alteración de biotita. Vista en nícoles cruzados.



*Figura 6.103* Plagioclasa con alteración de epídota Vista en nícoles paralelos.

*Figura 6.104* Plagioclasa con alteración de epídota. La epídota muestra colores de interferencia de segundo y tercer orden, y cloritas de colores de interferencia verdosos. Vista en nícoles cruzados.

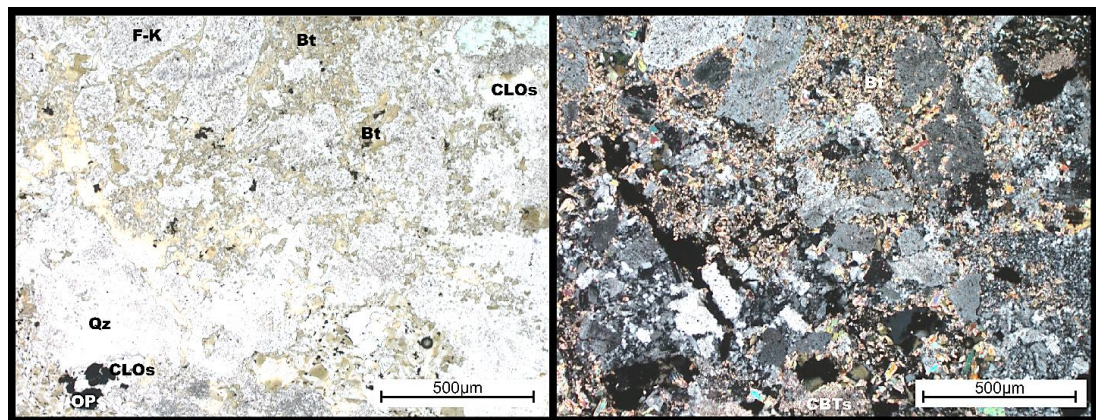
### Descripción

Subvolcánico porfirítico posiblemente de edad Paleógena-Neógena conformado por fenocristales de plagioclasas en porcentaje aproximado de 40% de tamaños hasta de 5 mm, algunos euhedrales y otros subhedrales, mostrando macla polisintética y algunas zonación composicional. Fenos de cuarzo subhedrales a

anhedrales en porcentaje aproximado de 10% de tamaño promedio de 500  $\mu\text{m}$ . Matriz de grano fino verdosa, conformada por cristales de cuarzo, en un porcentaje aproximado de 35%, biotitas de tamaños 30-50  $\mu\text{m}$ , en porcentaje aproximado de 8%, algunas biotitas hasta de 200  $\mu\text{m}$  reemplazadas parcialmente por carbonatos, reemplazadas totalmente por cloritas y en menor parte por epidota. Algunos cuarzos son poiquilíticos conteniendo cristales de menor tamaño en su interior, tales como plagioclasas.

#### 6.1.2.4.2 Muestra CH2

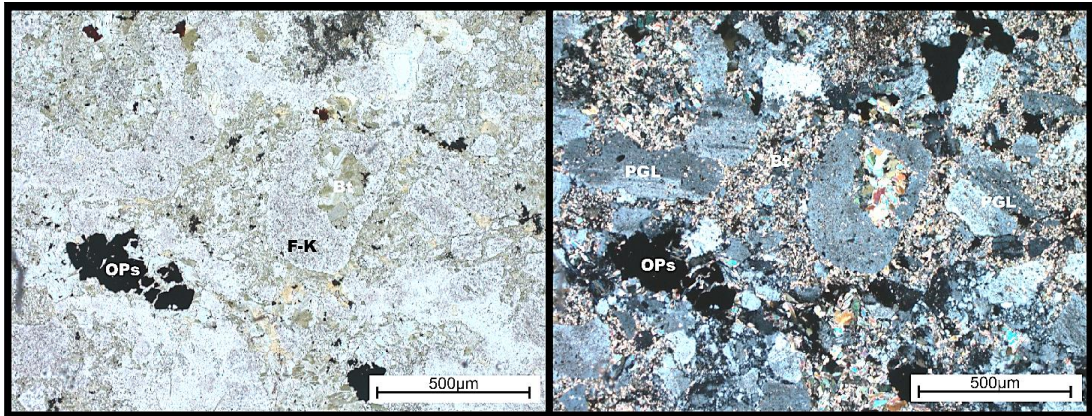
A continuación se muestran fotomicrografías de la muestra CH2.



*Figura 6.105* Biotitas secundarias diseminadas y en cúmulos. Feldespatos potásicos moderadamente argilizados. Cloritas por partes. Vista en nícoles paralelos.

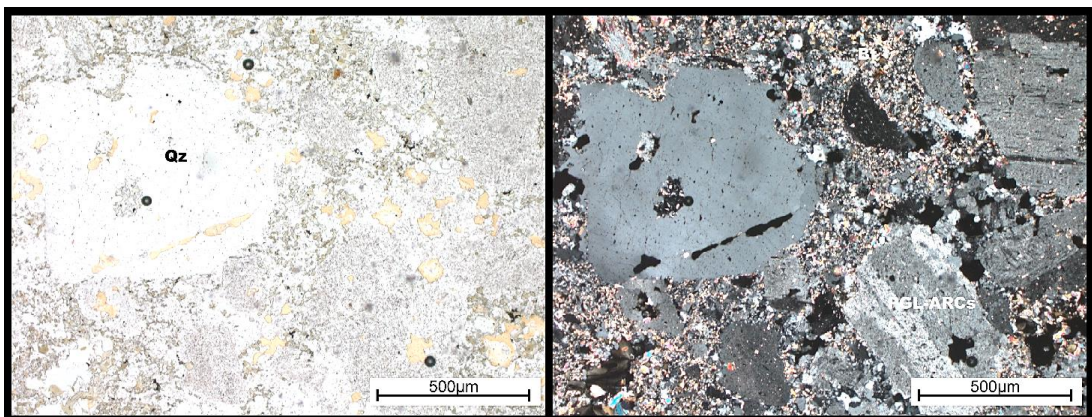
*Figura 6.106* Ensamble de alteración potásica. Biotita secundaria y feldespato potásico. Alteración a carbonatos. Cloritas por partes. Vista en nícoles cruzados.





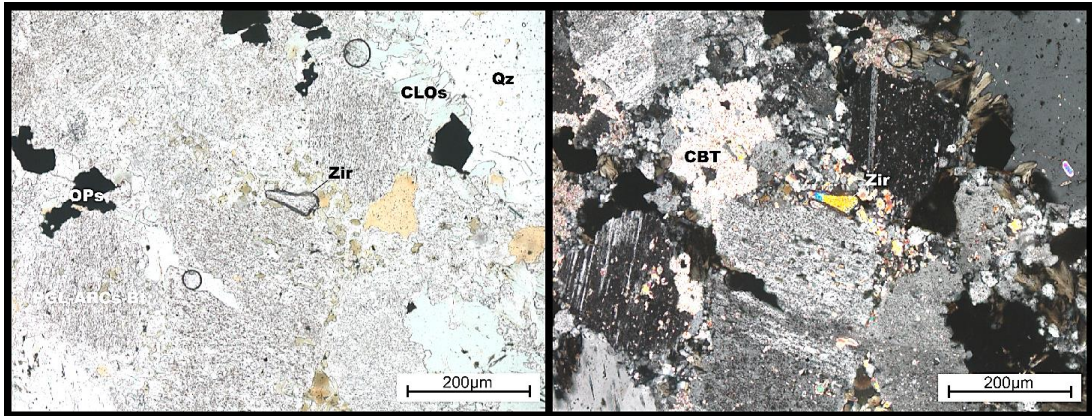
*Figura 6.107* Feldespato potásico y cúmulos de biotita parcialmente alterada a cloritas. Opaco en parches. Vista en nícoles paralelos.

*Figura 6.108* Plagioclasas alteradas a arcillas. Biotita secundaria diseminada y en cúmulos. Vista en nícoles cruzados.



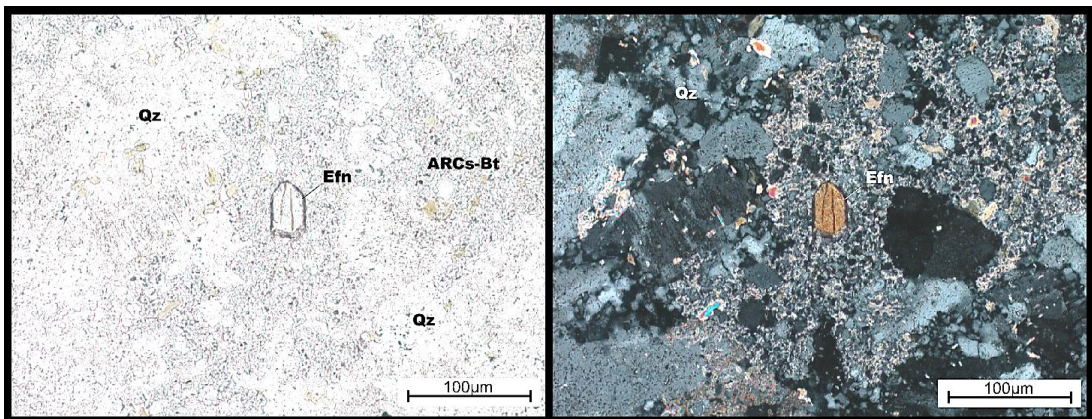
*Figura 6.109* Cuarzo anhedral fracturado, con biotita secundaria en las fracturas. Vista en nícoles paralelos.

*Figura 6.110* Plagioclasas muy alteradas a arcillas. Biotitas secundarias. Vista en nícoles cruzados.



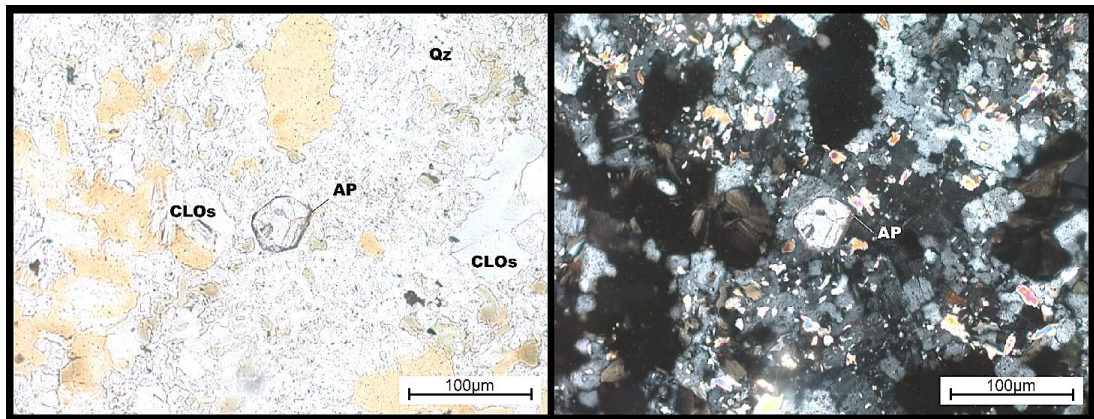
*Figura 6.111* Zircón, de relieve alto, corroído. Plagioclasa alterada fuertemente a arcillas y biotita secundaria. Vista en nícoles paralelos.

*Figura 6.112* Zircón, mostrando colores de interferencia de tercer orden. Plagioclases alteradas, mostrando aún su macla polisintética característica. Vista en nícoles cruzados.



*Figura 6.113* Cristal de esfena, forma de rombo, subredondeado. Relieve alto, Tamaño alrededor de 80 µm. Incolora-gris Vista en nícoles paralelos.

*Figura 6.114* Esfena con biotitas secundarias. Esfena mostrando color de interferencia blanco de orden alto, con tonos parduzcos. Alteración de biotita y arcillas. Vista en nícoles cruzados.



*Figura 6.115* Apatito, de relieve moderadamente alto. Vista en nícoles paralelos.

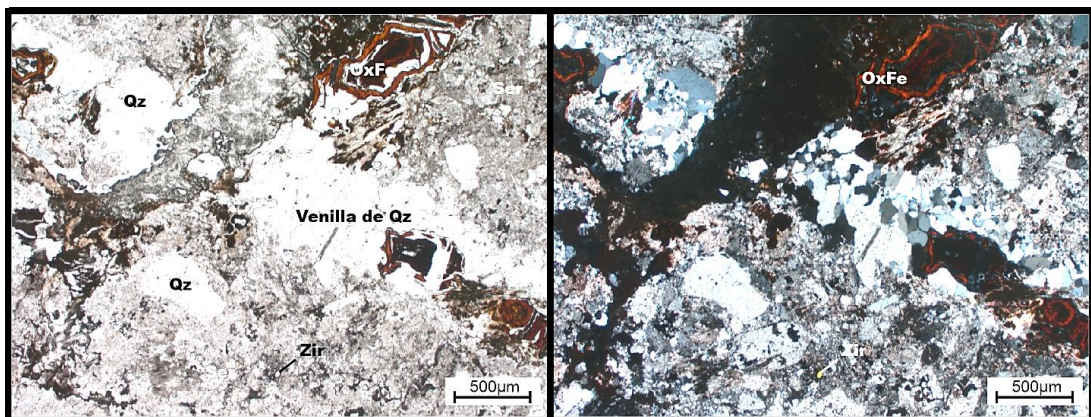
*Figura 6.116* Apatito, en una matriz de alteración de biotita y arcillas. Vista en nícoles cruzados.

### Descripción

Roca intrusiva melanócrata en el centro del sistema del pórfido Chipispaya, posiblemente correspondiente a la Superunidad Yarabamba. Plagioclasas anhedrales fuertemente argilizadas de tamaño promedio 0.5 mm. Relictos de plagioclasa de tamaños <200 µm alteradas parcialmente a carbonatos y sericita. Se observan abundantes biotitas secundarias producto de alteración potásica a modo de matriz, así como feldspatos potásicos anhedrales y moderadamente argilizados de tamaños en torno a las 500 µm. Cuarzo anhedral de tamaños en torno a las 500 µm con relictos de biotita y opacos asociados. Zircón en trazas de tamaño alrededor de 20-80 µm. Esfena en trazas de tamaño alrededor de 50 µm. Apatito en trazas de sección basal de tamaño alrededor de 30 µm.

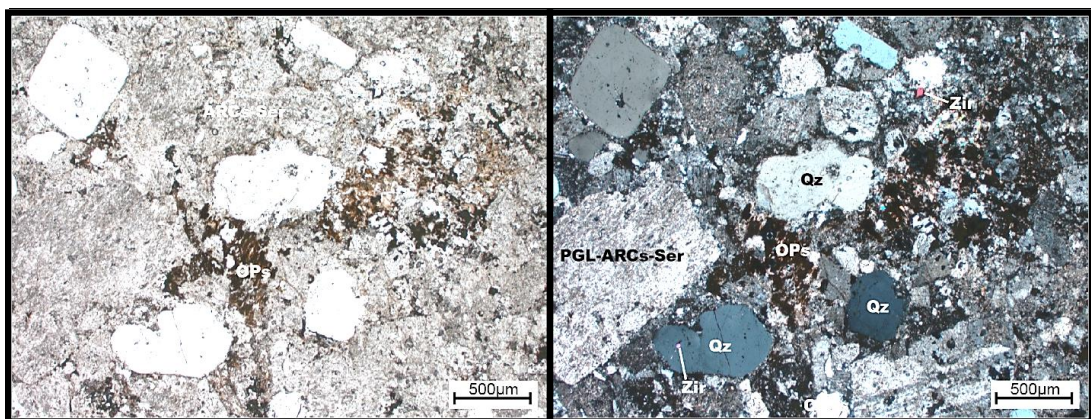
#### 6.1.2.4.3 Muestra CH3

A continuación se muestran fotomicrografías de la muestra CH3.



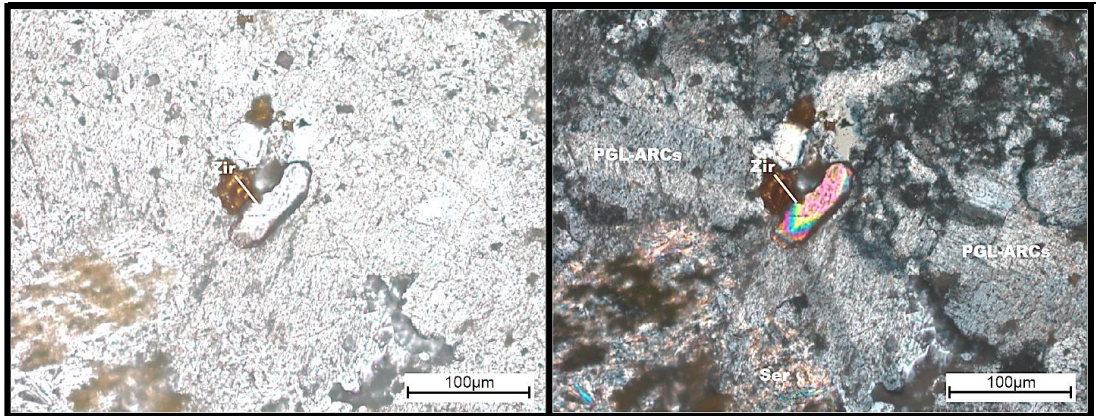
*Figura 6.117* Óxidos de hierro coloforme, asociado a venillas de cuarzo. Vista en nícoles paralelos.

*Figura 6.118* Venilla de cuarzo hidrotermal, anhedral, de distintos tamaños, asociado a óxidos de hierro coloformes. Vista en nícoles cruzados.



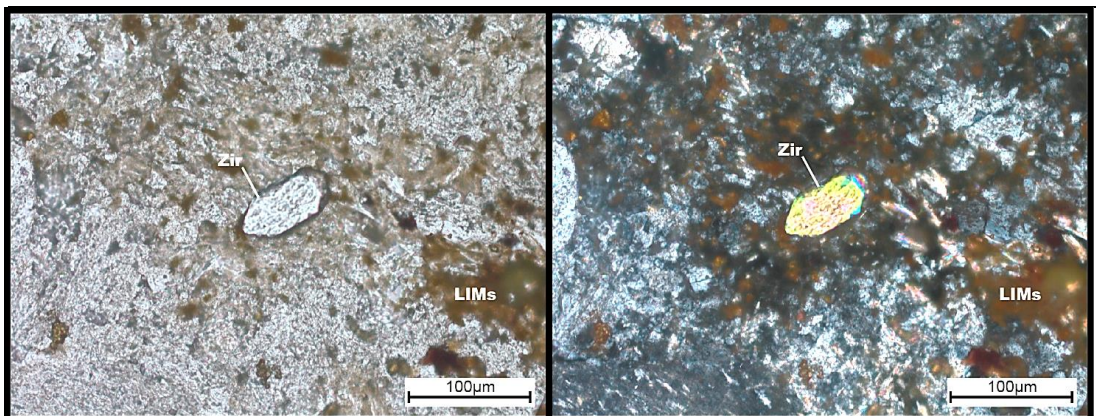
*Figura 6.119* Fenos de cuarzo subhedral, conteniendo en casos pequeños cristales de zircón. Plagioclasas alteradas a arcillas y sericita. Vista en nícoles paralelos.

*Figura 6.120* Fenos de plagioclasas, alterados a arcillas y sericita. Fenos de cuarzo subhedral, conteniendo en casos zircones. Matriz de arcillas, sericita y opacos diseminados. Vista en nícoles cruzados.



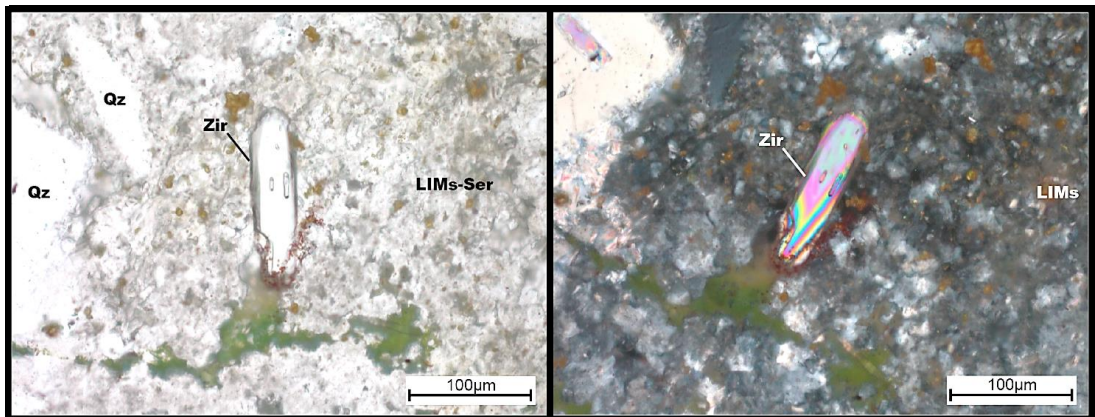
*Figura 6.121* Zircón prismático corroído. Matriz de arcillas y feldspatos argilizados. Vista en nícoles paralelos.

*Figura 6.122* Zircón mostrando color de interferencia de tercer orden. Plagioclasas fuertemente alteradas a arcillas. Vista en nícoles cruzados.



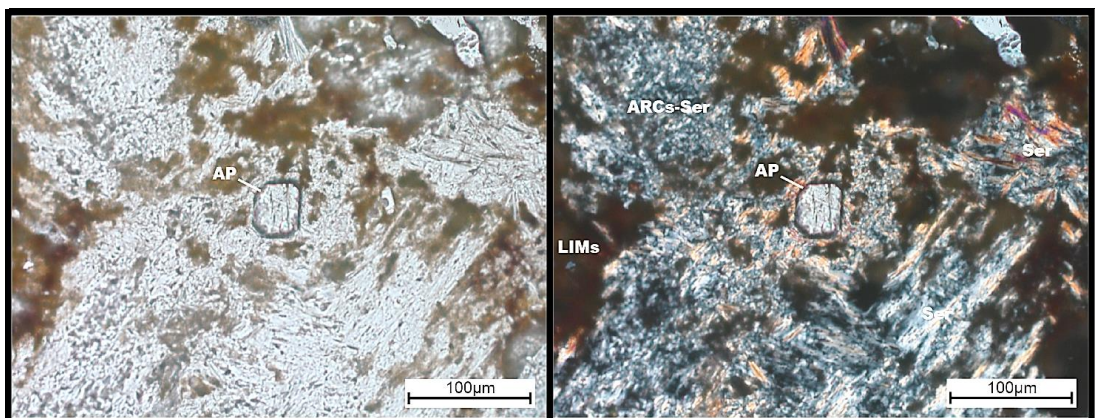
*Figura 6.123* Zircón, mostrando su alto relieve característico. Presencia de limonitas. Vista en nícoles paralelos.

*Figura 6.124* Zircón, mostrando colores de interferencia de tercer orden. Presencia de limonitas. Vista en nícoles cruzados.



*Figura 6.125* Zirrones intercrecidos. Zircón, de hábito prismático, con otros zirrones prismáticos paralelos a su eje c en su interior. Vista en nícoles paralelos.

*Figura 6.126* Zirrones, mostrando sus colores de interferencia de tercer orden. Presencia de limonitas y sericita. Vista en nícoles cruzados.



*Figura 6.127* Apatito, de relieve moderadamente alto. Vista en nícoles paralelos.

*Figura 6.128* Apatito, en una matriz de sericita y limonitas. Vista en nícoles cruzados.

### Descripción

Pórfido dacítico en Chipispaya. Cristales de cuarzo anhedrales y subhedrales de tamaños entre 200 y 800 µm. Se observan aún algunos moldes de feldespatos potásicos y plagioclasas fuertemente alterados a arcillas y sericita de hasta 1 cm. Venillas de 500 µm de espesor con halos de alteración en los que se observa sericita,

cortadas por venillas de óxidos de hierro. Zirrones accesorios en cantidad apreciable (3%), conteniendo en casos algunos zirrones más pequeños en su interior. La muestra se encuentra parcialmente recubierta de limonitas.

## **6.2 Litogeoquímica**

Adicionalmente a las muestras tomadas en terreno en el presente estudio, se ha tomado la base de datos litogeoquímica del Perú publicada por INGEMMET, que se encuentra disponible en el portal GEOCATMIN. Se han seleccionado las muestras correspondientes al área de estudio y a las unidades ígneas regionales vinculadas genéticamente a los pórfidos.

### **6.2.1 Diagramas TAS**

A continuación se muestran los diagramas TAS para cada pórfido del presente estudio así como para el magmatismo asociado espacial y temporalmente.

#### **6.2.1.1 Tía María-La Tapada**

Seguidamente se desarrolla el diagrama TAS para Tía María y La Tapada.

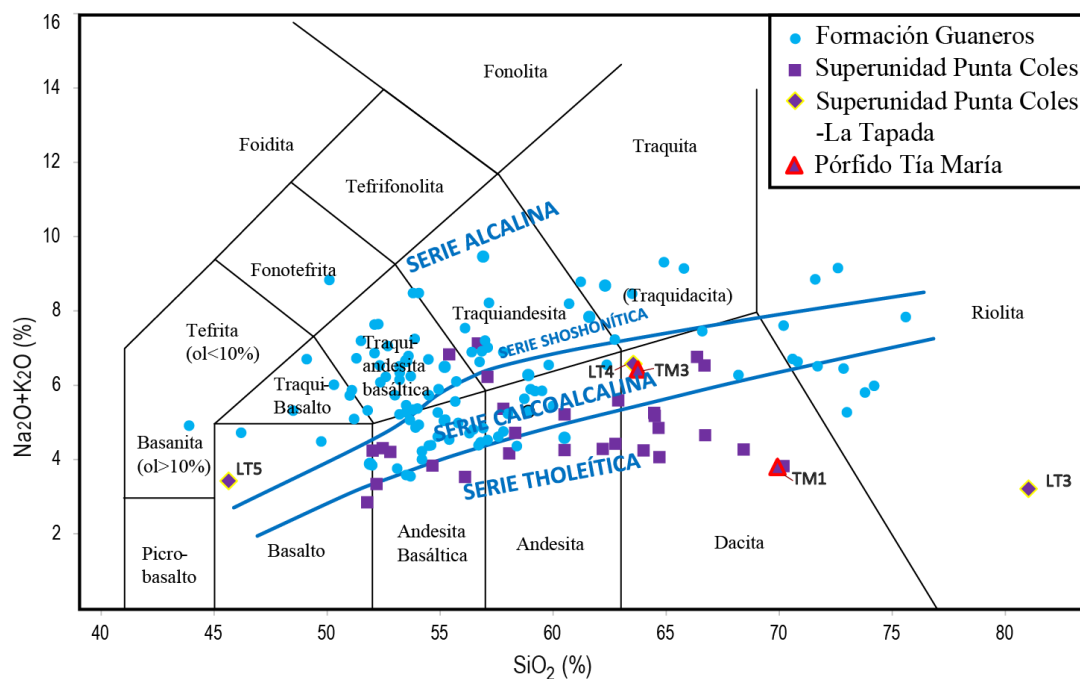


Figura 6.129 Diagrama TAS para las rocas ígneas relacionadas a Tía María y La Tapada  
 \* Campos petrográficos tomados de Le Maitre (1989) para rocas volcánicas. Curvas y campos tholeítico, calcoalcólico, shoshonítico y alcalino de Kuno (1969).

Las principales características observadas en la Figura 6.129 se sintetizan en la Tabla 6.5.

Tabla 6.5

Resumen de características observables en el diagrama TAS para el arco costero Jurásico del sur y los pórfidos Tía María-La Tapada

Unidad	Serie magmática	Composición	Campo petrográfico
S.U. Punta Coles	+++TH; ++CA; +A	+++I; ++M; +F	Gabros-dioritas, granodioritas
Formación Guaneros	+++CA; ++A; +TH	+++I; ++F; +M	+++Traquiandesitas-andesitas basálticas, ++Riolitas, dacitas
Fm. Guaneros en entorno de TM-LT	+++CA- alto K	+++I	+++Traquiandesitas
Pórfido Tía María	TH(TM1), CA(TM3)	+++F	Dacitas
S.U. Punta Coles en La Tapada	TH(LT3); CA(LT4); A(LT5)	F(LT3, LT4); B(LT5)	Granito (LT3); granodiorita (LT4); gabro (LT5).

\*TH: Tholeítico; A: Alcalino; CA: Calcoalcólico; M: Máfico; I: Intermedio; F: Félsico; +++ principalmente; ++ en menor proporción; + en proporción muy baja



De las series y el estado del ambiente geotectónico al que están relacionados (Tabla 2.1) se tiene que la Formación Guaneros corresponde a un magmatismo ligeramente más diferenciado que la Superunidad Punta Coles, en el contexto de **subducción temprana del Jurásico**. Respecto al nombre de la roca, este diagrama es más apropiado para rocas volcánicas y existen diagramas más apropiados para petrografía de intrusivos.

La muestra LT3 se encuentra aparentemente silicificada, hecho que se observa en la muestra de mano. La muestra LT5 atrae especialmente la atención debido a su naturaleza alcalina en un contexto de subducción. Esto puede ser posible mediante el rápido ascenso de un magma primitivo mantélico mediante sistemas de fallas corticales, sufriendo una contaminación cortical mínima. Esto es reforzado con el hecho de que la muestra contiene bajo porcentaje de  $\text{SiO}_2$  (45.65%, ver Anexo II). Sin embargo, debido al estado de alteración de las muestras y la potencial removilización de  $\text{Na}^+$  y  $\text{K}^+$  por el hidrotermalismo e intemperismo, estos resultados deben ser observados con cuidado y contrastados con otros diagramas.

#### **6.2.1.2 Los Calatos**

**Se compara con los datos de Cuajone, Quellaveco y Toquepala**, así como con el volcanismo Toquepala, por corresponder al mismo arco magmático, y ser pórfidos de gran importancia en el sur del Perú.

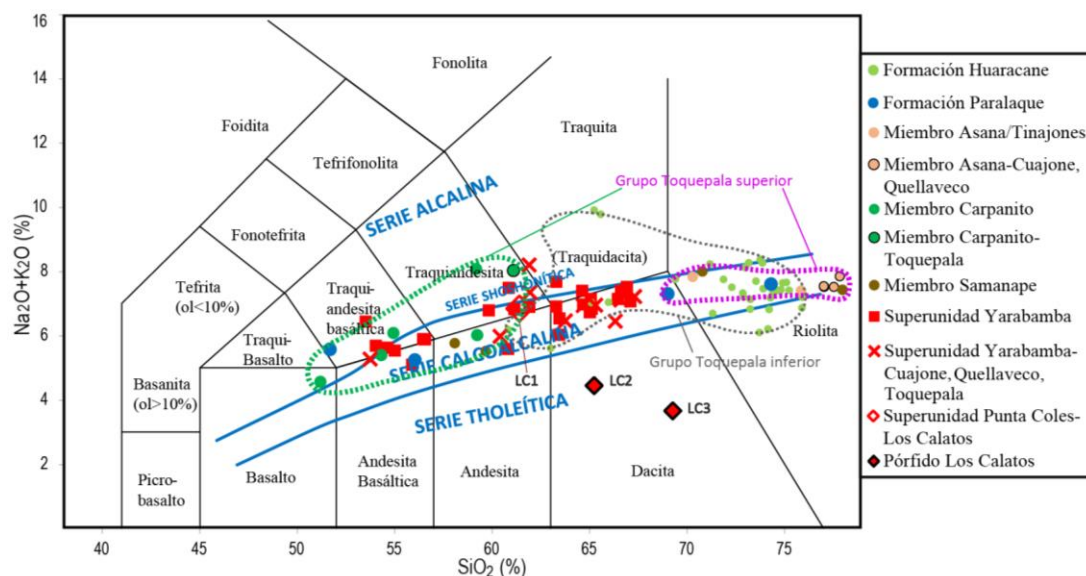


Figura 6.130 Diagrama TAS para las rocas ígneas relacionadas al pórfido Los Calatos, así como también las relacionadas a pórfidos, también de edad Paleocena, Cuajone, Quellaveco, Toquepala

\* Campos petrográficos tomados de Le Maitre (1989) para rocas volcánicas. Curvas y campos tholeítico, calcoalcalino, shoshonítico y alcalino de Kuno (1969).

Las principales características observadas en la Figura 6.130 se sintetizan en la Tabla 6.6.

Tabla 6.6 Resumen de características observables en el diagrama TAS para el arco Paleoceno del sur y los pórfidos Los Calatos, Cuajone, Quellaveco, Toquepala

Unidad	Serie magmática	Composición	Campo petrográfico
<b>Grupo Toquepala inferior (Huaracane, Paralaque)</b>	+++CA; +A	+++F; +I	+++Riolitas, ++dacitas
<b>Grupo Toquepala superior (Asana-Carpanito-Samanape)</b>	+++CA; +A	F-I (bimodal)	Andesitas, andesitas basálticas
<b>S.U. Yarabamba</b>	+++CA	+++I; ++F; +M	+++Dioritas, ++granodioritas
<b>S.U. Yarabamba en Los Calatos</b>	CA (LC1)	I(LC1)	Diorita
<b>S.U. en Cuajone, Quellaveco, Toquepala</b>	+++CA; +A	+++I; ++F	+++Dioritas, ++granodioritas
<b>Pórfido Los Calatos</b>	TH(LC2, LC3)	F(LC2, LC3)	Dacitas

\*TH: Tholeítico; A: Alcalino; CA: Calcoalcalino; M: Máfico; I: Intermedio; F: Félsico; +++ principalmente; ++ en menor proporción; + en proporción muy baja

Nótese el **carácter bimodal de las lavas y tobas del Grupo Toquepala superior**, lo que ha sido señalado por Burkart y Self (1985), Deering *et al.* (2011) como indicador de volcanismo en contexto de adelgazamiento cortical. Este **adelgazamiento cortical** es local y puede estar relacionado al sistema de fallas que controló el emplazamiento de los pórfidos Cuajone, Quellaveco y Toquepala.

El pórfido Los Calatos (LC2 y LC3) corresponde a la serie tholeítica con contenidos de sílice entre 65 y 70%, siendo el carácter tholeítico potencialmente atribuible a remoción de los álcalis por alteración.

### 6.2.1.3 Chipispaya

A continuación se desarrolla el diagrama TAS para Tía María y La Tapada.

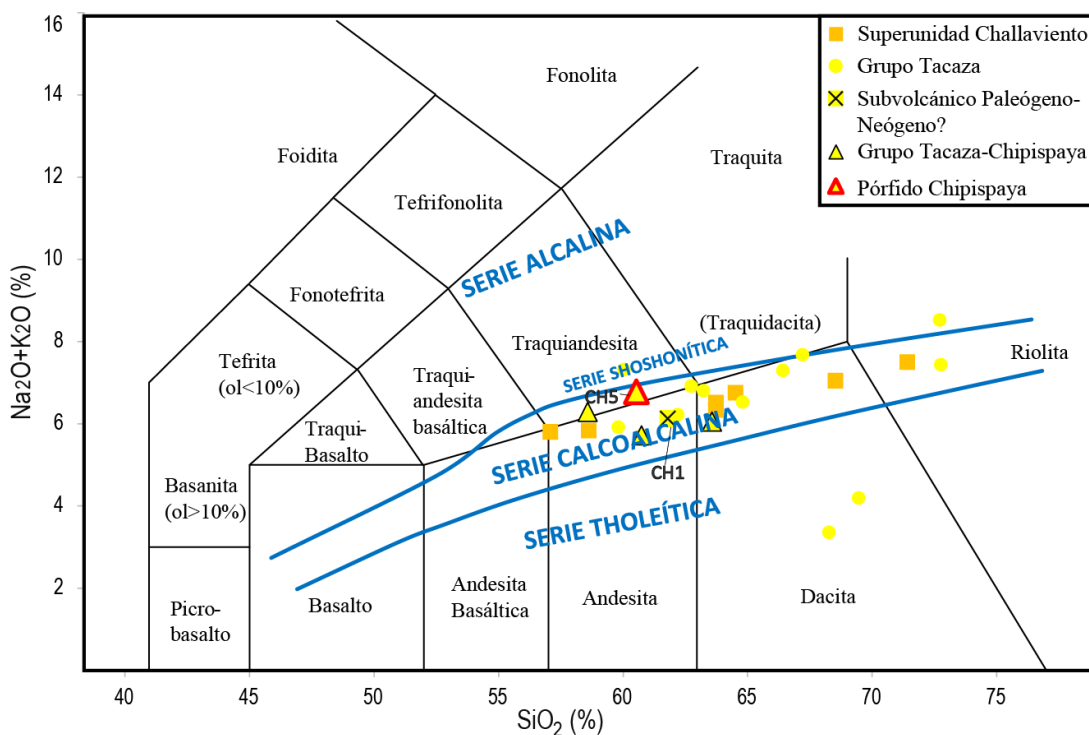


Figura 6.131 Diagrama TAS para las rocas ígneas relacionadas al pórfido Chipispaya

\* Campos petrográficos tomados de Le Maitre (1989) para rocas volcánicas. Curvas y campos tholeítico, calcoalcalino, shoshonítico y alcalino de Kuno (1969).

Las principales características observadas en la Figura 6.131 se sintetizan en la Tabla 6.7.

*Tabla 6.7*

Resumen de características observables en el diagrama TAS para el arco Oligo-Mioceno del sur y el pórfido Chipispaya

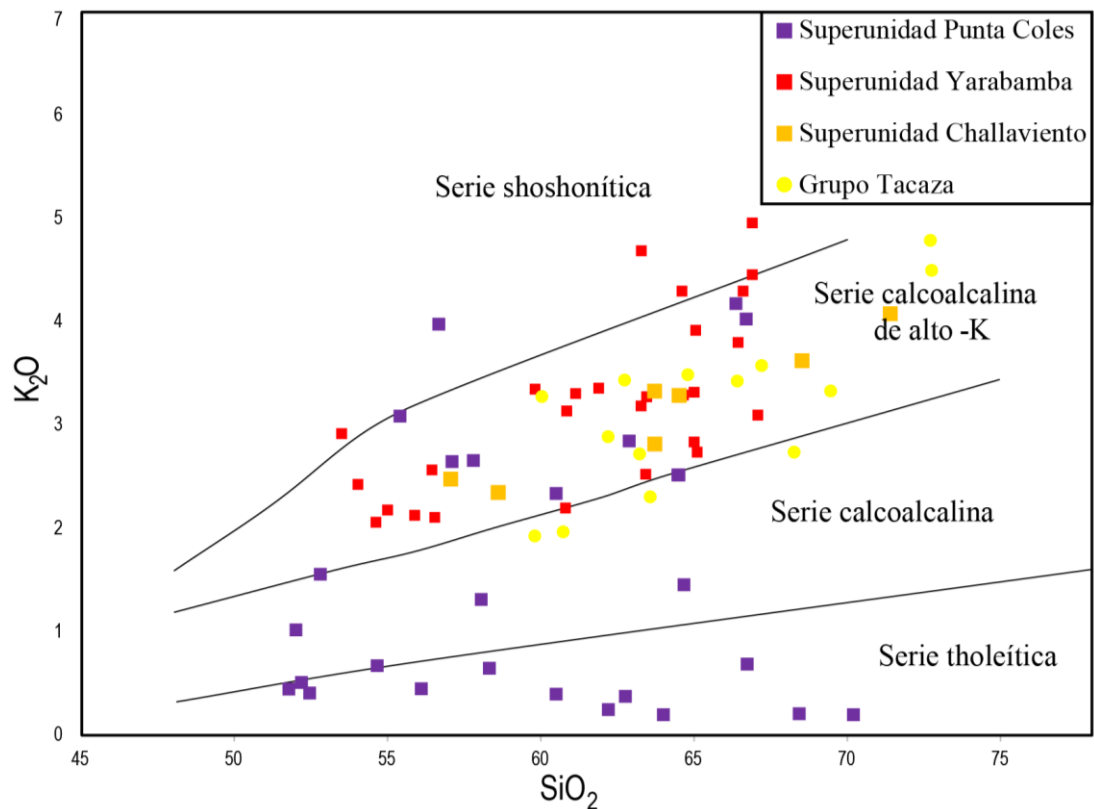
Unidad	Serie magmática	Composición	Campo petrográfico
<b>S.U. Challaviento</b>	+++CA	++I; ++F	Granitos, granodioritas, dioritas
<b>Grupo Tacaza</b>	+++CA; +TH	++I; ++F	Andesitas, dacitas, riolitas
<b>Grupo Tacaza en entorno de Chipispaya</b>	CA	I	Traquiandesita
<b>Subvolcánico Chipispaya</b>	CA	I	Andesita
<b>Pórfido Chipispaya</b>	CA	I	Traquiandesita

\***TH**: Tholeítico; **A**: Alcalino; **CA**: Calcoalcalino; **M**: Máfico; **I**: Intermedio; **F**: Félsico; +++ principalmente; ++ en menor proporción; + en proporción muy baja

El carácter traquítico (mayor contenido de K) del pórfido Chipispaya puede deberse a presencia de minerales de alteración que contienen K (muscovita, sericita)

### 6.2.2 Diagrama K<sub>2</sub>O vs SiO<sub>2</sub>

De este diagrama se puede tener una visión más precisa de la naturaleza de la serie calcoalcalina respecto al potasio. Así se tiene:



*Figura 6.132* Diagrama  $K_2O$  vs  $SiO_2$  para las unidades ígneas parentales regionales de los 3 sistemas: Jurásico (Punta Coles), Paleoceno (Yarabamba), Oligoceno (Challaviento) y Tacaza (Mioceno)

\*Divisiones dadas por Peccerillo y Taylor (1976), nomenclatura de los campos delimitados dada por Rickwood (1989).

De la Figura 6.132, se tiene que todos los magmas están principalmente caracterizados por la serie calcoalcalina de alto K, excepto la Superunidad Punta Coles la cual está también caracterizada fuertemente por la serie tholeítica.

### 6.2.3 Índice de Saturación de Alúmina

A continuación se desarrolla el diagrama de índice de saturación de alúmina de Shand (1927) para todas las muestras del presente estudio.

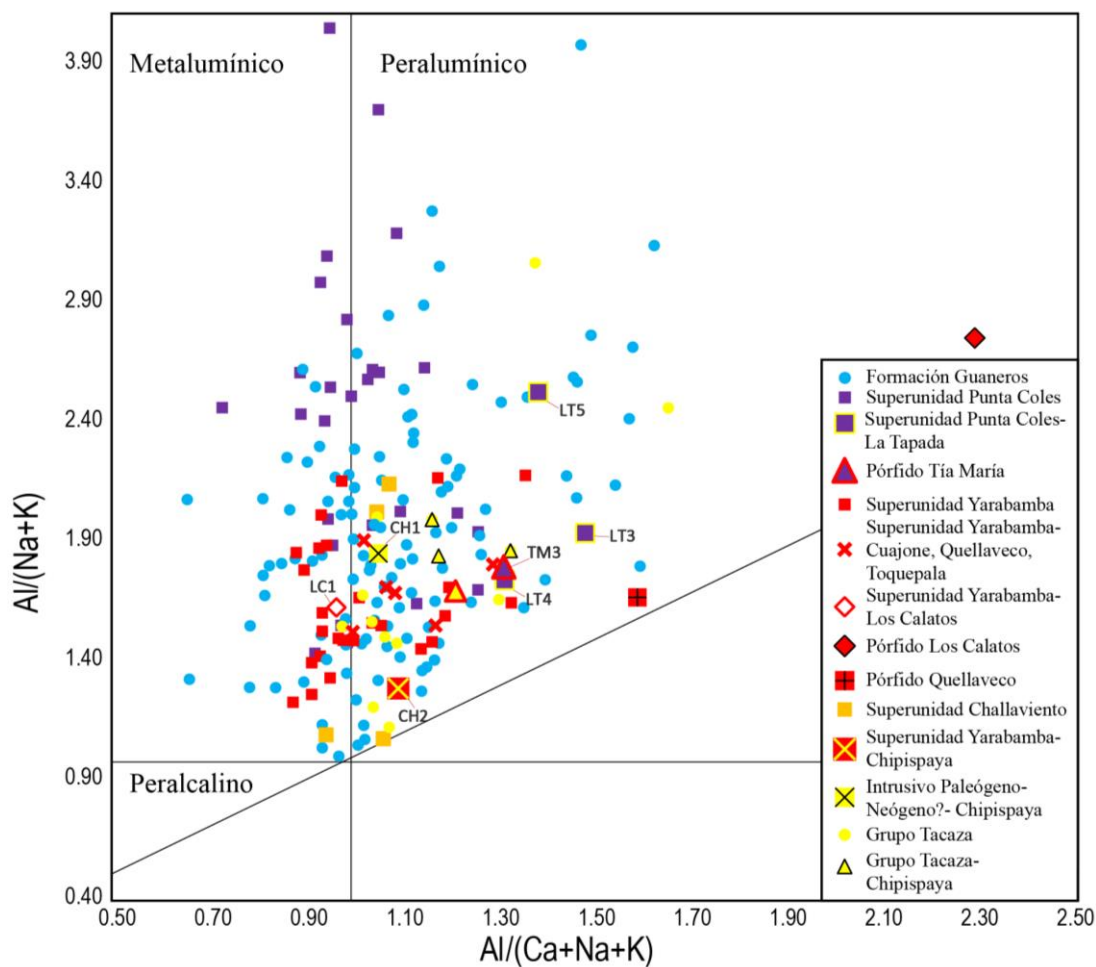


Figura 6.133 Diagrama  $K_2O$  vs  $SiO_2$  para las unidades ígneas parentales regionales de los 3 sistemas: Jurásico (Punta Coles), Paleoceno (Yarabamba), Oligoceno (Challaviento) y Tacaza (Mioceno), así como para las muestras de los pórfidos Tía María-La Tapada, Los Calatos y Chipispaya

\*Parámetros y campos de Shand (1927).

La mayoría de muestras caen en el campo metalumínico-peralumínico, pero las muestras de pórfidos caen en el campo peralumínico, esto debido probablemente a los efectos de la alteración e intemperismo.

#### 6.2.4 Diagrama de clasificación petrográfica R1-R2

A continuación se desarrolla el diagrama R1-R2 de clasificación petrográfica para todas las muestras de este estudio.

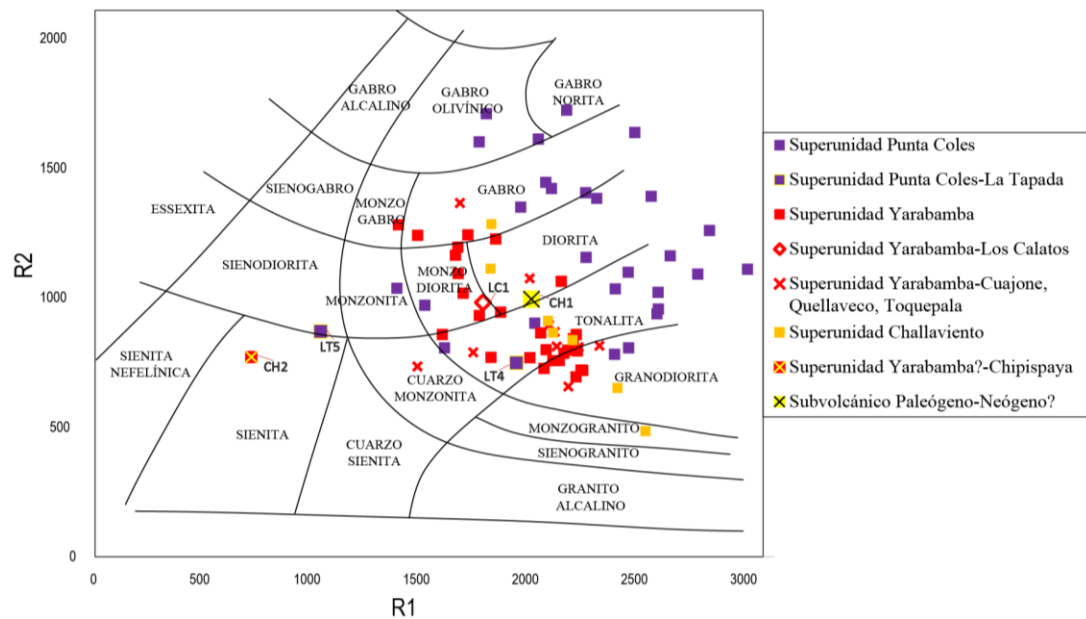


Figura 6.134 Diagrama de clasificación petrográfica R1-R2  
\*Modificado de De La Roche *et al.* (1976).

Este diagrama es más apropiado que el diagrama TAS para la clasificación petrográfica de rocas intrusivas empleando elementos mayores, ya que emplea a todos ellos implícitos en los parámetros R1 y R2.

De este diagrama, se tiene que la Superunidad Punta Coles corresponde a rocas que van desde gabros, gabro-noritas, dioritas, hasta granodioritas, tonalitas y monzonitas (muestras de La Tapada). Para la Superunidad Yarabamba se tiene que va desde monzodioritas hasta tonalitas y granodioritas.

Las muestras en los pórfidos Cuajone, Quellaveco y Toquepala se encuentran principalmente en el campo de las tonalitas. La muestra de la Superunidad Yarabamba en los Calatos cae en el campo de las monzodioritas.

La Superunidad Challaviento comprende rocas que van desde dioritas-gabros hasta granodioritas, predominando las tonalitas. El cuerpo subvolcánico Paleógeno-Neógeno de Chipispaya cae en el campo de dioritas. La muestra correspondiente a la Superunidad Yarabamba en Chipispaya cae en el campo de las sienitas, esto probablemente al efecto de alteración potásica.

### 6.2.5 Diagrama Zr/TiO<sub>2</sub> vs Nb/Y de clasificación petrográfica

Winchester y Floyd (1976) proponen una clasificación basada en elementos inmóviles con el propósito de evitar y minimizar los efectos de alteración hidrotermal o intemperismo.

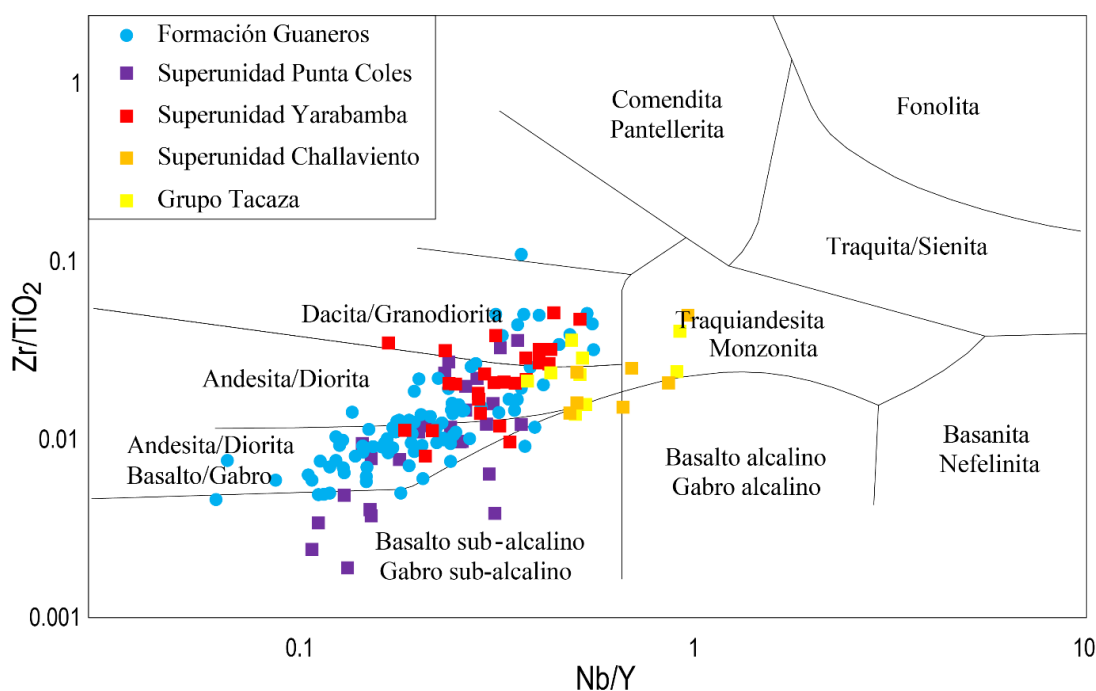


Figura 6.135 Diagrama Zr/TiO<sub>2</sub> vs Nb/Y de Winchester y Floyd (1976) para las rocas ígneas parentales regionales de Tía María-La Tapada (Superunidad Punta Coles, Formación Guaneros), Los Calatos (Superunidad Yarabamba), y Chipispaya (Superunidad Challaviento, Grupo Tacaza)

\*Modificado de Winchester y Floyd (1976).



De la Figura 6.135 se tiene que la Superunidad Punta Coles comprende rocas que van desde gabros subalcalinos (lo que implica rocas tanto calcoalcalinas como tholeíticas), gabros, dioritas y granodioritas. La Formación Guaneros comprende desde basaltos, andesitas hasta dacitas. La Superunidad Yarabamba comprende desde gabros, predominando las dioritas, granodioritas. La Superunidad Challaviento comprende desde gabros alcalinos, dioritas, granodioritas y monzonitas. El Grupo Tacaza comprende desde basaltos, andesitas, hasta dacitas y traquiandesitas.

### **6.2.6 Diagramas de Tierras Raras (REE)**

Los diagramas de Tierras Raras como se mencionó en el Capítulo II, ayudan a identificar la participación de determinadas fases minerales durante el fraccionamiento de los magmas. En todos los casos las muestras han sido normalizadas al condrito de Nakamura (1974) con adiciones de Haskin et al. (1968).

#### **6.2.6.1 Tía María-La Tapada**

A continuación se desarrolla el diagrama de Tierras Raras para todas las muestras correspondientes al arco magmático Jurásico en el sur del Perú, y las de Tía María-La Tapada.

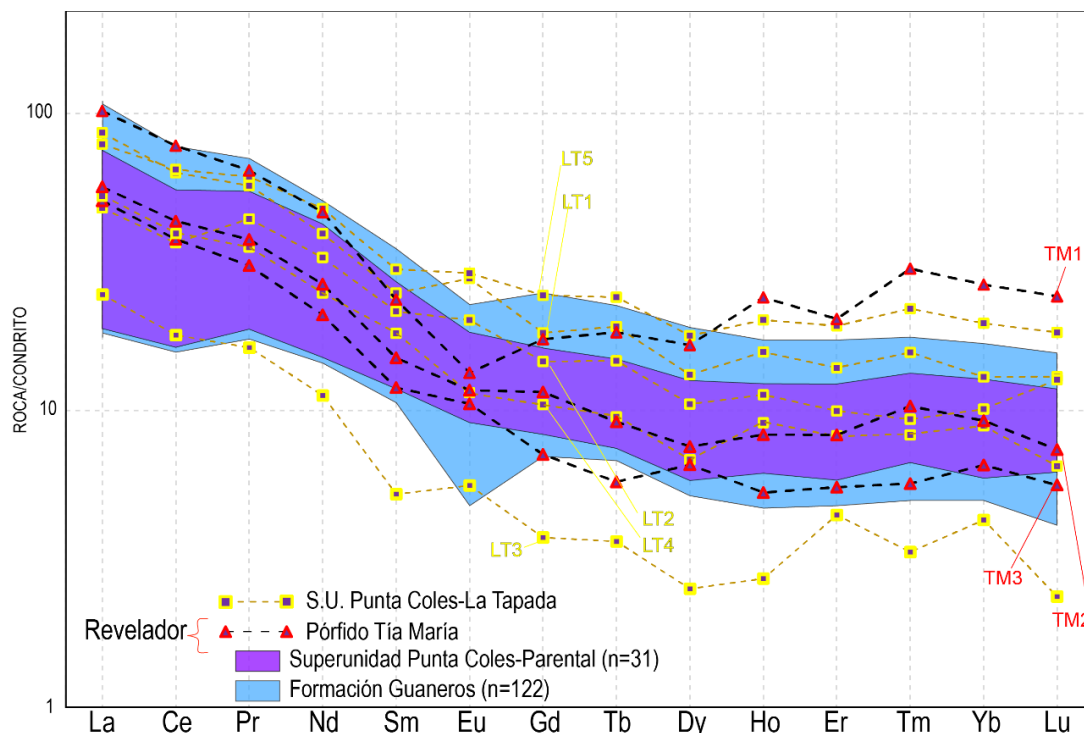


Figura 6.136 Diagrama REE para el sistema Jurásico Tía María-La Tapada. Se indica el número de muestras (n) empleado en la elaboración de las franjas

Tabla 6.8

Resumen de resultados de tierras raras para el sistema Jurásico Tía María-La Tapada

Unidad	$La_N$	$La_N/Yb_N$	$Eu/Eu^*$	$Dy_N/Yb_N$	$Dy/Dy^*$
<b>S.U. Punta Coles</b>	18-75	2.3-8.2	0.8-1.2	0.85-1.13	0.49-0.80
<b>Formación Guaneros</b>	18-109	2-12	0.45-1.5	0.75-1.35	0.36-0.9
<b>TM1</b>	101.82	3.84	0.66	0.63	0.41
<b>TM2</b>	56.53	6.12	0.88	0.81	0.47
<b>TM3</b>	50.76	7.75	1.14	1.00	0.53
<b>LT1</b>	86.01	6.64	1.30	1.01	0.56
<b>LT2</b>	48.02	4.76	1.13	1.04	0.64
<b>LT3</b>	24.52	5.74	1.26	0.58	0.34
<b>LT4</b>	52.88	5.96	0.82	0.77	0.44
<b>LT5</b>	78.72	4.00	1.073	0.90	0.59

La **Superunidad Punta Coles** muestra un patrón con una pendiente baja, lo que sugiere poca diferenciación. Las MREE y HREE se encuentran en un subparalelismo enriquecido 10 veces respecto al condrito.

La Superunidad Punta Coles muestra este enriquecimiento 10 veces respecto al condrito para las MREE y HREE pero no para las LREE, resultando en un patrón lístrico (en forma de “cuchara”) lo que sugiere fraccionamiento y fusión de **anfíbol en la fuente** (según los coeficientes de partición de las Figuras 2.6, 2.7 y 2.8).

La **Formación Guaneros** muestra un patrón coherente con las Superunidad Punta Coles (Punta Coles presenta solo un par de muestras con valores bajos de  $Eu/Eu^*$  pero con una marcada anomalía negativa de Eu, lo que indica fraccionamiento de feldespatos, siendo estos estables a niveles corticales someros, lo que podría sugerir el **fraccionamiento en reservorios de la corteza superior**.

La **muestra TM1** muestra un patrón de LREE moderadamente más pronunciado que Punta Coles, indicando mayor diferenciación, una anomalía negativa moderada de Eu, señalando fraccionamiento de feldespatos, posiblemente por fraccionamiento en reservorios de la corteza superior, un masivo enriquecimiento en HREE, lo que sugiere nulo fraccionamiento de granate en la fuente y, de las Figuras 2.6, 2.7 y 2.8, sugiere masivo fraccionamiento de esfena u otro mineral de Ti y/o apatito.

La **muestra TM2** muestra un patrón de LREE ligeramente más pronunciado que Punta Coles, una anomalía negativa débil de Eu y un patrón lístrico en las MREE y HREE. La muestra TM2 se encuentran menos enriquecidas respecto al condrito que la muestra TM1, lo que puede sugerir menor diferenciación o también mezcla con magmas más primitivos.

**La muestra TM3** muestra igualmente un patrón de LREE ligeramente más pronunciado a Punta Coles, paralelo a la muestra TM2. Tiene una anomalía positiva débil de Eu, que indica nulo fraccionamiento de feldespatos en la fuente o también un excesivo fraccionamiento de anfíboles que contrapesa el efecto en la anomalía de Eu haciéndola positiva (Figuras 2.6, 2.7 y 2.8). El patrón de HREE es subparalelo a la muestra TM2, sin embargo, en general la muestra TM3 se encuentra menos enriquecida respecto al condrito que la muestra TM2.

**La muestra LT1** presenta un patrón de LREE ligeramente más pronunciado que Punta Coles, una marcada anomalía positiva de Eu, señalando marcado fraccionamiento de anfíboles en la fuente, las MREE y HREE presentan un patrón lístrico lo que reafirma el fraccionamiento de anfíbol. El patrón en general se encuentra más enriquecido respecto al condrito que la Superunidad Punta Coles, lo que indica que es la más diferenciada.

**La muestra LT2** muestra una pendiente del patrón de LREE marcadamente menor que la muestra LT1, comprendido en el rango correspondiente a Punta Coles, una anomalía positiva débil de Eu y un patrón lístrico de MREE y HREE subparalelo a la muestra LT1 pero menos enriquecida respecto al condrito en comparación a LT1.

**La muestra LT3** presenta un patrón de LREE pronunciado y MREE, HREE lístricos, también una anomalía positiva débil de Eu, sin embargo se encuentra marcadamente empobrecida en REE respecto a las demás muestras, lo que se debe a

efectos de la alteración. La alteración no ha causado remoción selectiva de las REE (ya que conservan la geometría de su patrón), sino que ha disminuido su concentración en la muestra, debido a una silicificación intensa que presenta esta muestra (ver en este Capítulo la descripción de muestra de mano y descripción de sección delgada, muestra LT3).

**La muestra LT4** presenta un patrón de LREE moderadamente pronunciado, en el rango que presenta la Superunidad Punta Coles, una anomalía negativa débil de Eu y un patrón lístrico de MREE, HREE. El patrón general de la muestra LT4 se encuentra en general menos enriquecido respecto al condrito que las muestras LT1 y LT2.

**La muestra LT5** muestra un patrón subparalelo a las muestra LT1 y una anomalía positiva débil de Eu. Su patrón de REE se encuentra más enriquecido respecto al condrito que el resto de muestras.

#### **6.2.6.2 Los Calatos**

A continuación se desarrolla el diagrama de Tierras Raras para todas las muestras correspondientes al arco magmático Paleoceno en el sur del Perú, Los Calatos, Cuajone, Quellaveco y Toquepala.

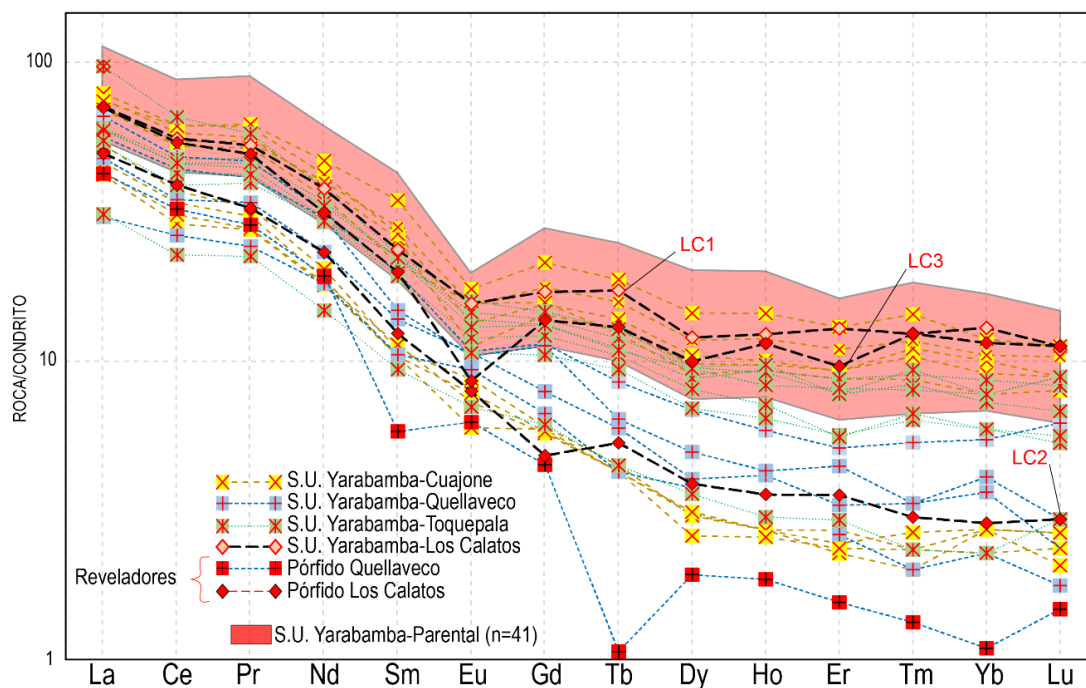


Figura 6.137 Diagrama REE para el sistema Paleoceno de Los Calatos. Se muestran también los patrones de REE para los sistemas de Cuajone, Quellaveco y Toquepala. Se indica el número de muestras (n) empleado en la elaboración de la franja

Tabla 6.9

Resumen de resultados de tierras raras para el sistema Paleoceno de Los Calatos, Cuajone, Quellaveco, Toquepala

Unidad	La <sub>N</sub>	La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	Eu/Eu*	Dy <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	Dy/Dy*
<b>S.U. Yarabamba</b>	54.71-147.41	5.01-9.04	0.42-0.81	0.98-1.45	0.49-0.83
<b>S.U. Yarabamba Cuajone</b>	41.94-78.72	6.27-20.32	0.58-1.07	1.04-1.22	0.44-0.69
<b>S.U. Yarabamba Quellaveco</b>	47.72-65.95	13.12-17.07	1.02-1.11	1.10-1.65	0.50-0.74
<b>S.U. Yarabamba Toquepala</b>	31.00-96.96	7.23-13.64	0.74-0.92	1.01-1.57	0.48-0.71
<b>Pórfido Quellaveco</b>	42.40	38.86	1.22	1.76	0.57
<b>LC1</b>	71.12	5.50	0.77	0.98	0.54
<b>LC2</b>	49.54	17.30	1.02	1.35	0.56
<b>LC3</b>	70.51	6.13	0.51	0.86	0.49

Parte del análisis realizado aquí se realiza por el autor de esta tesis en Martínez *et al* (2017a), citando:

**La Superunidad Yarabamba** muestra un patrón con una pendiente moderada, que señala mayor diferenciación que la Superunidad Punta Coles, así como también el patrón general de Yarabamba, que se encuentra más enriquecido respecto al condrito. Presenta una anomalía negativa moderada de Eu que indica fraccionamiento de feldespatos y **evolución en reservorios en la corteza superior**. La Superunidad Yarabamba en Cuajone presenta 2 tendencias: una que sigue la tendencia general incluyendo una débil a moderada anomalía negativa de Eu y otra que presenta un marcado empobrecimiento en el patrón en general, pero especialmente marcado en HREE y una débil anomalía positiva de Eu. El empobrecimiento en HREE se da principalmente por fraccionamiento de granate en la fuente, y en menor grado por fraccionamiento de zircones, dada su baja abundancia (Figuras 2.6, 2.7 y 2.8). El descenso en el patrón general a pesar del intenso fraccionamiento señalado por las pendientes de las LREE y HREE puede deberse a mezcla con magmas más primitivos que descienden la abundancia relativa en general de las REE debido a disminuir su abundancia relativa en la roca, sin alterar demasiado su geometría ya que su carácter primitivo hace que su patrón sea con tendencia a la horizontal. La Superunidad Yarabamba en Quellaveco presenta al igual que en Cuajone las mismas características, salvo un empobrecimiento ligeramente menor en el fraccionamiento de granate indicado por la pendiente de las HREE. **El pórfido Quellaveco** presenta un patrón de LREE similar a la Superunidad Yarabamba en Quellaveco pero con un marcado empobrecimiento en MREE y HREE indicando masivo fraccionamiento de granate en la fuente. La Superunidad Yarabamba en Toquepala muestra patrones similares

a Yarabamba a nivel regional salvo una muestra que presenta un patrón similar a Yarabamba en Quellaveco con una anomalía nula de Eu (Martínez *et al.*, 2017a).

**La muestra LC1** se encuentra en el rango normal para la Superunidad Yarabamba, con un patrón de LREE de pendiente moderada, una anomalía negativa moderada de Eu y un patrón de MREE y HREE lístrico, indicando fraccionamiento de anfíbol en la fuente, lo que controló a Yarabamba a nivel regional también.

**La muestra LC2** correspondiente a un pórfido (pórfido dacítico 1, nombre local) muestra el marcado empobrecimiento en MREE y HREE al igual que las muestras de Quellaveco, así como una débil anomalía positiva de Eu, indicando el fraccionamiento de anfíbol la fuente. Esta muestra proviene de un magmatismo que fraccionó granate  $\pm$  anfíbol.

**La muestra LC3** correspondiente también a un pórfido (pórfido dacítico 2, nombre local) ya no presenta el empobrecimiento marcado en HREE que presenta la muestra LC2 y también presenta una fuerte anomalía negativa de Eu, lo que señala fraccionamiento de feldespatos. El fraccionamiento de anfíbol siendo posible por el patrón lístrico es en menor medida debido a que un fraccionamiento intenso de anfíbol tiene a generar anomalías positivas de Eu (Figuras 2.6, 2.7 y 2.8).



### 6.2.6.3 Chipispaya

A continuación se desarrolla el diagrama de Tierras Raras para todas las muestras correspondientes al arco magmático Oligo-Mioceno y aquellas del pórfido Chipispaya.

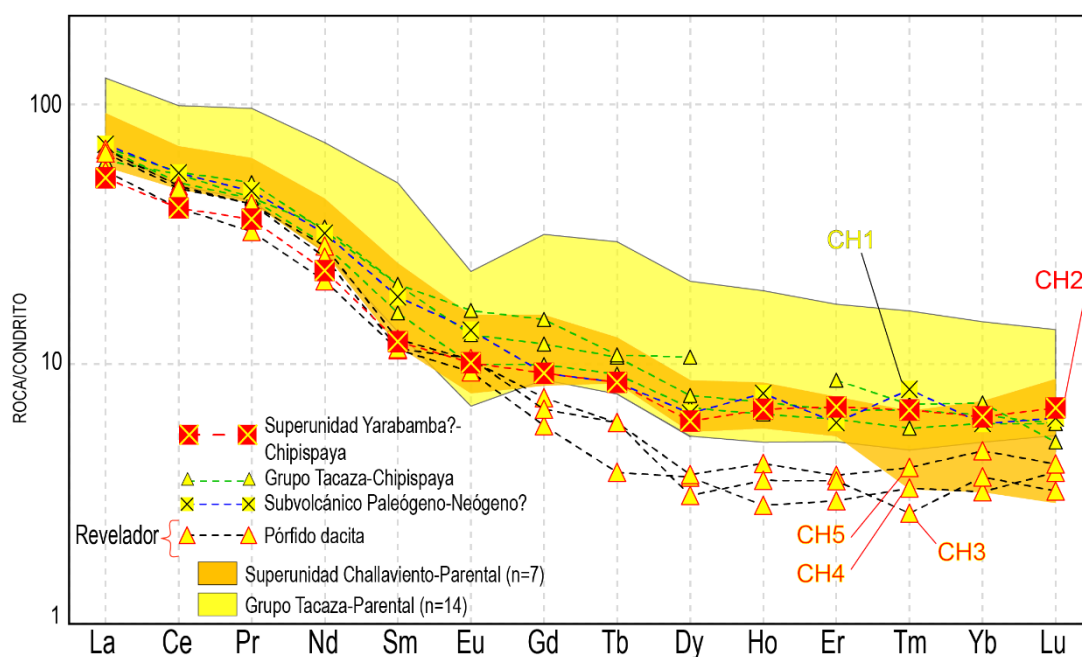


Figura 6.138 Diagrama REE para el sistema Oligo-Mioceno de Chipispaya. Se indica el número de muestras (n) empleado en la elaboración de las franjas

Tabla 6.10

Resumen de resultados de tierras raras para el sistema Oligo-Mioceno de Chipispaya

Unidad	La <sub>N</sub>	La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	Eu/Eu*	Dy <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	Dy/Dy*
<b>S.U.</b>	57.75-92.70	8.47-15.71	0.74-1.04	0.93-1.28	0.40-0.58
<b>Challaviento</b>					
<b>Grupo Tacaza</b>	66.56-126.14	8.67-16.53	0.53-0.83	0.76-1.43	0.36-0.73
<b>Grupo Tacaza-Chipispaya</b>	60.85-68.38	8.58-11.47	0.79-0.92	1.14-1.50	0.54-0.77
<b>CH1</b>	70.21	11.88	1.04	1.09	0.51
<b>CH2</b>	52.13	8.31	0.95	0.96	0.50
<b>CH3</b>	65.04	17.66	1.2	0.84	0.35
<b>CH4</b>	55.47	17.18	1.15	1.13	0.47
<b>CH5</b>	67.17	14.48	1.08	0.81	0.35

Parte del análisis realizado aquí se realiza por el autor de esta tesis en Martínez *et al* (2017a), citando:

**La Superunidad Challaviento** se encuentra marcadamente menos enriquecida respecto al condrito que la Superunidad Yarabamba y el Grupo Tacaza, lo que indicaría un menor grado de diferenciación, sin embargo, la pendiente de  $La_N/Yb_N$  en general es mucho más pronunciada que para los magmas anteriormente mencionados, por lo que el menor enriquecimiento relativo debe ser debido a mezcla con magmas más primitivos. **El Grupo Tacaza** muestra un patrón general más enriquecido respecto al condrito que la Superunidad Challaviento pero una pendiente  $La_N/Yb_N$  menor, por lo que se encuentra menos diferenciada y la geometría de la franja sugiere un patrón lístrico, controlado por fraccionamiento de anfíbol en la fuente. La anomalía moderada de Eu indica fraccionamiento de feldespatos en reservorios de la corteza superior y que el fraccionamiento de anfíbol no fue intenso. Las muestras del Grupo Tacaza en el **entorno de Chipispaya** muestran un patrón lístrico y una anomalía de Eu moderada a débil, **señalando fraccionamiento de anfíbol más marcado** (Martínez *et al.*, 2017a).

**La muestra CH1** corresponde a un subvolcánico de edad probablemente Paleógena-Neógena en la base del sistema Chipispaya y presenta una pendiente de LREE moderada y un patrón lístrico, correspondiente a lo normal para el Grupo Tacaza, pero sin la anomalía negativa moderada de Eu, sino más bien una **anomalía positiva débil de Eu**, indicando nuevamente incremento del fraccionamiento de anfíbol en torno a este sistema.

**La muestra CH2** corresponde a un intrusivo asignado a la Superunidad Yarabamba, a manera de techo colgado. Presenta un patrón lístrico y una anomalía nula de Eu.

**Las muestras CH3, CH4 y CH5** corresponden al pórfido dacítico Chipispaya y por la similitud del patrón no se hará distinción entre ellas, salvo señalar que la muestra CH5 parece ser la menos diferenciada por la pendiente de HREE menos pronunciada respecto a las otras 2. La pendiente de LREE de estas muestras es moderadamente más pronunciada que la de la muestra CH1 y a la de las muestras del Grupo Tacaza en el entorno de Chipispaya. La pendiente de HREE es más pronunciada, indicando fraccionamiento de granate en la fuente.

Sin embargo, la geometría del patrón es diferente a la de los pórfidos Paleocenos, ya que las HREE tienden a horizontalizarse y, siendo que el anfíbol fracciona a las MREE y en menor grado a las HREE, se tiene que el fraccionamiento que se dio en la fuente de estos pórfidos fue de anfíbol principalmente y en menor grado de granate.

### **6.2.7 Diagramas Spider**

Los diagramas Spider como se mencionó en el Capítulo II, permiten observar otras diferencias adicionales al ser una versión extendida de los diagramas REE. En todos los casos las muestras han sido normalizadas al condrito de Thompson (1982), a partir de una recopilación de Nakamura (1974), De Laeter y Hosie (1978), Mason

(1979), Shima (1979) y Sun (1980). Los valores de Rb, K y P son de Sun (1980) para un manto indiferenciado, tal como se indicó en el Capítulo II.

### 6.2.7.1 Tía María-La Tapada

A continuación se desarrolla el diagrama Spider para todas las muestras correspondientes al arco magmático Jurásico en el sur del Perú, y las de Tía María-La Tapada.

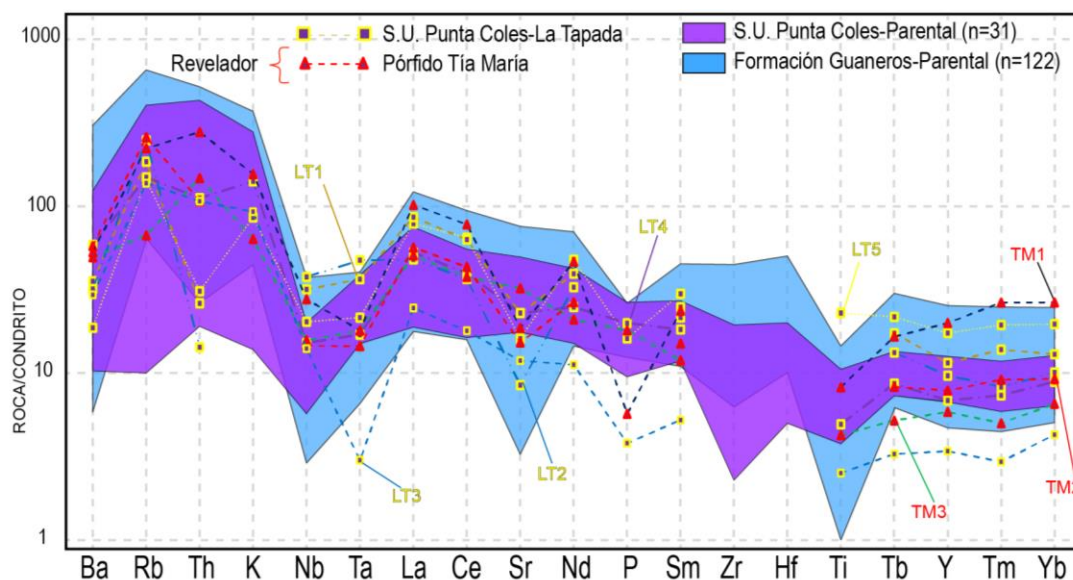


Figura 6.139 Diagrama Spider para el sistema Jurásico Tía María-La Tapada. Se indica el número de muestras (n) empleado en la elaboración de las franjas

**La Superunidad Punta Coles** muestra gran variabilidad en Ba, Rb, Th y K (litófilos), siendo el Th el más inmóvil del grupo. Los valores llegan a ser muy bajos, lo que señala que algunas rocas de Punta Coles son muy poco diferenciadas. La anomalía negativa de Nb, asociada a magmatismo de arco (Rudnick, 2004) es moderadamente pronunciada, indicando un magmatismo de arco primitivo Martínez

*et al.*, 2017a). La pendiente del Nb hacia el Ta es moderadamente pronunciada. No hay anomalía negativa de Sr, lo que indica que no hay fraccionamiento de plagioclasas en la fuente. La anomalía negativa de P, también característica de magmatismo de arco, es muy débil y junto con la débil anomalía de Ti reafirma el **carácter de arco primitivo**. La pendiente Zr-Hf es débil. La Formación Guaneros presenta un patrón similar a Punta Coles, salvo las diferencias señaladas en los diagramas REE y adicionalmente aquí anomalías negativas acentuadas de Nb y Ti, señal que es un magmatismo de arco más diferenciado. La anomalía negativa de Sr indica fraccionamiento de plagioclasas.

**La muestra TM1** presenta un patrón similar a las rocas más diferenciadas de Punta Coles, salvo que en este caso el ratio  $Nb_N/Ta_N$  es invertido respecto a la Superunidad Punta Coles. La anomalía negativa de Sr indica fraccionamiento de plagioclasas y como se indicó anteriormente, esto implica que el fraccionamiento de anfíbol es mínimo. La anomalía negativa de P más acentuada señala que el **carácter de magmatismo de arco aumenta para este pórfido**, o también puede señalar fraccionamiento de apatito. Los valores de Zr y Hf están ausentes debido a que no se solicitaron para los análisis. La anomalía negativa de Ti es moderadamente acentuada, pudiendo deberse a evolución de la característica de magmatismo de arco o a fraccionamiento de minerales de Ti tales como la esfena, rutilo. El comportamiento de las HREE fue descrito en los diagramas REE.

**La muestra TM2** presenta un empobrecimiento en Th respecto a la muestra TM1, pudiéndose deber a fraccionamiento de zircones. Se carece de valores de K, P y

Ti ya que no se realizaron análisis de elementos mayores para esta muestra. El ratio  $Nb_N/Ta_N$  es subhorizontal, ligeramente invertido respecto a la Superunidad Punta Coles y a la Formación Guaneros. La anomalía de Sr es moderada, indicando fraccionamiento de plagioclasas en la fuente. El comportamiento de las HREE fue descrito en los diagramas REE.

**La muestra TM3** presenta un empobrecimiento en litófilos pero un enriquecimiento en Th, pudiendo ser indicador esto de mezcla con magmas más primitivos y de escaso fraccionamiento de zircones. El ratio  $Nb_N/Ta_N$  no es invertido respecto a la Superunidad Punta Coles y a la Formación Guaneros, pero sí es marcadamente subhorizontal en contraste con Punta Coles y Guaneros. La anomalía positiva débil de Sr indica nulo fraccionamiento de plagioclasas en la fuente, lo que refuerza la idea de proveniencia del magma de un reservorio en profundidad. La nula anomalía de P indica que la muestra es de un magma de arco primitivo, así como también la débil anomalía negativa de Ti. El comportamiento de las HREE fue descrito en los diagramas REE.

**La muestra LT1** presenta un marcado empobrecimiento en Th, lo que puede señalar fraccionamiento de zircones. El ratio  $Nb_N/Ta_N$  no se encuentra invertido respecto a Punta Coles y Guaneros pero es marcadamente subhorizontal. La anomalía negativa moderada de Sr señala fraccionamiento de plagioclasas.

**La muestra LT2** muestra un empobrecimiento en Th aún más marcado que la muestra LT1. El ratio  $Nb_N/Ta_N$  se encuentra invertido respecto a Punta Coles y

Guaneros. La anomalía negativa acentuada de Sr indica fraccionamiento de plagioclasas.

**La muestra LT3** no presenta anomalía negativa de Th. El ratio  $Nb_N/Ta_N$  se encuentra marcadamente invertido respecto a Punta Coles y Guaneros. La anomalía negativa de Sr es débil así como las de P y Ti.

**La muestra LT4** muestra una moderada anomalía negativa de Th, un ratio  $Nb_N/Ta_N$  invertido respecto a Punta Coles y Guaneros pero de pendiente moderada, una débil anomalía negativa de Sr, nula anomalía de P y moderada anomalía negativa de Ti.

**La muestra LT5** muestra una marcada anomalía negativa de Th, un ratio  $Nb_N/Ta_N$  invertido respecto a Punta Coles y Guaneros pero de pendiente moderada, una moderada anomalía negativa de Sr, una moderada anomalía negativa de P y nula anomalía de Ti.

#### **6.2.7.2 Los Calatos**

A continuación se desarrolla el diagrama Spider para todas las muestras correspondientes al arco magmático Paleoceno en el sur del Perú, Los Calatos, Cuajone, Quellaveco y Toquepala.

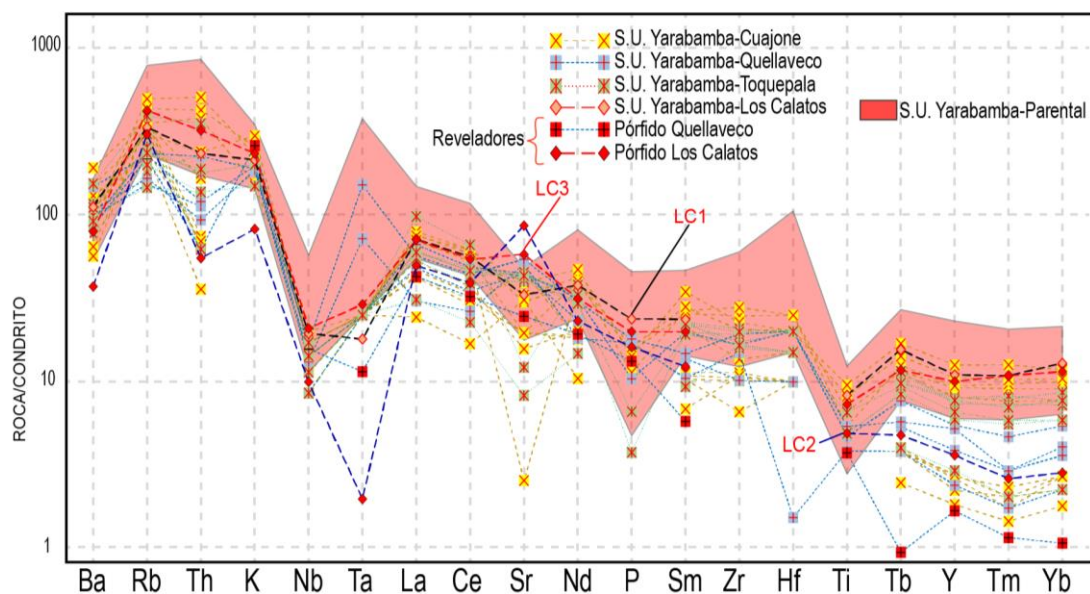


Figura 6.140 Diagrama Spider para el sistema Paleoceno de Los Calatos. Se muestran también los patrones de REE para los sistemas de Cuajone, Quellaveco y Toquepala. Se indica el número de muestras (n) empleado en la elaboración de la franja

**La Superunidad Yarabamba** muestra enriquecimiento y diferenciación en litófilos y ausencia de anomalía negativa de Th. La anomalía negativa de Ba ligeramente más pronunciada que el sistema Jurásico indica fraccionamiento de feldespatos potásicos.

El ratio  $Nb_N/Ta_N$  es negativo al igual que el sistema Jurásico de Punta Coles-Guaneros, siendo la anomalía negativa de Nb más acentuada, lo cual, junto con la anomalía negativa de P y Ti indica características de magmatismo de arco más evolucionado que el Jurásico. Las muestras de la Superunidad Yarabamba en Cuajone muestran en su mayoría anomalías negativas de Th, menor anomalía negativa de Ba, indicando menor fraccionamiento de feldespatos potásicos, un ratio  $Nb_N/Ta_N$  menor que 1 pero subhorizontal, débiles anomalías negativas de Sr excepto por una muestra, una moderada anomalía negativa de P, un ratio  $Zr_N/Hf_N$  cercano a 1, una anomalía



negativa moderada de Ti similar a Yarabamba a nivel regional. Las muestras de la Superunidad Yarabamba en Quellaveco muestran igualmente anomalías negativas de Th, igualmente menor anomalía negativa de Ba, un ratio  $Nb_N/Ta_N$  es similar a Yarabamba a nivel regional, la anomalía negativa de Sr indica nulo fraccionamiento de plagioclasas para la mayoría de muestras. Débil anomalía de P y moderada anomalía de Ti, indicando características de un magmatismo de arco más primitivo. El ratio  $Zr_N/Hf_N$  se encuentra invertido para una muestra.

**El pórfido Quellaveco** muestra igualmente una marcada anomalía negativa de Th, lo que puede deberse a fraccionamiento de zircones. Muestra también un ratio  $Nb_N/Ta_N$  menor que 1, una nula anomalía de Sr, nula anomalía de P y Ti. Las muestras de la Superunidad Yarabamba en Toquepala muestran rangos variables de Th, un ratio  $Nb_N/Ta_N$  menor que 1 pero de pendiente menos pronunciada, anomalías positivas de Sr salvo una muestra, anomalías negativas moderadas de P y Ti.

**La muestra LC1** presenta una débil anomalía negativa de Th, un ratio  $Nb_N/Ta_N$  mayor que 1 ligeramente subhorizontal, a diferencia de Yarabamba a nivel regional. Débil anomalía de Sr, indicando débil fraccionamiento de plagioclasas en la fuente. La débil anomalía de P indica magmatismo de arco primitivo junto con la moderada anomalía negativa de Ti, la cual puede deber su valor a fraccionamiento de fases de Ti en la fuente.

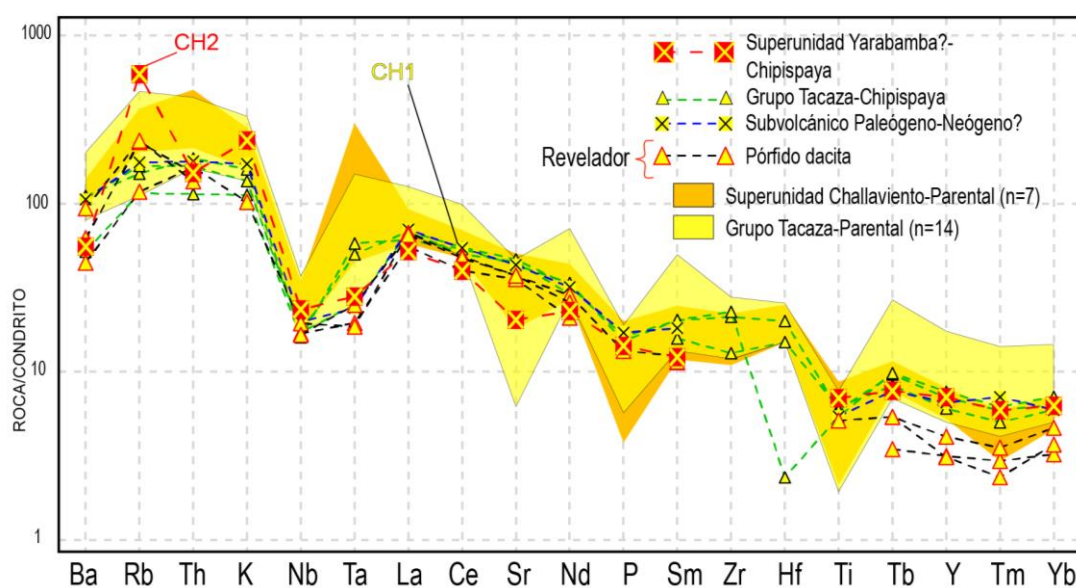
**La muestra LC2** muestra marcada anomalía negativa de Th, un ratio  $Nb_N/Ta_N$  mayor que 1 y de marcada pendiente, una marcada anomalía positiva de Sr,

indicando nulo fraccionamiento de plagioclasas en la fuente. Una nula anomalía de P y Ti indica que proviene de un magmatismo primitivo.

**La muestra LC3** no presenta anomalía negativa de Th, un ratio  $Nb_N/Ta_N$  menor que 1, una nula anomalía de Sr, nula anomalía negativa de P y moderada anomalía de Ti, al igual que la muestra LC1.

### 6.2.7.3 Chipispaya

A continuación se desarrolla el diagrama Spider para todas las muestras correspondientes al arco magmático Oligo-Mioceno y aquellas del pórfido Chipispaya.



*Figura 6.141* Diagrama Spider para el sistema Oligo-Mioceno de Chipispaya. Se indica el número de muestras (n) empleado en la elaboración de las franjas

La Superunidad Challaviento muestra anomalías positivas de Th y el ratio  $Nb_N/Ta_N$  es menor que 1 de pendiente pronunciada, la anomalía de Sr es nula a débil,

sugiriendo escaso fraccionamiento de plagioclasas. Las anomalías negativas acentuadas de P y Ti indican un magmatismo de arco diferenciado. El Grupo Tacaza muestra valores ligeramente menos diferenciados en Ba, Th respecto a Challaviento. El ratio  $Nb_N/Ta_N$  es menor que 1 de pendiente menos pronunciada que Challaviento. La anomalía negativa de Sr es acentuada, lo que indica fraccionamiento de plagioclasas. La anomalía negativa de P es menos acentuada que para Challaviento y la de Ti es similar. Las muestras del Grupo Tacaza en el entorno de Chipispaya se encuentran marcadamente menos enriquecidas en litófilos

**La muestra CH1** es marcadamente menos enriquecida en litófilos, al igual que las muestras del Grupo Tacaza en el entorno de Chipispaya. Presenta un ratio  $Nb_N/Ta_N$  que tiende a 1, nula anomalía de Sr, débiles anomalías de P y Ti, lo que indica posible mezcla con un magma primitivo.

**La muestra CH2** muestra una anomalía moderada de Th, aunque puede deberse debido a que el Rb y K adyacentes se encuentran anómalamente enriquecidos por efectos de alteración potásica y las biotitas enriquecen a la muestra especialmente en Rb ya que el Kd del Rb para la biotita tiene valores entre 5.27 y 9.26 (Ewart y Griffin, 1994). El ratio  $Nb_N/Ta_N$  es menor que 1 de pendiente poco pronunciada. La anomalía negativa de Sr es débil.

**Las muestras CH3, CH4 y CH5** (triángulos amarillos de borde rojo) no presentan diferencias significativas entre sí. Se caracterizan por una débil anomalía negativa de Th, un ratio  $Nb_N/Ta_N$  ligeramente menor que 1. Anomalía de Sr

ligeramente positiva, indicando nulo fraccionamiento de plagioclasas. La anomalía de P y Ti es débil y al igual que para el resto de sistemas porfiríticos parece indicar proveniencia de un magma primitivo.

## CAPÍTULO VII

### ANÁLISIS DE RESULTADOS Y CONTRASTACIÓN DE HIPÓTESIS

De los diagramas realizados en la caracterización litogeoquímica, especialmente los diagramas REE y Spider, se identifican parámetros distintivos en la mayoría de casos para los sistemas porfiríticos tales como: ratio  $Nb_N/Ta_N$  en torno a 1 y en casos mayor a 1, ratios anomalías negativas de Th,  $La_N/Yb_N$  altos para los sistemas Paleocenos, anomalías nulas o positivas de  $Eu/Eu^*$ , Sr, anomalías negativas débiles o nulas de  $P_2O_5$ ,  $TiO_2$ , entre otros parámetros. Para observar mejor la variación conjunta de estos parámetros se emplearán diagramas bivariantes, mediante los cuales se identificarán tendencias de significado petrogenético y se identificarán características fundamentadas en la petrografía de cada muestra. De las características litogeoquímicas que se observarán, se indica a su vez la comparación con las características petromineralógicas, a fin de sustentar los parámetros litogeoquímicos observados.

#### 7.1 Interpretación del parámetro litogeoquímico $Nb_N/Ta_N$

A continuación se desarrolla el parámetro  $Nb_N/Ta_N$  vs  $Nb_N$ , y se procede a realizar las interpretaciones de los resultados obtenidos.

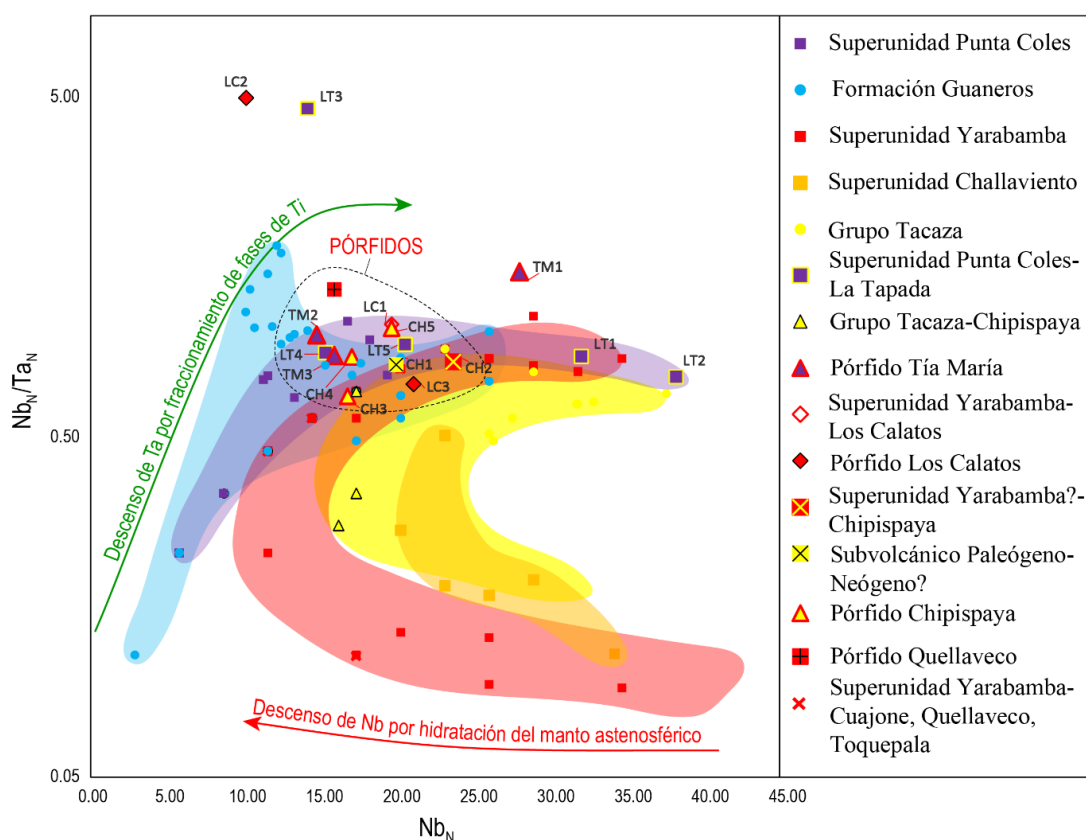


Figura 7.1  $Nb_N/Ta_N$  vs  $Nb_N$  para todas las muestras analizadas en el presente trabajo. Obsérvese el agrupamiento de las muestras relacionadas a pórfidos en torno a valores de  $Nb_N/Ta_N$  cercanos a 1

En la Figura 7.1 se observa cómo las muestras de las diversas unidades ígneas siguen un descenso de  $Nb_N$  a un ratio relativamente bajo (pero relativamente constante para cada sistema) de  $Nb_N/Ta_N$ .

### 7.1.1 Tía María

Para el arco magmático Jurásico, se tiene que tanto la Superunidad Punta Coles como la Formación Guaneros presentan un ratio  $Nb_N/Ta_N$  que asciende desde valores muy bajos hasta valores superiores a 0.5, siendo el valor de  $Nb_N$  inicialmente bajo y posteriormente incrementándose en torno a los pórfidos Tía María-La Tapada. Las muestras de **Tía María** (muestras TM) corresponden a pórfidos y se agrupan junto

con las demás de los sistemas de Los Calatos, Quellaveco y Chipispaya, salvo la muestra TM1. Para analizar el porqué del comportamiento geoquímico de la muestra TM1, se ven las características petrográficas determinadas en el Capítulo VI: corresponde a un pórfido dacítico con alteración pervasiva de cuarzo-sericita y presenta abundantes moldes de horblendas reemplazados totalmente por rutilo, así como cantidades accesorias de zircón y esfena. **El origen de este rutilo es asumido como originado por exceso de  $TiO_2$  en el fundido** el cual reemplazó a los máficos preexistentes. Este exceso de  $TiO_2$  puede provenir de fusión de minerales de Ti preexistentes (Udubasa, 1982) los cuales pueden ser aquellos de la etapa tardía del metasomatismo de la cuña astenosférica los cuales, con el aumento de fraccionamiento de Ti y formación de fases minerales de Ti, pueden empezar a fundir. Por esta razón, este parámetro puede ser un primer indicador que la **muestra TM1 se trata de un pórfido tardío.**

### 7.1.2 La Tapada

Para el caso de **La Tapada** (muestras LT), no se tienen muestras de pórfidos, sino más bien de rocas intrusivas del yacimiento asignadas a la Superunidad Punta Coles, el intrusivo parental. Las muestras **LT1 y LT2 muestran**, como se esperaba dada su petrografía casi idéntica, un comportamiento geoquímico muy similar entre sí. Estos valores para un intrusivo, acorde con lo mencionado respecto al  $Nb_N$  y  $Ta_N$ , indican un **magma primitivo**, dado el alto valor de  $Nb_N$ . El ratio  $Nb_N/Ta_N$  en este caso puede deberse a la progresión del metasomatismo, pero en este caso también debido al alto valor de  $Nb_N$ . La presencia de rutilo como reemplazamiento parcial y, en casos, total de los máficos en las muestras LT1 y LT2 (Figuras 6.54 y 6.66) hace que la

propuesta de la progresión del metasomatismo para este caso no deje de ser válida. Dado que el reemplazamiento de los máficos por rutilo no es pervasivo, **estas muestras se encuentran**, según la secuencia de eventos analizada, **en el estadio más favorable para generar mineralización. La muestra LT3** sale completamente del rango de las muestras mostradas en la Figura 7.1 para pórfidos y además diverge de las muestras LT1 y LT2. Este aumento desmedido del ratio  $Nb_N/Ta_N$  hasta valores cercanos a 5 sugiere un estado tardío de metasomatismo del manto astenosférico como se sugirió en 2.4.2.6.1. Petrográficamente esta muestra, de la Figura 6.66, muestra una fuerte silicificación y escasos anfíboles reemplazados totalmente por rutilo y en casos, por apatito. Esta muestra puede deberse a un **magmatismo postmineralización** en La Tapada. Las muestras **LT4 y LT5** poseen valores de  $Nb_N$  y ratio  $Nb_N/Ta_N$  próximo a 1 por lo que, como se dedujo anteriormente, estos parámetros sugieren el estadio más favorable para muestras de pórfidos, pero al ser estas rocas intrusivas estas características **pueden ser precursoras de mineralización.**

### 7.1.3 Los Calatos

**Para el sistema Paleoceno**, se tiene que la **Superunidad Yarabamba** muestra valores de  $Nb_N/Ta_N$  bajos (menores a 0.5), lo que es indicador de **magmatismo de arco y de intensa deshidratación del slab**, pero aún no lo suficiente para generar metasomatismo y fases de Ti en el manto como se señaló anteriormente, dado el bajo ratio  $Nb_N/Ta_N$ . Sin embargo se ve que **para los pórfidos Paleocenos** Cuajone, Quellaveco, Toquepala y Los Calatos **los valores  $Nb_N/Ta_N$  aumentan**, así como se observa para el sistema Jurásico.



Las muestra del pórfido Quellaveco y las **muestras LC1 y LC2 de Los Calatos** se agrupan en torno a valores de  $Nb_N/Ta_N$  cercanos a 1 y valores relativamente bajos de  $Nb_N$ , lo que es considerado según dada la propuesta dada aquí **como las condiciones más favorables** debido a la gran cantidad de fluidos inyectados al manto astenosférico. La **muestra LC3** sin embargo presenta un valor  $Nb_N/Ta_N$  muy alto, cercano a 5, por lo que, **de la petrografía dada** en la Figura 6.87, en la que se observa **reemplazamiento pervasivo de los anfíboles por rutilo** siguiendo el clivaje de los anfíboles preexistentes, se plantea nuevamente la hipótesis del metasomatismo intenso del slab el cual generó **excesivo fraccionamiento de fases de Ti, hasta que finalmente estas fases minerales de Ti funden** inyectando Ti al magma que, luego que los anfíboles liberen el agua y los volátiles que contienen, reemplaza totalmente a los moldes de anfíboles preexistentes.

#### 7.1.4 Chipispaya

**La Superunidad Challaviento** no presenta valores de  $Nb_N$  tan bajos como el sistema Jurásico y Paleoceno (**no hubo intensa transferencia de fluidos acuosos desde el slab hacia el manto**) y, además, no alcanza los valores de  $Nb_N/Ta_N$  cercanos a 1 tal como los anteriores sistemas porfíricos, por lo que se deduce que **este magmatismo difícilmente generó mineralización** ya que sus magmas, por los parámetros mencionados, no se encuentran lo suficientemente hidratados.

**El Grupo Tacaza** muestra un comportamiento similar a Yarabamba pero sin valores de  $Nb_N/Ta_N$  tan bajos, por lo que este sistema a diferencia del magmatismo previo de Challaviento, se encuentra **marcadamente más hidratado**. Las muestras

del Grupo Tacaza en el entorno de Chipispaya (triángulos amarillos de borde negro) siguen la tendencia ascendente en el ratio  $Nb_N/Ta_N$  para los valores más bajos de  $Nb_N$  del Grupo Tacaza.

Las muestras del subvolcánico en Chipispaya (**CH1**) y las muestras del pórfido Chipispaya (muestras **CH3**, **CH4** y **CH5**) se encuentran en el grupo delimitado para las muestras en el **estado preciso de metasomatismo de la cuña mantélica para generar magmatismo fértil**. La muestra **CH2**, asignada a la Superunidad Yarabamba a manera de techo colgado, cae también en este grupo, pero esto no es anómalo para las muestras de Yarabamba.

## 7.2 Interpretación del parámetro litogeoquímico Th/Yb

A continuación se desarrolla el parámetro Th/Yb vs  $Nb_N/Ta_N$  y se procede a realizar interpretaciones de los resultados obtenidos.

Se observa de la Figura 7.2 que el metasomatismo de la cuña astenosférica tiende a disminuir con el tiempo, a su vez que el fraccionamiento y contaminación cortical aumentan hasta llegar al magmatismo Challaviento. Al llegar al Mioceno, ocurre un retroceso en la diferenciación y un aumento en el metasomatismo de la cuña astenosférica.

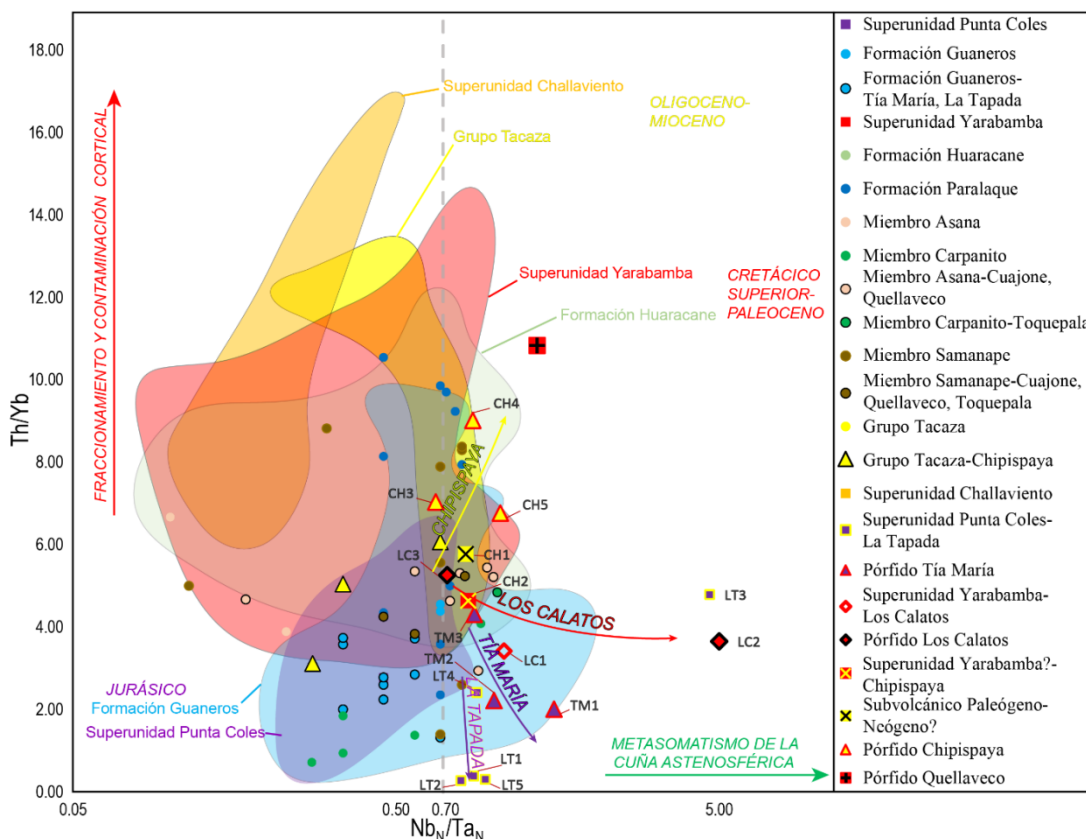


Figura 7.2 Th/Yb vs  $Nb_N/Ta_N$  para todos los sistemas porfíricos del presente estudio. Se indican las tendencias seguidas por cada sistema

### 7.2.1 Tía María

Para el sistema Jurásico, se tiene que la **Superunidad Punta Coles** presenta poco control del parámetro Th/Yb, lo que indica que se encuentra **poco contaminada y/o diferenciada**. El parámetro  $Nb_N/Ta_N$  indica que el metasomatismo de la cuña astenosférica fue lo que controló este magmatismo. La **Formación Guaneros** presenta características similares pero presenta mayor dispersión en la data y, además, presenta mayor control del parámetro Th/Yb, lo que señala que parte de **este volcanismo se diferenció más que Punta Coles** o que sufrió contaminación con materiales de corteza más diferenciados. Las muestras de pórfidos de **Tía María** (muestras TM) presentan una tendencia hacia el **metasomatismo de la cuña astenosférica**, y debido

al descenso del ratio Th/Yb puede interpretarse un menor grado de diferenciación pero este hecho es poco probable debido a que estos pórfidos provienen de diferenciación de intrusivos y deberían mostrar mayor grado de diferenciación. Por ello, se puede indicar que el descenso en el ratio Th/Yb puede deberse a **contaminación con magmas primitivos**, los cuales hacen que descienda el Th en proporción. El fraccionamiento de zircones es otro parámetro que puede generar el descenso del Th pero de las Figuras 6.18, 6.28 y 6.40 se tiene que no ha habido mayor precipitación de zircones y que, en general, estas muestras no se encuentran altamente diferenciadas (hecho que hace que este pórfido sea sustancialmente distinto a los pórfidos Paleocenos).

### 7.2.2 La Tapada

Para La Tapada se observa una marcada tendencia a **valores de Th/Yb extremadamente bajos**, y siendo estas muestras poco diferenciadas con ratios  $La_N/Yb_N < 10$ , deducimos que estas muestras provienen de **magmas poco contaminados y poco diferenciados**. Esto puede ser debido a ascenso del magma por intersección de sistemas de fallas corticales, tales como las fallas antiandinas (paralelas al río Tambo) y andinas que se encuentran en el depósito (Martínez *et al.*, 2017a). La influencia del parámetro  $Nb_N/Ta_N$  en la muestra LT3 ya fue discutida anteriormente. Las muestras con mayor grado de diferenciación y/o contaminación cortical son las muestras LT4 y LT3.

### 7.2.3 Los Calatos

Para el sistema Paleoceno, se incluye el Grupo Toquepala en este gráfico, con el propósito de observar la tendencia de diferenciación del volcanismo Cretácico superior-Paleoceno, en comparación con el Jurásico. Se tiene el Grupo Toquepala inferior (Formaciones Huaracane y Paralaque). La Formación Huaracane muestra un grado de diferenciación y/o contaminación cortical variable, pero notablemente superior al volcanismo Guaneros en cuanto a diferenciación y/o contaminación cortical y mostrando también menor grado de metasomatismo de la cuña astenosférica. La Formación Paralaque presenta al igual que Huaracane un parámetro Th/Yb mayor al Jurásico, pero un ratio  $Nb_N/Ta_N$  más restringido y con valores en torno a 0.7. Para los miembros de la Formación Quellaveco (Grupo Toquepala superior) se tiene que el Miembro Asana presenta un bajo grado de metasomatismo de la cuña astenosférica, pero en el entorno de Cuajone y Quellaveco las muestras de Asana se aproximan a un valor de  $Nb_N/Ta_N$  en torno a 0.7. Sucede lo mismo para el Miembro Carpanito y el Miembro Samanape en Quellaveco. En general para la Formación Quellaveco se tienen menores ratios Th/Yb que para el Grupo Toquepala inferior, indicando magmas menos diferenciados y/o contaminados. **La Superunidad Yarabamba muestra, en comparación con la Superunidad Punta Coles, ratios Th/Yb mayores y ratios  $Nb_N/Ta_N$  ligeramente menores.** Para las muestras de pórfidos sin embargo, tales como las del pórfido Quellaveco o las del pórfido Los Calatos (muestras LC3 y LC3) muestran **valores de  $Nb_N/Ta_N$  superiores a 0.7.** La muestra LC1 correspondiente a la Superunidad Yarabamba en Los Calatos muestra también un valor superior a 0.7. **El pórfido Quellaveco se distingue del pórfido Los Calatos en el parámetro Th/Yb.** Del diagrama REE se observa que el  $Yb_N$  es mucho menor para el pórfido Quellaveco,

siendo el fraccionamiento de granate, más que la diferenciación y/o contaminación cortical, lo que distingue a esta muestra del pórfido Quellaveco de las del pórfido Los Calatos.

#### 7.2.4 Chipispaya

La **superunidad Challaviento** muestra una mayor influencia de la contaminación cortical y/o diferenciación y una **mínima influencia del metasomatismo de la cuña astenosférica**, generando magmas secos. El Grupo Tacaza muestra un descenso en el parámetro Th/Yb y un incremento en el parámetro  $Nb_N/Ta_N$  respecto al magmatismo Challaviento. **Las muestras del Tacaza en el entorno de Chipispaya muestran un descenso moderado en  $Nb_N/Ta_N$  en algunos casos y valores bajos de Th/Yb igualmente.** El subvolcánico Paleógeno-Neógeno en la base del pórfido Chipispaya se relaciona a **los valores más bajos de Th/Yb de Tacaza y a un valor de  $Nb_N/Ta_N$  superior a 0.7.** El pórfido Chipispaya (muestras CH) presentan valores intermedios de Th/Yb y valores de  $Nb_N/Ta_N$  superiores a 0.7

#### 7.3 Interpretación del parámetro litogeoquímico U/Th

A continuación se desarrolla el parámetro U/Th vs Th y se procede a realizar interpretaciones de los resultados obtenidos.

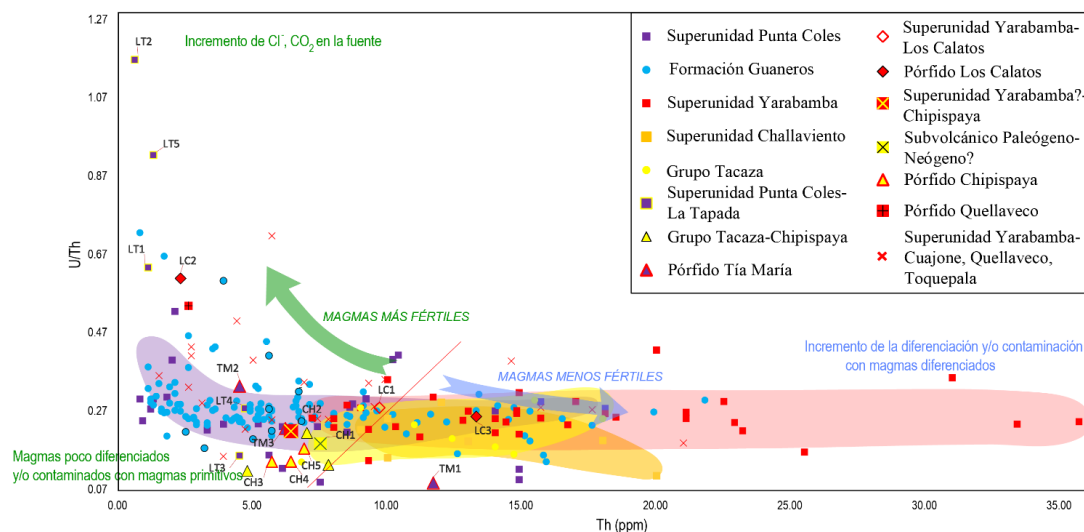


Figura 7.3 Diagrama U/Th vs Th para los sistemas Jurásico (Punta Coles, Guaneros), Paleoceno (Yarabamba) y Oligo-Mioceno (Challaviento-Tacaza)

Es destacable que las muestras relacionadas a pórfidos se encuentran agrupadas **en torno a valores bajos de Th** y a valores intermedios-altos de U/Th (aproximadamente superiores a 0.27).

### 7.3.1 Tía María-La Tapada

Se observa que la Superunidad Punta Coles muestra valores U/Th relativamente constantes para los valores más altos de Th, pero presenta **un incremento del ratio U/Th hacia los valores más bajos de Th**, indicando esto contaminación y las muestras de La Tapada presentan **valores anómalamente altos de U/Th** respecto a otras muestras de Punta Coles con los mismos valores de Th, lo que **sugiere que en La Tapada hubo un influjo de magmas y fluidos enriquecidos en volátiles tales como Cl<sup>-</sup> y CO<sub>2</sub>**, siendo el Cl<sup>-</sup> capaz de acomplejar al Au y distinguiéndose de esta manera del pórfido Tía María. La mayoría de muestras de la Formación Guaneros presentan igualmente valores bajos de Th y valores

moderadamente altos de U/Th, incluyendo aquellas muestras en los alrededores de Tía María-La Tapada. El pórfido Tía María presenta valores bajos de Th y valores relativamente normales de U/Th respecto a Punta Coles, **excepto la muestra TM1, la cual según lo interpretado de las Figuras 7.1 y 7.2, sería una muestra de pórfido tardío, estéril** y de un avanzado metasomatismo de la cuña astenosférica.

### 7.3.2 Los Calatos

La **superunidad Yarabamba muestra un amplio rango de diferenciación** representado por el Th, superior que para cualquier otra unidad, sin embargo las muestras de la Superunidad Yarabamba asociadas a **magmas fértiles** se encuentran relacionadas a los **valores más bajos de Th y a valores altos de U/Th**, indicando similarmente al Jurásico un incremento de volátiles en los magmas de estos sistemas porfiríticos (Cuajone, Quellaveco, Toquepala, Los Calatos). La muestra LC1 correspondiente a la Superunidad Yarabamba en Los Calatos se encuentra dentro de lo mencionado, al igual que la muestra LC2, la cual muestra un valor U/Th especialmente pronunciado, **mientras que la muestra LC3 presenta un valor fuera del grupo delimitado para magmas fértiles**, tal como un valor de Th superior a 10 ppm. **Esto coincide con las Figuras 6.66 y 6.67** en las que se concluyó que esta muestra corresponde a un pórfido menos fértil, tal vez un pórfido tardío.

### 7.3.3 Chipispaya

La **superunidad Challaviento no muestra valores que alcancen el límite establecido para magmas fértiles**, lo que concuerda con las Figuras 7.1 y 7.2 en las que se menciona que el grado de metasomatismo y por ende de hidratación de la cuña



astenosférica no fue suficiente como para generar depósitos importantes. **El Grupo Tacaza** muestra una tendencia de diferenciación relativamente constante sin llegar a valores altos de Th, mientras que **en el entorno de Chipispaya muestra sus valores más bajos de Th**. El subvolcánico Paleógeno-Neógeno muestra igualmente relación a los valores más bajos de Tacaza, mientras que el **pórfido Chipispaya (muestras CH) muestra valores de Th especialmente bajos**, así como un **descenso en los valores de U/Th, lo que sugiere mezcla con magmas más primitivos y pocos volátiles**. El fraccionamiento de zircones para estas muestras es mayor que en los casos anteriores, siendo posiblemente esto factor para el descenso en el ratio U/Th y en los valores de Th.

#### **7.4 Interpretación de los parámetros litogeoquímicos Eu/Eu\* y Sr/Ba**

A continuación se desarrolla el parámetro Sr/Ba vs Eu/Eu\* y se procede a realizar interpretaciones de los resultados obtenidos.

##### **7.4.1 Tía María**

De la Figura 7.4, se tiene que en las unidades ígneas regionales jurásicas, hay un predominio de fraccionamiento de feldespato potásico para la Superunidad Punta Coles, mientras que para el volcanismo Guaneros predomina el fraccionamiento de plagioclasas. La **muestra TM1 correspondiente a un pórfido tardío** de Tía María, presenta fraccionamiento de plagioclasas marcado, correspondiendo a un magma más seco. La **muestra TM2** se encuentra menos controlada por el fraccionamiento de plagioclasas **y relativamente más hidratada** que la muestra TM1, siendo ya en parte influenciada por el fraccionamiento de anfíbol, mientras que la **muestra TM3** se

encuentra marcadamente controlada por el **fraccionamiento de anfíbol**, tal como se observa en la Figura 6.3 y además en las Figuras 6.34 y 6.36.

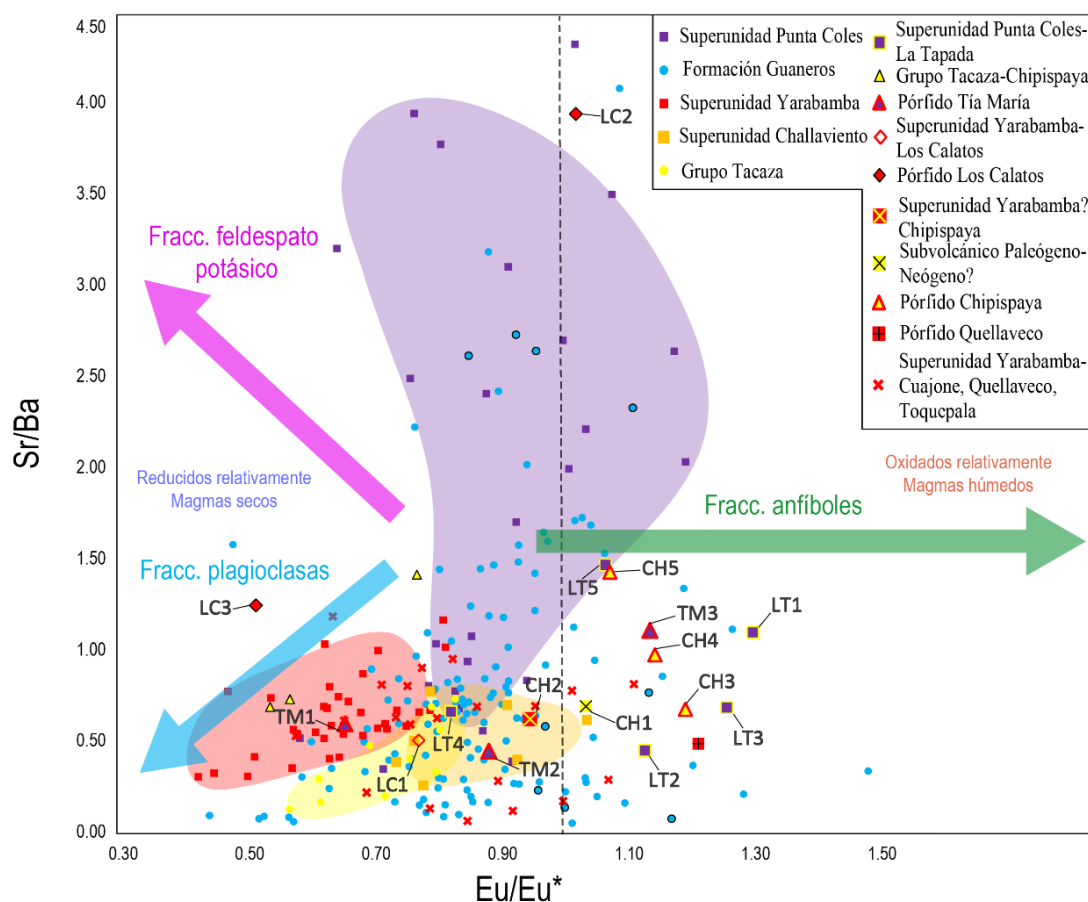


Figura 7.4 Diagrama Sr/Ba vs Eu/Eu\* para los sistemas Jurásico (Punta Coles, Guaneros), Paleoceno (Yarabamba) y Oligo-Mioceno (Challaviento-Tacaza)

#### 7.4.2 La Tapada

Las muestras **LT1** y **LT2** correspondientes a La Tapada, analizadas anteriormente como provenientes de magmas más hidratados producto de metasomatismo intenso de la cuña astenosférica valorado por el parámetro  $Nb_N/Ta_N$  (Figura 7.1), se muestran aquí controladas por **fraccionamiento de anfíbol**, reafirmando provenir de **magmas hidratados** y con potencial de movilizar volátiles

y metales. La **muestra LT3** muestra igualmente una anomalía positiva de Eu, pero anteriormente analizada por el parámetro  $Nb_N/Ta_N$  se interpretó que correspondía a un **magma tardío en el sistema**. La muestra **LT5** muestra igualmente control de **fraccionamiento de anfíbol** mientras que la muestra **LT4** muestra control de fraccionamiento **de plagioclasas y parcialmente de anfíboles**.

#### 7.4.3 Los Calatos

La superunidad Yarabamba muestra claramente control de fraccionamiento de plagioclasas, así como valores de  $Eu/Eu^*$  menores que para los magmas Jurásicos, encontrándose relativamente más secos que estos. Las muestras de la **Superunidad Yarabamba en los pórfidos** Cuajone, Quellaveco, Toquepala y Los Calatos (muestra LC1) presentan **valores de  $Eu/Eu^*$  progresivamente superiores a la Superunidad Yarabamba a nivel regional** (Martínez *et al.*, 2017a), mientras que las muestra del pórfido Los Calatos (LC2) y Quellaveco presentan valores de  $Eu/Eu^* > 1$ , indicando magmas **altamente hidratados y oxidados**. El pórfido LC2 aparentemente presenta un control marcado de fraccionamiento de feldespatos potásicos aunque esto es difícilmente observable en la sección delgada.

#### 7.4.4 Chipispaya

La superunidad Challaviento muestra control de fraccionamiento de plagioclasas y una anomalía negativa débil de Eu, sugiriendo esto que se encontraría relativamente más hidratada que Yarabamba; sin embargo, **el fraccionamiento de granate puede compensar a una anomalía negativa de Eu hasta convertirse en una anomalía débil o nula** (Figuras 2.6, 2.7 y 2.8) y como se vio en los diagramas

REE , la Superunidad Challaviento se encuentra controlada por fraccionamiento de granate en la fuente, por lo que **la débil anomalía de Eu no corresponde en este caso a un magma relativamente más hidratado que Yarabamba** (Martínez *et al.*, 2017a). El Grupo Tacaza muestra también valores de hidratación (indirectamente indicados por la anomalía de Eu) ligeramente superiores a Yarabamba, además, se tiene que el Grupo Tacaza se ve controlado por fraccionamiento de anfíbol. El Grupo Tacaza en el entorno de Chipispaya no varía el valor de  $Eu/Eu^*$  respecto al Grupo Tacaza a nivel regional, pero muestra un aparente control mayor del fraccionamiento de feldespato potásico, lo mismo que sucede para la muestra del subvolcánico Paleógeno-Neógeno en la base del sistema porfirítico (muestra CH1), además de presentar una anomalía positiva de Eu. **Las muestras de Chipispaya muestran valores de  $Eu/Eu$  superiores inclusive a la muestra CH1**, y el incremento en el parámetro Sr/Ba, al no ser marcado como en el caso de la Superunidad Punta Coles, puede sugerir la supresión de fraccionamiento de plagioclasa y un débil fraccionamiento de feldespato potásico.

\*Un diagrama adicional para identificar magmas relativamente oxidados y reducidos (serie magnetita e ilmenita respectivamente, de Ishihara *et al.* 1979) fue dado por Lang y Baker (2001):

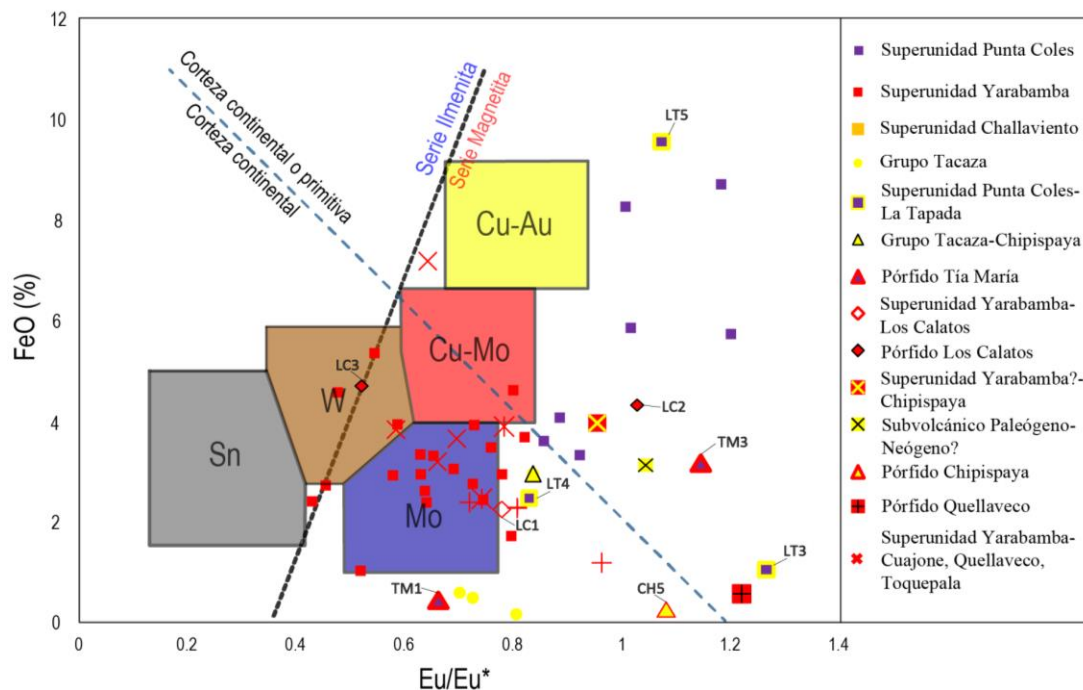


Figura 7.5 Diagrama FeO (%) vs Eu/Eu\* para las rocas ígneas relacionadas a los pórfidos Tía María-La Tapada, Los Calatos y Chipispaya  
\*Modificado de Lang y Baker (2001).

De la Figura 7.5, se tiene que la **superunidad Punta Coles muestra una marcada afinidad al Cu-Au**, así como estar caracterizada como un magmatismo de corteza más primitiva que Yarabamba, mientras que la **superunidad Yarabamba muestra una marcada afinidad al Cu-Mo** (Martínez *et al.*, 2017). Ambas corresponden a la serie magnetita por lo que son magmas relativamente oxidados.

## 7.5 Interpretación de los parámetros litogeoquímicos $La_N/Yb_N$ y $Sr/Y$

A continuación se desarrolla los parámetros  $La_N/Yb_N$  y  $Sr/Y$ , y se procede a realizar interpretaciones de los resultados obtenidos.

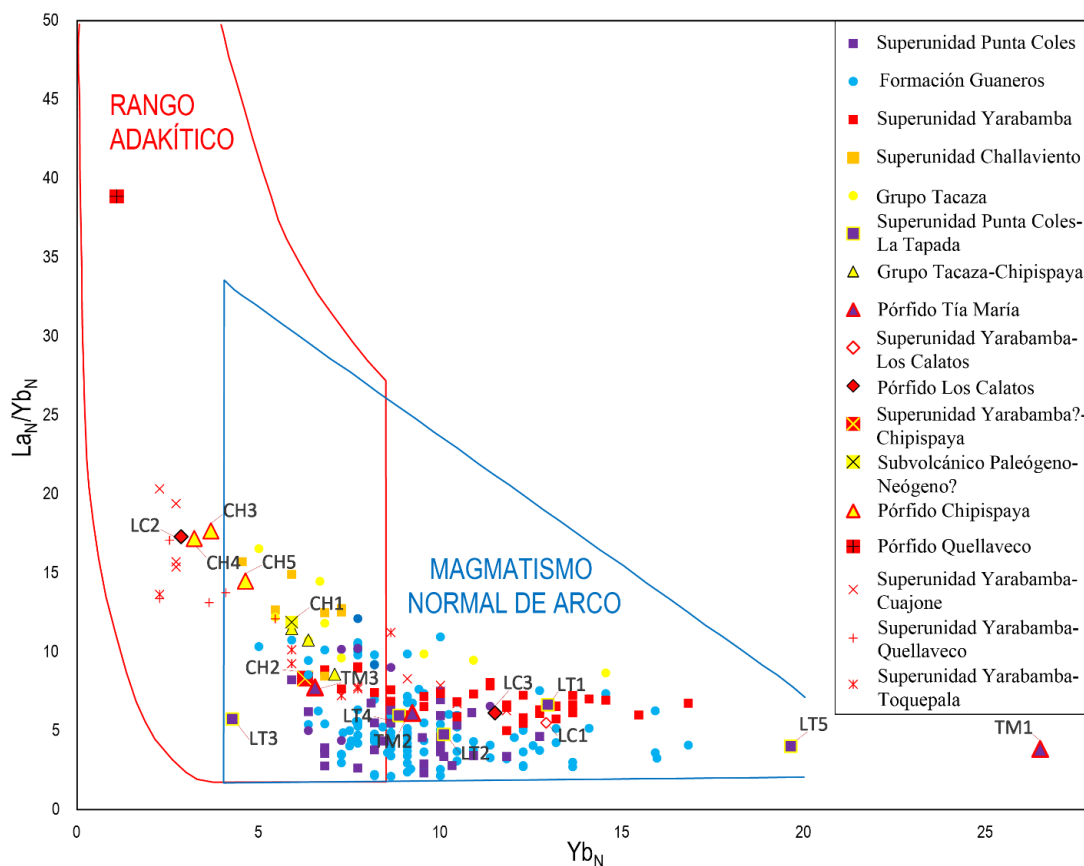


Figura 7.6 Diagrama discriminante  $La_N/Yb_N$  vs  $Yb_N$  de adakitas/rocas de arco normales para los sistemas porfíricos Jurásico (Tía María-La Tapada), Paleoceno (Los Calatos) y Oligo-mioceno (Chispipaya)

### 7.5.1 Tía María

De las Figuras 7.6 y 7.7 se tiene que la Superunidad Punta Coles presenta bajos valores de  $La_N/Yb_N$  y proviene de magmatismo controlado por fraccionamiento y fusión de anfíbol. La Formación Guaneros muestra una serie de diferenciación más extensa que Punta Coles, desde valores más bajos de Y e  $Yb_N$  hacia valores en rangos adakíticos. El pórfido Tía María (muestras TM) se encuentra al extremo adakítico de la diferenciación de Punta Coles, excepto la muestra TM1, la que se analizó anteriormente, corresponde probablemente a un pórfido tardío.

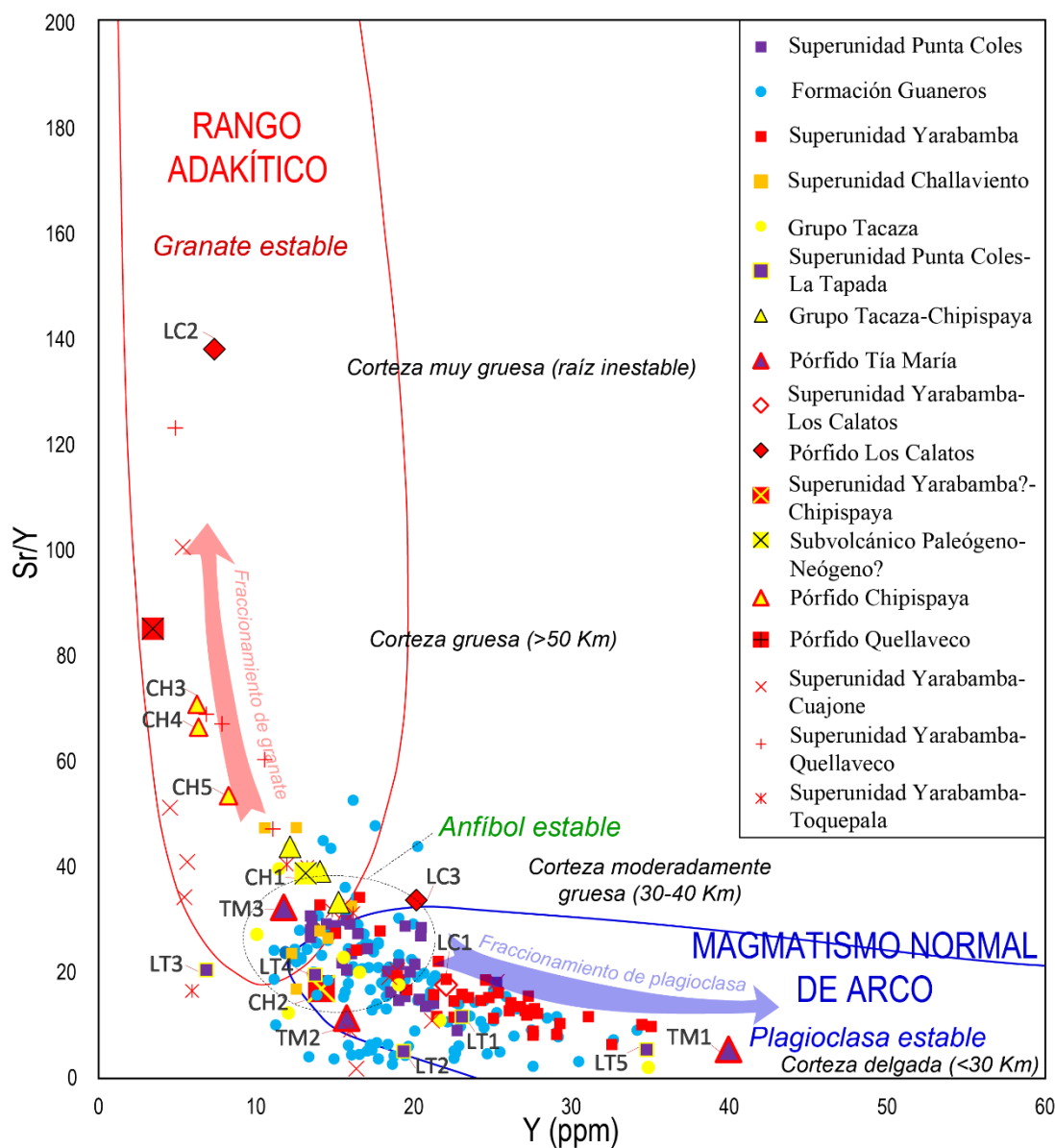


Figura 7.7 Diagrama discriminante Sr/Y vs Y de adakitas/rocas de arco normales para los sistemas porfiríticos Jurásico (Tía María-La Tapada), Paleoceno (Los Calatos) y Oligomioceno (Chipispaya)

\*Campos de rangos adakíticos/magmatismo normal de arco tomados de Defant *et al.* (2002) y Richards y Kerrich (2007).

### 7.5.2 La Tapada

Las muestras identificadas anteriormente como **las más fértiles de La Tapada (LT1, LT2 y LT5) no se encuentran en rangos adakíticos**, correspondiendo más bien a magmas primitivos, suponiendo que el pórfido se debe encontrar en profundidad.

### 7.5.3 Los Calatos

La **superunidad Yarabamba** muestra una serie de diferenciación más extensa que la Superunidad Punta Coles, **desde composiciones de alto Y e  $Y_{bN}$  no adakíticas hacia rangos adakíticos**. La superunidad Yarabamba **en los pórfidos Cuajone, Quellaveco y Toquepala se encuentra en el campo adakítico para ambos diagramas**. La muestra LC1 correspondiente a la superunidad Yarabamba en Los Calatos no cae en rangos adakíticos para ningún diagrama. La muestra LC3 correspondiente al pórfido dacítico 2 de Los Calatos tampoco cae en rangos adakíticos para ningún diagrama, mientras que la muestra LC2 correspondiente al pórfido dacítico 1 sí cae en rangos adakíticos para ambos diagramas.

### 7.5.4 Chipispaya

La **superunidad Challaviento** cae en rangos adakíticos para ambos diagramas, sin embargo presenta una gran diferencia con Yarabamba debido a **no presentar el amplio rango de diferenciación** hasta altos valores de Y e  $Y_{bN}$ . El **Grupo Tacaza sí presenta un rango de diferenciación más extenso que Challaviento desde composiciones no adakíticas hacia composiciones adakíticas** (Martínez et al., 2017a). El Grupo Tacaza en el entorno de Chipispaya cae para ambos diagramas



en rangos adakíticos, así como el subvolcánico Paleógeno-Neógeno (muestra CH1). Las muestras del pórfido Chipispaya (muestras CH3, CH4 y CH5) son coherentes entre sí y caen en ambos diagramas en rangos adakíticos.

## 7.6 Interpretación del parámetro distancia a la fosa

Se evalúa la relación entre los parámetros anteriores y la distancia a la fosa como medida de la posición del arco magmático para cada caso.

### 7.6.1 $Nb_N/Ta_N$ versus distancia a la fosa

En la Figura 7.8 se tiene la variación del parámetro  $Nb_N/Ta_N$  con la distancia a la fosa.

Se observa de la Figura 7.8 que el **ratio  $Nb_N/Ta_N$  se presenta casi constante con la distancia a la fosa**, disminuyendo solo levemente con el aumento de la distancia a la fosa. Se destaca nuevamente el hecho que los mayores valores de  $Nb_N/Ta_N$  son aquellos relacionados a mineralización.

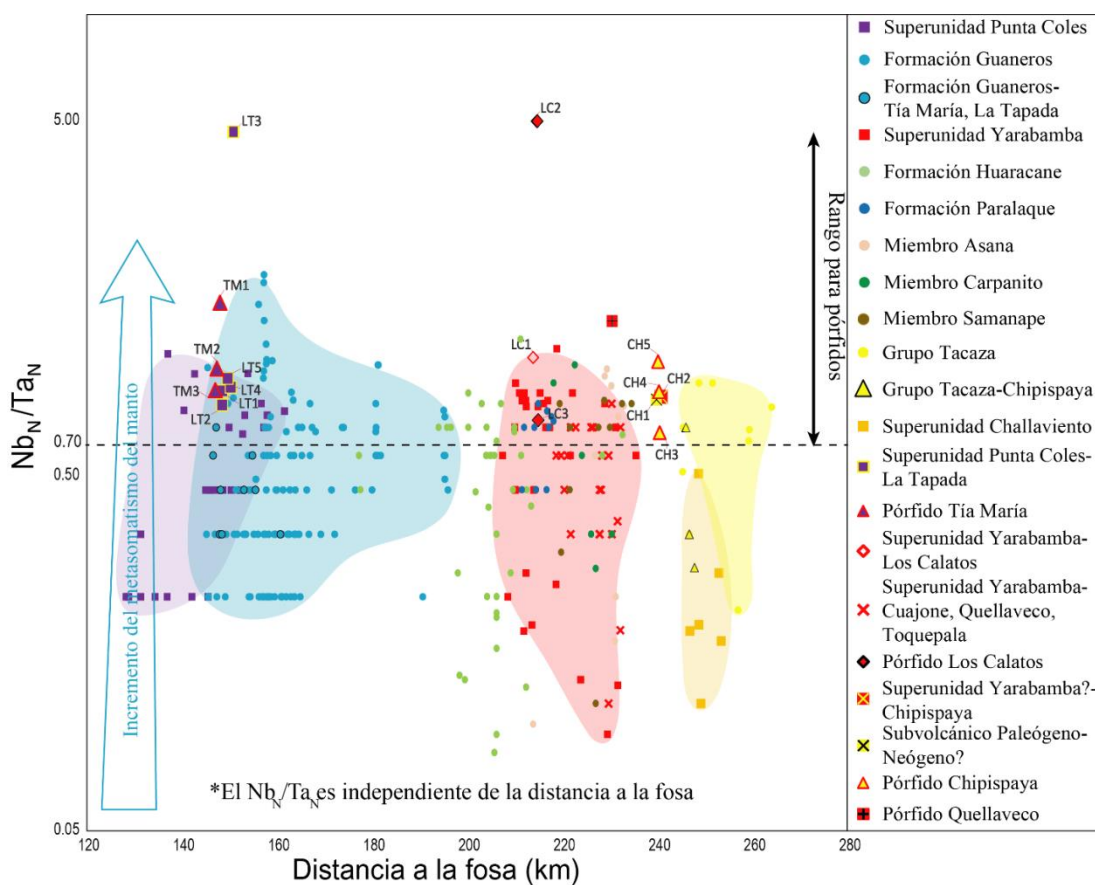


Figura 7.8  $Nb_N/Ta_N$  versus distancia a la fosa para los sistemas porfiríticos Jurásico (Tía María-La Tapada), Paleoceno (Los Calatos) y Oligo-mioceno (Chipispaya)

### 7.6.2 Th/Yb versus distancia a la fosa

En la Figura 7.9 se tiene la variación del parámetro Th/Yb con la distancia a la fosa, observándose un evidente **incremento del parámetro Th/Yb con el aumento de la distancia a la fosa**. Evidentemente la posición distal del arco magmático genera los magmas más diferenciados (alto Th) y fraccionados (bajo Yb). El Miembro Carpanito sin embargo, a pesar de la distancia a la fosa, muestra características de un magma primitivo, por lo que lo más probable es que este magmatismo se haya dado mediante ascenso de magmas primitivos por sistemas de fallas corticales.

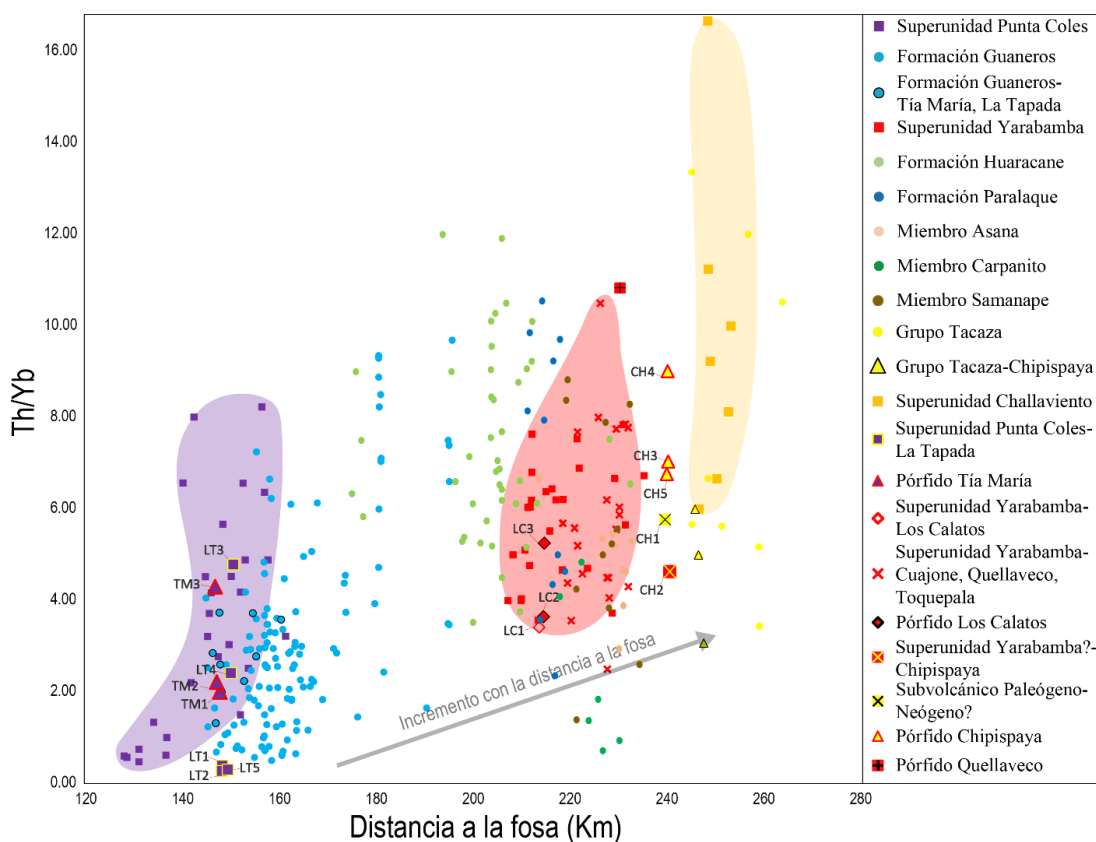


Figura 7.9 Th/Yb versus distancia a la fosa para los sistemas porfiríticos Jurásico (Tía María-La Tapada), Paleoceno (Los Calatos) y Oligo-mioceno (Chispipaya)

### 7.6.3 U/Th versus distancia a la fosa

En la Figura 7.10 se tiene la variación del parámetro U/Th con la distancia a la fosa, observándose que el parámetro **U/Th permanece relativamente constante con el aumento de la distancia a la fosa**, siendo su incremento especialmente marcado para aquellas muestras relacionadas a pórfidos de Cu (-Mo, -Au).

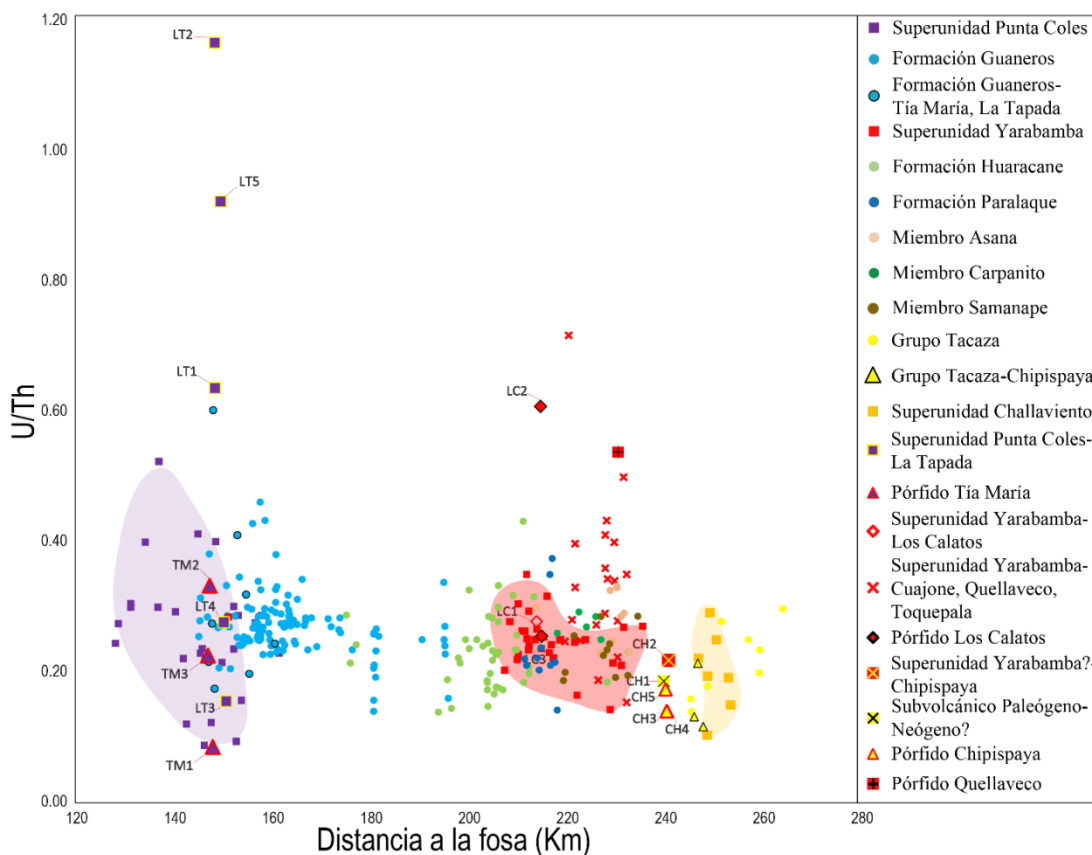


Figura 7.10 U/Th versus distancia a la fosa para los sistemas porfiríticos Jurásico (Tía María-La Tapada), Paleoceno (Los Calatos) y Oligo-mioceno (Chipispaya)

#### 7.6.4 Eu/Eu\* versus distancia a la fosa

En la Figura 7.11 se tiene la variación del parámetro  $Eu/Eu^*$  con la distancia a la fosa, observándose que el parámetro  $Eu/Eu^*$  muestra un descenso con el aumento de la distancia a la fosa desde la Superunidad Punta Coles, Formación Guaneros hasta la Superunidad Yarabamba, mientras que para la Superunidad Challaviento y el Grupo Tacaza incrementa su valor. El comportamiento del parámetro  $Eu/Eu^*$  ha sido discutido en 2.4.2.4.5. Se destaca nuevamente como **las muestras en pórfidos de Cu (-Mo, -Au) presentan los valores más altos de  $Eu/Eu^*$**  de su respectivo magmatismo parental. El Miembro Asana y el Miembro Samanape de la Formación Quellaveco

(Grupo Toquepala superior) presentan los valores más bajos de  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  debido a fraccionamiento de feldespatos en la fuente.

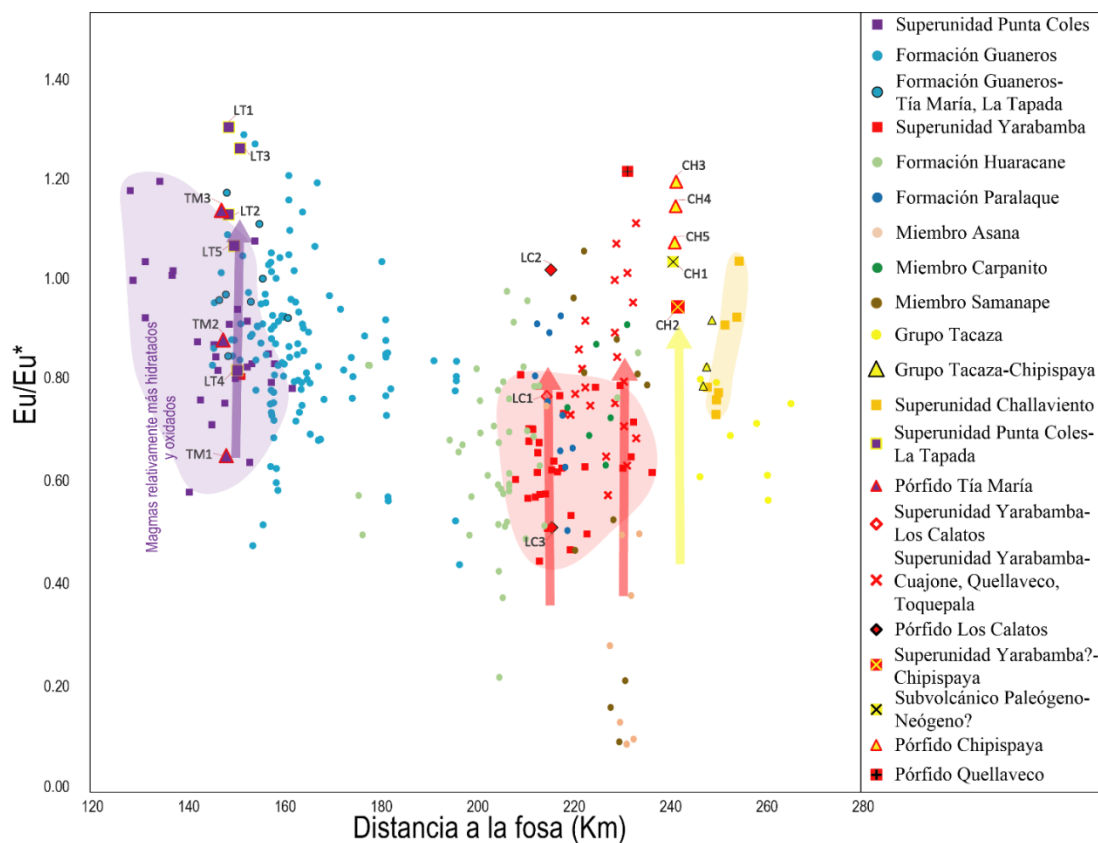


Figura 7.11  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  versus distancia a la fosa para los sistemas porfiríticos Jurásico (Tía María-La Tapada), Paleoceno (Los Calatos) y Oligo-mioceno (Chipispaya)

### 7.6.5 Sr/Ba versus distancia a la fosa

En la Figura 7.12 se tiene la variación del parámetro Sr/Ba con la distancia a la fosa, observándose que el parámetro Sr/Ba muestra un descenso con el aumento de la distancia a la fosa, especialmente pronunciado entre los sistemas Jurásico y Paleoceno. El comportamiento del parámetro Sr/Ba se discutió en 2.4.2.6.4.

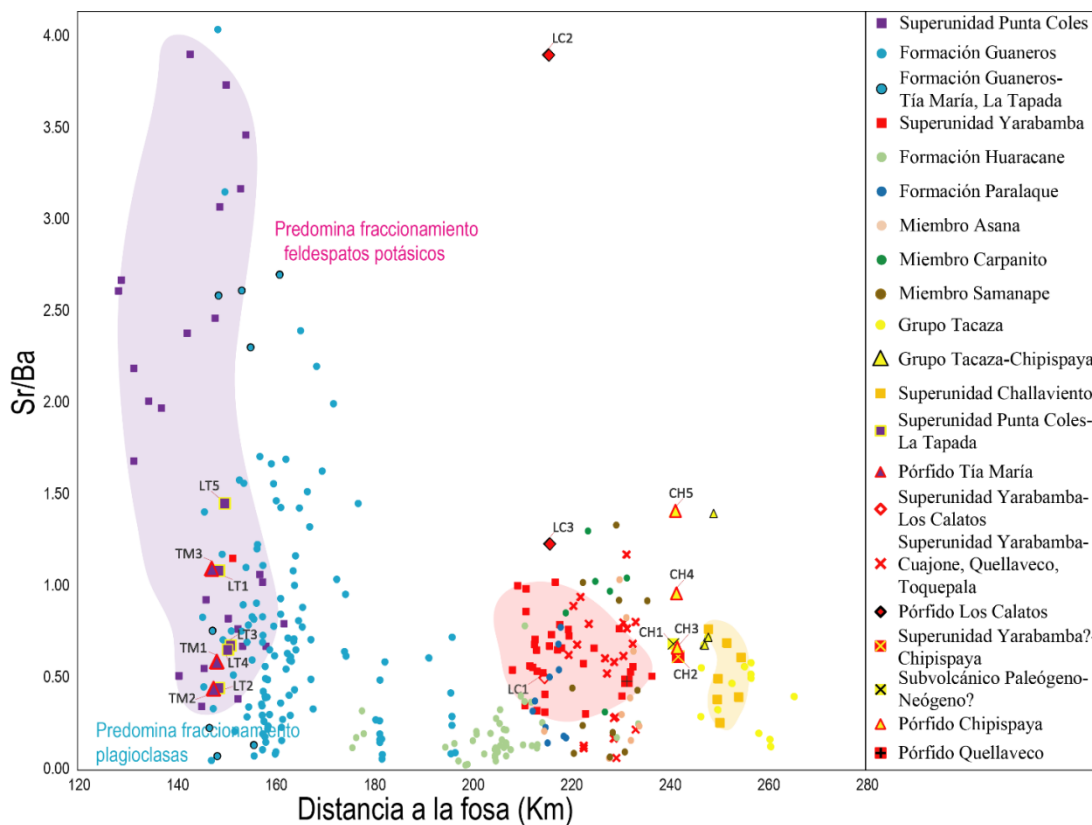


Figura 7.12 Sr/Ba versus distancia a la fosa para los sistemas porfiríticos Jurásico (Tía María-La Tapada), Paleoceno (Los Calatos) y Oligo-Mioceno (Chispipaya)

### 7.6.6 $La_N/Yb_N$ versus distancia a la fosa

En la Figura 7.13 se tiene la variación del parámetro  $La_N/Yb_N$  con la distancia a la fosa, observándose que el parámetro muestra **un incremento y una buena correlación con el incremento de la distancia a la fosa**. Se destaca nuevamente como las muestras en los pórfidos de Cu (-Mo, -Au) tienen los valores más altos en comparación de sus respectivos magmas parentales, así como en casos se llega a rangos adakíticos ( $La_N/Yb_N > 20$ ). El Miembro Asana y Carpanito muestran valores especialmente bajos y son parte de un magmatismo bimodal (Figura 6.129), por lo que dados estos dos hechos se puede inferir que representan adelgazamiento cortical y fallamiento (*jog* estructural) que posteriormente facilitó el emplazamiento de los

pórfidos Cuajone, Quellaveco y Toquepala, dada su misma posición geográfica con estos miembros de la Formación Quellaveco (Martínez *et al.*, 2017). El emplazamiento de los pórfidos debe darse en un contexto tectónico que les otorgue espacio para su emplazamiento pero que sea lo suficientemente angosto como para concentrar la mineralización, tal como la intersección de fallas corticales.

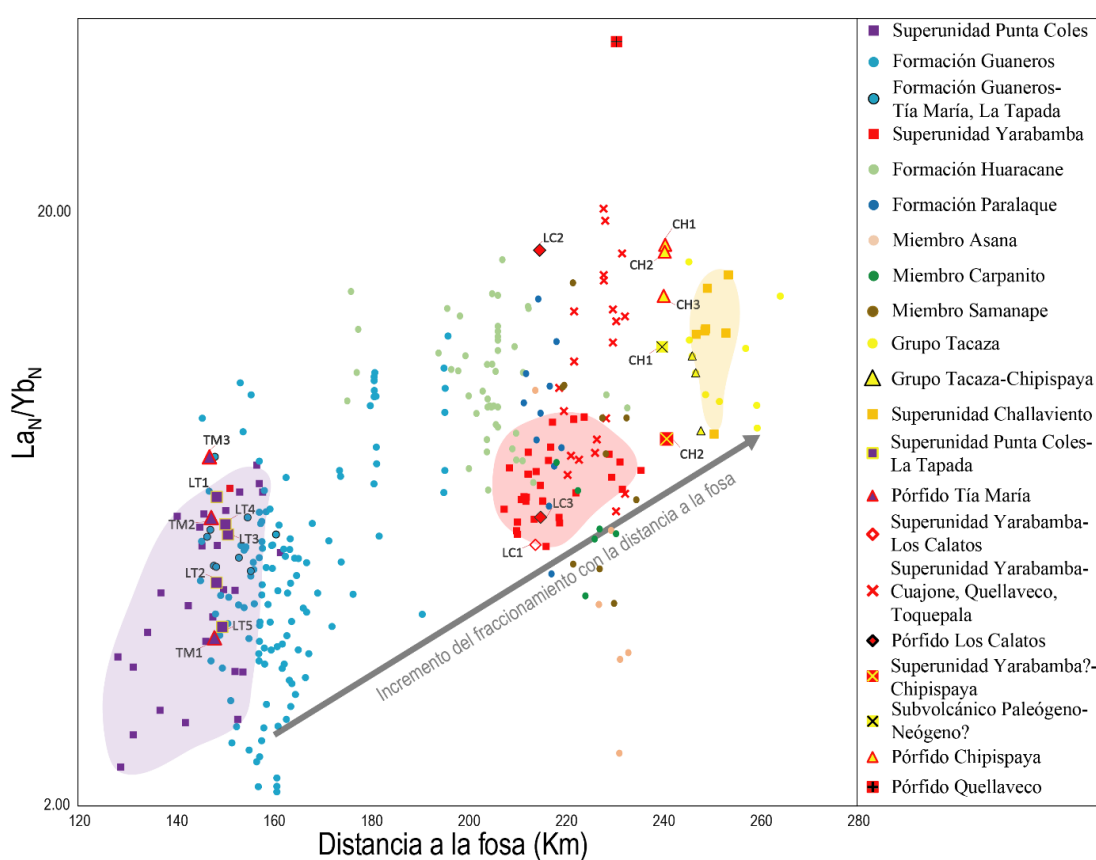


Figura 7.13  $La_N/Yb_N$  versus distancia a la fosa para los sistemas porfiríticos Jurásico (Tía María-La Tapada), Paleoceno (Los Calatos) y Oligo-mioceno (Chipisaya)

### 7.6.7 Sr/Y versus distancia a la fosa

En la Figura 7.14 se tiene la variación del parámetro Sr/Y con la distancia a la fosa.

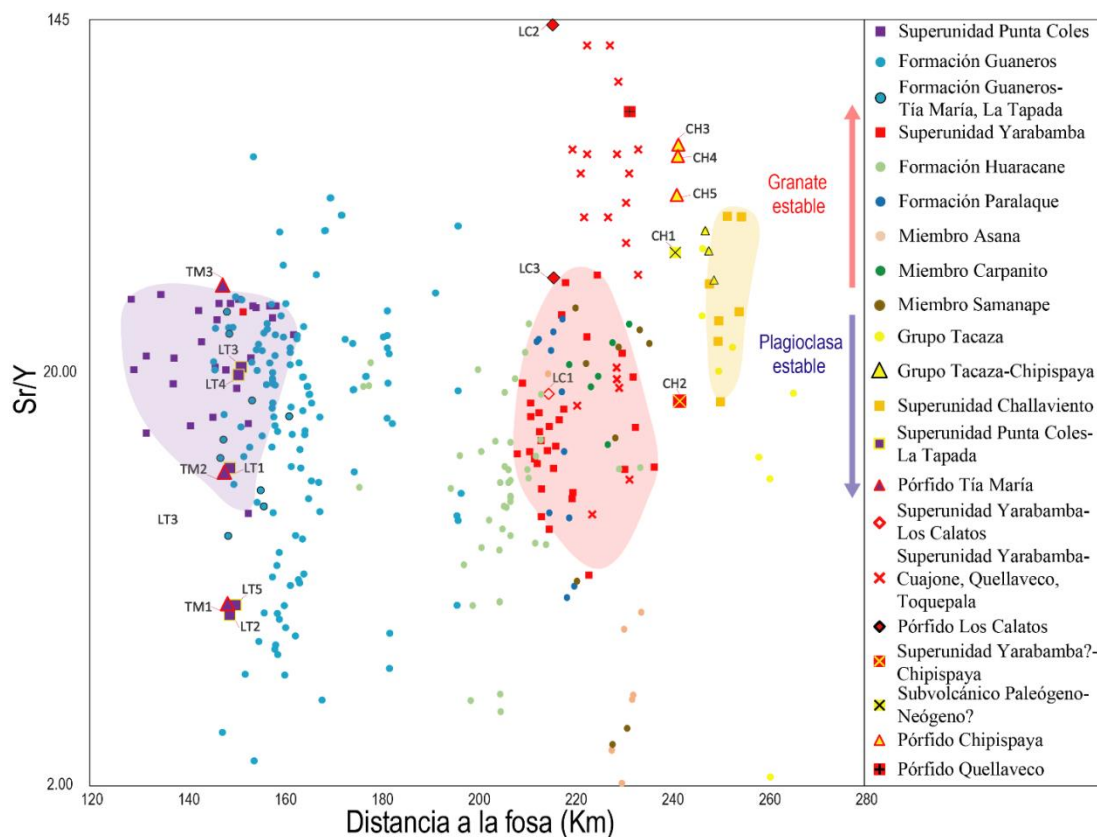


Figura 7.14 Sr/Y versus distancia a la fosa para los sistemas porfiríticos Jurásico (Tía María-La Tapada), Paleoceno (Los Calatos) y Oligo-mioceno (Chipispaya)

De la Figura 7.14 se observa que el parámetro Sr/Y muestra un incremento moderado desde el Jurásico hacia el Paleoceno, mientras que hacia la **superunidad Challaviento presenta un incremento más marcado en contraste con la poca distancia del arco Paleoceno** en comparación con el arco Jurásico. Las muestras relacionadas a pórfidos de Cu (-Mo, -Au) presentan los valores más altos de Sr/Y en comparación con su respectivo magma parental.

### 7.6.8 Cu (ppm) versus distancia a la fosa

En la Figura 7.15 se tiene también la variación del Cu (en ppm) con la distancia a la fosa.



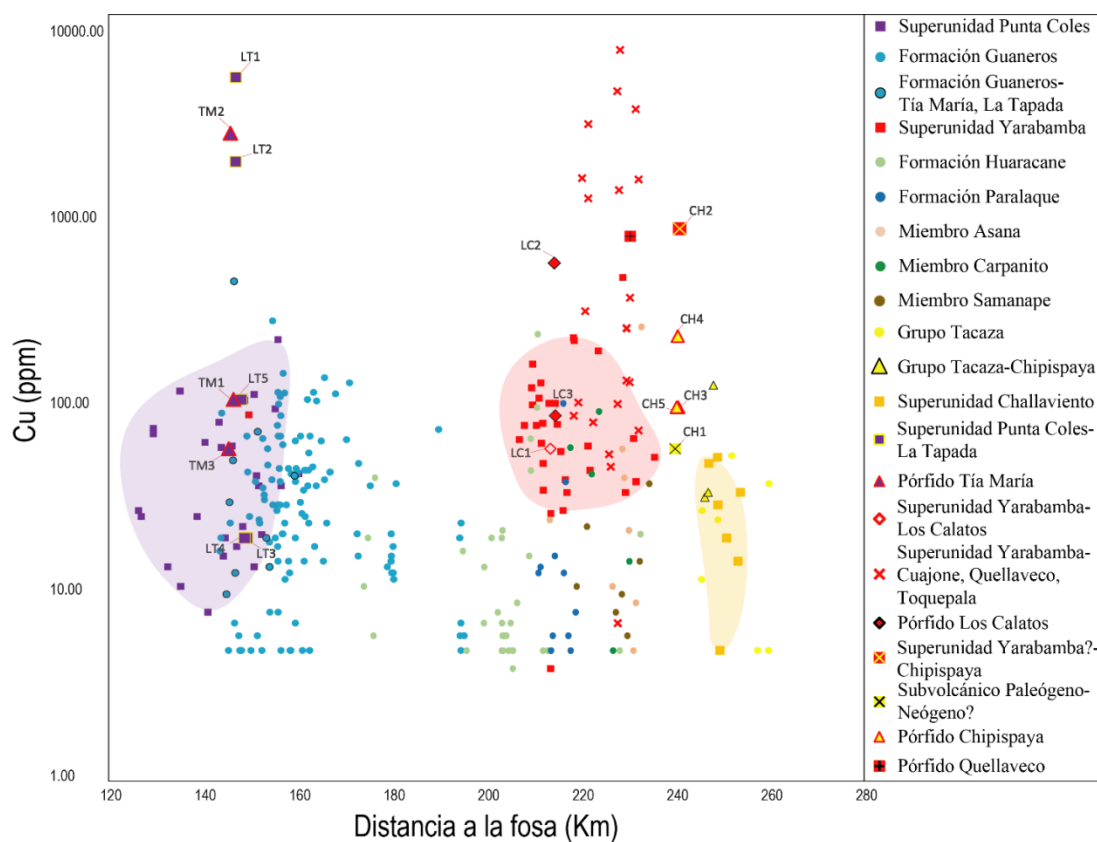


Figura 7.15 Cu (en ppm) versus distancia a la fosa para los sistemas porfíricos Jurásico (Tía María-La Tapada), Paleoceno (Los Calatos) y Oligo-mioceno (Chipispaya)

De la Figura 7.15 se observa que los **valores promedio más altos de Cu corresponden a la Superunidad Yarabamba**. La Superunidad Challaviento presenta los valores más bajos de Cu, seguido del Grupo Tacaza. Las muestras de pórfidos de Cu (-Mo, -Au) presentan los valores más altos

### 7.6.9 SiO<sub>2</sub> versus distancia a la fosa

En la Figura 7.16 se tiene también la variación de SiO<sub>2</sub> con la distancia a la fosa.

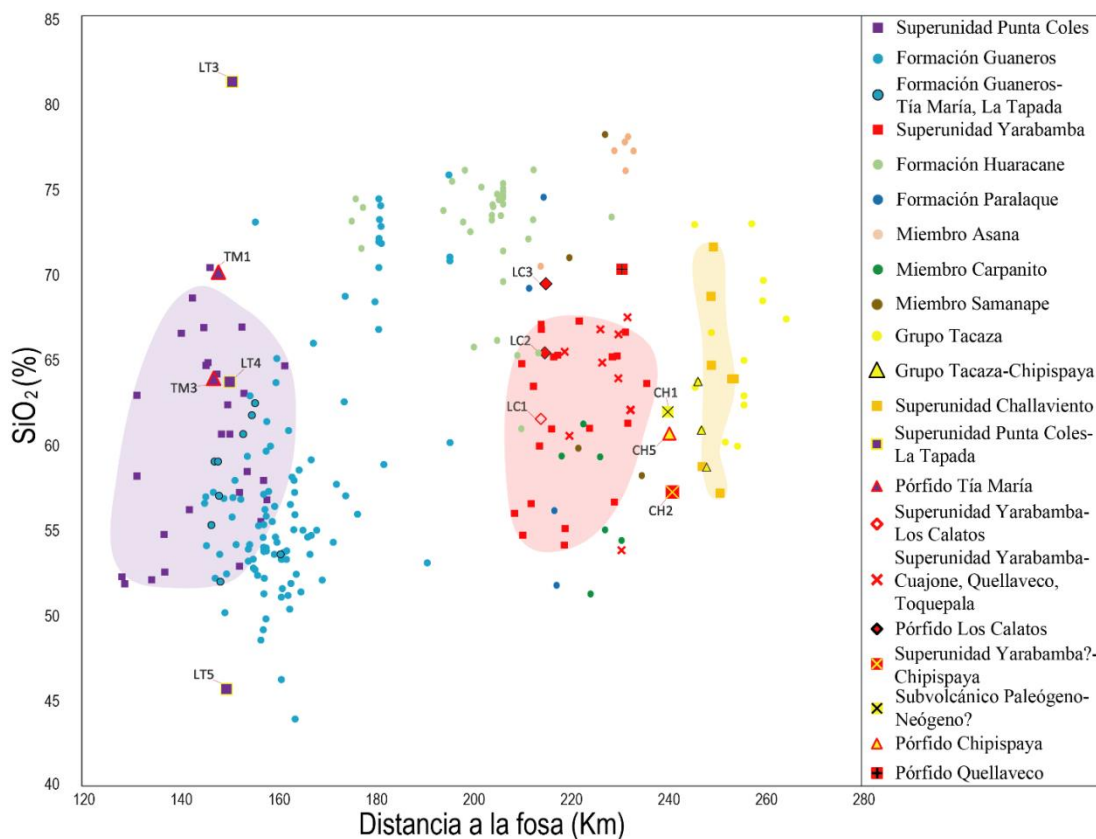


Figura 7.16 SiO<sub>2</sub> versus distancia a la fosa para los sistemas porfiríticos Jurásico (Tía María-La Tapada), Paleoceno (Los Calatos) y Oligo-mioceno (Chipispaya)

De la Figura 7.16 se observa que los valores más altos de SiO<sub>2</sub> se dan para los volcánicos de cada arco, y que en general no muestra marcada correlación con la variación de la distancia a la fosa.

#### 7.6.10 Ce/Y versus distancia a la fosa

El parámetro Ce/Y ha sido propuesto por Mantle y Collins (2008) como un trazador de la **profundidad del Moho** (límite corteza-manto litosférico), correlacionando este parámetro a distintas profundidades del Moho. En la Figura 7.17 se evalúa el parámetro Ce/Y como trazador de la profundidad del Moho y su variación con la distancia a la fosa:

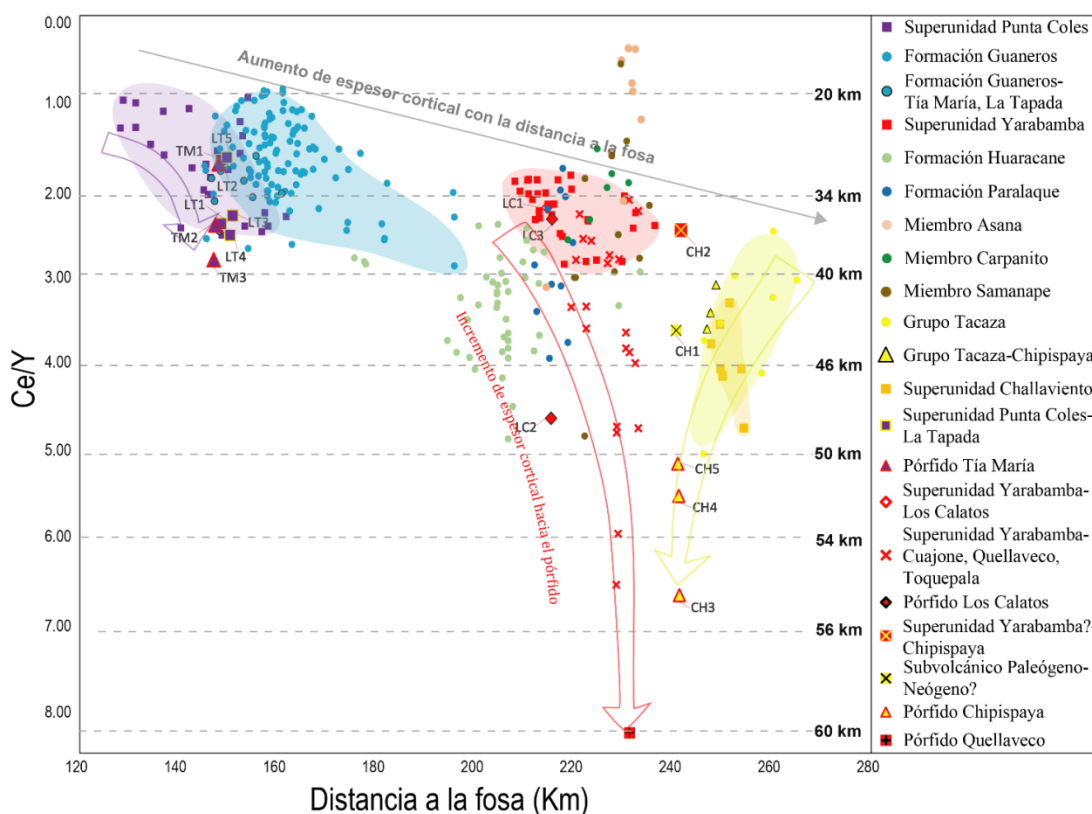


Figura 7.17 Ce/Y versus distancia a la fosa

\*Profundidades estimadas del Moho según Mantle y Collins (2008)

De la Figura 7.17 se observa que **la profundidad del Moho**, siendo esta zona donde ocurre el MASH (Melting-Assimilation-Storage-Homogeneization: Mezcla-Asimilación-Almacenamiento-Homogeneización), **aumenta con el incremento de la distancia a la fosa**.

**El aumento es especialmente marcado entre la Superunidad Yarábamba y la Superunidad Challaviento** dada la poca distancia del arco magmático entre ambos, en comparación con la distancia entre el arco Punta Coles-Guaneros y el arco Yarábamba-Toquepala. Las muestras de rocas intrusivas en los yacimientos y las muestras de pórfidos presentan los valores más bajos de Ce/Y, excepto para los

intrusivos de La Tapada, en donde las muestras identificadas anteriormente como las más fértiles (muestras LT1, LT2, LT5) presentan valores muy bajos, indicando esto poca profundidad del Moho y por tanto una corteza muy delgada.

Se tienen valores muy bajos también para los Miembros Asana y Carpanito de la **Formación Quellaveco, reafirmando esto la hipótesis del adelgazamiento cortical** y fallamiento en este sector. Se pueden relacionar las profundidades del Moho con las distintas facies metamórficas mostradas en la Figura 2.3, teniendo que para el magmatismo relacionado al pórfido Tía María la profundidad del Moho se encontraba en la facies anfibolítica, además que se ubica en la transición hacia el volcanismo Guaneros, previo a la disipación del volátiles por el volcanismo (al menos en esta región) mientras que para el **Paleoceno de la Superunidad Yarabamba, la profundidad del Moho se encontró en la facies anfibolítica y transición a facies eclogítica para los pórfidos** (Martínez et al., 2017a).

La relativa mayor cercanía a la fosa de Los Calatos respecto a Cuajone, Quellaveco y Toquepala sugiere que el pórfido Los Calatos es más antiguo que Cuajone, Quellaveco y Toquepala.

La Superunidad Challaviento se encontró predominantemente en la facies eclogítica mientras que el Grupo Tacaza se dio en un contexto de adelgazamiento cortical y **el pórfido Chipispaya se encuentra en el extremo más cercano a la fosa**, siendo esto indicador que se formó en el último estadio de retroceso del arco hacia la fosa (o *rollback*).

**Las muestras de pórfidos caen en profundidades muy elevadas.** Estos valores son el resultado de un intenso fraccionamiento de granate en la búsqueda del sistema mineralógico (facies metamórfica anfibolítica) por encontrar el equilibrio a la mayor profundidad de la corteza engrosada (facies eclogítica) que se da en el contexto de engrosamiento cortical, sea por compresión, subducción plana u otras anomalías tectónicas, por lo que una vez alcanzado el equilibrio en la nueva corteza gruesa el fraccionamiento de granates ya no será tan intenso y el ratio Ce/Y así como el ratio Sr/Y ya no se verán tan fuertemente afectados, sino solo lo suficiente como para que el sistema de facies eclogítica permanezca estable. Es decir, **estas anomalías observadas en los diagramas geoquímicos son de “transición”**. Los magmas que provengan de fusión de esta corteza inferior eclogítica serán “secos” (anhidros) y no son favorables para la mineralización.

## **7.7 Discusión: Modelo comparativo de la evolución del magmatismo en los proyectos Tía María, Los Calatos y Chipispaya**

Se evalúa la evolución del magmatismo a nivel local de cada pórfido estudiado en la presente tesis.

### **7.7.1 Pórfido Tía María**

En la Figura 7.18, para el pórfido Tía María se muestra espacialmente la ubicación de las muestras así como los parámetros estudiados más relevantes:

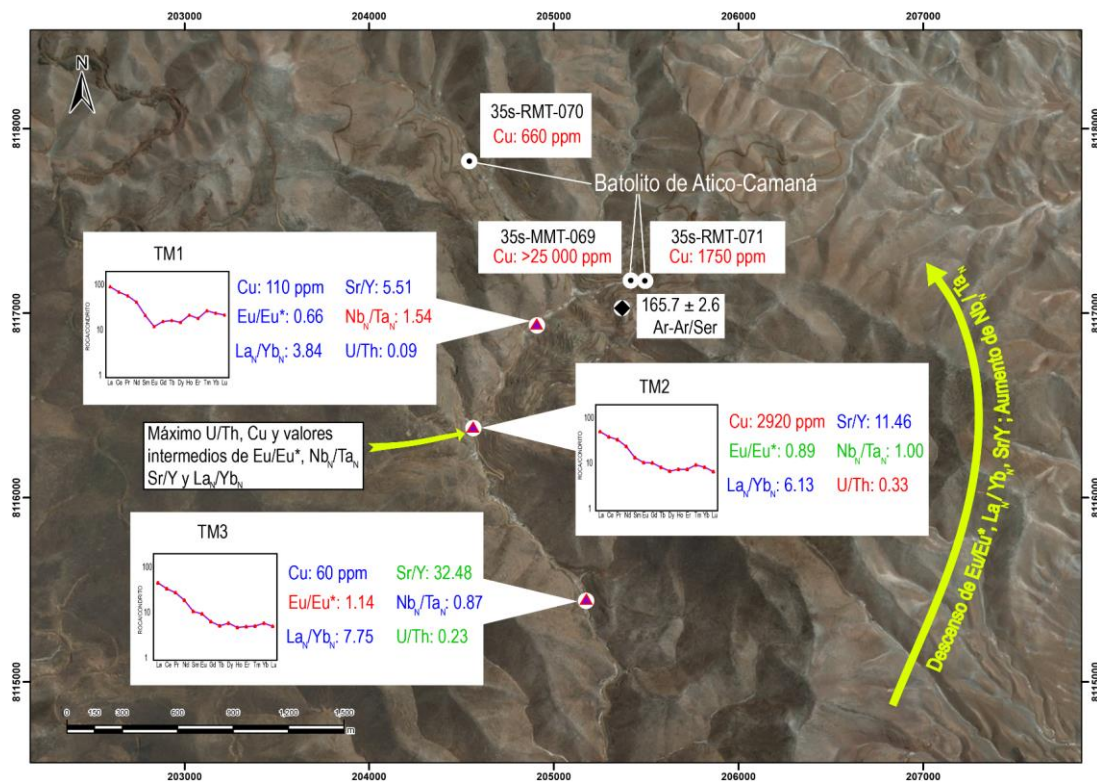


Figura 7.18 Distribución de muestras y sus parámetros más importantes en el pórfido Tía María

De la Figura 7.18 se tiene que la distribución espacial de los valores de Cu muestran que las muestras TM1 (Cu=110 ppm) y la muestra TM3 (Cu=60 ppm) no hay sido afectadas por la mineralización, mientras que la muestra TM2 (Cu=2920 ppm), así como otras muestras correspondientes al Batolito de Atico-Camaná (Cu=660, 1750, >25000 ppm) sí.

El parámetro U/Th nos da un indicador del contenido de volátiles y por ende del potencial del magma de captar metales y liberarlos mineralizando el sistema.

**La muestra TM3** presenta un valor de U/Th de 0.23 y su valor de  $Eu/Eu^* > 1$  (indicador de un magma altamente hidratado y oxidado),  $Nb_N/Ta_N$  que se aproxima a

1, pero sumado todo esto a un valor todavía bajo de Cu (60 ppm) **sugieren que se trata de un pórfido pre-mineral**. Esto debido a que, como se mencionó en la Figura 7.1, los valores de  $Nb_N/Ta_N$  normales para este magmatismo Jurásico en los casos que no esté relacionado a mineralización se encuentran en torno a 0.5, mientras que las muestras en torno a sistemas porfiríticos aumentan el valor de este ratio a valores cercanos a 1 y en casos mayores a 1, como señal de la progresión del metasomatismo de la cuña astenosférica y consecuente formación de fases de Ti y fraccionamiento de Ta hasta que para las muestras más tardías el fraccionamiento de fases de Ti es excesivo y generan los valores de  $Nb_N/Ta_N$  más altos.

Petromineralógicamente las características que respaldan esta hipótesis son los **moldes de anfíboles**, reemplazados por cloritas (Figura 6.26), pero todavía siendo una fase mineral hidratada, indicando que aún no ha habido una exsolución masiva para generar mineralización. La presencia de cloritas y carbonatos (Figura 6.37) indica condiciones de pH neutras a levemente ácidas. Los **fenos de cuarzo euhedrales son indicativo de tiempo de residencia relativamente prolongado en un nivel superior de la corteza**, encontrándose en casos corroído (Figura 6.32) siendo esta corrosión posible indicador de desequilibrio debido a mezcla con magmas que ascendieron desde reservorios más profundos en la corteza.

**La muestra TM2** presenta el valor más alto de U/Th (0.33), coincidentemente con el valor más alto de Cu (2920 ppm). Esta muestra presenta además un valor de  $Nb_N/Ta_N$  superior a la muestra TM3, siendo esto indicador de la progresión del metasomatismo de la cuña astenosférica infrayacente. El Eu/Eu\* es

moderadamente menor, indicando una disminución moderada de las condiciones oxidantes del magma. Esta muestra sin embargo, **presenta el mayor potencial de mineralización dado el alto U/Th y el valor de  $Nb_N/Ta_N$**  que no es ni muy bajo (magmatismo normal de arco) ni muy alto (metasomatismo ya muy avanzado de la cuña astenosférica).

Además, presenta el mayor contenido de Cu de las 3 muestras del pórfido Tía María, siendo esta muestra afectada por la mineralización y **siendo en este estudio considerada como una muestra de pórfido mineralizante.**

Petromineralógicamente esta muestra presenta **plagioclasas euhedrales con bordes de reacción, recrecidas y zonadas** (Figura 6.27), indicando esto desequilibrio en sus condiciones de formación, posiblemente por mezcla con magmas ascendentes desde reservorios en niveles inferiores de la corteza.

De un análisis realizado por el autor de esta tesis en Martínez *et al.* (2017a):

Un constante influjo de magmatismo desde niveles inferiores en la corteza ha sido señalado por Glazner *et al.* (2004), Wilkinson, (2013), Simmons *et al.* (2013) y Buret *et al.* (2016) incluso como necesario para el desarrollo de pórfidos en el tiempo, que puede comprender desde 100 000 años hasta 5 Ma según estos autores, ya que dada la profundidad de su emplazamiento (entre 4 y 10 Km según Schaltegger *et al.*, 2009), la longevidad mencionada no es posible sin un rejuvenecimiento termal, implicando esto que el reservorio magmático en la corteza



superior se ve periódicamente incrementado por *inputs* de magmas intermedios/máficos de reservorios en la corteza profunda-manto superior (Martínez *et al.*, 2017a).

**La muestra TM1** presenta un valor extremadamente bajo de U/Th (0.09), indicando esto que los volátiles han sido exsueles de la muestra. El valor relativamente bajo de Cu (110 ppm) en comparación con la muestra TM2 (2920 ppm) **sugiere que esta muestra corresponde a un pórfido tardío**, post-mineral. Esta hipótesis se sustenta con el elevado valor  $Nb_N/Ta_N$  (1.54), señal de una progresión avanzada del metasomatismo de la cuña astenosférica infrayacente, así como una anomalía negativa de Eu ( $Eu/Eu^*=0.66$ ) más pronunciada que para la muestra TM2 (0.89), siendo esto indicador de un magma menos hidratado.

**Petromineralógicamente esta muestra presenta todos los cristales de anfíbol y biotita reemplazados totalmente por rutilo.** Esto, como se discutió en la Figura 7.1, es indicador de un metasomatismo muy avanzado de la cuña astenosférica infrayacente, así como de que ya se han liberado los volátiles.

Los parámetros Sr/Y y  $La_N/Yb_N$ , contrariamente a lo esperado, descienden con el desarrollo del sistema propuesto, siendo máximos para las condiciones iniciales (muestra TM3) y mínimos para las condiciones finales (muestra TM1), sin embargo coinciden con altos valores de  $Eu/Eu^*$  como mencionan diversos autores. Este hecho podría interpretarse como un relativo adelgazamiento del sistema a medida que se desarrolla.

## 7.7.2 Pórfido La Tapada

La distribución espacial de las muestras en La Tapada así como los parámetros más importantes para cada muestra se muestran en la Figura 7.19:

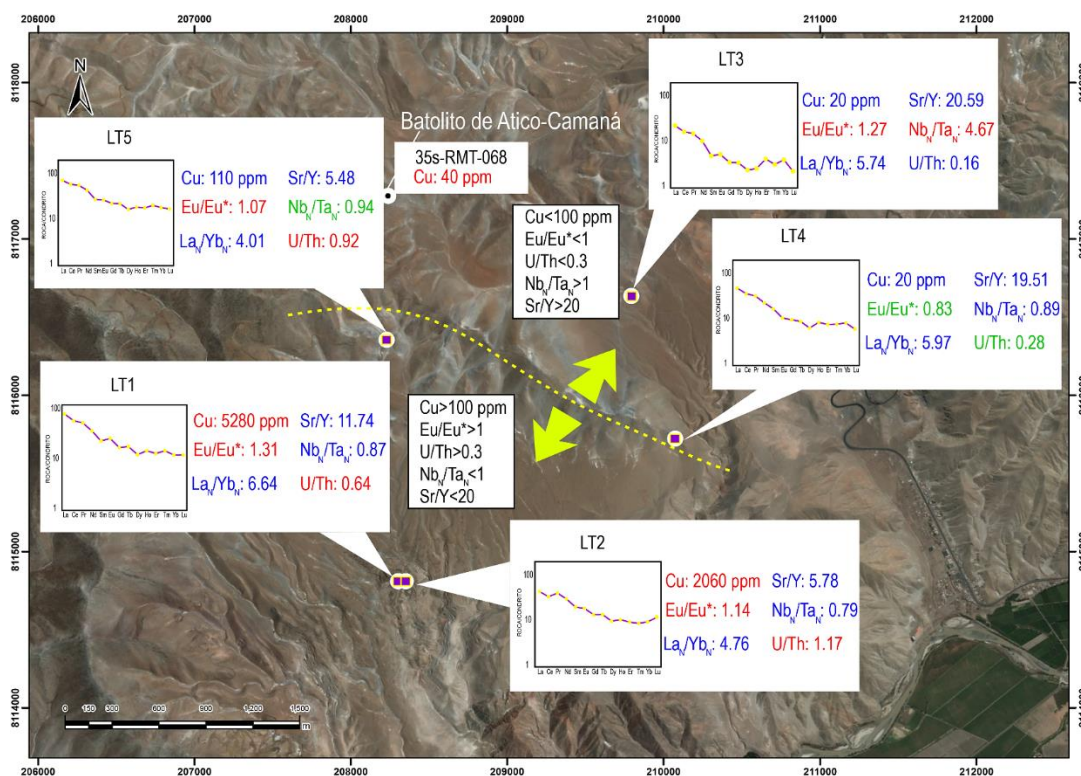


Figura 7.19 Distribución de muestras y sus parámetros más importantes en el pórfido La Tapada

En la Figura 7.19 se observa cómo **las muestras identificadas anteriormente como las más fértiles** (169, 170, 171, 174-muestras LT1, LT2 y LT5) **se encuentran en una depresión**, delimitada al norte por un alto estructural (trazado con una línea amarilla discontinua) al norte del cual las muestras ya no presentan los valores favorables para fertilidad en los parámetros mostrados.

Para estas muestras (LT1, LT2 y LT5) los valores U/Th son especialmente altos, mucho más altos que para el pórfido Tía María. Las muestras se encuentran marcadamente más hidratadas y oxidadas ( $Eu/Eu^* > 1$ ). Los valores  $La_N/Yb_N$  y  $Sr/Y$

son más bajos que hacia el norte (muestras LT3 y LT4), **indicando que en este caso la mineralización de Cu-Au se dio por ascenso de magmas primitivos.**

Respecto a la relación del Pórfido Tía María y La Tapada y el arco jurásico Punta Coles-Guaneros, se tiene, de un análisis realizado por el autor de esta tesis como parte del aporte realizado en Martínez *et al.* (2017b):

**Las edades de la Superunidad Punta Coles se encuentran en torno a  $144 \pm 9.3$  Ma y  $230.1 \pm 11.1$  Ma** según dataciones U-Pb en zircones realizadas por Boekhout (2012); las edades más antiguas para la Formación Guaneros bordean los  $165 \pm 1.9$  Ma según el método U-Pb en zircón tomada por Demouy *et al.* (2012). Una datación de  $162.6 \pm 1.5$  Ma por el método de Ar-Ar en sericita de la Formación Guaneros ha sido tomada por Quang *et al.* (2003a) 20 km al SE del pórfido La Tapada. **La alteración del pórfido Tía María ha sido datada en  $165.9 \pm 2.5$**  por el método Ar-Ar en sericita en una muestra tomada por Quang *et al.* (2003a). Estas coincidencias de datación (entre el pórfido Tía María-La Tapada con las facies más antiguas en este sector para el volcanismo Guaneros) y espaciales (Figuras 7.8 a 7.17) las que muestran que el pórfido Tía María se encuentra ubicado en la transición espacial de la Superunidad Punta Coles al volcanismo Guaneros) **sugieren que el magmatismo del pórfido Tía María se dio como última etapa antes de que el volcanismo Guaneros se inicie en esta área**, iniciando con el volcanismo la disipación de volátiles, encontrándose en sus inicios en un estado de **máxima saturación de volátiles**. Si el volcanismo se hubiera iniciado previamente al desarrollo del magmatismo del pórfido mineralizante, los volátiles que movilizan

los metales hasta su precipitación generando mineralización no se hubieran encontrado en la concentración suficiente como para desarrollar el sistema porfirítico. Este inicio del volcanismo Guaneros en esta área debió darse, al menos para estos pórfidos jurásicos, aproximadamente 90 Ma después del emplazamiento de su respectivo plutón parental, la Superunidad Punta Coles, así como también el volcanismo Guaneros debió haberse desencadenado, al menos en esta área, como consecuencia de la expresión de debilidad cortical ocasionada por grandes sistemas de fallas transtensivas andinas y su intersección con fallas corticales antiandinas (paralelas al río Tambo) debió facilitar el emplazamiento de los pórfidos Tía María-La Tapada. El pórfido La Tapada es un pórfido de Cu-Au mientras que el pórfido Tía María es un pórfido de Cu-Mo, estando separados 4 km. **El pórfido La Tapada se encuentra mucho más cerca a la falla que controla el curso del río Tambo, siendo esto interpretado como adelgazamiento y acuñaamiento de la corteza en las cercanías de la falla** (Martínez *et al.*, 2017b).

Este adelgazamiento se observa en las Figuras 7.17.

Es necesario establecer el carácter evolutivo del arco jurásico (arco de islas o arco continental) en el contexto regional y en el entorno de Tía María para poder establecer determinadas hipótesis y, para ello, se ha empleado el diagrama discriminante tectono-magmático de Müller y Grooves (1995):

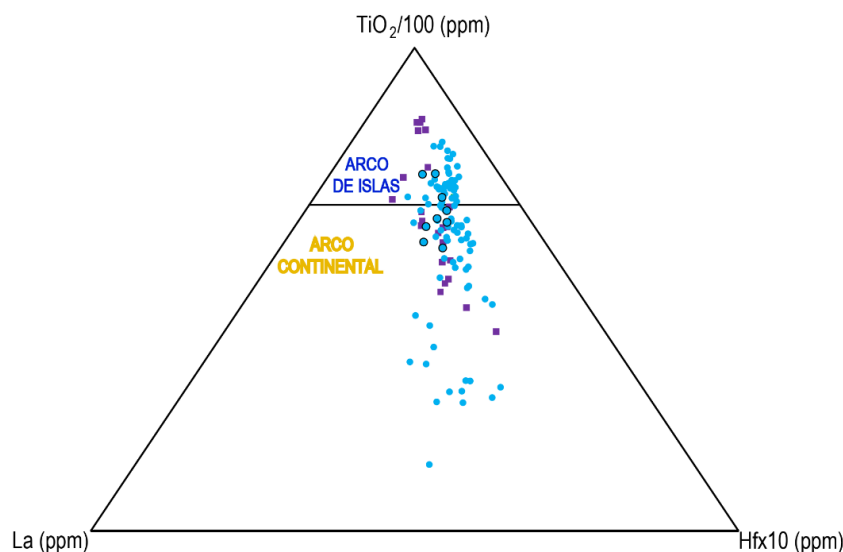


Figura 7.20 Diagrama discriminante tectono-magmático La-Hf\*10-TiO<sub>2</sub>/100 entre arco continental y arco de islas

\*Superunidad Punta Coles (cuadrados morados). Formación Guaneros (círculos celestes. Aquellos con borde negro corresponden al entorno de Tía María-La Tapada)

De la Figura 7.20 se tiene que el **arco jurásico corresponde a una transición de arco de islas hacia arco continental**, dándose esta transición en el entorno de Tía María-La Tapada. Continuando con el análisis, se cita parte del análisis realizado por el autor de esta tesis en Martínez *et al.* (2017b):

Según Muenow *et al.* (1990) las lavas de arco oceánico tardío (tales como las facies de la Formación Guaneros en el entorno de Tía María) son comúnmente más enriquecidas en volátiles respecto a otros basaltos. Las razones para la relación del magmatismo de alto K (muestra LT5 y Guaneros en el entorno de Tía María-La Tapada, Figura 6.129) y el Cu-Au incluyen enriquecimiento de los protolitos ígneos en metales, S, agua y Cl por los mismos procesos que causaron enriquecimientos de K y de LILE, y los altos estados de oxidación del magma (Punta Coles y Guaneros presentan los estados de oxidación más altos que los de

cualquier otro sistema estudiado en la presente tesis, Figura 7.4 y muestra LT5, Figura 7.5), particularmente si están relacionados a arco (Blevin y Morrison, 2001). De estas afirmaciones, se puede deducir que el plutonismo Punta Coles previamente al inicio del volcanismo Guaneros (al menos en el área de Tía María) se encontraba en un estado de máxima saturación en volátiles y altamente hidratado, hecho que al sumarse con la intersección estructural mencionada de sistemas de fallas permitió el emplazamiento de estos pórfidos de arco continental primitivo que presentan mayor afinidad al Au que al Mo (caso de La Tapada). Además Sillitoe (1979) menciona que, con algunas excepciones, los pórfidos de Cu en arcos continentales son comúnmente más ricos en Mo y pobres en Au que aquellos en arcos oceánicos (Martínez *et al.*, 2017b).

### 7.7.3 Pórfido Los Calatos

La distribución espacial de las muestras en Los Calatos así como los parámetros más importantes para cada muestra se muestran en la Figura 7.21

En la Figura 7.21 se observa que la muestra LC2 (**pórfido dacítico 1**) es el **más fértil**, presentando el mayor contenido de volátiles (inferido por el parámetro U/Th), un gran metasomatismo de la cuña astenosférica ( $Nb_N/Ta_N=5$ ) y un muy alto parámetro Sr/Y en rango adakítico.

Este valor tan alto de Sr/Y, a diferencia de lo que se observó para los pórfidos jurásicos Tía María-La Tapada, sugiere que **el magmatismo más fértil para estos pórfidos se generó por engrosamiento cortical** (tal como se observó en la Figura

7.17). El parámetro  $Nb_N/Ta_N=5$  a diferencia del Jurásico (muestras de Tía María y La Tapada) no presenta como característica petromineralógica un reemplazamiento total de los anfíboles y biotitas por rutilo, sino más bien un reemplazamiento moderado por rutilo, el resto de anfíboles se encuentran totalmente reemplazados por óxidos de hierro (Figura 6.79, 6.80, 6.85).

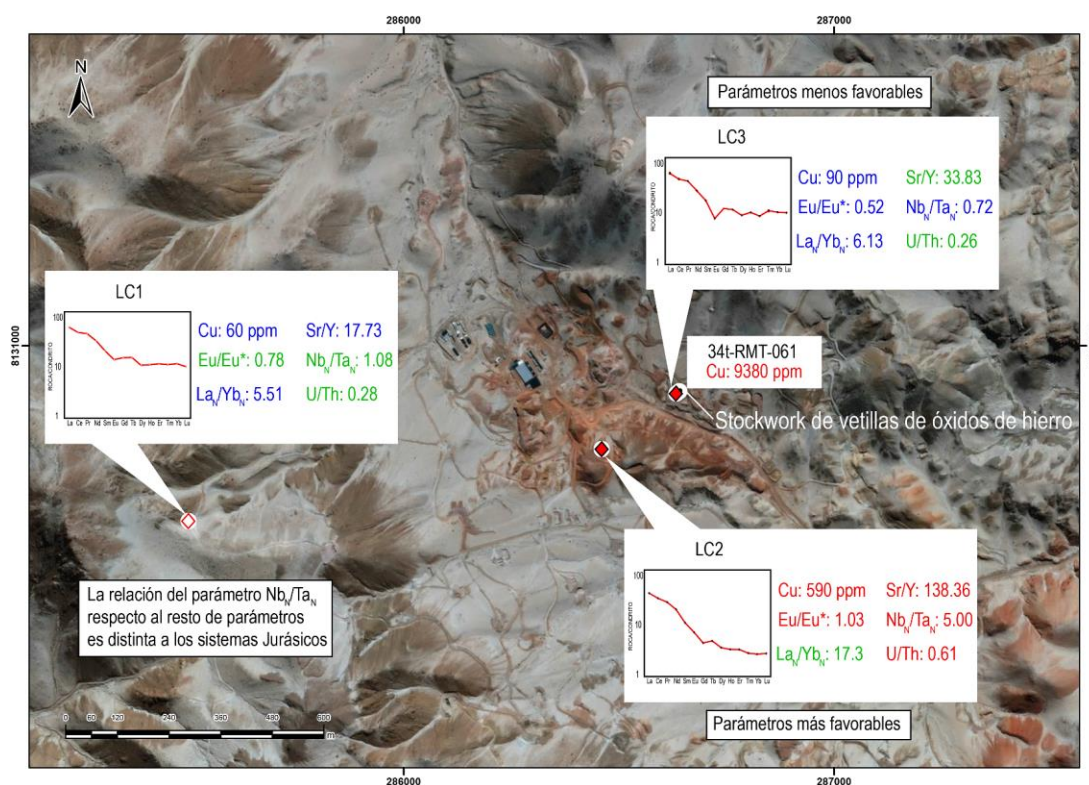


Figura 7.21 Distribución de muestras y sus parámetros más importantes en el pórfido Los Calatos

La diferencia que ocurre con la relación del reemplazamiento de anfíboles por rutilo y el parámetro  $Nb_N/Ta_N$  entre los pórfidos Jurásicos y el pórfido Los Calatos puede ser debido a que la Superunidad Yarabamba presenta valores de  $Eu/Eu^*$  en general menores al plutonismo Jurásico Punta Coles, siendo que el contenido de agua de la cuña astenosférica en condiciones normales para el arco paleoceno es mucho

menor que para el arco jurásico, siendo entonces que un metasomatismo intenso (caracterizado por el parámetro  $Nb_N/Ta_N$  muy alto para la muestra LC2) no sería aún el requerido para generar la fusión de las fases minerales de Ti generadas en zonas estables del manto debido al metasomatismo y así suplir el Ti para que se genere el pervasivo reemplazamiento de Ti (Udubasa, 1982).

**La muestra LC3 presenta parámetros muy desfavorables para generar mineralización** y en las Figura 6.87, 6.93 y 6.95 se observó que ya se dio para esta muestra el reemplazamiento total por rutilo. Así mismo los valores de Cu (90 ppm) muestran que este pórfido no se encuentra mineralizado, sugiriendo esto que se trate de un pórfido tardío.

#### **7.7.4 Pórfido Chipispaya**

La distribución espacial de las muestras en Chipispaya así como los parámetros más importantes para cada muestra se muestran en la Figura 7.22.

Los valores U/Th son en general bajos, siendo esto un primer indicador de un magmatismo no muy fértil. La muestra CH1, correspondiente a un subvolcánico porfirítico, presenta  $Eu/Eu^*$  y  $Nb_N/Ta_N$  relativamente favorables para evolucionar hacia un sistema porfirítico. Respecto a las muestras de pórfidos (muestras CH5, CH4 y CH3) se observa cómo se incrementan los parámetros Sr/Y y  $La_N/Yb_N$  hacia rangos adakíticos.



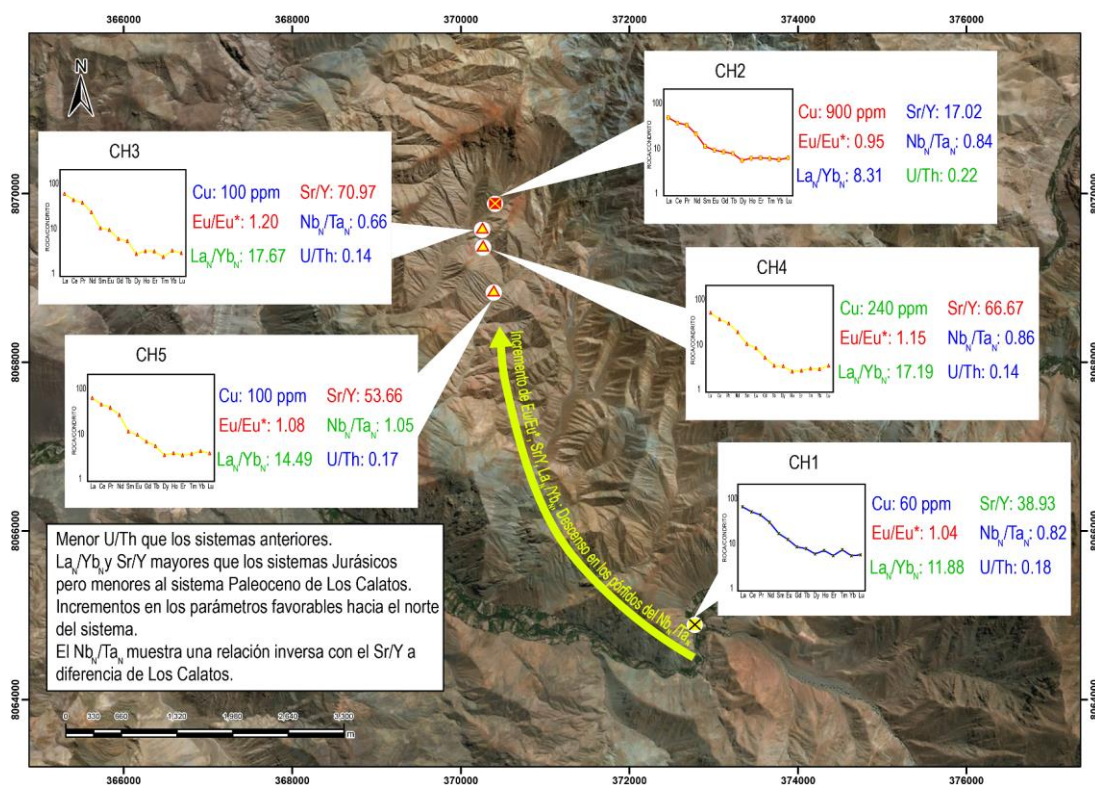


Figura 7.22 Distribución de muestras y sus parámetros más importantes en el pórfido Chipispaya

Como se ha observado de la Figura 7.17, se tiene, citando además parte del análisis realizado por el autor de esta tesis en Martínez *et al.* (2017a):

El pórfido Chipispaya se desarrolló en el extremo occidental del volcanismo Tacaza, por lo que el *rollback* generado causó que la zona del MASH, previamente ubicada en profundidad a una zona de facies eclogítica, ahora se encuentre más somera en una profundidad de facies anfibolítica (tal como se observa en los diagramas REE de la Figura 6.138 en donde el patrón lítrico sugiere fraccionamiento de anfíbol) y siendo estos pórfidos expresión de la búsqueda de estabilidad del sistema mineralógico en la base de la corteza en las nuevas

condiciones de P que se encuentran y estas anomalías observadas en los diagramas geoquímicos son de “transición” (Martínez *et al.*, 2017a).

Es por ello destacable mencionar que **la mayoría de pórfidos se encuentran en el extremo final de diferenciación respecto a la fosa en el tiempo de su respectivo magmatismo parental**, siendo esto observado en las figuras de distancia a la fosa: los pórfidos Jurásicos Tía María-La Tapada se encuentran en el extremo oriental del plutonismo Punta Coles, el sistema de pórfidos Paleocenos Cuajone Quellaveco y Toquepala se encuentran en el extremo oriental del plutonismo Yarabamba y el pórfido Mioceno Chipispaya se encuentra en el extremo occidental del volcanismo Tacaza, dado que el *rollback* genera que las últimas lavas del Tacaza sean las más cercanas a la fosa.

El pórfido Los Calatos muestra también el fraccionamiento expresado en el parámetro Ce/Y pero los pórfidos más orientales se encuentran más fraccionados, razón por la cual se comparó con el pórfido Quellaveco. La muestra CH2, asignada a la Superunidad Yarabamba a manera de techo colgado, no muestra parámetros coherentes con la evolución del magmatismo, por lo que se reafirma que se trata de un intrusivo previo al desarrollo del sistema.

A nivel regional, se tiene en la Figura 7.23 el siguiente modelo comparativo de la evolución del magmatismo para el desarrollo de estos pórfidos:

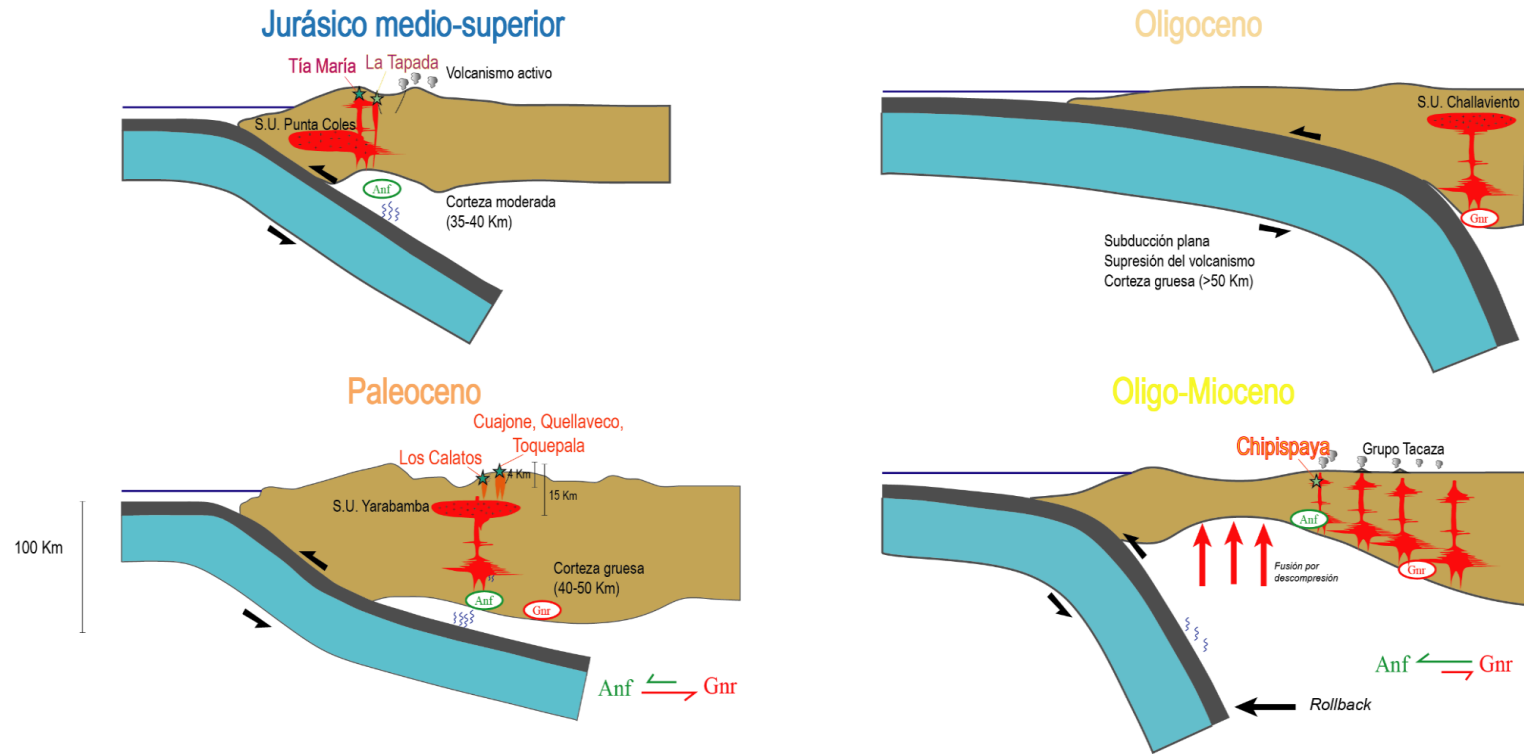


Figura 7.23 Modelo comparativo regional de la evolución del magmatismo entre los pórfidos Tía María-La Tapada, Los Calatos y Chipispaya

Se propone de este modelo, citando además el análisis realizado por el autor de esta tesis en Martínez *et al.* (2017a):

Los **pórfidos jurásicos Tía María y La Tapada** ocurren por adelgazamiento cortical por sistemas de fallas transtensivas, relacionadas al volcanismo Guaneros, que se inició en distintos tiempos a lo largo del arco magmático que comprende, siendo su generación presumiblemente posterior para el sector de estos pórfidos jurásicos, que son producto de diferenciación del intrusivo regional Punta Coles. Para el emplazamiento de los **pórfidos paleocenos, Los Calatos, Cuajone, Quellaveco, Toquepala**, las herramientas litogeoquímicas, sugieren que se dio por confluencia de 4 eventos: Intensa deshidratación del slab (señalada por alto  $Nb_N/Ta_N$ ), por haberse alcanzado profundidad para que el anfíbol sea estable en la zona del MASH siendo capaz de captar agua generando magmas húmedos (patrón lístrico de REE-fraccionamiento de anfíbol), engrosamiento cortical generando que el MASH descienda hacia un nivel de facies eclogítica (empobrecimiento masivo de HREE indicando fraccionamiento de granate) ocasionando liberación masiva de fluidos por parte de los anfíboles y finalmente por influjo de magmas primitivos (incremento del parámetro U/Th) ascendiendo mediante sistemas de fallas corticales y rejuveneciendo termalmente los sistemas porfiríticos en la corteza superior permitiendo enriquecimiento y diferenciación. **Para el Mioceno de Chipispaya** en el contexto del *rollback* del arco Tacaza hacia el arco Huaylillas al oeste se generó adelgazamiento cortical, ascenso de magmas primitivos mediante el Sistema de Fallas Incapuquio y emplazamiento de stocks que generaron el emplazamiento del pórfido Chipispaya (Martínez *et al.*, 2017a).

## CAPÍTULO VIII

### IMPLICANCIAS DE INGENIERÍA

La caracterización litogeoquímica del magmatismo en un yacimiento porfirítico es una herramienta útil para **orientar la exploración**, debido a que los parámetros estudiados permiten reconocer rocas fértiles. Establecer comparaciones y equivalencias entre los parámetros obtenidos para yacimientos conocidos (Tía María, La Tapada, Los Calatos, Cuajone, Quellaveco, Toquepala, Chipispaya, entre otros) puede señalar el potencial de una zona que presente depósitos ocultos, es decir, donde no aflora la mineralización, pero **las rocas ígneas asociadas** (pórfidos, diques, cuerpos subvolcánicos) presenten características litogeoquímicas favorables. Estas características son sintetizadas a continuación

- $La_N/Yb_N > 20$
- $Sr/Y > 40$
- $Eu/Eu^* > 1$
- $Nb_N/Ta_N > 0.7$
- $U/Th > 0.25$
- $Th < 10$

Las firmas litogeoquímicas que son indicadores de contaminación con magmas primitivos (mantélicos) son favorables, ya que el manto es la fuente de los metales, además de que estos pulsos de magmas primitivos son fuente de calor para permitir el rejuvenecimiento termal y diferenciación de intrusiones porfiríticas en la corteza superior.

La distancia a la fosa (es decir, la posición del arco) controla a casi todos los parámetros, ya que casi todos ellos son función de la distancia a la fosa, es decir, están restringidos por ella.

**Para exploración en un arco costero** (poca distancia a la fosa) no se puede esperar encontrar valores  $Sr/Y > 40$  y  $La_N/Yb_N > 20$  ya que estos son característicos de una distancia a la fosa mayor. En arcos costeros los parámetros más favorables son aquellos que indican contaminación con magmas primitivos ( $U/Th > 0.25$ ,  $Th < 10$ ,  $La_N/Yb_N$ ,  $Sr/Y$  bajos) y magmas altamente hidratados ( $Nb_N/Ta_N > 0.7$ ;  $Eu/Eu^* > 1$ ). Las zonas más prospectivas son aquellas que se encuentren en el margen oriental de la componente intrusiva del arco Jurásico, es decir, de la superunidad Punta Coles.

**En arcos con una mayor distancia a la fosa** (por ejemplo el arco Paleoceno) ya se pueden encontrar valores  $Sr/Y > 40$  y  $La_N/Yb_N > 20$  como indicadores de magmatismo fértil. Las zonas más prospectivas son aquellas que se encuentren en el margen oriental de la componente intrusiva del arco Paleoceno, es decir, de la superunidad Yarabamba

Es decir, desarrollando un muestreo sistemático de las rocas ígneas en un sistema porfirítico y en el contexto de la ubicación del arco magmático respecto a la fosa, se pueden emplear estos parámetros como **guía de exploración**, ya que son anomalías desde el punto de vista litogeoquímico y en caso no se encuentre mineralización (**depósitos ocultos**) aflorante su empleo es particularmente útil. Serán una herramienta adicional que reste riesgo al realizar una perforación, la cual debe ser validada y apoyada con otras técnicas de exploración, como la geofísica.

Además, puede emplearse como una herramienta adicional que oriente la explotación durante el desarrollo de una mina, ya que identificando los pórfidos fértiles, puede explorarse en los entornos de su afloramiento, buscando nuevas zonas de alteración y mineralización, esto acompañado con la naturaleza de las rocas receptoras.

## CONCLUSIONES

1. Mediante la caracterización litogeoquímica de las rocas ígneas relacionadas a yacimientos porfiríticos se pueden observar parámetros ( $La_N/Yb_N > 20$ ,  $Sr/Y > 40$ ,  $Eu/Eu^* > 1$ ,  $Nb_N/Ta_N > 0.7$ ,  $U/Th > 0.25$ ,  $Th < 10$ ) que las diferencian de las rocas ígneas regionales.
2. La caracterización petrográfica de las rocas aflorantes en los yacimientos porfiríticos refleja mayor abundancia de minerales hidratados (anfíboles, biotitas en torno a 35%) o sus moldes, y también de minerales resistentes a la alteración (zircón, rutilo). La presencia de opacos, inherente a los eventos mineralizantes, se da como reemplazamiento de ferromagnesianos, en vetillas o diseminados.
3. La distancia a la fosa, parámetro que controla a la mayoría de parámetros litogeoquímicos, tiende a aumentar en el tiempo indicando migración del arco al este, excepto para el Mioceno (alrededor de 22 Ma) donde ocurre un retroceso del arco, observable en la disminución de la distancia a la fosa.
4. Los pórfidos con parámetros indicadores de magmas fértiles más pronunciados se encuentran al extremo este de su correspondiente arco magmático (Tía María-La Tapada al extremo del arco Jurásico, Cuajone, Quellaveco, Toquepala al extremo del arco Paleoceno), es decir, al extremo más joven, salvo el caso de Chipispaya, encontrándose el final del arco Oligo-Mioceno al oeste debido al retroceso.



5. La relativa mayor cercanía a la fosa del pórfido Los Calatos sugiere que es más antiguo que los pórfidos Cuajone, Quellaveco, Toquepala.
6. Respecto a los arcos que albergan a los pórfidos, se tiene que la Superunidad Punta Coles presenta mayor afinidad al Cu-Au y a una corteza primitiva al igual que el volcanismo Guaneros, mientras que la Superunidad Yarabamba muestra mayor afinidad al Cu-Mo y a una corteza más evolucionada y el Grupo Tacaza muestra afinidad al Cu-Mo y a un magmatismo más evolucionado que el Jurásico pero menos que el Paleoceno.
7. Las rocas intrusivas del pórfido La Tapada se distinguen de los pórfidos de Tía María por presentar, en comparación con Tía María, una firma litogeoquímica de un magmatismo más primitivo y marcadamente enriquecido en volátiles, con potencial de movilizar al Au.
8. El pórfido Los Calatos se distingue del pórfido Quellaveco en que el primero presenta una firma de un magmatismo más primitivo y más controlado por el metasomatismo de la cuña mantélica infrayacente, mientras que el pórfido Quellaveco muestra mayor control de la diferenciación y/o contaminación cortical (siendo esto posiblemente en parte por su mayor distancia a la fosa) y en menor grado del metasomatismo de la cuña mantélica infrayacente.
9. El rejuvenecimiento del Grupo Tacaza (en contraste con el magmatismo previo de la Superunidad Challaviento) señalado por el descenso del parámetro Th/Yb

así como de la disminución de la distancia a la fosa se interpreta como un retroceso del arco debido a aumento del ángulo de subducción por retroceso del *slab* subductante, evento conocido como *slab rollback*.

10. La distancia a la fosa tiene control directo en el grado de diferenciación, fraccionamiento, contaminación cortical y espesor cortical, siendo esta relación directa alterada para los pórfidos, sugiriendo variaciones bruscas en el espesor cortical durante su magmatismo generador.
11. Los sistemas porfiríticos presentan parámetros litogeoquímicos distintivos tales como el  $Nb_N/Ta_N$  en torno a 1,  $La_N/Yb_N$ ,  $Sr/Y > 20$ ,  $Eu/Eu^* > 1$ , anomalías débiles o nulas de  $P_2O_5$ ,  $TiO_2$ .
12. El incremento del parámetro  $Nb_N/Ta_N$  es un buen indicador de intenso metasomatismo del slab así como de fraccionamiento de minerales de Ti en el manto y las muestras pertenecientes a sistemas fértiles poseen valores de  $Nb_N/Ta_N$  superiores a 0.7, siendo las rocas intrusivas y subvolcánicas con estas características favorables para generar pórfidos fértiles.
13. El  $Nb_N$  es marcadamente menor para los sistemas porfiríticos en comparación a su respectivo magmatismo regional parental y se debe a una intensificación de la transferencia de fluidos desde el slab subducido hacia la cuña astenosférica suprayacente.

14. Anomalías negativas débiles de  $P_2O_5$  y  $TiO_2$  normalizados para las muestras de sistemas porfiríticos (en contraste de las anomalías negativas pronunciadas características de magmatismo de arco) pueden deberse a mezcla con magmas primitivos que ascienden mediante sistemas de fallas corticales.
15. El origen del rutilo como reemplazamiento pervasivo de anfíboles en las muestras de pórfidos tardíos se debe a exceso de  $TiO_2$  en el fundido, observándose esto en los pórfidos Tía María, La Tapada, Los Calatos y Chipispaya.
16. Las muestras más fértiles de los sistemas porfiríticos presentan firmas litogeoquímicas que indican fraccionamiento de anfíbol en la fuente.
17. Las muestras de sistemas fértiles se encuentran en rangos adakíticos, sugiriendo fraccionamiento de anfíbol  $\pm$  granate en la fuente siendo esta característica especialmente marcada para los pórfidos Paleocenos, en menor grado para el pórfido Chipispaya y en grado aún menor para los pórfidos Tía María y La Tapada.
18. Las anomalías litogeoquímicas que sugieren masivo fraccionamiento de granate ( $\pm$  anfíbol) son anomalías de transición, en espesores corticales superiores a 50 km, en la búsqueda del equilibrio de la base de la corteza hacia un nivel de profundidad distinta (mayor o menor).

19. Las muestras relacionadas a sistemas porfiríticos presentan los valores más bajos de Th y los más altos de U/Th similarmente al Jurásico, indicando un incremento en el influjo de volátiles para el magmatismo generador de estos pórfidos Paleocenos (Cuajone, Quellaveco, Toquepala, Los Calatos).
20. El incremento del parámetro Sr/Ba para las muestras más fértiles de los sistemas porfiríticos puede deberse, más que a incremento del fraccionamiento de feldespatos potásicos, a supresión de fraccionamiento de plagioclasas, siendo que sistemas hidratados tienden a suprimir el fraccionamiento de plagioclasas en la fuente.
21. La Superunidad Yarabamba, como intrusivo regional parental de los pórfidos paleocenos, presenta una extensa serie de diferenciación indicada por el rango de variación del Th (entre 5 y 35 ppm), superior a cualquier otro magmatismo intrusivo o volcánico estudiado en el presente trabajo.
22. Los Miembros Asana y Carpanito del Grupo Toquepala superior, componentes del arco paleoceno, presentes en los afloramientos de los pórfidos Cuajone, Quellaveco y Toquepala (los cuales se están comparando con el pórfido Los Calatos) muestran características litogeoquímicas de magmatismo en corteza delgada, en marcada diferencia a la tendencia seguida con la distancia a la fosa, además representan un magmatismo bimodal, sugiriendo adelgazamiento cortical posiblemente controlado por un *jog* estructural que facilitó posteriormente el emplazamiento de los pórfidos paleocenos Cuajone,

Quellaveco y Toquepala, sugiriendo como guía de exploración la presencia de magmatismo bimodal, asociado a adelgazamiento cortical.

23. Las herramientas litogeoquímicas sugieren que el emplazamiento de los pórfidos Paleocenos se dio por la confluencia de 4 eventos: por una intensa deshidratación del slab (señalada por el alto  $Nb_N/Ta_N$ ), por haberse alcanzado la profundidad para que el anfíbol sea estable en la zona del MASH siendo capaz de captar agua generando magmas húmedos tras su fusión (patrón lítrico de REE-fraccionamiento de anfíbol), por engrosamiento cortical generando que el MASH descienda hacia un nivel de facies eclogítica (empobrecimiento masivo de HREE indicando fraccionamiento de granate) ocasionando liberación masiva de fluidos por parte de los anfíboles y finalmente por influjo de magmas primitivos (incremento del parámetro U/Th) ascendiendo mediante sistemas de fallas corticales y rejuveneciendo termalmente los sistemas porfiríticos en la corteza superior permitiendo enriquecimiento y diferenciación.
24. La Superunidad Challaviento presenta características litogeoquímicas que sugieren un magmatismo no fértil, dado el bajo  $Nb_N/Ta_N$  y U/Th.
25. La débil/nula anomalía de Eu para la Superunidad Challaviento, podría sugerir para este caso un magma hidratado y por ende fértil, puede ser explicada debido a que el Eu es incompatible en granate, haciendo que el fraccionamiento de granate en la fuente (cosa que rige a esta unidad ígnea) puede compensar a una anomalía negativa de Eu hasta convertirla en una anomalía débil o nula.

26. Las muestras del pórfido Chipispaya (subvolcánico Paleógeno-Neógeno, pórfidos) presenta valores de U/Th relativamente bajos, pudiendo ser esto indicador de poco influjo de volátiles en la fuente.

## RECOMENDACIONES

1. Realizar dataciones para determinar la edad de mineralización en los pórfidos de Tía María y Los Calatos.
2. Obtener la edad radiométrica para el cuerpo subvolcánico que aflora en la base del pórfido Chipispaya.
3. Determinar la relación de intrusión en campo de las muestras de rocas ígneas y pórfidos estudiadas para contrastar y afinar la evolución del magmatismo.
4. Determinar los elementos químicos más relevantes para el desarrollo de modelos litogeoquímicos y tectonomagmáticos y asegurarse de elegir los paquetes de análisis químicos que los contengan (caso de elementos Zr, Hf y Sc) para optimizar el empleo de las muestras.
5. Aumentar el número de muestras tomadas en cada yacimiento, refrendadas en un mapeo geológico de detalle, con el propósito de dar mayor fiabilidad a los datos y a las conclusiones aquí presentadas, así como para generar modelos más fiables.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Acosta, H., Alván, A., Mamani, M., Oviedo, M. y Rodríguez, J. (2011). *Geología de los cuadrángulos de Pachía y Palca*, hojas 36-v y 36-x, escala 1:50,000. Lima: INGEMMET. Boletín Serie A: Carta Geológica Nacional.
- Acosta, J. (2006). *Características metalogénicas de los yacimientos asociados a los arcos magmáticos mesozoicos y cenozoicos del sur del Perú (latitudes 16°-18°30')*. Lima: INGEMMET.
- Acosta, J., Rodríguez, I. y Huanacuni, D. (2011). *Memoria sobre la geología económica de la región Arequipa. Proyecto GE33: Metalogenia y Geología Económica por regiones*. INGEMMET.
- Adam, J., Green, T. H., Sie, S. H. y Ryan, C. R. (1997). Trace element partitioning between aqueous fluids, silicate melts and minerals. *Eur. J. Mineral. Vol. 9*, 569-584.
- Aignertorres, M., Blundy, J., Ulmer, P. y Pettke, T. (2007). Laser Ablation ICPMS study of trace element partitioning between plagioclase and basaltic melts: an experimental approach. *Contributions to Mineralogy and Petrology. 153*, 647-667.
- Arculus, R. J. (1999). Geochemical window into subduction and accretion processes: Raspas Metamorphic Complex, Ecuador. *Geology. Vol. 27(6)*, 547-550.
- Arth, J. (1976). Behaviour of trace elements during magmatic processes-a summary of theoretical models and their applications. *J. Res. U. S. Geol. Surv., 4*, 41-47.



- Atherton, M. P. y Petford, N. (1993). Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature*. Vol. 362, 144-146.
- Audebaud, E., Capoevila, R., Dalmayrac, B., Laubaucher, G., Marocco, R., Mattauer, Mégard, F. y Paredes, J. (1973). Les traits géologiques essentiels des Andes Centrales (Perou-Bolovie). *Revue Géographie Physique, Géologie et Dynamique*. 15 (1-2), 73-114.
- Ayers, J. C. y Eggler, D. H. (1995). Partitioning of elements between silicate melt and H<sub>2</sub>O-NaCl fluids at 1.5 and 2.0 GPa pressure: Implications for mantle metasomatism. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 4237-4246.
- Ayers, J. C. y Watson, E. B. (1993). Apatite/fluid partitioning of rare-earth elements and strontium; experimental results at 1.0 GPa and 1000 degrees C and application to models of fluid-rock interaction. *Chemical Geology*. Vol. 110, 299-314.
- Ayers, J. C., Dittmer, S. K. y Layne, G. D. (1997). Partitioning of elements between peridotite and H<sub>2</sub>O at 2.0 –3.0 GPa and 900 – 1100°C, and application to models of subduction zone processes. *Earth Planet. Sci. Lett*, 381-398.
- Bacon, C. y Druitt, T. (1988). Compositional Evolution of the Zoned Calcalkaline Magma Chamber of Mount-Mazama, Crater Lake, Oregon. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98(2), 224-256.
- Baier, J., Audetat, A. y Keppler, H. (2008). Origin of the negative niobium tantalum anomaly in subduction zone magmas. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 267(1-2), 290-300.
- Ballhaus, C. (1993). Oxidation states of the lithospheric and asthenospheric upper mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. 114, 331-348.

- Beckinsale, R., Sánchez, A., Brook, M., Cobbing, E., Taylor, W. y Moore, N. (1985). Rb-Sr whole rock isochron and K-Ar age determinations for the coastal Batholith of Peru. En W. Pitcher, M. Atherton, E. Cobbing y R. Beckinsale, *Magmatism at a plate edge: The Peruvian Andes* (págs. 177-202). Nueva York: Halsted Press, a Division of John Wiley & Sons Inc.
- Bellido, E. (1979). *Geología del cuadrángulo de Moquegua (35-u)*. Lima: INGEMMET. Boletín Serie A: Carta Geológica Nacional N° 15.
- Bellido, E. y Guevara, C. (1963). *Geología de los cuadrángulos de Punta de Bombón y Clemesí*. Lima: INGEMMET. Carta Geológica Nacional. Bol. N° 5 Serie A.
- Bellido, E.; De Montreuil, L. (1972). *Aspectos generales de la metalogenia del Perú*. Lima: Servicio de Geología y Minería. Boletín Serie B: Geología Económica N° 1.
- Best, M. (2003). *Igneous and Metamorphic petrology. Second edition*. United Kingdom: Blackwell Publishing.
- Bissig, T., Leal-Mejía, H., Stevens, R. B. y Hart, C. J. (2017). High Sr/Y Magma Petrogenesis and the Link to Porphyry Mineralization Revealed by Garnet-Bearing I-Tyoe Granodiorite Porphyries of the Middle Cauca Au-Cu Belt, Colombia. *Economic Geology*. Vol. 112, 551-568.
- Blatt, H. y Tracy, R. (1996). *Petrology: Igneous, sedimentary and metamorphic, 2nd ed.* New York: W. H. Freeman.
- Blevin, P. L. y Morrison, G. W. (2001). A zoned magma chamber model for the production of Au-lithophile mineralisation in subvolcanic igneous felsic

- systems. En P. J. Williams, *A hydrothermal odyssey. Extended conference abstracts EGRU Contributions 59* (págs. 24-25). James Cook University.
- Boekhout, F. (2012). *Geochronological constraints on the Paleozoic to Early Mesozoic geodynamic evolution of southern coastal Peru*. Tesis Doctoral. Geneve: Univ. Genève.
- Bowen, N. (1928). *The evolution of the igneous rocks*. New York: Dover Publications, Inc.
- Brenan, J., Shaw, H., Ryerson, F. y Phinney, D. (1995). Experimental-Determination of Trace-Element Partitioning between Pargasite and a Synthetic Hydrous Andesitic Melt. *Earth and Planetary Science Letters* 135(1-4), 1-11.
- Briqueau, L., Bougault, H. y Loron, J. L. (1984). Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones: Petrogenetic implications. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol 68(2), 297-308.
- Browne, B. L. y Gardner, J. E. (2006). The influence of magma ascent path on the texture, mineralogy, and formation of hornblende reaction rims. *Earth & Planetary Science Letters*. Vol. 246, 161-176.
- Bucher, K. y Frey, M. (1994). *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Berlin: Springer Berlin Heidelberg.
- Buret, Y., von Quadt, A., Heindrich, C., Selby, D., Wälle, M. y Peytcheva, I. (2016). From a long-lived upper crustal magma chamber to rapid Porphyry copper emplacement: Reading the Geochemistry of zircon crystals at Bajo de la Alumbrera (NW Argentina). *Earth & Planetary Science Letters*. Vol. 450, 120-131.

- Burkart, B. y Self, S. (1985). Extension and rotation of crustal blocks in northern Central America and effect on the volcanic arc. *Geology*. Vol. 13, 22-26.
- Burnham, C. W. (1979). The importance of volatile constituents. En H. S. Yoder, *The evolution of the Igneous rocks: Fiftieth Anniversary Appraisal* (págs. 439-482). New Jersey: Princeton University Press.
- Candela, P. A. y Holland, H. D. (1984). The partitioning of copper and molybdenum between silicate melts and aqueous fluids. *Geochim. Cosmochim. Acta*. Vol. 48, 373-380.
- Castillo, P. R., Janney, P. E. y Solidum, R. U. (1999). Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. 134, 33-51.
- Castro, A. (2015). *Petrografía de Rocas ígneas y Metamórficas*. España: Ediciones Paraninfo, S.A.
- Chiaradia, M., Ulianov, A., Kouzmanov, K. y Beate, B. (2012). Why large porphyry Cu deposits like high S/Y magmas. *Scientific reports*. Vol. 2(685), 1-7.
- Clark, A., Farrar, E., Kontak, D. y Langridge, R. (1990a). Geologic and Geochronologic Constraints on the Metallogenic Evolution of the Andes of Southeastern Peru. *Economic Geology*. Vol 85, 1520-1583.
- Cobbing, E. y Pitcher, W. (1983). Andean plutonism in Peru and its relationship to volcanism and segmented plate edge. *Mem. Geol. Soc. Am.* Vol 159, 277-292.
- Cobbing, E., Pitcher, W. y Taylor, W. (1977b). Segments and Superunits in the Coastal Batholith of Peru. *Journal of Geology*. Vol 85, 625-631.

- Cox, K., Bell, J. y Pankhurst, R. (1979). *The interpretation of igneous rocks*. Reino Unido: Chapman & Hall.
- Davidson, J., Turner, T. y Plank, T. (2013). Dy/Dy\*: Variations Arising from Mantle Sources and Petrogenetic Processes. *Journal of Petrology*. Vol 54 (3), 525-537.
- De La Roche, H., Leterrier, P. y Marchal, M. (1978). Classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses-its relationships with nomenclature. *Chem. Geol.* Vol 29, 183-210.
- De Laeter, J. R. y Hosie, D. J. (1978). The abundance of Barium in stony meteorites. *Earth Planet. Sci. Lett.* Vol. 38, 416-420.
- Deering, C. D., Bachmann, O., Dufek, J. y Gravley, D. M. (2011). Rift-related transition from Andesite to Rhyolite Volcanism in the Taupo Volcanic Zone (New Zealand) controlled by crustal-melt Dynamics in Mush Zones with Variable Mineral Assemblages. *Journal of Petrology*. Vol. 52(11), 2243-2263.
- Defant, M. y Drummond, M. (1990). Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*. Vol 347, 662-665.
- Defant, M., Kepezhinskas, P., Jifeng, X., Wang, Q., Zhang, Q. y Xiao, L. (2002). Adakites: Some variations on a theme. *Acta Petrologica Sinica*. Vol. 18(2), 129-142.
- Demouy, S., Paquette, J. L., Saint Blanquat, M., Benoit, M., Belousova, E., O'Reilly, S., García, F., Tejada, L., Gallegos, R. y Sempere, T. (2012). Spacial an temporal evolution of Liassic to Paleocene arc activity in southern Peru

- unreveled by zircon U-Pb and Hf in-situ data of plutonic rocks. *Lithos. Vol. 155*, 183-200.
- Dilles, J. H., Kent, A. J., Wooden, J. L., Tosdal, R. M., Koleszar, A., Lee, R. G. y Farmer, L. P. (2015). Zircon compositional evidence for sulfur-degassing from ore-forming arc magmas. *Economic Geology. Vol. 110*, 241-251.
- Dostal, J., Dupuy, C., Carron, J., Dekerneizon, M. y Maury, R. (1983). Partition-Coefficients of Trace-Elements - Application to Volcanic-Rocks of St-Vincent, West-Indies. *Geochimica et Cosmochimica Acta 47(3)*, 525-533.
- Drake, M. y Weill, D. (1975). Partition of Sr, Ba, Ca, Y, Eu<sup>2+</sup>, Eu<sup>3+</sup>, and Other Rees between Plagioclase Feldspar and Magmatic Liquid - Experimental Study. *Geochimica et Cosmochimica Acta. 39(5)*, 689-712.
- Dreher, S. T., Macpherson, C. G., Pearson, D. G. y Davidson, J. P. (2005). Re-Os isotope studies of Mindanao adakites: implications for sources of metals and melts. *Geology. Vol. 33*, 957-960.
- Dunn, S. y Sen, C. (1994). Mineral/Matrix Partition-Coefficients for Ortho-Pyroxene, Plagioclase, and Olivine in Basaltic to Andesitic Systems - a Combined Analytical and Experimental-Study. *Geochimica et Cosmochimica Acta. 58(2)*, 717-733.
- El Bouseily, A. M. y El Sokyary, A. A. (1975). The relation between Rb, Ba, and Sr in granitic rocks. *Chemical Geology. Vol. 16*, 207-219.
- Eskola, P. (1915). On the relations between the chemical and mineralogical composition in the metamorphic rocks of Orijarvi region. *Bull. Comm. Geol. Finlandt. Vol. 44*, 109-145.

- Ewart, A. y Griffin, W. L. (1994). Application of Proton-Microprobe Data to Trace-Element Partitioning in Volcanic-Rocks. *Chemical Geology*. Vol. 117(1-4), 251-284.
- Foley, S. F. y Wheller, G. (1990). Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanics and continental potassic igneous rocks: The role of residual titanates. *Chemical Geology*. Vol. 85(1-2), 1-18.
- Foley, S. F., Barth, M. G. y Jenner, G. A. (2000). Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 64(5), 933-938.
- Frey, F. (1969). Rare earth abundances in a high-temperature peridotite intrusion. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 33(11), 429-447.
- Fujimaki, H. (1986). Partition-Coefficients of Hf, Zr, and Ree between Zircon, Apatite, and Liquid. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 94(1), 42-45.
- Fujimaki, H., Tatsumoto, M. y Aoki, K. (1984). Partition coefficients of Hf, Zr, and REE between phenocrysts and groundmasses. *Journal of Geophysical Research* 89, 662-672.
- Gill, R. (2010). *Igneous rocks and processes*. London: Edit. Wiley-Blackwell.
- Glazner, A., Bartley, J., Coleman, D., Gray, W. y Taylor, R. (2004). Are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chambers? *GSA Today*. Vol. 14, 4-11.
- Goldschmidt, V. (1927). Krystallbau und chemische Zusammensetzung. *European Journal of Inorganic Chemistry*. 60, 5, 1263-1296.

- Green, T. H. (1980). Island arc and continent-building magmatism-A review of petrogenetic models based on experimental petrology and geochemistry. *Tectonophysics. Vol. 63*, 367-385.
- Green, T. H. y Pearson, N. J. (1986). Ti-Rich Accessory Phase Saturation in Hydrous Mafic-Felsic Compositions at High P, T. *Chemical Geology. Vol. 54*, 185-201.
- Green, T. y Pearson, N. (1983). Effect of pressure on rare Earth element partition coefficients in common magmas. *Nature. 305*, 414-416.
- Green, T. y Pearson, N. (1985a). Experimental determination of REE partition coefficients between amphibole and basaltic to andesitic liquids at high pressure. *Geochimica et Cosmochimica Acta. 49(1)*, 465-468.
- Green, T. y Pearson, N. (1987). An experimental study of Nb and Ta partitioning between Ti-rich minerals and silicate liquids at high pressure and temperature. *Geochimica et Cosmochimica Acta. 51*, 55-62.
- Green, T., Blundy, J., Adam, J. y Yaxley, G. (2000). SIMS determination of trace element partition coefficients between garnet, clinopyroxene and hydrous basaltic liquids at 2-7.5 Gpa and 1080-1200C. *Lithos. 53*, 165-187.
- Hack, P., Nielsen, R. y Johnston, A. (1994). Experimentally determined rare-Earth element and Y partitioning behavior between clinopyroxene and basaltic liquids at pressures up to 20 kbar. *Chemical Geology. 117*, 89-105.
- Hamlyn, P. R., Keays, R. R., Cameron, W. E. y Waldron, H. M. (1985). Precious metals in magnesian low-Ti lavas: Implications for metallogenesis and sulfur saturation in primary magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta. Vol. 49(8)*, 1797-1811.



- Hanson, G. N. (1978). The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 38, 26-43.
- Harkins, W. D. (1917). The Evolution of the Elements and the Stability of Complex Atoms. *Journal of the American Chemical Society*. Vol. 39(5), 856.
- Hart, S. y Dunn, T. (1993). Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 113, 1-8.
- Haskin, L. A., Wildeman, T. R. y Haskin, M. A. (1968). An accurate procedure for the determination of the rare earths by neutron activation. *Journal of Radioanalytical Chemistry*. Vol. 1, 337-348.
- Hauri, E., Wagner, T. y Grove, T. (1994). Experimental and natural partitioning of Th, U, Pb and other trace elements between garnet, clinopyroxene and basaltic melts. *Chemical Geology*. 117, 149-166.
- Heier, K. S. y Taylor, S. (1959a). Distribution of Li, Na, K, Rb, Cs, Pb and Tl in southern Norwegian pre-Cambrian alkali feldspars. *Geochim. Cosmochim. Acta*. Vol. 15, 284.
- Heier, K. S. y Taylor, S. R. (1959b). Distribution of Ca, Sr and Ba in southern Norwegian pre-Cambrian alkali feldspars. *Geochim. Cosmochim. Acta*. Vol. 17, 286.
- Higuchi, H. y Nagasawa, H. (1969). Partition of trace elements between rock-forming minerals and the host volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 7, 281-287.
- Hsu, Y., Zajacz, Z., Ulmer, P. y Heinrich, C. A. (2017). Copper partitioning between silicate melts and amphibole: Experimental insight into magma evolution

- leading to porphyry copper ore formation. *Chemical Geology*. Vol. 448, 151-163.
- Hughes, J. M. y Rakovan, J. F. (2015). Structurally robust, chemically diverse: apatite and apatite supergroup minerals. *Elements*. Vol. 11, 165-170.
- Irvine, T. y Baragar, W. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 253, 523-548.
- Irving, A. y Frey, F. (1978). Distribution of Trace-Elements between Garnet Megacrysts and Host Volcanic Liquids of Kimberlitic to Rhyolitic Composition. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 42, 771-787.
- Irving, A. y Frey, F. (1984). Trace-Element Abundances in Megacrysts and Their Host Basalts - Constraints on Partition-Coefficients and Megacryst Genesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48(6), 201-221.
- Ishihara, S., Sawata, H., Arpornsuwan, S., Busaracome, P. y Bungbrakearti, N. (1979). The magnetite-series and ilmenite-series granitoids and their bearing on tin mineralization, particularly of the Malay Peninsula region. *Geol. Soc. Malaysia*. Vol. 11, 103-110.
- Jenks, W. (1948). *Geología de la Hoja de Arequipa*. Lima: Bol. Inst. Geol. Perú.
- Jenner, G. A., Foley, S. F., Jackson, S. E., Green, T. H., Fryer, B. H. y Longerich, H. P. (1994). Determination of partition coefficients for trace elements in high pressure-temperature experimental run products by laser ablation microprobe-inductively coupled plasma-mass spectrometry (LAM-ICP-MS). *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 57(23-24), 99-103.
- Jensen, B. (1973). Patterns of trace element partitioning. *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 2227-2242.

- Kay, R. W. y Kay, S. M. (2002). Andean Adakites: Three Ways to Make Them. *Acta Petrologica Sinica*. Vol. 18, 303-311.
- Kay, S. y Mpodozis, C. (2001). Central Andean Ore Deposits Linked to Evolving Shallow Subduction Systems and Thickening Crust. *GSA Today*, 4-9.
- Keppeler, H. y Wyllie, P. J. (1990). Role of fluids in transport and fractionation of uranium and thorium in magmatic processes. *Nature*. Vol.348, 531-533.
- Kolbe, P. y Taylor, S. R. (1966). Geochemical investigation of the granitic rocks of the Snowy Mountains area. New South Wales. *Journ. Geol. Soc. Australia*. Vol. 13, 1-25.
- Kuno, H. (1969). Andesite in time and space. *Proceedings of the andesite conference*. *Bulletin 65*, 13-20.
- Laharie, R. (1975). Tectogénesis, orogénesis y volcanismo en los Andes del Sur del Perú. *Bull. Inst. Fr. Et. Andines*. Vol. 4, 173-198.
- Lambert, R. S., Holland, J. G. y Owen, P. F. (1974). Chemical petrology of a suit of calc-alkaline lavas from Mount Ararat, Turkey. *J. Geology*. Vol. 82(4), 419-438.
- Lang, J. R. y Baker, T. (2001). Intrusion-related gold systems: the present level of understanding. *Mineralium Deposita*. Vol. 36, 477-489.
- Le Maitre, R. (2002). *Igneous rocks. A classification and glossary of terms*. 2nd ed. New York: Cambridge University Press.
- Lemarchand, F., Benoit, V. y Calais, G. (1987). Trace element distribution coefficients in alkaline series. *Geochimica et Cosmochimica Acta 51: 1*, 71-81.

- Li, L., Xiong, X. L. y Liu, X. C. (2017). Nb/Ta Fractionation by Amphibole in Hydrous Basaltic Systems: Implications for Arc Magma Evolution and Continental Crust Formation. *Journal of Petrology*. Vol. 58(1), 3-28.
- Loucks, R. R. (2014). Distinctive composition of copper-ore-forming arc magmas. *Australian Journal of Earth Sciences*. Vol. 61, 5-16.
- Luhr, J. y Carmichael, I. (1980). The Colima volcanic complex, Mexico. I: post-caldera andesites from Volcan Colima. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 71, 343-372.
- Lynton, S. J., Candela, P. A. y Piccoli, P. M. (1993). An experimental study of the partitioning of copper between pyrrhotite and a high silica rhyolitic melt. *Economic Geology*. Vol. 88, 901-915.
- MacDonald, G. y Katsura, I. (1964). Chemical Composition of Hawaiian Lavas. *Journal of Petrology*. Vol. 5, 82-133.
- Mahood, G. y Hildreth, E. (1983). Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 47, 11-30.
- Mamani, M., Wörner, G. y Sempere, T. (2010). Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean orocline (13°S to 18°S): Tracing crustal thickening and magma generation through time and space. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. 122, 162-182.
- Mantle, G. W. y Collins, W. J. (2008). Quantifying crustal thickness variations in evolving orogens: Correlation between arc basalt composition and Moho depth. *Geology*. Vol. 36, 87-90.

- Martínez, W. y Cervantes, J. (2003). *Rocas ígneas en el sur del Perú. Nuevos datos geocronométricos, geoquímicos y estructurales entre los paralelos 16° y 18° 30' Latitud Sur*. Lima: Boletín N° 26. Serie D: Estudios Regionales.
- Martínez, W. y Cervantes, J. (2010). Proyecto Los Calatos, marco estructural y características geológicas, sector Jaguay, Moquegua. *XV Congreso Peruano de Geología. Resúmenes Extendidos*. Sociedad Geológica del Perú, Pub. Esp. N° 9, 568-570.
- Martínez, W. y Zuloaga, A. (2000). *Memoria explicativa de la geología del cuadrángulo de Moquegua (35-u)*. Lima: INGEMMET.
- Martínez, W. y Zuloaga, A. (2002). Nuevas contribuciones a la caracterización geoquímica del Grupo Toquepala; sector Moquegua-sur de Perú. *XI Congreso Peruano de Geología. Trabajos Científicos*. Sociedad Geológica del Perú, 219-231.
- Martínez, W., Cervantes, J. y Romero, D. (2006). *El Arco Magmático Jurásico/Paleógeno, nuevas contribuciones Estratigráficas, Petrográficas y Geoquímicas; Arequipa-Tacna. Sur de Perú*. Lima, Perú.: INGEMMET. Informe interno.
- Martínez, W., Otero, J., León, W. y Marchena, A. (2017a). *Estudio metalogenético de la Faja magmática Jurásico-Cretáceo asociado a los depósitos minerales tipo ICOG y Pórfidos entre Ica, Arequipa, Moquegua y Tacna. Bloque Sur*. Lima: INGEMMET.
- Martínez, W., Marchena, A., Otero, J., Cervantes, J. y León, W. (2017b). *Geología y controles Tectonomagmáticos de los Sistemas Porfiríticos en el Arco Magmático Occidental, Sur del Perú*. Lima: INGEMMET.

- Mason, B. (1979). Data of Geochemistry. Chapter B. Cosmochemistry. Part 1. Meteorites. Prof. Pap. *U. S. Geol. Surv. 440-B-1*, 1-132.
- Matsui, Y., Onuma, N., Nagasawa, H., Higuchi, H. y Banno, S. (1977). Crystal structure control in trace element partition between crystal and magma. *Tectonics. 100*, 315-324.
- McKenzie, D. y O'Nions, R. (1991). Partial melt distributions from inversion of rare Earth element concentrations. *Journal of Petrology 32:1*, 21-91.
- Mendívil, S. (1965). *Geología de los cuadrángulos de Maure y Antajave*. Lima: Bol. Cart. Geol. Nac. Peru N° 10.
- Miller, C. F. y Mittlefehldt, D. W. (1982). Depletion of light rare-earth elements in felsic magmas. *Geology. Vol. 10*, 129-133.
- Mioduchowski, A. (2001). *Geochemistry and Petrology of the Tía María Prospect, Department Arequipa-Peru*. Tesis de Maestría. New Mexico: New Mexico Institute of Mining and Technology.
- Moore, G. y Carmichael, I. S. (1998). The hydrous phase equilibria (to 3 kbar) of an andesite and basaltic andesite from Western Mexico: constraints on water content and conditions of phenocryst growth. *Contributions to Mineralogy and Petrology. Vol. 130*, 304-319.
- Mpodozis, C., Cornejo, P., Kay, S. y Tittler, A. (1995). La franja Maricunga: síntesis de la evolución del frente Volcánico Oligoceno-Mioceno de la zona ser de los Andes Centrales. *Revista Geológica de Chile. Vol. 21. N° 2*, 273-313.
- Muenow, D. W., García, M. O., Aggrey, K. E., Bednarz, U. y Schmincke, H. U. (1990). Volatiles in submarine glasses as a discriminant of tectonic origin: application to the Troodos ophiolite. *Nature*, 159-161.

- Mukasa, S. (1986a). Zircon U-Pb ages of super-units in the Coastal batholith, Peru: Implications for magmatic and tectonic processes. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. 97., 241-254.
- Müller, D. y Grooves, D. I. (1995). *Potassic Igneous Rocks and Associated Gold-Copper Mineralization*. Berlín: Springer.
- Müntener, O., Kelemen, P. y Grove, T. (2001). The role of H<sub>2</sub>O during crystallization of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: an experimental study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. 141, 643-658.
- Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 38, 757-775.
- Naney, M. T. (1983). Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *Am. J. Sci.* Vol. 283, 993-1033.
- Nash, W. y Crecraft, H. R. (1985). Partition coefficients for trace elements in silicic magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 49: 2, 309-322.
- Neal, C. R. y Taylor, N. A. (1989). A negative Ce anomaly in a peridotite xenolith: Evidence for crustal recycling into the mantle or mantle metasomatism? *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 53, 1035-1040.
- Nicholls, I. y Harris, K. (1980). Experimental rare Earth element partition coefficients for garnet, clinopyroxene and amphibole coexisting with andesitic and basaltic liquids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 44, 287-308.
- Nielsen, R., Gallahan, W. y Newberger, F. (1992). Experimentally determined mineral-melt partition coefficients for Sc, Y and REE for olivine,

- orthopyroxene, pigeonite, magnetite and ilmenite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 110, 488-499.
- Noble, D., Farrar, E. y Cobbing, E. (1979a). The Nazca group of south-central Perú: Age, source and regional volcanic and tectonic significance. *Earth & Planetary Science Letters*. Vol. 45, 80-86.
- Nockolds, S. R. y Allen, R. (1953). The geochemistry of some igneous rock series. Part 1. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 4, 105-142.
- Noury, M., Philippon, M., Bernet, M., Paquette, J. -L. y Sempere, T. (2017). Geological record of flat slab-induced extension in the southern Peruvian forearc. *The Geological Society of America*, 1-4.
- Oddo, G. (1914). Die Molekularstruktur der radioaktiven Atome. *Journal of Inorganic and General Chemistry*. Vol. 87(1), 253-268.
- Onuma, N., Wakita, H. y Nagasawa, H. (1968). Trace element partition between two pyroxenes and the host lava. *Earth and Planetary Science Letters* 5(1), 47-51.
- Oyarzún, R., Márquez, A., Lillo, J., López, I. y Rivera, S. (2001). Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic versus normal calc-alkaline magmatism. *Mineralium Deposita*. Vol. 36, 794-798.
- Paster, T., Schauwecker, D. y Haskin, L. (1974). The behavior of some trace elements during solidification of the Skaergaard layered series. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38(10): 1, 549-577.
- Pearce, J. A. (1996). A User's Guide to Basalt Discrimination Diagrams. En D. A. Wyman, Trace Element geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for



- Massive Sulphide Exploration: *Geol. Assoc. Can. Short Course Notes, vol. 12* (págs. 79-113). Newfoundland: Geol. Assoc. of Can., St. John's.
- Pearce, J. A., Nigell, B., Harris, W. y Tindle, A. (1984). Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology. Vol. 25(4)*, 956-983.
- Peccerillo, A. y Taylor, S. (1976). Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to mineralogy and petrology*, 63-81.
- Perelló, J., Carlotto, V., Zárate, A., Ramos, P., Posso, H., Neyra, C., Caballero, A., Fuster, N., Muhr, R. (2003). Porphyry-style alteration and mineralization of the middle Eocene to early Oligocene Andahuaylas-Yauri Belt, Cuzco region, Peru. *Economic Geology. Vol. 98*, 1575-1605.
- Pino, A., Jacay, J., Sempere, T., Ianuzzi, R., Alleman, V. y Pfefferkorn, J. (2002). Nuevos aportes geológicos en el estudio de la evolución geodinámica de la Cordillera de los Andes en el Sur del Perú. *XI Congreso Peruano de Geología. Resúmenes*, 40.
- Pitcher, W., Atherton, M., Cobbing, E. y Beckinsale, R. (1985). *Magmatism at a plate edge: The Peruvian Andes*. New York: Halsted Press, a Division of John Wiley and Sons Inc.
- Quang, C. (2003). *An Expanded Geochronological and Geomorphological Framework for Hypogene and Supergene Mineralization in the Southern Peru Porphyry Copper Belt*. Tesis de Maestría. Kingston, Ontario, Canadá: Queen's University.

- Quang, C. X., Clark, A. H., Lee, J. K. y Hawkes, N. (2005). Response os supergene processes to episodic Cenozoic uplift, pediment erosion, and ignimbrite eruption in the porphyry copper province of southern Perú. *Economic Geology*. Vol. 100, 87-114.
- Quang, C., Clark, A., Lee, J. y Guillen, J. (2003a). Ar40-Ar39 ages of hypogene and supergene mineralization in the Cerro Verde-Santa Rosa porphyry Cu-Mo cluster, Arequipa, Peru. *Economic Geology*. Vol. 98, 1683-1696.
- Rabbia, O. M., Correa, K. J., Hernández, L. B. y Ulrich, T. (2017). "Normal" to adakite-like arc magmatism associated with the El Abra porphyry copper deposit, Central Andes, Northern Chile. In. *J. Earth Sci. (Geol. Rundsch)*, 1-25.
- Rabbia, O. M., Hernández, L. B., Cabrera, J. M., Ulrich, T., Bissig, T. y Parra, A. (2012). Evidencias de movilidad de las REE en depósitos tipo pórfido de cobre durante la alteración hidrotermal. *XIII Congreso Geológico Chileno*, (págs. 90-92). Antofagasta, Chile.
- Reid, F. (1983). Origin of the Rhyolitic Rocks of the Taupo Volcanic Zone, New-Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 15(4), 315-338.
- Richards, J. (2003). Tectono-Magmatic Precursors for Porphyry Cu-(Mo-Au) Deposit Formation. *Economic Geology*. Vol. 98, 1515-1533.
- Richards, J. (2011). High Sr/Y Arc Magmas and Porphyry Cu  $\pm$  Mo  $\pm$  Au Deposits: Just Add Water. *Economic Geology*. Vol. 106, 1075-1081.
- Richards, J. P. y Kerrich, R. (2007). Special Paper: Adakite-Like Rocks: Their Diverse Origins and Questionable Role in Metallogenesis. *Economic Geology*. Vol. 102, 537-576.

- Richards, J., Boyce, A. y Pringle, M. (2001). Geologic Evolution of the Escondida Area, Northern Chile: A Model for Spatial and Temporal Localization of Porphyry Cu Mineralization. *Economic Geology*. Vol. 96, 271-305.
- Rickwood, P. (1989). Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 247-267.
- Ridolfi, F., Renzulli, A. y Puerini, M. (2010). Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contrib. Mineral. Petrol.* Vol. 163, 877-895.
- Ringwood, A. (1955). The principles governing trace element distribution during magmatic crystallization Part I: The influence of electronegativity. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 7(3), 189-202.
- Ringwood, A. E. (1990). Slab-mantle interactions. Petrogenesis of intraplate magmas and structure of the upper mantle. *Chemical Geology*. Vol. 82(3-4), 187-207.
- Rohrlach, B. D. y Loucks, R. R. (2005). Multi-million-year cyclic ramp-up of volatiles in a lower-crustal magma reservoir trapped below the Tampakan copper - gold deposit by Mio-Pliocene crustal compression in the southern Philippines. Super porphyry copper and gold deposits: A global perspective, *PGC Publishing (Adelaide)*, 1-43.
- Rollinson, H. (1993). *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. New York: John Wiley & Sons, Inc.
- Ronov, A. y Yaroshevskiy, A. (1976). A new model for the chemical structure of the Earth's crust. *Geochemistry International* 13(6), 89-121.
- Rudnick, R. L. (2004). *The Crust*. U.S.A: Elsevier.

- Ryerson, F. J. y Watson, E. B. (1987). Rutile saturation in magmas: implications for Ti–Nb–Ta depletion in island-arc basalts. *Earth Planet. Sci. Lett. Vol. 86*, 225-239.
- Salters, V. y Longhi, J. (1999). Trace element partitioning during the initial stages of melting beneath mid-ocean ridges. *Earth and Planetary Science Letters. 166*, 15-30.
- Schaltegger, U., Brack, P., Ovtcharova, M., Peytcheva, I., Schoene, B., Stracke, A. y Bargossi, G. M. (2009). Zircon U, Pb, Th and Hf isotopes record up to 700 kyrs of magma fractionation and crystallization in a composite pluton (Adamello batholith, N Italy). *Earth & Planetary Science Letters. Vol. 286*, 208-218.
- Shand, S. (1927). *Eruptive Rocks: Their genesis, composition, classification and their relation to ore-deposits*. New York: John Wiley & Sons.
- Shannon, R. (1976). Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides. *Acta Crystallogr., Sect. A, 32*, 751-767.
- Shima, M. (1979). The abundances of titanium, zirconium and hafnium in stony meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta. Vol. 43*, 353-362.
- Sillitoe, R. (1979). Some thoughts of gold-rich porphyry copper deposits. *Mineralium Deposita. Vol. 14(2)*, 161-174.
- Sillitoe, R. y Perelló, J. (2005). Andean Copper Province: Tectonomagmatic Settings, Deposit Types, Metallogeny, Exploration and Discovery. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 845-890.

- Simmons, A. T. (2013). *Magmatic and Hydrothermal Stratigraphy of Paleocene and Eocene Porphyry Cu-Mo Deposits in Southern Peru*. Tesis Doctoral. Vancouver: The University of British Columbia.
- Stalder, R., Foley, S. F., Brey, G. P. y Horn, I. (1998). Mineral aqueous fluid partitioning of trace elements at 900-1200 degrees C and 3.0-5.7 GPa: New experimental data for garnet, clinopyroxene, and rutile, and implications for mantle metasomatism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 62(10), 781-801.
- Stewart, J. (1968). *Rocas Intrusivas del Cuadrángulo de La Joya*. Boletín N° 19 Lima: Servicio de Geología y Minería.
- Streck, M. y Dilles, J. H. (1998). Sulfur evolution of oxidized arc magmas as recorded in apatite from a porphyry copper batholith. *Geology*. Vol. 26, 523-526.
- Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*. Vol. 12, 1-33.
- Sun, S. S. (1980). Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Philos. Trans. R. Soc. Lond.* A297, 409-445.
- Sun, W., Zhang, H., Ling, M. -X., Ding, X., Chung, S. -L., Zhou, J., Yang, X. -Y., Fan, W. (2011). The genetic association of adakites and Cu-Au ore deposits. *International Geology Review*. Vol. 53, 691-703.
- Tatsumi, Y. y Eggins, S. (1995). *Subduction Zone Magmatism*. Oxford: Blackwell.
- Taylor, S. R. y Heier, K. S. (1960). Contributions to the mineralogy of Norway N° 5. Trace elements variations in three generations of feldspars from the Landsverk 1 pegmatite. *Norsk Geol. Tidsskr.* Vol. 40, 133.

- Taylor, S. R. y McLennan, S. M. (1985). *The Continental Crust; Its composition and evolution; an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks*. Oxford: Blackwell.
- Thiéblemont, D., Stein, G. y Lescuyer, J. (1997). Epithermal and porphyry deposits-the adakite connection. *Earth & Planetary Sciences*. Vol. 325, 103-109.
- Thirwall, M., Smith, T., Graham, A., Theodorou, N., Hollings, P., Davidson, J. y Arculus, R. (1994). High field strength element anomalies in arc lavas: source or process? *Journal of petrology*. Vol. 35, 819-838.
- Thompson, R. N. (1982). Magmatism of the British Tertiary Volcanic Province. *Scottish Journal of Geology*. Vol. 18, 49-107.
- Thouret, J. C., Wörner, G., Gunnell, Y., Singer, B., Zhang, X. y Souriot, T. (2007). Geochronologic and stratigraphic constraints on canyon incision and Miocene uplift of the Central Andes in Peru. *Earth & Planetary Science Letters*. Vol. 263, 151-166.
- Tosdal, R. M., Farrar, E. y Clark, A. H. (1981). K-Ar geochronology of the late Cenozoic volcanic rocks of the Cordillera Oriental, Southernmost Peru. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 10, 157-173.
- Turner, F. (1981). *Metamorphic petrology*. New York: McGraw-Hill.
- Udubasa, G. (1982). Rutile of post-magmatic mineral formation. En G. C. Amstutz, *Ore Genesis. The state of the art* (págs. 784-793). Berlin: Springer.
- Valdivia, V., Mamani, M., Toro, J. y Terán, J. (2015). *Aplicación de la geocronología y litogeoquímica a la exploración de pórfidos en el Paleoceno*. Lima, Perú.
- Valdivia, V., Toro, J., Mamani, M. y Terán, J. (2014). *Chipispaya: Pórfido de Cu-Au del Mioceno inferior en el sur del Perú*. Lima, Perú.

- Villemant, B. (1988). Trace-Element Evolution in the Phlegrean Fields (Central-Italy) - Fractional Crystallization and Selective Enrichment. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98(2), 169-183.
- Wallace, P. J. (2005). Volatiles in subduction zone magmas; concentrations and fluxes based on melt inclusion and volcanic gas data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 140(1-4), 217-240.
- Watson, E. y Green, T. (1981). Apatite/liquid partition coefficients for the rare earth elements and strontium. *Earth and Planetary Science Letters*. 56, 405-421.
- Whitfield, J. M., Rogers, J. J. y Adams, J. A. (1959). The relationship between the petrology and the thorium and uranium contents of some granitic rocks. *Geochemica et Cosmochimica Acta*. Vol. 17, 248-271.
- Wilkinson, J. (2013). Triggers for the formation of Porphyry ore deposits in magmatic arcs. *Nature Geoscience*. Focus, 917-925.
- Williams, H., Turner, F. J. y Gilbert, C. (1954). *Petrography*. San Francisco: Freeman and Co.
- Wilson, J. y García, W. (1962). *Geología de los cuadrángulos de Pachía y Palca*. Lima: Bol. Cart. Geol. Nac. Perú N° 4.
- Wilson, M. (1989). *Igneous Petrogenesis*. A global tectonic approach. United Kingdom: Chapman & Hall.
- Winchester, J. A. y Floyd, P. A. (1976). Geochemical magma type discrimination application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth & Planetary Science Letters*. Vol. 28, 459-469.
- Woodhead, J., Eggins, S. y Gamble, J. (1993). High field strength and transition element systematics in island arc and back-arc basin basalts: evidence for

multi-phase melt extraction and a depleted mantle wedge. *Earth Planet. Sci. Lett. Vol. 114*, 491-504.

Yardley, B. (1989). *An introduction to metamorphic petrology*. New York: John Wiley and Sons.

Zellmer, G., Edmonds, M. y Straub, S. (2015). Volatiles in subduction zone magmatism. *Geological Society, London. Special Publications, N° 410*, 1-17.



## **ANEXOS**

## ANEXO I

### GLOSARIO

**Adakita:** Término usado para designar magmas de arcos cenozoicos, generados por fusión parcial de corteza oceánica joven, subductada en arcos de islas. El nombre deriva de la Isla de Adak, en el arco de las Aleutianas. Se definen geoquímicamente por parámetros tales como  $\text{SiO}_2 > 56\%$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15\%$ ,  $\text{Yb} < 1.9 \text{ ppm}$ ,  $\text{Y} < 18 \text{ ppm}$ ,  $\text{Sr} > 400 \text{ ppm}$ . Raramente asociadas a basaltos o andesitas basálticas ricas en litófilos.

**Arco magmático:** Estructura o alto topográfico rocoso, de expresión regional, con geometría alargada, de origen ígneo (plutónico y volcánico), que separa cuencas de sedimentación y que a su vez es fuente de material para dichas cuencas.

**Arco volcánico:** Componente volcánica de un arco magmático.

**Época Metalogénica:** Es una unidad de tiempo geológico favorable para la depositación de menas o caracterizada por una agrupación particular de depósitos minerales. En una misma área pueden estar representadas varias épocas metalogénicas.

**Fosa:** Denominación usada para designar las cavidades de gran extensión y profundas que aparecen generalmente, al frente de los litorales, también se observan en los continentes. Existen varios tipos de fosas, tales como: fosa continental, fosa marginal,

fosa marina, fosa tectónica o "graben". Las fosas son producto de los movimientos tectónicos.

**Franja Metalogénica (faja, cinturón):** Término utilizado por varios autores debido a un factor de escala. Las franjas metalogénicas existentes se ajustan a la definición de Provincia Metalogénica, pero en trabajos previos se ha considerado a Los Andes como una Provincia Metalogénica dominada por yacimientos cupríferos. Esto ha llevado a definir en detalle ya sea sub-provincias o franjas metalogénicas. Se ha manejado el concepto de cinturones metalogénicos los cuales parecen existir desde antes del fracturamiento de Pangea, los cuales posteriormente fueron fraccionados.

**Magmatismo:** Desarrollo y movimiento del magma y su solidificación en rocas ígneas. Teoría que postula que todas las rocas ígneas se formaron a partir de la solidificación del magma.

**Metalotecto:** Término que se refiere a una determinada característica geológica que se cree que ha jugado un rol en la concentración de uno o más elementos (o sustancias minerales) y ha contribuido a la formación de depósitos minerales; puede ser estructural, estratigráfico, litológico, geomorfológico, etc. y puede combinar espacio y tiempo. Ej. Orogeno Andino, una caldera volcánica, rocas volcánicas jurásicas, una falla regional, etc.

**Pórfido:** Depósito mineral de gran volumen y baja ley. Puede o no ser de interés económico. Se define por su ensamble de alteración, su asociación a rocas ígneas intrusivas de textura porfirítica.

**Provincia Metalogenética:** Es un área caracterizada por una agrupación de depósitos minerales o por uno o más tipos característicos de depósitos. Una provincia metalogénica puede contener más de un episodio de mineralización.

**Rangos adakíticos:** Intervalo de valores en los que se encuentran las adakitas. Algunas rocas comparten muchos de los valores propios de las adakitas, pero su origen es distinto al de las adakitas en sentido estricto (es decir, no se han originado por fusión de corteza oceánica). A estas rocas se les denomina “rocas de composición adakítica”. Se les distingue geoquímicamente de las adakitas en sentido estricto, en que a diferencia de las adakitas, presentan altos valores en litófilos.

**Sistemas fértiles:** Sistema magmático o magmático hidrotermal con potencial de generar mineralización en sus últimos estadios de diferenciación. Este potencial es inferido a partir de diversas herramientas, entre ellas la litogeoquímica.

**Sistemas magmáticos:** Serie de eventos en el ambiente magmático, que se relacionan entre sí por conllevar a un mismo determinado evento geológico.

**Sistemas porfiríticos:** Conjunto de elementos magmáticos y magmáticos-hidrotermales que conllevan a la formación de un pórfido.

**Yacimiento porfirítico:** Concentración mineral de interés económico y de génesis a partir de un sistema porfirítico

**ANEXO II**  
**BASE DE DATOS LITOGEOQUÍMICA**

**ANEXO II**  
**BASE DE DATOS LITOGEOQUÍMICA**

## ANEXO II. Base de datos litogeoquímica

MUESTRA	35u-RMT-093	35i-RMT-126	35i-RMT-127	35i-RMT-128	35i-RMT-129	35i-RMT-130	35i-RMT-132	35i-RMT-133
Unidad	Formación Guaneros	Formación Guaneros	Formación Guaneros	Formación Guaneros	Formación Guaneros	Formación Guaneros	Formación Guaneros	Formación Guaneros
UTMX	284920	242166	242167	242164	242168	242148	242075	242143
UTMY	8102686	8094835	8093833	8093907	8093986	8094031	8094098	8094125
ZONA	19S	19S	19S	19S	19S	19S	19S	19S
Ba (ppm)	421.00	672.00	674.00	9190.00	495.00	460.00	959.00	389.00
Rb (ppm)	80.30	105.50	60.40	29.40	52.40	58.70	58.00	68.90
Th (ppm)	7.10	5.20	9.10	3.80	6.80	6.70	6.70	4.90
Nb (ppm)	5.90	4.10	4.30	3.00	4.50	4.20	4.30	3.60
Ta (ppm)	0.44	0.22	0.26	0.10	0.26	0.13	0.14	0.15
La (ppm)	20.50	14.10	10.15	11.75	14.50	23.60	13.65	9.95
Ce (ppm)	40.30	29.80	22.80	22.30	30.10	29.70	30.60	21.00
Sr (ppm)	180.00	270.00	240.00	430.00	350.00	390.00	110.00	290.00
Nd (ppm)	19.30	15.00	12.05	13.10	15.65	17.15	15.30	11.75
P (ppm)	0.00	741.90	698.26	654.62	785.54	829.18	567.33	567.33
Sm (ppm)	3.75	3.92	3.12	2.16	3.40	3.28	3.89	2.40
Zr (ppm)	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf (ppm)	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti (ppm)	0.00	3116.54	3835.74	3536.07	3835.74	4015.54	3476.14	3655.94
Tb (ppm)	0.55	0.53	0.53	0.46	0.60	0.61	0.47	0.40
Y (ppm)	20.00	14.50	18.20	13.90	18.30	20.20	17.20	17.20
Tm (ppm)	0.34	0.29	0.26	0.22	0.30	0.30	0.24	0.27
Yb (ppm)	2.03	1.69	1.88	1.61	1.85	2.07	1.46	1.65
K <sub>2</sub> O (%)	-	3.97	2.95	1.10	2.86	2.54	2.97	2.40
K (ppm)	0.00	32942.55	24478.72	9127.66	23731.91	21076.60	24644.68	19914.89
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (%)	-	0.17	0.16	0.15	0.18	0.19	0.13	0.13
TiO <sub>2</sub> (%)	-	0.52	0.64	0.59	0.64	0.67	0.58	0.61
Cu (ppm)	20.00	70.00	80.00	50.00	30.00	30.00	120.00	70.00
Mo (ppm)	2.00	2.00	2.00	3.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Eu (ppm)	0.92	0.80	0.64	0.79	0.97	0.79	0.86	0.77
Dy (ppm)	3.08	2.76	3.01	2.65	3.20	3.39	2.61	2.84
SiO <sub>2</sub> (%)	-	55.72	54.48	46.77	53.91	55.23	56.99	53.66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	-	15.57	16.39	14.56	16.59	16.50	13.78	16.50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	-	6.97	8.57	6.02	6.66	7.51	5.96	8.48
FeO (%)	-	3.69	3.61	1.36	3.07	2.85	2.20	3.93
MnO (%)	-	0.30	0.44	0.41	0.31	0.28	0.30	0.21
MgO (%)	-	2.55	5.88	1.04	2.57	3.86	4.31	4.09
CaO (%)	-	7.21	2.36	11.70	8.75	7.02	5.07	6.69
Na <sub>2</sub> O (%)	-	2.17	3.78	6.82	2.04	2.57	4.27	2.70
U (ppm)	2.40	1.70	2.30	0.90	1.70	1.70	1.80	1.40
LOI	-	4.56	4.66	9.44	5.62	2.59	5.49	4.44
Li (ppm)	54.00	19.00	41.00	4.00	17.00	25.00	17.00	33.00
Sc (ppm)	-	-	-	-	-	-	-	-
V (ppm)	92.00	228.00	212.00	279.00	260.00	264.00	201.00	274.00
Co (ppm)	9.10	16.90	31.40	8.80	19.80	24.10	14.00	23.60
Cr (ppm)	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni (ppm)	10.00	10.00	20.00	20.00	10.00	20.00	10.00	20.00
Zn (ppm)	80.00	230.00	210.00	110.00	160.00	100.00	200.00	70.00
W (ppm)	1.30	0.30	1.00	1.40	1.00	0.80	0.80	0.50
Cs (ppm)	6.30	4.10	7.30	0.80	5.70	5.40	0.60	4.70
Cd (ppm)	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80
Pr (ppm)	5.00	3.90	2.97	3.16	4.20	3.65	3.64	2.82
Gd (ppm)	3.43	2.89	3.03	2.64	3.16	3.23	2.88	2.94
Ho (ppm)	0.72	0.63	0.66	0.58	0.74	0.58	0.56	0.59
Er (ppm)	2.24	1.89	1.89	1.90	1.95	1.79	1.56	1.60
Lu (ppm)	0.32	0.32	0.31	0.27	0.27	0.31	0.24	0.29
Pb (ppm)	12.90	27.70	8.50	6.10	7.60	7.30	6.00	5.50
Au (ppm)	0.01	-	-	-	-	-	-	-
In (ppm)	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30
Sn (ppm)	4.00	3.00	4.00	4.00	5.00	4.00	5.00	4.00
Ag (ppm)	5.00	5.00	5.00	6.00	5.00	5.00	6.00	6.00
Ge (ppm)	0.50	1.30	1.50	0.90	1.00	1.50	1.40	1.00
As (ppm)	34.00	12.00	28.00	13.00	8.00	7.00	15.00	13.00
Bi (ppm)	0.20	0.20	0.20	0.20	0.40	0.10	0.50	0.40
Tl (ppm)	0.39	0.61	0.27	0.06	0.21	0.20	0.40	0.16
Be (ppm)	1.30	0.90	1.00	1.10	0.90	0.90	0.60	1.00
Ga (ppm)	16.90	16.20	16.20	13.40	17.20	17.30	13.00	15.70
Sb (ppm)	6.80	2.10	5.60	5.00	5.00	2.10	3.80	2.10

## ANEXO II. Base de datos litogeoquímica (continuación)

MUESTRA	35t-RMT-134	35t-RMT-136	37u-RMT-016	35s-RMT-106	35s-RMT-118	36t-RMT-025	37u-RMT-011	Cle-03_1
Unidad	Formación Guaneros	Formación Guaneros	Formación Guaneros	Formación Guaneros	Formación Guaneros	Formación Guaneros	Formación Guaneros	Formación Guaneros
UTMX	242249	242891	333131	211598	219046	273285	302901	274588
UTMY	8094674	8095866	7988404	8108279	8116005	8059250	8009293	8065843
ZONA	19S	19S	19S	19S	19S	19S	19S	19S
Ba (ppm)	734.00	272.00	209.00	694.00	311.00	430.00	511.00	564.00
Rb (ppm)	106.50	50.20	62.50	55.40	37.30	123.00	84.10	61.00
Th (ppm)	8.60	4.90	9.10	4.30	3.50	2.60	5.10	6.66
Nb (ppm)	4.90	3.70	5.30	4.60	4.00	3.50	6.10	7.00
Ta (ppm)	0.27	0.20	0.37	0.26	0.15	0.17	0.42	0.46
La (ppm)	20.30	10.85	17.10	14.20	12.35	7.78	16.75	18.08
Ce (ppm)	40.30	23.30	37.70	27.80	24.10	16.10	36.50	37.82
Sr (ppm)	300.00	460.00	230.00	320.00	380.00	80.00	360.00	340.00
Nd (ppm)	20.90	13.20	22.60	14.45	11.65	9.08	19.30	20.93
P (ppm)	829.18	741.90	1134.67	741.90	0.00	610.98	785.54	1012.47
Sm (ppm)	3.79	2.81	4.98	2.74	3.03	2.21	5.09	4.62
Zr (ppm)	-	-	-	-	-	-	-	149.00
Hf (ppm)	-	-	-	-	-	-	-	4.12
Ti (ppm)	4135.40	3536.07	6772.47	3596.00	0.00	3655.94	4974.47	6023.31
Tb (ppm)	0.68	0.42	0.95	0.40	0.38	0.62	0.72	0.71
Y (ppm)	20.20	16.80	29.10	15.80	14.50	18.70	24.40	29.00
Tm (ppm)	0.33	0.23	0.48	0.17	0.21	0.31	0.40	0.39
Yb (ppm)	2.25	1.66	3.51	1.70	1.65	2.02	2.76	2.65
K <sub>2</sub> O (%)	4.70	1.88	1.63	2.33	-	2.27	2.55	1.96
K (ppm)	39000.00	15600.00	13525.53	19334.04	0.00	18836.17	21159.57	16263.83
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (%)	0.19	0.17	0.26	0.17	-	0.14	0.18	0.23
TiO <sub>2</sub> (%)	0.69	0.59	1.13	0.60	-	0.61	0.83	1.01
Cu (ppm)	40.00	30.00	110.00	20.00	290.00	30.00	70.00	46.00
Mo (ppm)	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	1.32
Eu (ppm)	1.02	1.00	1.29	0.77	0.84	0.63	1.37	1.13
Dy (ppm)	3.93	2.75	4.55	2.76	2.98	2.97	4.40	4.56
SiO <sub>2</sub> (%)	53.88	55.40	54.93	56.85	-	49.74	55.67	58.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	17.06	17.17	15.85	17.38	-	16.72	16.72	16.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	5.02	7.85	8.69	7.39	-	12.13	8.56	8.38
FeO (%)	2.52	3.30	4.84	3.06	-	6.46	3.82	0.00
MnO (%)	0.25	0.16	0.13	0.23	-	0.23	0.14	0.15
MgO (%)	2.25	3.75	5.27	3.30	-	4.13	4.22	2.65
CaO (%)	7.88	8.77	5.09	4.54	-	4.46	6.24	6.20
Na <sub>2</sub> O (%)	2.58	2.69	4.30	4.62	-	2.25	3.05	3.31
U (ppm)	2.20	1.40	2.90	1.20	1.50	1.20	1.70	2.03
LOI	6.11	1.84	2.10	2.73	-	7.13	1.36	0.00
Li (ppm)	17.00	18.00	16.00	16.00	16.00	36.00	31.00	15.71
Sc (ppm)	-	-	-	-	-	-	-	25.00
V (ppm)	210.00	265.00	237.00	213.00	238.00	210.00	201.00	214.00
Co (ppm)	11.10	23.10	24.40	17.20	23.10	18.10	22.00	19.00
Cr (ppm)	-	-	-	-	-	-	-	9.00
Ni (ppm)	10.00	20.00	50.00	10.00	20.00	10.00	30.00	4.00
Zn (ppm)	110.00	70.00	40.00	150.00	30.00	60.00	60.00	82.00
W (ppm)	1.10	0.70	0.90	0.70	0.90	2.10	1.70	1.17
Cs (ppm)	7.10	1.80	0.80	1.50	0.80	5.10	1.70	1.13
Cd (ppm)	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.90	0.07
Pr (ppm)	4.78	3.14	5.04	3.95	3.07	2.21	5.11	4.94
Gd (ppm)	4.43	3.05	5.04	2.69	2.38	2.75	4.83	4.69
Ho (ppm)	0.75	0.55	1.20	0.52	0.53	0.84	1.05	0.94
Er (ppm)	2.36	1.91	3.47	2.15	1.47	2.21	2.60	2.77
Lu (ppm)	0.36	0.27	0.43	0.27	0.23	0.28	0.41	0.41
Pb (ppm)	5.70	7.60	6.40	11.00	3.10	2.20	7.20	11.71
Au (ppm)	-	-	-	-	0.01	-	-	0.00
In (ppm)	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.00
Sn (ppm)	4.00	3.00	5.00	3.00	3.00	3.00	4.00	0.00
Ag (ppm)	5.00	5.00	5.00	5.00	6.00	5.00	7.00	0.00
Ge (ppm)	1.00	1.00	2.10	0.60	0.90	2.40	2.20	0.00
As (ppm)	8.00	8.00	9.00	9.00	32.00	11.00	17.00	0.00
Bi (ppm)	0.20	0.40	0.20	0.10	1.00	0.20	0.30	0.00
Tl (ppm)	1.18	0.17	0.24	0.40	0.35	0.33	0.30	0.00
Be (ppm)	0.80	0.70	1.70	1.20	1.40	1.20	1.60	0.00
Ga (ppm)	15.60	17.10	19.80	16.50	16.50	18.60	20.00	0.00
Sb (ppm)	3.50	1.40	1.20	1.80	1.30	2.10	2.20	0.00































## ANEXO II. Base de datos litogeoquímica (continuación)

MUESTRA	Cle-I-11-03	35u-RMT-048	CL42	CLE-04-02	CLE-05-02	CLE-07-02	CLE-08-02	CLE-09-02
Unidad	Formación Guaneros-ignimbrita	Formación Huaracane	Formación Huaracane	Formación Huaracane	Formación Huaracane	Formación Huaracane	Formación Huaracane	Formación Huaracane
UTMX	214850	297809	280831	286188	281486	283968	283935	284823
UTMY	8150850	8101392	8105678	8102329	8108928	8111612	8111605	8114910
ZONA	19S	19S	19S	19S	19S	19S	19S	19S
Ba (ppm)	877.00	932.00	1010.00	1170.00	1760.00	1040.00	907.00	1130.00
Rb (ppm)	120.00	204.00	146.00	132.00	86.30	119.00	121.00	119.00
Th (ppm)	8.50	15.50	18.00	13.50	9.90	10.20	11.00	10.90
Nb (ppm)	5.00	7.20	6.00	6.00	6.00	9.00	6.00	7.00
Ta (ppm)	0.50	0.12	0.50	0.50	0.50	0.60	0.50	0.50
La (ppm)	18.80	24.20	26.00	30.90	24.40	32.10	26.40	28.40
Ce (ppm)	36.80	49.50	46.50	54.00	44.90	66.70	50.70	52.20
Sr (ppm)	240.00	110.00	131.00	176.00	95.30	209.00	197.00	233.00
Nd (ppm)	15.90	16.75	18.00	19.20	15.90	31.50	18.90	20.40
P (ppm)	0.00	261.85	305.49	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sm (ppm)	3.10	3.42	3.10	3.20	3.00	6.30	3.30	3.80
Zr (ppm)	84.80	-	112.00	82.00	83.00	205.00	119.00	136.00
Hf (ppm)	3.00	-	4.00	3.00	3.00	7.00	4.00	5.00
Ti (ppm)	1318.53	1378.47	1258.60	1215.28	0.00	6059.62	0.00	0.00
Tb (ppm)	0.42	0.41	0.40	0.45	0.43	0.88	0.45	0.49
Y (ppm)	15.50	14.80	12.50	14.00	13.90	27.70	15.30	17.10
Tm (ppm)	0.24	0.29	0.20	0.22	0.22	0.43	0.25	0.28
Yb (ppm)	1.80	2.05	1.50	1.50	1.50	2.90	1.80	1.90
K <sub>2</sub> O (%)	3.10	5.43	4.88	3.90	0.00	3.99	0.00	0.00
K (ppm)	25723.40	45057.45	40493.62	32389.43	0.00	33126.09	0.00	0.00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (%)	0.00	0.06	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO <sub>2</sub> (%)	0.22	0.23	0.21	0.20	0.00	1.01	0.00	0.00
Cu (ppm)	15.00	20.00	0.00	17.00	5.00	14.00	7.00	8.00
Mo (ppm)	7.00	2.00	0.00	9.00	6.00	5.00	3.00	6.00
Eu (ppm)	0.88	0.74	0.60	0.63	0.61	1.32	0.75	0.81
Dy (ppm)	2.54	2.54	2.00	2.34	2.40	4.78	2.51	2.79
SiO <sub>2</sub> (%)	66.60	72.97	73.53	75.23	0.00	65.56	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	15.20	13.22	12.86	12.27	0.00	14.91	0.00	0.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	2.84	1.92	1.63	2.76	0.00	4.80	0.00	0.00
FeO (%)	0.00	0.33	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO (%)	0.22	0.06	0.07	0.19	0.00	0.15	0.00	0.00
MgO (%)	0.56	0.35	0.38	0.44	0.00	0.81	0.00	0.00
CaO (%)	1.57	0.93	0.44	1.74	0.00	3.28	0.00	0.00
Na <sub>2</sub> O (%)	4.39	2.70	2.82	3.51	0.00	5.78	0.00	0.00
U (ppm)	2.20	2.90	2.50	2.55	1.43	3.33	2.60	2.62
LOI	0.00	1.56	0.00	0.60	0.00	2.56	0.00	0.00
Li (ppm)	0.00	56.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sc (ppm)	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V (ppm)	23.00	14.00	15.00	18.00	12.00	48.00	23.00	27.00
Co (ppm)	2.30	1.60	4.00	2.80	1.30	4.80	2.90	3.20
Cr (ppm)	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni (ppm)	25.00	10.00	0.00	18.00	29.00	17.00	12.00	26.00
Zn (ppm)	24.00	40.00	55.00	36.00	38.00	83.00	49.00	53.00
W (ppm)	2.00	1.90	36.00	1.00	1.00	2.00	1.00	1.00
Cs (ppm)	4.10	8.70	7.00	2.30	3.20	1.30	4.40	3.50
Cd (ppm)	0.00	0.80	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Pr (ppm)	4.29	5.06	5.30	5.73	4.78	8.37	5.60	5.96
Gd (ppm)	2.74	2.43	2.30	2.63	2.52	5.26	2.73	3.16
Ho (ppm)	0.51	0.54	0.40	0.49	0.49	0.98	0.52	0.57
Er (ppm)	1.69	1.69	1.70	1.43	1.45	2.96	1.59	1.72
Lu (ppm)	0.23	0.30	0.20	0.28	0.26	0.50	0.33	0.37
Pb (ppm)	0.00	24.90	20.00	29.00	24.00	24.00	19.00	22.00
Au (ppm)	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
In (ppm)	0.00	0.30	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sn (ppm)	2.00	14.00	0.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Ag (ppm)	1.00	5.00	0.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Ge (ppm)	0.00	0.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
As (ppm)	0.00	56.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Bi (ppm)	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Tl (ppm)	0.70	1.04	0.00	1.20	0.50	0.60	0.70	0.90
Be (ppm)	0.00	1.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ga (ppm)	14.00	15.00	14.00	13.00	12.00	16.00	15.00	14.00
Sb (ppm)	0.00	9.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00











## ANEXO II. Base de datos litogeoquímica (continuación)

MUESTRA	To-I-02-05	To-I-03-05	To-I-04-05	To-I-05-05	To-I-06-05	To-I-07-05	35t-RMT-027	35t-RMT-029
Unidad	Formación Huaracane	Formación Huaracane	Formación Huaracane	Formación Huaracane	Formación Huaracane	Formación Huaracane	Formación Huaracane	Formación Huaracane
UTMX	297940	298388	298554	298906	299799	301992	281347	276390
UTMY	8101503	8101637	8101976	8102913	8107759	8109613	8116930	8083552
ZONA	19S	19S	19S	19S	19S	19S	19S	19S
Ba (ppm)	858.00	1240.00	510.00	629.00	841.00	1020.00	1390.00	1200.00
Rb (ppm)	181.00	154.00	177.00	124.00	135.00	115.00	106.00	109.00
Th (ppm)	17.20	15.10	18.50	9.80	11.40	10.10	9.20	12.60
Nb (ppm)	6.00	5.00	5.00	5.00	4.00	4.00	8.60	5.10
Ta (ppm)	0.50	0.70	0.50	0.50	0.50	0.50	1.09	0.24
La (ppm)	26.10	25.40	25.30	24.20	23.10	20.60	24.00	30.80
Ce (ppm)	42.60	42.40	41.30	40.20	30.90	30.40	44.30	51.70
Sr (ppm)	46.00	128.00	133.00	143.00	120.00	147.00	130.00	220.00
Nd (ppm)	16.70	18.20	15.00	17.90	12.80	11.60	15.60	17.35
P (ppm)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	261.85	174.56
Sm (ppm)	3.00	3.20	2.50	2.80	2.20	1.80	3.08	3.15
Zr (ppm)	121.00	172.00	75.30	92.50	61.80	84.00	-	-
Hf (ppm)	4.00	5.00	3.00	3.00	2.00	2.00	-	-
Ti (ppm)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1198.67	1198.67	839.07
Tb (ppm)	0.42	0.46	0.38	0.43	0.30	0.26	0.52	0.39
Y (ppm)	13.80	15.30	14.00	13.20	10.30	8.30	14.80	11.90
Tm (ppm)	0.24	0.25	0.24	0.22	0.16	0.14	0.27	0.22
Yb (ppm)	1.80	1.80	1.80	1.50	1.30	1.00	1.75	1.40
K <sub>2</sub> O (%)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.00	3.98	3.52
K (ppm)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	33191.49	33025.53	29208.51
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (%)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.04
TiO <sub>2</sub> (%)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.20	0.20	0.14
Cu (ppm)	6.00	6.00	6.00	7.00	16.00	5.00	20.00	20.00
Mo (ppm)	3.00	2.00	6.00	2.00	3.00	2.00	2.00	2.00
Eu (ppm)	0.39	0.59	0.31	0.49	0.32	0.37	0.53	0.41
Dy (ppm)	2.08	2.36	2.05	2.14	1.62	1.32	2.55	1.77
SiO <sub>2</sub> (%)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	75.90	74.89	74.20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	12.60	13.40	12.70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.40	1.70	2.14
FeO (%)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.50	0.06	0.42
MnO (%)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.08	0.05
MgO (%)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.50	0.52	0.45
CaO (%)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.60	0.97	1.48
Na <sub>2</sub> O (%)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.20	3.66	3.30
U (ppm)	2.54	2.99	5.25	1.74	2.67	2.00	2.30	2.70
LOI	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.07	0.92
Li (ppm)	80.00	40.00	20.00	40.00	30.00	40.00	41.00	25.00
Sc (ppm)	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	-	-
V (ppm)	9.00	9.00	10.00	24.00	20.00	14.00	14.00	12.00
Co (ppm)	2.10	1.80	2.10	2.70	2.30	2.60	2.10	1.80
Cr (ppm)	180.00	160.00	150.00	70.00	140.00	140.00	-	-
Ni (ppm)	19.00	40.00	5.00	5.00	47.00	5.00	20.00	10.00
Zn (ppm)	63.00	32.00	32.00	37.00	35.00	23.00	40.00	30.00
W (ppm)	10.00	7.00	10.00	4.00	9.00	9.00	1.20	0.90
Cs (ppm)	10.50	6.10	54.70	11.10	6.90	8.30	5.00	7.40
Cd (ppm)	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.80	0.80
Pr (ppm)	5.32	5.52	4.80	5.34	4.11	3.67	4.68	4.97
Gd (ppm)	2.55	2.90	2.50	2.88	1.78	1.75	2.23	1.98
Ho (ppm)	0.47	0.55	0.45	0.46	0.37	0.30	0.58	0.45
Er (ppm)	1.41	1.61	1.39	1.38	1.10	0.91	1.78	1.04
Lu (ppm)	0.25	0.37	0.37	0.26	0.26	0.13	0.39	0.24
Pb (ppm)	14.00	44.00	21.00	12.00	26.00	13.00	20.80	18.10
Au (ppm)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-
In (ppm)	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.30	0.30
Sn (ppm)	1.00	1.00	2.00	1.00	1.00	1.00	4.00	3.00
Ag (ppm)	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	8.00	5.00
Ge (ppm)	2.00	1.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.10	1.50
As (ppm)	40.00	30.00	30.00	40.00	30.00	30.00	31.00	9.00
Bi (ppm)	0.10	0.20	0.30	0.10	0.20	0.10	0.40	0.20
Tl (ppm)	1.60	0.50	1.10	0.80	0.80	0.70	0.57	0.81
Be (ppm)	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	2.00	1.60
Ga (ppm)	14.00	10.00	13.00	13.00	12.00	11.00	16.10	14.90
Sb (ppm)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.60	1.10













## ANEXO II. Base de datos litogeoquímica (continuación)

MUESTRA	Mo-III-20-05	Mo-II-03-05	35u-RMT-036	Mo-III-34-05	Mo-III-35-05	Mo-III-42-05	Mo-II-06-05	TO04
Unidad	Miembro Samanape	Miembro Samanape	Miembro Yarito	Miembro Yarito	Miembro Yarito	Miembro Yarito	Miembro Yarito	Miembro Yarito
UTMX	322300	306319	315010	321733	318875	314465	313064	317844
UTMY	8113099	8115295	8104630	8095208	8099260	8097971	8100621	8096518
ZONA	19S	19S	19S	19S	19S	19S	19S	19S
Ba (ppm)	381.00	861.00	766.00	861.00	774.00	734.00	600.00	913.00
Rb (ppm)	110.00	119.00	231.00	240.00	246.00	233.00	136.00	251.00
Th (ppm)	8.90	13.40	26.20	31.00	28.80	30.30	24.00	24.00
Nb (ppm)	6.00	7.00	14.40	13.00	13.00	13.00	7.00	16.00
Ta (ppm)	0.50	0.50	0.60	0.70	0.70	0.80	0.50	4.50
La (ppm)	10.50	24.30	34.70	34.90	34.80	34.50	22.20	35.50
Ce (ppm)	20.70	41.10	76.60	80.40	73.40	74.30	47.10	78.50
Sr (ppm)	39.70	392.00	220.00	125.00	133.00	128.00	547.00	153.00
Nd (ppm)	8.30	17.10	35.40	36.10	36.00	36.20	23.30	38.00
P (ppm)	0.00	0.00	698.26	130.92	87.28	43.64	0.00	305.49
Sm (ppm)	2.10	3.20	7.59	8.00	7.90	8.00	4.60	6.90
Zr (ppm)	76.60	124.00	-	349.00	381.00	242.00	199.00	416.00
Hf (ppm)	2.00	3.00	-	9.00	10.00	7.00	6.00	12.00
Ti (ppm)	0.00	0.00	3775.80	2756.94	2816.87	2936.74	0.00	2816.87
Tb (ppm)	0.36	0.44	0.94	1.17	1.03	1.02	0.63	1.00
Y (ppm)	14.40	13.70	36.90	35.60	33.90	33.90	19.50	36.50
Tm (ppm)	0.22	0.23	0.54	0.67	0.60	0.59	0.32	0.60
Yb (ppm)	1.60	1.60	4.01	4.30	3.70	3.80	2.10	3.50
K <sub>2</sub> O (%)	0.00	0.00	4.64	4.91	4.97	5.12	0.00	5.18
K (ppm)	0.00	0.00	38502.13	40742.55	41240.43	42485.11	0.00	42982.98
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (%)	0.00	0.00	0.16	0.03	0.02	0.01	0.00	0.07
TiO <sub>2</sub> (%)	0.00	0.00	0.63	0.46	0.47	0.49	0.00	0.47
Cu (ppm)	6.00	11.00	30.00	19.00	30.00	22.00	39.00	20.00
Mo (ppm)	2.00	2.00	2.00	3.00	6.00	4.00	2.00	0.00
Eu (ppm)	0.15	0.95	1.34	1.07	1.05	1.07	1.01	1.10
Dy (ppm)	2.36	2.41	6.21	7.26	6.08	6.47	3.57	5.80
SiO <sub>2</sub> (%)	0.00	0.00	67.64	71.64	71.46	70.10	0.00	68.79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	0.00	0.00	14.97	14.00	14.06	13.30	0.00	14.59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	0.00	0.00	4.07	2.32	1.27	1.48	0.00	2.85
FeO (%)	0.00	0.00	1.65	0.71	1.69	1.63	0.00	1.24
MnO (%)	0.00	0.00	0.10	0.09	0.07	0.08	0.00	0.08
MgO (%)	0.00	0.00	0.85	0.51	0.52	0.45	0.00	0.46
CaO (%)	0.00	0.00	1.90	1.16	1.30	1.85	0.00	1.31
Na <sub>2</sub> O (%)	0.00	0.00	4.26	4.16	4.17	4.07	0.00	3.98
U (ppm)	1.71	2.51	6.00	7.89	7.50	5.41	5.94	6.00
LOI	0.00	0.00	0.54	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Li (ppm)	10.00	10.00	15.00	10.00	20.00	20.00	40.00	0.00
Sc (ppm)	5.00	6.00	-	8.00	9.00	8.00	19.00	0.00
V (ppm)	5.00	53.00	34.00	17.00	27.00	16.00	150.00	15.00
Co (ppm)	0.70	5.60	5.00	3.70	4.40	3.40	17.90	12.50
Cr (ppm)	120.00	110.00	-	100.00	140.00	110.00	150.00	0.00
Ni (ppm)	11.00	5.00	10.00	8.00	10.00	7.00	44.00	0.00
Zn (ppm)	21.00	34.00	80.00	67.00	55.00	49.00	70.00	60.00
W (ppm)	8.00	1.00	2.60	8.00	12.00	9.00	9.00	88.00
Cs (ppm)	2.60	5.80	10.30	8.20	9.40	9.70	9.20	8.10
Cd (ppm)	0.20	0.20	0.80	0.20	0.20	0.20	0.20	0.00
Pr (ppm)	2.57	4.73	9.31	9.58	9.32	9.58	5.82	9.50
Gd (ppm)	2.12	2.83	6.59	6.97	6.33	6.16	4.29	7.20
Ho (ppm)	0.49	0.56	1.41	1.49	1.33	1.31	0.79	1.20
Er (ppm)	1.46	1.61	3.79	4.19	3.82	3.94	2.35	3.30
Lu (ppm)	0.21	0.26	0.64	0.63	0.53	0.57	0.31	0.60
Pb (ppm)	14.00	17.00	21.70	22.00	20.00	24.00	14.00	15.00
Au (ppm)	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
In (ppm)	0.20	0.20	0.30	0.20	0.20	0.20	0.20	0.00
Sn (ppm)	1.00	1.00	3.00	4.00	3.00	4.00	2.00	9.00
Ag (ppm)	1.00	1.00	6.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.00
Ge (ppm)	1.00	1.00	1.20	1.00	2.00	2.00	1.00	0.00
As (ppm)	30.00	30.00	24.00	30.00	30.00	30.00	30.00	0.00
Bi (ppm)	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.00
Tl (ppm)	0.80	0.50	0.43	0.50	0.50	0.50	0.50	0.00
Be (ppm)	5.00	5.00	3.20	5.00	5.00	5.00	5.00	0.00
Ga (ppm)	11.00	14.00	17.80	16.00	16.00	16.00	17.00	18.00
Sb (ppm)	0.00	0.00	3.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

























## ANEXO II. Base de datos litogeoquímica (continuación)

MUESTRA	35s-RMT-071	35s-RMT-072 (TM1)	35s-RMT-073 (TM2)	35s-RMT-075 (TM3)	35s-RMT-068	35s-RMT-062 (LT1)	35s-RMT-063 (LT2)	35s-RMT-065 (LT3)
Unidad	Batolito Atico Camaná-Tia María	Pórfido dacítico-Tia María	Pórfido granodiorítico-Tia María	Pórfido granodiorítico-Tia María	Batolito Atico Camaná-La Tapada	Superunidad Punta Coles-La Tapada	Superunidad Punta Coles-La Tapada	Superunidad Punta Coles-La Tapada
UTMX	205416	204908	204562	205174	208237	208348	208301	209794
UTMY	8117178	8116934	8116377	8115440	8117276	8114812	8114811	8116636
ZONA	19S	19S	19S	19S	19S	19S	19S	19S
Ba (ppm)	596.00	366.00	398.00	341.00	703.00	245.00	220.00	203.00
Rb (ppm)	81.40	77.90	90.90	23.40	131.50	64.80	86.90	48.10
Th (ppm)	12.10	11.70	4.50	6.20	16.80	1.10	0.60	4.50
Nb (ppm)	10.20	9.70	5.10	5.50	15.50	11.10	13.20	4.90
Ta (ppm)	0.51	0.36	0.29	0.36	0.97	0.73	0.95	0.06
La (ppm)	38.90	33.50	18.60	16.70	64.10	28.30	15.80	8.07
Ce (ppm)	78.30	67.30	37.50	32.60	125.50	54.60	31.70	15.50
Sr (ppm)	60.00	220.00	180.00	380.00	330.00	270.00	100.00	140.00
Nd (ppm)	30.30	29.30	16.75	13.20	47.80	24.80	20.60	7.07
P (ppm)	0.00	261.85	0.00	829.18	1047.39	0.00	0.00	174.56
Sm (ppm)	5.45	4.79	3.05	2.42	8.05	5.04	4.37	1.06
Zr (ppm)	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf (ppm)	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti (ppm)	0.00	5094.34	0.00	2637.07	3056.60	0.00	0.00	1558.27
Tb (ppm)	0.52	0.86	0.43	0.27	0.52	0.90	0.69	0.17
Y (ppm)	11.80	39.90	15.70	11.70	12.20	23.00	19.30	6.80
Tm (ppm)	0.14	0.90	0.31	0.17	0.18	0.47	0.28	0.10
Yb (ppm)	0.81	5.83	2.03	1.44	1.09	2.85	2.22	0.94
K <sub>2</sub> O (%)	-	2.25	-	0.92	4.27	-	-	1.34
K (ppm)	0.00	18670.21	0.00	7634.04	35431.91	0.00	0.00	11119.15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (%)	-	0.06	-	0.19	0.24	-	-	0.04
TiO <sub>2</sub> (%)	-	0.85	-	0.44	0.51	-	-	0.26
Cu (ppm)	1750.00	110.00	2920.00	60.00	40.00	5820.00	2060.00	20.00
Mo (ppm)	9.00	3.00	12.00	2.00	2.00	30.00	13.00	2.00
Eu (ppm)	1.01	1.03	0.90	0.81	2.03	2.14	1.55	0.43
Dy (ppm)	2.30	5.69	2.59	2.25	2.19	4.52	3.60	0.86
SiO <sub>2</sub> (%)	-	69.93	-	63.75	65.55	-	-	81.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	-	16.82	-	16.57	15.75	-	-	9.28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	-	2.66	-	5.38	3.62	-	-	1.49
FeO (%)	-	0.40	-	3.13	2.01	-	-	1.01
MnO (%)	-	0.01	-	0.14	0.04	-	-	0.02
MgO (%)	-	0.50	-	2.24	1.89	-	-	2.51
CaO (%)	-	0.31	-	2.49	1.63	-	-	1.08
Na <sub>2</sub> O (%)	-	1.59	-	5.54	3.08	-	-	1.91
U (ppm)	0.60	1.00	1.50	1.40	2.30	0.70	0.70	0.70
LOI	-	4.30	-	2.26	2.92	-	-	1.32
Li (ppm)	5.00	6.00	10.00	8.00	4.00	7.00	15.00	17.00
Sc (ppm)	-	-	-	-	-	-	-	-
V (ppm)	101.00	105.00	180.00	131.00	63.00	211.00	256.00	92.00
Co (ppm)	5.80	2.30	27.10	12.90	6.70	19.50	17.10	2.30
Cr (ppm)	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni (ppm)	40.00	10.00	10.00	10.00	20.00	30.00	40.00	20.00
Zn (ppm)	20.00	10.00	30.00	70.00	20.00	20.00	40.00	10.00
W (ppm)	3.40	4.40	4.10	3.00	2.20	4.00	16.30	1.50
Cs (ppm)	1.50	0.70	1.70	0.50	1.80	1.60	1.30	1.10
Cd (ppm)	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80
Pr (ppm)	7.99	7.19	4.21	3.44	13.90	6.39	4.94	1.82
Gd (ppm)	3.65	4.79	3.18	1.96	4.69	5.03	4.03	1.03
Ho (ppm)	0.45	1.68	0.58	0.37	0.40	1.10	0.79	0.19
Er (ppm)	1.00	4.57	1.86	1.24	1.05	3.13	2.24	1.00
Lu (ppm)	0.06	0.82	0.25	0.19	0.13	0.44	0.43	0.08
Pb (ppm)	2.60	3.40	3.30	3.40	2.60	4.50	3.00	1.20
Au (ppm)	0.05	-	0.07	-	-	0.47	0.40	-
In (ppm)	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30
Sn (ppm)	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Ag (ppm)	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	8.00	5.00	5.00
Ge (ppm)	0.50	0.60	0.50	0.60	0.50	1.10	0.80	0.90
As (ppm)	4.00	5.00	4.00	12.00	7.00	4.00	4.00	7.00
Bi (ppm)	0.10	0.10	0.20	0.60	0.10	0.30	0.10	0.10
Tl (ppm)	0.25	0.34	0.39	0.07	0.43	0.37	0.32	0.17
Be (ppm)	1.20	1.30	1.20	1.20	2.10	1.80	1.40	0.50
Ga (ppm)	18.60	19.30	18.80	16.00	22.70	20.40	25.10	9.40
Sb (ppm)	0.50	0.40	1.20	1.10	0.50	2.50	2.10	0.60

ANEXO II. Base de datos litogeoquímica (continuación)

MUESTRA	35s-RMT-066 (LT4)	35s-RMT-067 (LT5)	Om-II-01-05	34t-RMT-058 (LC1)	34t-RMT-059 (LC2)	34t-RMT-060 (LC3)	Ta-III-01-03	Pa-870600
Unidad	Superunidad Punta Coles-La Tapada	Superunidad Punta Coles-La Tapada	Formación Paralaque Los Calatos	Superunidad Yarabamba-Los Calatos	Porfido dacítico 1- Los Calatos	Porfido dacítico 2- Los Calatos	Grupo Tacaza- Chipispaya	Grupo Tacaza- Chipispaya
UTMX	210074	208227	295333	285499	286460	286634	378543	379565
UTMY	8115724	8116356	8127463	8130594	8130761	8130890	8067451	8067235
ZONA	19S	19S	19S	19S	19S	19S	19S	19S
Ba (ppm)	405.00	129.00	936.00	763.00	256.00	544.00	766.60	747.00
Rb (ppm)	52.20	50.40	142.00	116.00	105.00	145.50	52.70	58.60
Th (ppm)	4.70	1.30	13.90	9.70	2.30	13.30	7.80	7.00
Nb (ppm)	5.30	7.10	9.00	6.80	3.50	7.30	6.00	6.00
Ta (ppm)	0.34	0.43	0.60	0.36	0.04	0.58	0.50	1.00
La (ppm)	17.40	25.90	36.00	23.40	16.30	23.20	22.30	22.50
Ce (ppm)	34.30	56.00	67.10	48.10	33.60	46.60	43.30	47.50
Sr (ppm)	270.00	190.00	157.00	390.00	1010.00	680.00	532.00	550.00
Nd (ppm)	15.65	30.10	29.60	23.80	14.55	19.75	18.20	20.50
P (ppm)	916.46	741.90	0.00	1091.03	741.90	916.46	0.00	741.90
Sm (ppm)	3.70	6.06	5.60	4.79	2.51	4.03	3.20	4.10
Zr (ppm)	-	-	157.00	-	-	-	88.10	145.00
Hf (ppm)	-	-	4.00	-	-	-	3.00	4.00
Ti (ppm)	3056.60	14204.21	0.00	5154.27	3056.60	4554.94	3791.73	3655.94
Tb (ppm)	0.45	1.13	0.76	0.81	0.25	0.61	0.43	0.50
Y (ppm)	13.70	34.70	25.80	22.00	7.30	20.10	12.10	14.00
Tm (ppm)	0.25	0.66	0.41	0.37	0.09	0.37	0.17	0.20
Yb (ppm)	1.95	4.32	3.00	2.84	0.63	2.53	1.30	1.40
K <sub>2</sub> O (%)	2.04	1.24	0.00	3.05	1.18	3.33	2.31	1.97
K (ppm)	16927.66	10289.36	0.00	25308.51	9791.49	27631.91	19165.60	16346.81
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (%)	0.21	0.17	0.00	0.25	0.17	0.21	0.00	0.17
TiO <sub>2</sub> (%)	0.51	2.37	0.00	0.86	0.51	0.76	0.63	0.61
Cu (ppm)	20.00	110.00	8.00	60.00	590.00	90.00	33.00	35.00
Mo (ppm)	2.00	2.00	3.00	4.00	3.00	15.00	2.00	0.00
Eu (ppm)	0.88	2.23	1.15	1.20	0.61	0.66	0.77	1.00
Dy (ppm)	2.34	6.12	4.26	4.11	1.33	3.42	2.33	2.60
SiO <sub>2</sub> (%)	63.55	45.65	0.00	61.39	65.23	69.26	63.57	60.73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	16.76	12.81	0.00	16.45	17.76	16.82	16.57	16.68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	4.84	24.10	0.00	6.72	4.29	4.67	5.42	5.82
FeO (%)	2.43	9.53	0.00	2.21	0.32	0.73	0.00	2.93
MnO (%)	0.05	0.10	0.00	0.12	0.01	0.01	0.09	0.09
MgO (%)	3.53	5.83	0.00	2.28	1.40	1.48	5.02	2.96
CaO (%)	2.29	3.08	0.00	5.10	0.95	0.22	2.64	4.39
Na <sub>2</sub> O (%)	4.57	2.22	0.00	3.79	3.27	0.33	3.75	3.75
U (ppm)	1.30	1.20	3.03	2.70	1.40	3.40	1.03	1.50
LOI	1.97	2.75	0.00	0.59	4.47	2.82	0.00	0.00
Li (ppm)	17.00	14.00	30.00	19.00	24.00	34.00	12.00	0.00
Sc (ppm)	-	-	6.00	-	-	-	13.00	0.00
V (ppm)	156.00	797.00	25.00	151.00	75.00	133.00	116.00	125.00
Co (ppm)	7.30	13.30	1.90	14.50	5.90	4.30	13.00	14.50
Cr (ppm)	-	-	230.00	-	-	-	25.00	0.00
Ni (ppm)	10.00	110.00	5.00	10.00	10.00	10.00	21.00	20.00
Zn (ppm)	30.00	40.00	32.00	90.00	50.00	30.00	54.00	95.00
W (ppm)	2.70	3.00	2.00	1.50	2.80	42.50	1.00	25.00
Cs (ppm)	1.10	1.70	7.00	8.40	21.20	5.90	1.80	2.70
Cd (ppm)	0.80	0.80	0.20	0.80	0.80	0.80	0.20	0.00
Pr (ppm)	3.97	6.85	7.98	5.91	3.64	5.52	4.86	5.60
Gd (ppm)	2.88	6.73	4.89	4.70	1.33	3.78	2.75	3.30
Ho (ppm)	0.64	1.41	1.01	0.86	0.25	0.80	0.45	0.50
Er (ppm)	1.84	4.33	3.02	2.89	0.80	2.16	1.38	1.50
Lu (ppm)	0.22	0.62	0.45	0.38	0.10	0.38	0.20	0.20
Pb (ppm)	3.00	5.00	28.00	14.30	11.90	6.20	11.00	5.00
Au (ppm)	-	-	0.00	-	-	-	0.00	0.00
In (ppm)	0.30	0.30	0.20	0.30	0.30	0.30	0.20	0.00
Sn (ppm)	3.00	3.00	2.00	3.00	3.00	6.00	3.00	1.00
Ag (ppm)	6.00	5.00	1.00	5.00	5.00	5.00	1.00	1.00
Ge (ppm)	0.60	0.90	2.00	0.50	0.50	2.00	1.00	0.00
As (ppm)	19.00	10.00	30.00	14.00	21.00	101.00	30.00	0.00
Bi (ppm)	0.10	0.40	0.10	0.10	0.20	0.60	0.10	0.00
Tl (ppm)	0.12	0.16	1.00	0.50	0.49	0.83	0.50	0.00
Be (ppm)	1.30	1.70	5.00	1.50	2.00	2.10	5.00	0.00
Ga (ppm)	17.50	25.80	15.00	20.10	20.70	17.20	15.00	20.00
Sb (ppm)	0.80	1.20	0.00	1.40	1.30	11.30	0.00	0.00

## ANEXO II. Base de datos litogeoquímica (continuación)

MUESTRA	GR1-1008-3	35v-RMT-043 (CH1)	35v-RMT-044 (CH2)	35v-MMT-046 (CH4)	35v-MMT-047 (CH5)	35v-MMT-045 (CH3)	Mo-III-04-05	Cu-04-04
Unidad	Grupo Tacaza- Chipispaya	Subvolcánico Paleógeno-Neógeno? Chipispaya	Superunidad Yarabamba- Chipispaya	Pórfido dacítico- Chipispaya	Pórfido dacítico- Chipispaya	Pórfido dacítico- Chipispaya	Miembro Asana- Cujajone	Miembro Samanape- Cujajone
UTMX	381659	372778	370405	370264	370390	370255	324760	317844
UTMY	8066159	8064887	8069880	8069360	8068830	8069572	8110784	8115570
ZONA	19S	19S	19S	19S	19S	19S	19S	19S
Ba (ppm)	357.40	731.00	383.00	429.00	307.00	647.00	32.50	294.00
Rb (ppm)	40.35	61.60	206.00	81.40	41.20	83.00	155.00	114.00
Th (ppm)	4.79	7.50	6.40	6.40	6.90	5.70	10.00	6.90
Nb (ppm)	5.60	6.90	8.20	5.90	6.80	5.80	11.00	5.00
Ta (ppm)	1.16	0.48	0.56	0.39	0.37	0.50	0.70	0.50
La (ppm)	20.02	23.10	17.15	18.25	22.10	21.40	8.00	21.10
Ce (ppm)	46.64	47.10	34.50	34.60	42.00	41.10	12.80	43.40
Sr (ppm)	507.40	510.00	240.00	420.00	440.00	440.00	27.40	398.30
Nd (ppm)	21.24	20.10	14.45	13.20	17.95	16.25	9.20	22.60
P (ppm)	698.26	785.54	654.62	0.00	610.98	0.00	0.00	0.00
Sm (ppm)	4.12	3.69	2.48	2.31	2.53	2.33	3.10	4.90
Zr (ppm)	155.38	-	-	-	-	-	48.50	111.10
Hf (ppm)	0.47	-	-	-	-	-	2.00	3.00
Ti (ppm)	3356.27	3356.27	4315.20	0.00	3176.47	0.00	0.00	0.00
Tb (ppm)	0.51	0.40	0.40	0.18	0.28	0.28	0.80	0.62
Y (ppm)	15.18	13.10	14.10	6.30	8.20	6.20	34.00	17.30
Tm (ppm)	0.21	0.24	0.20	0.10	0.12	0.08	0.50	0.28
Yb (ppm)	1.56	1.30	1.38	0.71	1.02	0.81	3.40	1.80
K <sub>2</sub> O (%)	1.63	2.49	3.44	-	1.48	-	-	0.00
K (ppm)	13525.53	20661.70	28544.68	0.00	12280.85	0.00	0.00	0.00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (%)	0.16	0.18	0.15	-	0.14	-	-	0.00
TiO <sub>2</sub> (%)	0.56	0.56	0.72	-	0.53	-	-	0.00
Cu (ppm)	131.02	60.00	900.00	240.00	100.00	100.00	22.00	4040.00
Mo (ppm)	3.86	2.00	19.00	18.00	21.00	25.00	3.00	73.00
Eu (ppm)	1.24	1.04	0.78	0.72	0.80	0.81	0.10	1.32
Dy (ppm)	3.65	2.22	2.07	1.26	1.29	1.07	5.50	3.37
SiO <sub>2</sub> (%)	58.57	61.79	57.12	-	60.53	-	-	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	16.78	16.72	17.12	-	16.56	-	-	0.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	4.64	5.60	6.43	-	3.32	-	-	0.00
FeO (%)	0.00	3.09	3.93	-	0.22	-	-	0.00
MnO (%)	0.05	0.08	0.04	-	0.01	-	-	0.00
MgO (%)	3.53	2.55	5.07	-	0.48	-	-	0.00
CaO (%)	3.78	5.05	1.72	-	2.85	-	-	0.00
Na <sub>2</sub> O (%)	4.66	3.64	5.62	-	5.30	-	-	0.00
U (ppm)	0.56	1.40	1.40	0.90	1.20	0.80	3.30	1.62
LOI	4.58	1.26	2.56	-	7.75	-	0.00	0.00
Li (ppm)	21.59	16.00	33.00	2.00	4.00	9.00	10.00	28.00
Sc (ppm)	10.87	-	-	-	-	-	5.00	17.00
V (ppm)	111.55	113.00	150.00	114.00	116.00	114.00	7.00	183.00
Co (ppm)	20.46	16.70	17.30	1.00	1.30	2.20	1.70	13.50
Cr (ppm)	143.10	-	-	-	-	-	180.00	114.00
Ni (ppm)	23.79	20.00	30.00	10.00	10.00	10.00	18.00	23.00
Zn (ppm)	154.05	70.00	130.00	30.00	30.00	40.00	39.00	61.00
W (ppm)	0.51	0.90	3.00	1.50	2.30	3.30	14.00	4.00
Cs (ppm)	2.29	5.90	5.10	1.40	0.70	7.80	4.20	5.20
Cd (ppm)	0.67	0.80	0.90	0.80	0.80	0.80	0.20	0.20
Pr (ppm)	4.90	5.21	4.05	3.63	4.63	4.64	2.50	5.66
Gd (ppm)	4.10	2.55	2.55	1.60	2.05	1.85	3.50	4.25
Ho (ppm)	0.00	0.54	0.47	0.20	0.29	0.25	1.20	0.67
Er (ppm)	1.95	1.34	1.54	0.67	0.84	0.80	3.50	2.13
Lu (ppm)	0.17	0.21	0.23	0.13	0.14	0.11	0.50	0.30
Pb (ppm)	34.06	8.90	12.70	11.00	12.00	141.50	23.00	8.00
Au (ppm)	0.00	-	-	0.02	-	0.02	0.00	0.00
In (ppm)	0.09	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.20	0.20
Sn (ppm)	1.27	3.00	3.00	15.00	11.00	16.00	2.00	2.00
Ag (ppm)	0.41	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	1.00	1.00
Ge (ppm)	0.00	1.60	3.50	1.20	1.10	1.20	2.00	2.00
As (ppm)	57.42	12.00	10.00	37.00	4.00	14.00	30.00	30.00
Bi (ppm)	0.55	0.20	0.10	0.30	0.10	0.60	0.10	0.50
Tl (ppm)	0.55	0.19	1.04	0.90	0.45	1.28	0.90	0.50
Be (ppm)	1.50	1.40	2.00	0.70	0.90	0.70	5.00	5.00
Ga (ppm)	16.60	19.30	19.90	15.20	17.30	15.00	16.00	17.00
Sb (ppm)	1.93	1.00	0.80	0.90	0.30	0.80	0.00	0.00





## ANEXO II. Base de datos litogeoquímica (continuación)

MUESTRA	Cu-01-04	Mo-III-17-05	MO30	Mo-III-06-05	Mo-III-09-05	35u-RMT-078	35u-RMT-079	Mo-III-08-05
Unidad	Superunidad Yarabamba-Cuajone	Miembro Asana-Quellaveco	Miembro Asana-Quellaveco	Miembro Asana-Quellaveco	Miembro Asana-Quellaveco	Miembro Asana-Quellaveco	Miembro Asana-Quellaveco	Miembro Samanape-Quellaveco
UTMX	318264	325195	329246	321901	330518	324944	330027	325000
UTMY	8115227	8108852	8106798	8108830	8106387	8108474	8108679	8108239
ZONA	19S	19S	19S	19S	19S	19S	19S	19S
Ba (ppm)	442.80	629.00	125.00	474.00	30.50	38.00	447.00	26.50
Rb (ppm)	120.50	195.00	126.50	111.00	112.00	150.50	100.50	114.00
Th (ppm)	6.90	24.50	7.00	9.10	8.80	9.20	12.10	8.90
Nb (ppm)	5.00	14.00	12.00	5.00	9.00	15.90	12.40	10.00
Ta (ppm)	0.50	0.80	4.00	0.50	0.70	0.95	0.90	0.70
La (ppm)	22.90	40.90	5.50	11.10	2.90	4.30	12.35	3.20
Ce (ppm)	45.30	86.40	12.00	21.30	6.80	10.10	24.90	8.20
Sr (ppm)	30.40	195.00	50.20	33.20	20.10	40.00	110.00	24.90
Nd (ppm)	22.30	43.20	4.00	9.00	3.50	5.18	10.45	3.80
P (ppm)	0.00	0.00	0.00	0.00	43.64	87.28	130.92	0.00
Sm (ppm)	4.30	9.60	1.10	2.40	1.40	1.93	2.75	1.70
Zr (ppm)	93.30	369.00	61.50	69.70	43.70	-	-	41.30
Hf (ppm)	3.00	9.00	2.00	2.00	2.00	-	-	2.00
Ti (ppm)	0.00	0.00	539.40	0.00	599.33	479.47	958.93	0.00
Tb (ppm)	0.58	1.25	0.40	0.37	0.36	0.43	0.51	0.33
Y (ppm)	16.30	40.70	15.50	13.60	17.60	19.70	20.90	14.80
Tm (ppm)	0.26	0.69	0.20	0.21	0.31	0.28	0.33	0.27
Yb (ppm)	1.70	4.70	1.50	1.70	1.90	1.69	2.28	1.70
K <sub>2</sub> O (%)	0.00	0.00	4.13	-	3.92	4.68	3.99	0.00
K (ppm)	0.00	0.00	34270.21	0.00	32527.66	38834.04	33108.51	0.00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (%)	0.00	0.00	0.00	-	0.01	0.02	0.03	0.00
TiO <sub>2</sub> (%)	0.00	0.00	0.09	-	0.10	0.08	0.16	0.00
Cu (ppm)	8150.00	42.00	0.00	11.00	9.00	60.00	270.00	10.00
Mo (ppm)	20.00	2.00	0.00	4.00	2.00	2.00	4.00	3.00
Eu (ppm)	1.20	1.42	0.00	0.20	0.05	0.08	0.42	0.05
Dy (ppm)	3.10	7.65	2.20	2.51	2.70	2.88	3.32	2.52
SiO <sub>2</sub> (%)	0.00	0.00	77.52	-	77.83	77.02	77.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	0.00	0.00	12.31	-	12.14	12.51	12.85	0.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	0.00	0.00	0.34	-	1.43	1.10	0.97	0.00
FeO (%)	0.00	0.00	0.07	-	0.44	0.51	0.29	0.00
MnO (%)	0.00	0.00	0.01	-	0.01	0.05	0.02	0.00
MgO (%)	0.00	0.00	0.09	-	0.13	0.32	0.24	0.00
CaO (%)	0.00	0.00	0.23	-	0.07	0.20	0.35	0.00
Na <sub>2</sub> O (%)	0.00	0.00	3.39	-	3.93	2.84	3.55	0.00
U (ppm)	2.37	6.08	2.00	2.10	2.56	3.00	2.80	2.17
LOI	0.00	-	0.00	-	0.00	0.68	0.76	0.00
Li (ppm)	17.00	20.00	0.00	10.00	10.00	11.00	7.00	10.00
Sc (ppm)	12.00	16.00	0.00	5.00	5.00	-	-	5.00
V (ppm)	112.00	65.00	5.00	7.00	5.00	6.00	15.00	5.00
Co (ppm)	34.30	7.80	5.50	1.50	1.10	0.50	1.10	1.40
Cr (ppm)	232.00	40.00	0.00	160.00	110.00	-	-	200.00
Ni (ppm)	10.00	29.00	0.00	13.00	11.00	10.00	10.00	13.00
Zn (ppm)	244.00	57.00	20.00	52.00	19.00	30.00	40.00	10.00
W (ppm)	16.00	4.00	89.00	11.00	9.00	3.30	5.70	13.00
Cs (ppm)	3.00	3.30	2.90	3.10	2.10	4.10	1.70	2.40
Cd (ppm)	0.30	0.20	0.00	0.20	0.20	0.80	0.80	0.20
Pr (ppm)	5.79	11.10	1.40	2.60	1.01	1.34	2.97	1.11
Gd (ppm)	4.33	7.78	1.70	1.91	1.56	1.67	2.36	1.44
Ho (ppm)	0.65	1.61	0.50	0.53	0.58	0.61	0.67	0.53
Er (ppm)	1.96	4.81	1.80	1.49	1.85	1.94	2.45	1.63
Lu (ppm)	0.27	0.66	0.20	0.20	0.26	0.35	0.34	0.28
Pb (ppm)	5.00	37.00	10.00	19.00	22.00	19.80	17.20	14.00
Au (ppm)	0.00	-	0.00	-	0.00	-	-	0.00
In (ppm)	0.20	0.20	0.00	0.20	0.20	0.30	0.30	0.20
Sn (ppm)	4.00	3.00	12.00	1.00	2.00	4.00	4.00	2.00
Ag (ppm)	2.00	-	0.00	1.00	1.00	6.00	5.00	1.00
Ge (ppm)	2.00	2.00	0.00	2.00	2.00	2.10	2.00	2.00
As (ppm)	30.00	30.00	0.00	30.00	30.00	9.00	5.00	30.00
Bi (ppm)	0.90	0.10	0.00	0.10	0.10	0.30	0.30	0.10
Tl (ppm)	0.60	0.50	0.00	0.80	0.50	0.74	0.47	0.60
Be (ppm)	5.00	5.00	0.00	5.00	5.00	2.80	2.10	5.00
Ga (ppm)	15.00	17.00	16.00	12.00	13.00	17.20	14.90	12.00
Sb (ppm)	0.00	-	0.00	-	0.00	1.60	1.30	0.00

## ANEXO II. Base de datos litogeoquímica (continuación)

MUESTRA	Mo-III-10-05	GR1-1008-7	Mo-III-07-05	MO25	Pb-IV-02-04	35u-RMT-080	Mo-III-31-05	Mo-III-27-05
Unidad	Superunidad Yarabamba-Quellaveco	Superunidad Yarabamba-Quellaveco	Superunidad Yarabamba-Quellaveco	Superunidad Yarabamba-Quellaveco	Superunidad Yarabamba-Quellaveco	Pórfido Quellaveco-Quellaveco	Miembro Carpanito-Toquepala	Miembro Samanape-Toquepala
UTMX	328130	328888	326054	326362	328233	327495	327670	328820
UTMY	8107139	8108976	8108464	8108102	8108816	8107959	8095739	8092822
ZONA	19S	19S	19S	19S	19S	19S	19S	19S
Ba (ppm)	670.00	727.39	639.00	1005.00	672.00	589.00	314.00	854.00
Rb (ppm)	52.70	57.31	80.80	78.80	77.10	75.30	129.00	87.90
Th (ppm)	4.70	3.89	9.30	5.00	4.40	2.60	12.10	3.40
Nb (ppm)	3.00	4.60	5.00	6.00	4.70	5.50	9.00	4.00
Ta (ppm)	0.50	1.43	0.50	3.00	0.72	0.23	0.50	0.50
La (ppm)	15.70	10.00	21.70	18.50	14.30	13.95	25.40	18.20
Ce (ppm)	30.00	22.78	41.80	38.00	27.00	27.90	52.60	33.70
Sr (ppm)	525.00	596.00	521.00	635.00	470.00	290.00	415.00	213.00
Nd (ppm)	14.60	11.44	19.90	19.00	13.15	12.15	26.30	15.10
P (ppm)	0.00	785.54	480.05	829.18	829.18	610.98	392.77	0.00
Sm (ppm)	2.80	2.13	4.00	3.00	1.87	1.18	5.70	3.00
Zr (ppm)	69.70	102.27	114.00	132.00	-	-	155.00	101.00
Hf (ppm)	2.00	0.31	4.00	4.00	-	-	4.00	3.00
Ti (ppm)	0.00	2397.34	2936.74	3356.27	2637.07	2337.40	5573.81	0.00
Tb (ppm)	0.28	0.20	0.40	0.30	0.24	0.05	0.75	0.30
Y (ppm)	7.80	4.83	11.00	10.50	6.80	3.40	22.50	7.00
Tm (ppm)	0.10	0.06	0.16	0.10	0.11	0.04	0.35	0.11
Yb (ppm)	0.80	0.50	1.20	0.90	0.56	0.24	2.50	0.80
K <sub>2</sub> O (%)	0.00	2.65	2.70	2.81	3.07	3.71	4.42	0.00
K (ppm)	0.00	21989.36	22404.26	23317.02	25474.47	30785.11	36676.60	0.00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (%)	0.00	0.18	0.11	0.19	0.19	0.14	0.09	0.00
TiO <sub>2</sub> (%)	0.00	0.40	0.49	0.56	0.44	0.39	0.93	0.00
Cu (ppm)	385.00	1652.70	139.00	265.00	3930.00	820.00	44.00	1930.00
Mo (ppm)	2.00	2.65	2.00	0.00	4.00	83.00	2.00	38.00
Eu (ppm)	0.82	0.72	0.83	0.80	0.59	0.48	1.22	0.84
Dy (ppm)	1.38	1.29	2.35	1.70	1.12	0.66	4.55	1.46
SiO <sub>2</sub> (%)	0.00	61.93	66.31	63.75	67.30	70.09	61.08	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	0.00	19.45	16.05	16.33	16.53	15.96	15.95	0.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	0.00	3.70	2.54	4.36	3.10	2.73	4.50	0.00
FeO (%)	0.00	0.00	2.36	2.25	1.16	0.54	4.30	0.00
MnO (%)	0.00	0.04	0.08	0.08	0.02	0.01	0.18	0.00
MgO (%)	0.00	1.41	1.76	1.95	1.24	0.64	3.37	0.00
CaO (%)	0.00	3.16	3.86	4.22	2.54	0.33	3.58	0.00
Na <sub>2</sub> O (%)	0.00	4.70	3.75	3.65	4.15	2.66	3.61	0.00
U (ppm)	1.05	0.60	3.17	2.00	2.20	1.40	3.54	2.19
LOI	0.00	1.38	0.00	0.00	1.43	2.67	0.00	0.00
Li (ppm)	10.00	11.48	10.00	0.00	11.00	10.00	40.00	10.00
Sc (ppm)	5.00	6.90	8.00	0.00	-	-	20.00	5.00
V (ppm)	53.00	58.46	88.00	85.00	71.00	62.00	149.00	55.00
Co (ppm)	5.70	5.50	11.20	17.00	5.00	3.50	19.00	3.90
Cr (ppm)	80.00	172.21	110.00	0.00	-	-	100.00	90.00
Ni (ppm)	17.00	9.24	74.00	10.00	10.00	10.00	37.00	69.00
Zn (ppm)	116.00	103.57	327.00	55.00	60.00	40.00	106.00	47.00
W (ppm)	6.00	4.50	7.00	72.00	6.30	11.40	4.00	24.00
Cs (ppm)	1.40	1.48	5.00	3.30	2.70	2.70	8.80	4.50
Cd (ppm)	0.20	0.24	0.30	0.00	0.80	0.80	0.40	0.20
Pr (ppm)	3.80	2.71	5.23	4.60	3.41	3.20	6.52	4.06
Gd (ppm)	2.18	1.84	3.15	3.10	1.90	1.24	5.03	1.97
Ho (ppm)	0.29	0.00	0.41	0.30	0.21	0.13	0.92	0.29
Er (ppm)	0.74	0.59	1.15	1.00	0.60	0.35	2.40	0.72
Lu (ppm)	0.08	0.06	0.21	0.10	0.08	0.05	0.30	0.10
Pb (ppm)	14.00	23.74	12.00	270.00	10.70	11.70	40.00	21.00
Au (ppm)	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-	0.00	0.00
In (ppm)	0.20	0.00	0.20	0.00	0.30	0.30	0.20	0.20
Sn (ppm)	1.00	1.11	1.00	18.00	4.00	6.00	2.00	3.00
Ag (ppm)	1.00	0.47	1.00	0.00	5.00	8.00	1.00	1.00
Ge (ppm)	1.00	0.00	1.00	0.00	1.80	1.60	2.00	2.00
As (ppm)	30.00	44.82	30.00	0.00	4.00	4.00	30.00	30.00
Bi (ppm)	0.40	0.00	0.10	0.00	0.70	0.20	0.10	1.10
Tl (ppm)	0.50	0.33	0.50	0.00	0.31	0.34	0.50	0.50
Be (ppm)	5.00	1.18	5.00	0.00	1.10	1.20	5.00	5.00
Ga (ppm)	17.00	16.64	18.00	21.00	19.10	18.70	18.00	16.00
Sb (ppm)	0.00	0.58	0.00	0.00	0.60	0.90	0.00	0.00

