



# **Universidad Nacional Mayor de San Marcos**

**Universidad del Perú. Decana de América**

Dirección General de Estudios de Posgrado

Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalúrgica y Geográfica

Unidad de Posgrado

## **“Magmatismo, evolución tectónica y otros procesos que controlan la distribución de los elementos químicos en la Cordillera Oriental del centro del Perú y su implicación metalogenética”**

### **TESIS**

Para optar el Grado Académico de Magíster en Geología con  
mención en Tectónica y Geología Regional

### **AUTOR**

Michael Melitón VALENCIA MUÑOZ

### **ASESOR**

Mg. Hugo RIVERA MANTILLA

Lima, Perú

2020



Reconocimiento - No Comercial - Compartir Igual - Sin restricciones adicionales

<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>

Usted puede distribuir, remezclar, retocar, y crear a partir del documento original de modo no comercial, siempre y cuando se dé crédito al autor del documento y se licencien las nuevas creaciones bajo las mismas condiciones. No se permite aplicar términos legales o medidas tecnológicas que restrinjan legalmente a otros a hacer cualquier cosa que permita esta licencia.

## Referencia bibliográfica

---

Valencia, M. (2020). *Magmatismo, evolución tectónica y otros procesos que controlan la distribución de los elementos químicos en la Cordillera Oriental del centro del Perú y su implicación metalogenética*. Tesis para optar el grado de Magíster en Geología con mención en Tectónica y Geología Regional. Unidad de Posgrado, Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalúrgica y Geográfica, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, Perú.

---

## HOJA DE METADATOS COMPLEMENTARIOS

Código ORCID del autor	“—”
DNI o pasaporte del autor	09609219
Código ORCID del asesor	0000 - 0003 - 3623 - 8582
DNI o pasaporte del asesor	25659155
Grupo de investigación	“—”
Agencia financiadora	“—”
Ubicación geográfica donde se desarrolló la investigación	Lugar Perú; Departamentos: Pasco, Junín, Huancavelica, Ayacucho, Ancash, Apurímac y Huánuco.  Coordenadas geográficas. 323 000 E, 8850 000 N 680 000 E, 8825 000 N Zona 18S
Disciplinas OCDE	Geología  <a href="http://purl.org/pe-repo/ocde/ford#1.05.06">http://purl.org/pe-repo/ocde/ford#1.05.06</a>



UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS

Universidad del Perú, Decana de América

FACULTAD DE INGENIERÍA GEOLÓGICA, MINERA, METALÚRGICA Y GEOGRÁFICA

UNIDAD DE POSGRADO



## ACTA DE SUSTENTACIÓN DE TESIS

SUSTENTACIÓN PÚBLICA

En la Universidad Nacional Mayor de San Marcos-Lima, a los cuatro días del mes de febrero del 2020, siendo las 15:00 horas, se reúnen los suscritos miembros del Jurado Examinador de Tesis, nombrado mediante Dictamen N° 026/UPG-FIGMMG/2020 del 20 de enero del 2020, con la finalidad de evaluar la sustentación oral de la siguiente tesis:

### TITULO

**«MAGMATISMO, EVOLUCIÓN TECTÓNICA Y OTROS PROCESOS QUE CONTROLAN LA DISTRIBUCIÓN DE LOS ELEMENTOS QUÍMICOS EN LA CORDILLERA ORIENTAL DEL CENTRO DEL PERÚ Y SU IMPLICACIÓN METALOGENÉTICA»**

Que, presenta el Bach. **MICHAEL MELITÓN VALENCIA MUÑOZ**, para optar el **GRADO ACADÉMICO DE MAGISTER EN GEOLOGÍA CON MENCIÓN EN TECTÓNICA Y GEOLOGÍA REGIONAL**.

El secretario del Jurado Examinador de la Tesis, analiza el expediente N° 09363-FIGMMG-2015 del 16 de diciembre del 2015, en el marco legal y Estatutario de la Ley Universitaria, acreditando que tiene todos los documentos y cumplió con las etapas del trámite según el «Reglamento General de Estudios de Posgrado», aprobado con Resolución Rectoral N° 04790-R-18 del 08 de agosto del 2018.

Luego de la Sustentación y la calificación de la Tesis se realizará de acuerdo al procedimiento respectivo y se registra en el acta correspondiente en conformidad al Art. 100 del precitado Reglamento, correspondiéndole al graduando la siguiente calificación:

*Bueno (15)*

Habiendo sido aprobada la sustentación de la Tesis, el Presidente recomienda a la Facultad se le otorgue el **GRADO ACADÉMICO DE MAGISTER EN GEOLOGÍA CON MENCIÓN EN TECTÓNICA Y GEOLOGÍA REGIONAL** al Bach. **MICHAEL MELITÓN VALENCIA MUÑOZ**.

Siendo las 16:00 horas, se dio por concluido al acto académico.

MG. ENRIQUE GUADALUPE GÓMEZ  
Presidente

MG. MARCO ANTONIO VÁSQUEZ FLORES  
Secretario

DR. ALDO ALFONSO ALVÁN DE LA CRUZ  
Miembro

MG. HUGO RIVERA MANTILLA  
Asesor

DEDICATORIA:

*A los que luchan día a día por un mundo mejor.*  
Lima, Marzo 2020

**AGRADECIMIENTO:**

Agradezco a mis colegas del Ingemmet y de la UNMSM por sus opiniones, aportes y sugerencias en la elaboración del presente trabajo. En especial al Profesor Máster Hugo Rivera Mantilla por su asesoría; a los colegas y amigos geólogos Alexander Santisteban, María Manrique y Alonso Marchena por sus apoyos en la elaboración y comentarios de algunas figuras; a mis padres y familiares por su apoyo incondicional; y a todos aquellos que colaboraron consiente e inconscientemente con su labor en la confección del presente estudio.

## INDICE GENERAL

<b>CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN</b> .....	1
1.1. Situación problemática .....	1
1.2. Formulación del problema .....	4
1.2.1. <i>Problema General</i> .....	4
1.2.2. <i>Problemas Específicos</i> .....	4
1.3. Justificación de la investigación .....	5
1.4. Objetivos de la Investigación .....	5
1.4.1. <i>Objetivos General</i> .....	5
1.4.2. <i>Objetivos Específicos</i> .....	6
<b>CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO</b> .....	7
2.1. Antecedentes del Problema .....	7
2.1.1. <i>Regionales</i> .....	7
2.1.2. <i>Locales</i> .....	10
2.1.3. <i>Estudios de Depósitos Minerales</i> .....	17
2.1.4. <i>Otras Bibliografías</i> .....	19
2.2 . Bases teóricas .....	71
2.2.1. <i>Magmatismo</i> .....	71
2.2.2. <i>Tectónica y Geología Estructural</i> .....	73
2.2.3. <i>Geoquímica Magmática</i> .....	74
2.2.4. <i>Elementos Químicos en la Cordillera Oriental</i> .....	77
2.3. Glosario .....	86
<b>CAPÍTULO 3: METODOLOGÍA</b> .....	99
3.1. Hipótesis .....	99
3.1.1. <i>Hipótesis General</i> .....	99
3.1.2. <i>Hipótesis Específicas</i> .....	99
3.2. Identificación de Variables .....	100
3.2.1. <i>Independientes</i> .....	100
3.2.2. <i>Dependientes</i> .....	100
3.3. Operacionalización de Variables .....	100
3.4. Matriz De Consistencia .....	102
3.5. Tipo y Diseño de Investigación .....	104
3.5.1. <i>Diseño de La Investigación</i> .....	104
3.5.2. <i>Enfoque de La Investigación</i> .....	105
3.6. Etapas del Estudio .....	105



3.6.1. <i>Compilación de la Información</i> .....	105
3.6.2. <i>Salida de campo</i> .....	106
3.6.3. <i>Gabinete I</i> .....	106
3.6.4. <i>Laboratorio I</i> .....	106
3.6.5. <i>Gabinete II</i> .....	106
3.6.6. <i>Elaboración de Informe Final</i> .....	106
3.7. <b>Unidad de Análisis</b> .....	107
3.8. <b>Población de Estudio</b> .....	107
3.9. <b>Tamaño de Muestra</b> .....	108
3.10. <b>Selección de Muestra</b> .....	108
3.11. <b>Técnicas de Recolección de Datos</b> .....	108
3.11.1. <i>Estrategia Explicativa</i> .....	109
3.11.2. <i>Estrategia Descriptiva</i> .....	109
3.12. <b>Análisis e Interpretación de la Información</b> .....	110
3.13. <b>Métodos Analíticos</b> .....	110
3.13.1. <i>Procedimientos</i> .....	111
3.13.2. <i>Equipos involucrados</i> .....	111
<b>CAPÍTULO 4: CONTEXTO GEOLÓGICO</b> .....	118
4.1.- <b>Generalidades</b> .....	118
4.1.1. <i>Ubicación</i> .....	118
4.1.2. <i>Vías de Acceso</i> .....	119
4.1.3. <i>Geomorfología</i> .....	119
4.1.3.1. <i>Cordillera Occidental</i> .....	119
4.1.3.2. <i>Valles Interandinos</i> .....	119
4.1.3.3. <i>Valles encañonados</i> .....	120
4.1.3.4. <i>Cordillera Oriental</i> .....	120
4.1.4. <i>Antecedentes</i> .....	122
4.1.4.1. <i>Regionales</i> .....	122
4.1.4.2. <i>Locales</i> .....	122
4.1.4.3. <i>Otros Trabajos</i> .....	123
4.1.5. <i>Clima y Drenaje</i> .....	123
4.2.- <b>Estratigrafía</b> .....	124
4.2.1.- <i>Precámbrico-Paleozoico Inferior</i> .....	124
4.2.2.- <i>Paleozoico Superior</i> .....	125
4.2.3.- <i>Mesozoico</i> .....	126

<b>4.2.4.- Cenozoico</b> .....	130
<b>4.3.- Magmatismo</b> .....	132
<b>4.3.1.- Proterozoico</b> .....	132
<b>4.3.2.- Intrusivos del Paleozoico Inferior y Carbonífero</b> .....	132
<b>4.3.3.- Intrusivos del Permotriásico-Jurásico</b> .....	133
<b>4.3.4.- Cenozoico - Intrusiones de la Cordillera Oriental</b> .....	136
<b>4.4.- Características Tectónicas</b> .....	138
<b>CAPÍTULO 5: CARACTERÍSTICAS METALOGENÉTICAS</b> .....	144
<b>5.1. Anomalías geoquímicas</b> .....	144
<b>5.1.1. Sedimentos de quebrada</b> .....	145
5.1.1.1. <i>Elementos Polimetálicos</i> .....	145
5.1.1.2. <i>Uranio y Tierras Raras</i> .....	147
<b>5.1.2. Rocas</b> .....	159
5.1.2.1. <i>Polimetálicos</i> .....	161
5.1.2.1.1. <i>Franja III de depósitos de U-W-Sn-Mo, Au-Cu-Pb-Zn relacionados con intrusivos y pórfidos skarns Cu-Ag del Pérmico Triásico</i> .....	161
5.1.2.1.1.1. <i>Cobriza</i> .....	161
5.1.2.1.1.2. <i>Huachón</i> .....	162
5.1.2.1.1.3. <i>Mina Tunsho</i> .....	162
5.1.2.1.1.4. <i>Mina Chuco II</i> .....	162
5.1.2.1.1.5. <i>Proyecto Dorita</i> .....	163
5.1.2.1.2. <i>Franja XVI de depósitos tipo Mississippi Valley (MVT) de Pb-Zn del Eoceno-Mioceno</i> .....	163
5.1.2.1.2.1. <i>San Vicente</i> .....	163
5.1.2.1.2.2. <i>Shalipayco</i> .....	163
5.1.2.1.2.3. <i>Franja XVII de epitermales de Au-Ag del Eoceno y depósitos polimetálicos del Eoceno-Oligoceno-Mioceno</i> .....	164
5.1.2.1.2.3.1. <i>Atacocha</i> .....	164
5.1.2.1.2.3.2. <i>Negra Huanusha</i> .....	164
5.1.2.1.2.3.3. <i>Estrella</i> .....	164
5.1.2.1.2.3.4. <i>Yanahuilca</i> .....	164
5.1.2.1.2.4. <i>Franja XXI-A de epitermales de Au-Ag hospedados en rocas volcánicas</i> .....	165
5.1.2.1.2.4.1. <i>Cerro de Pasco</i> .....	165
5.1.2.1.2.4.2. <i>Distrito minero de Colquijirca: Colquijirca-Marcapunta-San Gregorio</i> .....	165

5.1.2.2. <i>Uranio</i> .....	166
5.1.2.3. <i>Tierras Raras</i> .....	169
<b>5.2. Anomalías radiométricas de Uranio</b> .....	178
<b>5.3. Franjas Metalogenéticas y Principales Depósitos</b> .....	179
<b>5.3.1. Franja I de Au en rocas meta-sedimentarias del Ordovícico y Siluro-Devónico</b> .....	181
<b>5.3.2. Franja III de depósitos de U-W-Sn-Mo, Au-Cu-Pb-Zn relacionados con intrusivos y pórfidos skarns Cu-Ag del Pérmico Triásico.</b> ....	181
5.3.2.1. <i>Cobriza</i> .....	181
5.3.2.2. <i>Huachón</i> .....	189
5.3.2.3. <i>Mina Tunsho</i> .....	195
5.3.2.4. <i>Mina Chuco II</i> .....	200
5.3.2.5. <i>Proyecto Dorita</i> .....	203
<b>5.3.3. Franja XVI de depósitos tipo Mississippi Valley (MVT) de Pb-Zn del Eoceno-Mioceno</b> .....	206
5.3.3.1. <i>San Vicente</i> .....	206
5.3.3.2. <i>Shalipayco</i> .....	212
<b>5.3.4. Franja XVII de epitermales de Au-Ag del Eoceno y depósitos polimetálicos del Eoceno-Oligoceno-Mioceno</b> .....	216
5.3.4.1. <i>Atacocha</i> .....	217
5.3.4.2. <i>Negra Huanusha</i> .....	223
5.3.4.3. <i>Estrella</i> .....	228
5.3.4.4. <i>Yanahuilca</i> .....	231
<b>5.3.5. Franja XXI-A de epitermales de Au-Ag hospedados en rocas volcánicas</b> .....	234
5.3.5.1. <i>Cerro de Pasco</i> .....	235
5.3.5.2. <i>Distrito minero de Colquijirca: Colquijirca-Marcapunta-San Gregorio</i> .....	241
<b>5.4. Consideraciones Metalogenéticas</b> .....	252
<b>CAPÍTULO 6: GEOQUÍMICA MAGMÁTICA</b> .....	255
<b>6.1. Elementos Mayores</b> .....	256
<b>6.1.1. Procesos Magmáticos involucrados</b> .....	257
<b>6.1.2. Resultados</b> .....	259
6.1.2.1 <i>Tipo de Rocas</i> .....	259
6.1.2.2 <i>Alcalinidad</i> .....	260
6.1.2.3. <i>Aluminosidad (Índice de Saturación de Alúmina)</i> .....	262

<b>6.2. Elementos Traza</b> .....	263
<b>6.2.1. Procesos Magmáticos involucrados</b> .....	263
6.2.1.1. Spiderdiagramas o diagramas de "tela de araña" normalizados a las abundancias condriticas. ....	264
6.2.1.2. Spiderdiagramas o "diagramas de tela de araña" modificados utilizando como constante de normalización los MORB.....	270
<b>6.2.2. Resultados - Diagramas de variación de elementos traza</b> .....	270
<b>6.3. Elementos de Tierras Raras</b> .....	272
<b>6.3.1. Procesos Magmáticos involucrados</b> .....	275
6.3.1.1. Comportamiento de las T.R. durante los procesos de fusión parcial del manto y de cristalización fraccionada de un magma. Interpretación de un diagrama de T.R. en distintos tipos de basaltos (considerados primarios)..	276
6.3.1.2. Interpretación de un diagrama de REE en distintos términos de una misma serie volcánica. ....	281
6.3.1.3. Resumen de las principales interpretaciones en un diagrama de REE .....	282
<b>6.3.2. Resultados – Diagramas de tierras raras</b> .....	283
<b>6.4. Discriminantes de Ambientes Tectónicos</b> .....	286
<b>6.4.1. Procesos Magmáticos involucrados</b> .....	287
6.4.1.1. Diagramas de discriminación para granitos basados en las variaciones Rb-Y-Nb y Rb-Yb-Ta (Pearce et al., 1984).....	288
<b>6.4.2. Resultados</b> .....	290
<b>6.5. Consideraciones Geoquímicas</b> .....	292
<b>CAPÍTULO 7: EVOLUCIÓN TECTÓNICA-METALOGENÉTICA</b> .....	294
<b>7.1. Anomalías espectrales de Imágenes Satelitales</b> .....	294
<b>7.1.1. Tipos de alteraciones</b> .....	294
7.1.1.2. Alteración Propilítica .....	295
7.1.1.3. Alteración Argílica.....	296
<b>7.1.2. Análisis espectral de concentraciones de óxidos y arcillas</b> .....	297
7.1.2.1. Arcillas .....	297
7.1.2.2. Óxidos .....	297
<b>7.2. Análisis de las Estructuras</b> .....	298
<b>7.2.1. Interpretación estructural en Imagen Satelital</b> .....	298
<b>7.2.2. Evolución Estructural</b> .....	304
<b>7.3. Consideraciones Tectónica-Metalogenéticas</b> .....	306
<b>CAPÍTULO 8: CARACTERÍSTICAS PETROMINERAGRÁFICAS DE LOS DEPÓSITOS</b> .....	307

<b>8.1. Procesos Exógenos</b> .....	307
<b>8.1.1. Procesos a Baja Temperatura y la Meteorización</b> .....	307
<b>8.1.2. Tipos de Meteorización</b> .....	308
<b>8.2. Petrografía de muestras</b> .....	316
<b>8.2.1. Franja I de Au en rocas meta-sedimentarias del Ordovícico y Siluro-Devónico</b> .....	316
<b>8.2.2. Franja III de depósitos de U-W-Sn-Mo, Au-Cu-Pb-Zn relacionados con intrusivos y pórfidos skarns Cu-Ag del Pérmico Triásico.</b> ....	316
<b>8.2.3. Franja XVI de depósitos tipo Mississippi Valley (MVT) de Pb-Zn del Eoceno-Mioceno</b> .....	317
<b>8.2.4. Franja XVII de epitermales de Au-Ag del Eoceno y depósitos polimetálicos del Eoceno-Oligoceno-Mioceno</b> .....	317
<b>8.2.5. Franja XXI-A de epitermales de Au-Ag hospedados en rocas volcánicas</b> .....	318
<b>8.2.6. Áreas de Interés en Uranio</b> .....	318
<b>8.2.7. Áreas de Interés en REE</b> .....	320
<b>8.3. Mineragrafía de muestras</b> .....	321
<b>8.3.1. Franja III de depósitos de U-W-Sn-Mo, Au-Cu-Pb-Zn relacionados con intrusivos y pórfidos skarns Cu-Ag del Pérmico Triásico.</b> ....	321
<b>8.3.2. Franja XVI de depósitos tipo Mississippi Valley (MVT) de Pb-Zn del Eoceno-Mioceno</b> .....	321
<b>8.3.3. Franja XVII de epitermales de Au-Ag del Eoceno y depósitos polimetálicos del Eoceno-Oligoceno-Mioceno</b> .....	322
<b>8.3.4. Franja XXI-A de epitermales de Au-Ag hospedados en rocas volcánicas</b> .....	322
<b>8.3.5. Áreas de Interés en Uranio</b> .....	323
<b>8.3.6. Áreas de Interés en REE</b> .....	324
<b>8.4. Enriquecimiento de depósitos</b> .....	324
<b>8.5. Consideraciones Petrominerográficas</b> .....	335
<b>CONCLUSIONES</b> .....	338
<b>RECOMENDACIONES</b> .....	343
<b>REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	344
<b>ANEXOS</b> .....	365

## **LISTA DE CUADROS**

**Cuadro 3.1. Operacionalización de variables, pag.101**

**Cuadro 3.2. Matriz De Consistencia, pag.103**

**Cuadro 3.3. Métodos de Análisis de Elementos, pag.117**

**Cuadro 5.1. Áreas prospectivas por Prioridades para U y Tierras Raras en la zona de estudio y la metodología usada, pag.149**

**Cuadro 5.2. Peso de áreas para considerar en la intensidad en Cuadro 5.3, pag.149**

**Cuadro 5.3. Peso de intensidad de anomalías, pag.150**

**Cuadro 5.4. Peso de Ocurrencias de Uranio, pag.150**

**Cuadro 5.5. Geología Favorable, pag.151**

**Cuadro 5.6. Número de muestras anómalas, pag.151**

**Cuadro 5.7. Número de anomalías moderadas, pag.151**

**Cuadro 5.8. Áreas Prospectivas y su entorno geológico, pag.152**

**Cuadro 6.1. Procesos identificados con análisis de Elementos Mayores, pag. 260**

**Cuadro 6.2. Procesos identificados con análisis de Elementos Traza (Fuente. Rolliston, 1993), pag. 264**

**Cuadro 6.3. Tipos de granitos clasificados de acuerdo con la configuración tectónica (Fuente. Pearce et al., 1984), pag. 286**

**Cuadro 8.1. Petrografía de Franja I, pag.315**

**Cuadro 8.2. Petrografía de Franja III, pag.316**

**Cuadro 8.3. Petrografía de Franja XVI, pag.316**

**Cuadro 8.4. Petrografía de Franja XVII, pag.317**

**Cuadro 8.5. Petrografía de Franja XXI-A, pag.317**

**Cuadro 8.6. Petrografía de Áreas de interés de Uranio, pag.318**

**Cuadro 8.7. Petrografía de Áreas de Interés en REE, pag.319**

**Cuadro 8.8. Minerografía de Áreas de Interés en REE, pag.320**

**Cuadro 8.9. Minerografía de Franja XVI, pag.320**

**Cuadro 8.10. Minerografía de Franja XVII, pag.321**

**Cuadro 8.11. Minerografía de Franja XXI-A, pag.322**

**Cuadro 8.12. Minerografía de Áreas de Interés de Uranio, pag.322**

**Cuadro 8.13. Minerografía de Áreas de Interés de REE, pag.323**

## **LISTA DE FIGURAS**

**Figura 4.1. Mapa de ubicación de la zona de estudio**

**Figura 4.2. Mapa Geomorfológico de la zona de estudio**

**Figura 4.3. Mapa Geológico de la zona de estudio**

**Figura 4.4. Columna Estratigráfica generalizada de la Cordillera Occidental y valles interandinos**

**Figura 4.5. Columna estratigráfica generalizada de la Cordillera Oriental y Faja Subandina**

**Figura 5.1. Mapa de Anomalías Polimetálicas en el área de estudio**

**Figura 5.2. Anomalías geoquímicas de Be del área de estudio**

**Figura 5.3. Anomalías geoquímicas de La del área de estudio**

**Figura 5.4. Anomalías geoquímicas de Y del área de estudio**

**Figura 5.5. Anomalías geoquímicas de P del área de estudio**

**Figura 5.6. Áreas prospectivas de U y REE por prioridades para el centro del Perú.**



**Figura 5.7. Segmentación de pesos de anomalías**

**Figura 5.8. Representación gráfica de niveles de prioridad para áreas prospectivas**

**Figura 5.9. Mapa de muestras de la zona de estudio**

**Figura 5.10.- Mapa metalogénico de la zona de estudio**

**Figura 5.11. Ubicación de muestras de rocas peralcalinas. Leyenda sobre la base de la Figura 4.3.**

**Figura 5.12. Comparación entre las áreas prospectivas de U y REE definidas por sedimentos de quebrada y los valores geoquímicos de las mismas (Uranio en ppm y Tierras Raras en % TREO) en muestras de roca.**

**Figura 5.13. Perfil Sección Generalizada y la ubicación de los depósitos minerales de la zona de estudio**

**Figura 5.14. Mapa de ubicación de Cobriza**

**Figura 5.15. Plano esquemático generalizado de Cobriza de Concha et al., 1965 (Fuente. Tumialán, 2003)**

**Figura 5.16. Mapa de ubicación de la mina Huachón**

**Figura 5.17. Mapa de la Geología de Huachón (Tomado de la Base Geológica 1:100000 de Monge et al.,1996)**

**Figura 5.18. Mapa de ubicación de la Mina Tunsho**

**Figura 5.19. Geología de la Mina Tunsho (Fuente. Base Geológica 1:100000 de Paredes,1994).**

**Figura 5.20. Mapa de ubicación de Mina Chuco II**

**Figura 5.21. Mapa de ubicación del Proyecto Dorita**

**Figura 5.22. Mapa de ubicación de la Mina de San Vicente en la provincia de Chanchamayo (Junín)**

**Figura 5.23. Mapa geológico de la mina San Vicente (Fuente. Dávila et al., 1999)**

**Figura 5.24. Columna estratigráfica generalizada del área San Vicente (Fuente. Dávila et al., 1999)**

**Figura 5.25. Mapa de ubicación de Shalipayco entre las regiones de Pasco y Junín**

**Figura 5.26 Mapa de ubicación de la mina Atacocha al norte de la ciudad de Cerro de Pasco**

**Figura 5.27 Mapa Geológico de la mina Atacocha (Fuente. Tumialán, 2003)**

**Figura 5.28. Corte de rumbo N020°E. Muestra los cuerpos mineralizados y las principales vetas de la mina Atacocha (Fuente. Tumialán, 2003).**

**Figura 5.29. Mapa de ubicación de la Mina Negra Huanusha**

**Figura 5.30 Esquema geológico de la Mina Negra Huanusha (Fuente. Kobe,1990)**

**Figura 5.31. Mapa de ubicación del proyecto Estrella al este de la ciudad de Huancavelica en la provincia de Acobamba**

**Figura 5.32. Mapa de ubicación de la mina Yanahuilca en el distrito de Acoria, en la provincia de Huancavelica**

**Figura 5.33. Mapa de ubicación de la mina de Cerro de Pasco ubicada en las inmediaciones de la ciudad homónima**

**Figura 5.34. Esquema geológico de la mina Cerro de Pasco (Fuente. Tumialán, 2003).**

**Figura 5.35. Mapa de ubicación de la mina Colquijirca**

**Figura 5.36. Mapa Geológico del distrito de Colquijirca (Fuente. Vidal & Ligarda, 2004)**

**Figura 5.37. Esquema geológico de Colquijirca (Fuente. Lehne, 1990)**

**Figura 5.38. Detalle de la geología de Marcapunta (Fuente. Bendezú et al., 2003)**

**Figura 6.1. Tipos de Rocas de la zona de estudio (De La Roche et al.,1980). Los intrusivos están descritos en el acápite de rocas intrusivas, mientras que las rocas volcánicas están descritas en la de estratigrafía.**

**Figura 6.2. Alcalinidad de las rocas de la zona de estudio. Las descripciones de las rocas intrusivas se encuentran en el acápite correspondiente; y las de las rocas volcánicas, en el de estratigrafía. Leyenda de la Figura 6.1.**

**Figura 6.3. Aluminosidad de las rocas de la zona de estudio. Las descripciones de las rocas intrusivas están en el acápite correspondiente; y las de las rocas volcánicas, en el de estratigrafía. Ver leyenda en la Figura 6.1.**

**Figura 6.4 .Típica morfología del diagrama "en tela de araña" de las abundancias en REE para:**

**OIB: Basaltos alcalinos de Islas Oceánicas.**

**MORB: Basaltos de la Cordillera Medioceánica.**

**AIB: Basaltos calcoalcalinos de Arcos Isla. Los números escritos sobre los elementos son los valores utilizados en la normalización formas (Fuente. Fernández & Hernández, 1991).**

**Figura 6.5. Diagrama de abundancias de T.R. en:**

**OIB: Basaltos alcalinos de Islas Oceánicas.**

**AIB: Basaltos calcoalcalinos de Arcos Isla.**

**Se diferencia de la Figura 6.4 en que la normalización está hecha respecto a los Basaltos de la Cordillera Medioceánica. También varía el orden de los elementos representados. (Fuente. Fernández & Hernández, 1991).**

**Figura 6.6. Distribución de los elementos trazas en las rocas del Paleozoico inferior-Carbonífero de la zona de estudio.**

**Figura 6.7. Distribución de los elementos trazas en las rocas del Permotriasico-Jurásico de la zona de estudio.**

**Figura 6.8. Esquema de abundancias representativas de T.R. normalizadas en MORB (Basaltos de la Cordillera Medioceánica), OIT (Toleítas de Islas Oceánicas), Basaltos Alcalinos y Nefelinitas. El basalto (x) fuertemente enriquecido en T.R. ligeras y con muy bajas concentraciones de T.R. pesadas sugiere la presencia de granate residual en la fuente, en tanto que concentraciones de T.R. pesadas de**

10 veces las condriticas sugieren que la fuente estaba desprovista de granate (Fuente. Fernández & Hernández, 1991).

Figura 6.9. Variación en el contenido en REE en los distintos términos de una serie volcánica alcalina. La diferenciación progresa desde las rocas basálticas más primitivas (1) y (2) a las rocas sálicas más diferenciadas (7), (8) pasando por el resto de términos intermedios (Fuente. Fernández & Hernández, 1991).

Figura 6.10. Las REE de rocas del Paleozoico inferior-Carbonífero. Composición media de la corteza en amarillo.

Figura 6.11. Las REE de rocas del Permotriásico-Jurásico de la Cordillera Occidental. Composición media de la corteza en amarillo.

Figura 6.12. Las REE de rocas del Permotriásico-Jurásico de la Cordillera Oriental. Composición media de la corteza en amarillo.

Figura 6.13. a) El diagrama de discriminación Nb-Y para granitos (después de Pearce et al., 1984), que muestra los campos de granitos de arco volcánico (VAG), granitos sincolisionales (syn-COLG), granitos de intraplaca (WPG) y granitos dorsal oceánica (ORG). La línea discontinua es el límite del campo para ORG de dorsales anómalas. Las coordenadas de trazado (Y, Nb) son las siguientes (después de Pearce et al., 1984) 1,2000 a 50,10; 40,1 a 50,10; 50,10 a 1000,100; 25,25 a 1000,400; (b) El diagrama de discriminación Ta-Yb para granitos (después de Pearce et al., 1984), que muestra los campos de granitos de arco volcánico (VAG), granitos sincolisionales (syn-COLG), granitos dentro de la placa (WPG) y granitos oceánicos (ORG). La línea discontinua es el límite del campo para ORG de crestas anómalas. Las coordenadas de trazado (Yb, Ta) son las siguientes (después de Pearce et al., 1984): 0,55, 20 a 3,2; 0,1,0,35 a 3,2; 3,2 a 5,1; 5,0,5 a 5,1; 5,0,05 a 100,7; 3,2 a 100,20 (Fuente. Rollinson, 1993).

**Figura 6.14. a) El diagrama de discriminación Rb- (Y + Nb) para granitos (después de Pearce et al., 1984) que muestra los campos de granitos sincolisionales (syn-COLG), granitos dentro de la placa (WPG), granitos de arco volcánico (VAG) y granitos oceánicos (ORG). Las coordenadas de trazado [(Y + Nb), Rb] para los límites del campo (tomado de Pearce et al, 1984) son: 2,80 a 55,300; 55,300 a 400,2000; 55,300 a 51,5,8; 51.5, 8 a 50, 1; 51.5,8 a 2000, 400. (b) El diagrama de discriminación Rb-(Yb + Ta) para granitos (después de Pearce et al., 1984), que muestra los campos de granitos sincolisionales (syn-COLG), de intraplaca granitos (WPG), granitos de arco volcánico (VAG) y granitos de dorsal oceánica (ORG). Las coordenadas de trazado [(Yb + Ta), Rb] para los límites del campo (tomados de Pearce et al, 1984) son: 0,5,140 a 6,200; 6,200 a 50,200; 6,200 a 6,8; 6,8 a 6,1; 6.8 a 200.400 (Fuente. Rollinson, 1993).**

**Figura 6.15. Relación entre la circulación hidrotermal y los depósitos. Ver leyenda en la Figura 6.1.**

**Figura 6.16. Ambiente tectónico relacionado con los depósitos de la zona de estudio. Ver leyenda en la Figura 6.1.**

**Figura 7.1. Mapa de análisis de estructuras en imágenes Landsat banda 4**

**Figura 7.2. Mapa de análisis de estructuras zona norte.**

**Figura 7.3. Mapa de análisis de estructuras zona sur.**

## **LISTA DE FOTOGRAFÍAS**

**Fotografía 5.1. Vetas de cuarzo con oro cortando a los intrusivos metamorfizados y cizallados del Monzogranito de Ranyanc**

**Fotografía 5.2. Galena y pirita contenida en el cuarzo de veta en Huachón**

**Fotografía 5.3. Oro (Au) asociado a la venilla de Esfalerita (ef), que corta a piritas (py) en vetas polimetálicas en el intrusivo de Ranyac, en Huachón.**

**Fotografía 5.4. Antigua labor en rocas del Grupo Mitu con fuerte silicificación y oxidación**

**Fotografía 5.5. Brecha hidrotermal con presencia de sulfuros y óxidos**

**Fotografía 5.6. Estructura Pilar. Fotografía mirando hacia el SE.**

**Fotografía 5.7 Estructura Yanet. Fotografía mirando hacia el N**

**Fotografía 5.8. Proyecto Dorita de roca fuertemente silicificada con trazas de sulfuros**

**Fotografía 5.9. Proyecto Dorita con afloramiento de rocas volcánicas andesíticas con fuerte silicificación y oxidación.**

**Fotografía 5.10. Manto Resurgidora en Shalipayco**

**Fotografía 5.11. Galena y esfalerita y argentífera en el Manto Virgencita en Shalipayco**

**Fotografía 5.12. Socavón de la mina Negra Huanusha con arenisca rojo violácea del Grupo Mitu**

**Fotografía 5.13. Estructura tipo manto, post-falla, con silicificación débil**

**Fotografía 5.14. Estructura tipo manto con mineralización de carbonatos de Cu en las areniscas rojas del Grupo Mitu.**

**Fotografía 5.15. Dique máfico en el proyecto Estrella que corta las tobas del Grupo Mitu**

**Fotografía 5.16. Mina Yanahuilca con malaquita en las brechas volcánicas del Grupo Mitu**

**Fotografía 5.17. Mina Yanahuilca con malaquita diseminada en las areniscas del Grupo Ambo**

**Fotografía 5.18. Mena del tajo Raúl Rojas de Cerro de Pasco que contiene óxido de hierro, esfalerita y galena.**

**Fotografía 5.19. Mina Colquijirca, en las calizas del Miembro Calera de la Formación Pocabamba. Vista mirando al oeste.**

**Fotografía 5.20. Sílice oquerosa en rocas volcánicas de San Gregorio**

**Fotografía 5.21. Mineralización de Cu y Ag en Marcapunta**



**Fotografía 8.1. Muestra GE2712-076**

**Fotografía 8.2. Muestra GE2712-104**

**Fotografía 8.3. Muestra GE2712-105**

**Fotografía 8.4. Muestra GE2712-113**

**Fotografía 8.5. Muestra GE2712-115**

**Fotografía 8.6. Muestra GE2712-117**

**Fotografía 8.7. Muestra GE2712-119**

**Fotografía 8.8. Muestra GE2712-236**

**Fotografía 8.9. Muestra GE2712-241**

**Fotografía 8.10. Muestra GE2712-242**

**Fotografía 8.11. Muestra GE2712-247**

**Fotografía 8.12. Muestra GE2712-249**

**Fotografía 8.13. Muestra 22i-R-078A**

**Fotografía 8.14. Muestra 22i-R-078B**

## RESUMEN

El objetivo de este trabajo es el establecer la relación entre los eventos tectónicos, magmáticos y procesos superficiales con la mineralización en los diferentes periodos geológicos ocurridos en la Cordillera Oriental del centro del Perú, expresados en una particular metalogenia en este sector de nuestro territorio.

Se ha identificado tres variables que controlan estos procesos: el magmatismo, la tectónica y los procesos exogénicos-supergénicos (no relacionados directamente con el magmatismo). El magmatismo está representado por el mapa de distribución de rocas ígneas de la zona. La tectónica, por el mapa estructural del mismo y su evolución. Los procesos exogénicos-supergénicos que finalmente sellaron los procesos metalogenéticos de los depósitos minerales, están representados por el mapa de distribución de los mismos y su base de datos.

Para este estudio se recolectaron 119 muestras, de las cuales 105 se analizaron, con ICP-Masa Multielemental para 55 elementos por fusión de peróxido de sodio; 53 se analizaron mediante un ensayo al fuego por oro en 50 g y 15 muestras de mena por Absorción Atómica (ASS). Así mismo, 89 de estas muestras presentan análisis de 17 elementos por ICP-OES de metaborato de Litio por fluorescencia de rayos X con borato de Litio, para determinar la composición primaria de óxidos mayores de las rocas ígneas, que son usadas para determinaciones petroquímicas como la alcalinidad y la aluminosidad, entre otras. Del total de muestras, 49 cuentan con estudios petrográficos y 29 con estudios minerográficos.

Concluido el estudio se determinó que las características petrológicas, en especial de las rocas intrusivas (Mapa Geológico), controlan la distribución de los elementos químicos. Posteriormente, eventos tectónicos condicionan

la distribución de estos elementos, expresados en las mineralizaciones, y estos mapeados como depósitos minerales en la Cordillera Oriental del centro del Perú (Mapa Metalogenético).

Asimismo, las características magmáticas de las rocas ígneas, controlan la distribución de los elementos químicos (metalogenia) y están definidas por la distribución de sus elementos mayores (Geoquímica de elementos mayores) y la distribución de elementos traza, en especial las tierras raras en rocas ígneas (Geoquímica de elementos Traza y Geoquímica de Tierras Raras), que indican procesos como cristalización fraccionada, contaminación, asimilación y fusión parcial.

Del mismo modo la distribución de pliegues y fallas con su evolución en el tiempo, controlan la metalogenia, y por tanto la distribución de los elementos químicos en la Cordillera Oriental del Centro del Perú.

Finalmente, los procesos supergénicos (exogénicos) han influido en la generación de depósitos de la parte oriental de la zona de estudio, donde las condiciones lluviosas de Selva Alta predominan. De esta forma estos procesos contribuyen con distribuir los elementos químicos concentrándolas, debido a características climáticas diferentes de otros segmentos de nuestro territorio, generando la actual distribución de depósitos minerales (Metalogenia) en la Cordillera Oriental del Centro del Perú.

Por lo expuesto, es indudable que existe un interesante potencial metalogenético pobremente conocido en la Cordillera Oriental del Centro del Perú, por lo que es recomendable continuar las investigaciones metalogenéticas, tanto para depósitos polimetálicos como para el Uranio y las Tierras Raras (REE).

**Palabras Clave:** magmatismo, tectónica, exogénico, supergénico, metalogenia, geoquímica, tierras raras.

## **ABSTRACT**

The present study has the following goal, establish the relationship between tectonic, magmatic and surface processes with mineralization in the different geological periods that occurred in the Eastern Cordillera of Central Peru, it shows a particular metallogeny in this sector of Peru.

There are three variables that control these processes: magmatism, tectonics and exogenic-supergenic processes (not directly related with magmatism). The magmatism is represented by the distribution map of igneous rocks in the area. Tectonics, for the structural map of the same and its evolution. The exogenic-supergenic processes that finally control the metallogenetic processes, are represented by the distribution map of deposit and their database.

For this study, 119 samples were collected, of which 105 were analyzed, with ICP-Multielemental Mass for 55 elements by fusion of sodium peroxide; 53 were analyzed by a fire assay for gold in 50 g and 15 samples of ore by Atomic Absorption Spectrophotometry (ASS). Likewise, 89 of these samples present analysis of 17 elements by ICP-OES of Lithium metaborate by X-ray fluorescence with Lithium borate, to determine the primary composition of major oxides of igneous rocks. This was used for petrochemical determinations such as alkalinity and aluminosity. Of the total samples, 49 have petrographic studies and 29 have mineralogical studies.

After the study, it determined that the petrological characteristics, especially of the intrusive rocks (Geological Map), control the distribution of the chemical elements. Besides, tectonic events condition the distribution of these

elements, expressed in the mineralizations, and these are mapped as mineral deposits in the Eastern Cordillera of Central Peru (Metallogenetic Map).

Furthermore, the magmatic characteristics of igneous rocks control the distribution of chemical elements (Metallogeny) and are defined by the distribution of their major elements (Geochemistry of major elements) and the distribution of trace elements, as rare earths elements, in rocks igneous (Geochemistry of trace elements and geochemistry of rare earths), which indicate processes such as fractional crystallization, contamination, assimilation and partial fusion.

In the same way, the distribution of folds and faults with their evolution controls the metallogeny too and therefore the distribution of the chemical elements in the Eastern Cordillera of Central Peru.

Finally, the supergene (exogenous) processes have influenced the generation of deposits in the Eastern part of the study area, where the rainy conditions predominate. In this way, these processes contribute to distribute the chemical elements by concentrating them, due to climatic characteristics different from other segments of Peru. It generates mineral deposits (Metallogeny) in the Eastern Cordillera of Central Peru.

Therefore, there is an interesting metallogenetic potential in the Eastern Cordillera of Central Peru; hence, we recommend to continue the metallogenetic investigations, both for polymetallic deposits and for Uranium and Rare Earths Elements (REE).

**Keywords:** magmatism, tectonics, exogenic, supergenic, metallogeny, geochemistry, rare earths

## **CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN**

### **1.1. Situación problemática**

La Cordillera Oriental del Centro del Perú tiene una distribución y abundancia de elementos en la corteza dominada por abundantes afloramientos de rocas graníticas, con diversa composición: peralcalinas, peraluminosas, monzodioritas, diques, pegmatitas entre muchos otros. Y son estas mismas unidades geológicas las que están relacionadas con anomalías de algunos elementos de interés como oro, plomo, plata, zinc que forman depósitos minerales reconocidos; así como anomalías de uranio y Tierras Raras que la hacen potencialmente interesantes.

De esta forma se definió una zona de estudio que se encuentra localizada en el centro del Perú, específicamente comprendiendo parte de las regiones de Pasco, Junín, Huancavelica, Ayacucho, Apurímac y Huánuco, estas tres últimas ubicadas en los extremos sur y norte de la zona estudiada. Geológicamente, las unidades estratigráficas principales forman franjas de dirección NO-SE que se distribuyen en este orden, yendo de NE al SO: Proterozoico, Paleozoico inferior y Paleozoico superior, recubierto por unidades cretáceo-paleógenas de la Faja Subandina al extremo NE; seguidamente con las misma tendencia y orientación, tenemos al oeste, sobre el flanco este de la Cordillera Occidental, al Cretáceo marino

continental de la Cuenca Occidental, formando un límite intrecordillerano recubierto de valles, depresiones y altiplanicies interandinas.

Las intrusiones en la zona han sido divididas por edad en Intrusivos del Paleozoico Inferior-Carbonífero e Intrusiones Menores de la Cordillera Occidental, todos con la misma tendencia NO-SE (Megard et al., 1996; Miskovic, 2009). Tectónicamente se ha reconocido tres ciclos orogénicos: Proterozoico, Paleozoico y la Tectónica Andina (Palacios, 1995).

Los depósitos estudiados en el área de estudio se distribuyen en cinco franjas metalogénicas: Franja I de Au en rocas meta-sedimentarias del Ordovícico y Siluro-Devónico; Franja III depósitos de U-W-Sn-Mo, Au-Cu-Pb-Zn relacionados con intrusivos y pórfidos skarns Cu-Ag del Pérmico Triásico; Franja XVI de depósitos tipo Mississippi Valley (MVT) de Pb-Zn del Eoceno-Mioceno; Franja XVII de epitermales de Au-Ag del Eoceno y depósitos polimetálicos del Eoceno-Oligoceno-Mioceno; y Franja XXI-A de epitermales de Au-Ag hospedados en rocas volcánicas (Quispe et al., 2008). También se ha reconocido áreas con potencial de depósitos de uranio y de Tierras Raras. Estas franjas están controladas por unidades geológicas, con una tendencia marcada por la tectónica andina, que ha condicionado la distribución de los depósitos minerales.

Definida la zona de estudio, el plan de la tesis consiste en estudiar el magmatismo de la zona y los depósitos minerales que concentran los elementos químicos de la misma, identificando los procesos magmático-hidrotermales que la controlan, expresado en la distribución de los depósitos minerales en la zona.

Estructuralmente se ha identificado tres variables que controlan estos procesos: el magmatismo, la tectónica y los procesos exogénicos-supergénicos (no relacionados directamente con el magmatismo). El magmatismo está representado por el mapa de distribución de rocas ígneas de la zona. La tectónica, por el mapa estructural del mismo y su evolución. Los procesos exogénicos-supergénicos que finalmente sellaron los procesos metalogénicos de los depósitos minerales, están representados por el mapa de distribución de los mismos y su base de datos.

Como estrategia tenemos, que para el magmatismo, recolectaremos muestras y los analizaremos químicamente, en las que aplicaremos un estudio de geoquímica de elementos mayores, de elementos traza y tierras raras para las rocas ígneas, que nos permitirán caracterizarlas por diagramas geoquímicos. Así mismo, haremos estudios petrográficos para ver las texturas y la composición de las mismas que nos proporcionarán indicios de su evolución.

Para la Tectónica haremos una interpretación estructural en una imagen de la zona, de la que contamos con imágenes más detalladas y de mejor resolución, identificando los principales controles para el emplazamiento de los depósitos minerales.

Para determinar la influencia de los procesos exogénicos-supergénicos en los depósitos minerales, recolectaremos muestras de los mismos y haremos estudios mineragráficos para análisis de secuencias paragenéticas para determinar el orden de aparición de los minerales económicos (elementos anómalos) y un análisis estadístico descriptivo para determinar cuál y cuanto de anómalos son estos elementos. Para las zonas anómalas de elementos como el uranio y Tierras Raras se harán estudios petromineralógicos para determinar su evolución y composición; así como un análisis estadístico descriptivo para intentar cuantificar la anomalía. De mismo modo para la ubicación de las anomalías de uranio usaremos un equipo contador de centelleo portátil (escintilómetro) de radiactividad. Uranio tiene características de elemento pesado como las Tierras Raras.

Con todos estos datos reunidos se analizarán y se correlacionarán las diversas variables, estableciendo las relaciones entre las mismas, identificando los mecanismos de emplazamiento de los depósitos minerales (concentración anómala de elementos químicos) de la Cordillera Oriental del Centro del Perú, en especial para aquellos elementos de los que no se ha hecho mucha investigación como el uranio ya las Tierras Raras que estará presentes en la zona de estudio, y presenta factores muy particulares, diferentes a otras partes de nuestro territorio

La Cordillera Oriental de la región central del Perú tiene una bibliografía regional que menciona aspectos sobre magmatismo, geoquímicos,



tectónicos y metalogenia. Sin embargo, estos temas no se han integrado en un solo estudio que pueda establecer el mecanismo de distribución de los elementos químicos, que en concentraciones anómalas formen los depósitos minerales, en especial en aquellos elementos de los que no se tienen yacimientos reconocidos en el Perú, como las Tierra Raras y Uranio, en esta parte del territorio, y en donde tenemos ocurrencias reconocidas.

## **1.2. Formulación del problema**

### ***1.2.1. Problema General***

¿Cómo la distribución de elementos químicos, expresados en las mineralizaciones, está controlada por el magmatismo, la tectónica y los procesos superficiales, generando una metalogenia particular en la Cordillera Oriental del centro del Perú?

### ***1.2.2. Problemas Específicos***

¿Cómo y cuáles procesos magmáticos controlan la distribución de elementos químicos, expresados en las mineralizaciones en la Cordillera Oriental del centro del Perú?

¿Cómo los eventos tectónicos que han ocurrido en la Cordillera Oriental del centro del Perú, condicionaron la distribución de elementos químicos, expresados en las mineralizaciones?

¿Qué factores geológicos, finalmente controlan la actual distribución de los depósitos minerales (mineralizaciones como concentración anómala de elementos químicos) en la Cordillera Oriental del Centro del Perú?

### **1.3. Justificación de la investigación**

La presente tesis tiene como justificación técnica encontrar la explicación moderna de la distribución de los principales elementos químicos, y los efectos de los distintos eventos geológicos que contribuyen a la generación de la mineralización y la determinación de la formación de depósitos minerales (Metalogenia), en una zona con una alta variabilidad de eventos que han originado el emplazamiento de importantes depósitos minerales, algunos de características únicas y de enorme potencial económico-minero en una zona con importante población.

Del mismo modo, no se tienen muchos estudios sobre la distribución de depósitos de uranio y de Tierras Raras en esta zona lo que permitirá una importante contribución al avance de los conocimientos. Además estos últimos elementos tienen una importante demanda en el mundo por ser empleadas en la industria aeronáutica, así como en la fabricación de reactores nucleares, y alta tecnología, de la cual se tienen indicios de un importante potencial para encontrar un depósito económicamente interesante.

### **1.4. Objetivos de la Investigación**

#### ***1.4.1. Objetivos General***

Establecer la relación entre los eventos tectónicos, magmáticos y procesos superficiales con la mineralización en los diferentes periodos geológicos ocurridos en la Cordillera Oriental del centro del Perú, expresados en una particular metalogenia en este sector de nuestro territorio.

### **1.4.2. Objetivos Específicos**

- 1) Caracterizar geoquímica y petrográficamente los procesos magmáticos que han ocurrido en la Cordillera Oriental del centro del Perú que controlan la distribución de elementos químicos, expresados en las mineralizaciones.
- 2) Determinar la relación entre los eventos tectónicos que han ocurrido en la Cordillera Oriental del Centro del Perú y la distribución de elementos químicos, expresados en las mineralizaciones.
- 3) Identificar los factores geológicos que finalmente controlan la actual distribución de los depósitos minerales (mineralizaciones como concentración anómala de elementos químicos) en la Cordillera Oriental del Centro del Perú expresadas como la metalogenia de este sector de nuestro territorio.

## CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO

### 2.1. Antecedentes del Problema

Existen numerosos trabajos y estudios realizados en esta zona, destacando como base geológica los boletines de la Carta Geológica Nacional. Considerando los trabajos desde el ámbito regional y local, tenemos:

#### 2.1.1. Regionales

***Miskovic A. (2009).- Magmatic evolution of the Peruvian Eastern Cordilleran Intrusive Belt: Insights into the Growth of Continental Crust and Tectonism along the Proto-Andean Western Gondwana. Tesis para obtener el grado de Doctor en Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Geneve (Suiza). Terre & Environment Vol. 85. 267 p.***

Se tiene edades de 1,15 Ga de magmatismo en la Amazonia centro occidental, como los batolitos del oriente relacionados al ensamble y ruptura de Pangea que comprenden extensión y adelgazamiento de la corteza, en el Permiano y el Triásico (intrusivos anatóctitos de La Merced-San Ramón de edades 275 y 220 Ma) así como plutonismo precámbrico Neo y Mesoproterozoico (691-1123 Ma) contemporáneos con las orogenias

Brasílica y Grenville-Sunsas respectivamente. Estos cinturones intrusivos se formaron en la convergencia de placas de Gondwana Occidental y corteza oceánica Panthalásica y comprende dioritas, granodioritas y (monzo) granitos, ligeramente peraluminosos e isotópicamente maduros, y leucogranitos de pequeña extensión altamente peraluminosos de edad Triásico tardío (230-205 Ma) que implica la terminación del magmatismo del arco continental por el desprendimiento de la placa oceánica subductada. Esto promovió la extensión y el adelgazamiento litosférico gradual del margen cratónico predominante, generando así un flujo ascendente de manto y material crustal inferior de donde procedían los granitoides juveniles Permotriásicos. Por tanto, el plutonismo del Triásico tardío se ve como un producto de la anatexia crustal superior de un basamento metapelítico.

En este trabajo se abarca la problemática de los procesos magmáticos en la Cordillera Oriental del centro del Perú.

***Kontak, D.; Clark, A.; Farrar, E. & Strong, D. (1985).- The rift associated Permo-Triassic magmatism of the Eastern Cordillera: A precursor to the Andean orogeny. En: Pitcher, W.; Atherton, M.; Cobbing, E. & Beckinsale, R., edi. Magmatism at a plate edge. The Peruvian Andes. Glasgow and London. p. 36-44.***

Se hace una explicación del emplazamiento del rift permotriásico de la Cordillera Oriental.

El magmatismo permotriásico se definía como conjunto ígneas de batolitos de granodioritas-monzogranitos y los volcánicos predominantemente básicos del Grupo Mitu este último de una configuración tectónica extensional. Inicialmente este magmatismo del Pérmiano se asoció con una subducción, mientras otros lo relacionaron a un volcanismo con el rifting, El magmatismo permotriásico corresponde a una tectónica distensional independientemente de la subducción, al menos en esta latitud. Los batolitos permotriásicos le siguieron unos 10-15 Ma después un volcanismo, de erupción basáltica alcalina. Su litogeoquímica indica temperaturas altas, fusión parcial anhidra de la corteza inferior, en la cual el magma basáltico del volcanismo Mitu puede haber creado un alto régimen térmico. La fusión parcial también puede

haberse generado por los fluidos derivados del mismo magma basáltico tras su cristalización. El vulcanismo peralcalino y el plutonismo del Jurásico medio revela una reanudación del magmatismo derivado del manto, total o parcialmente. Posteriormente, la Cordillera Oriental quedó inactiva hasta mediados del Terciario, a excepción de algún plutonismo menor del Cretácico. En este trabajo también se abarca la problemática de los procesos magmáticos en la Cordillera Oriental del centro del Perú.

***Palacios, O. (1995).- Geología Histórica y Evolución Tectónica & Estratigrafía En: Ingemmet. Geología del Perú. Bol.Cart.Geol.Nac. N°55. Serie A. p.15-44).***

En Gondwana, la separación de América del Sur de África, se produce entre el Jurásico-Cretácico, dando lugar a la apertura del Atlántico Sur y deriva de Sudamérica hacia el Oeste.

En el Proterozoico tenemos la Orogenia Brasilida (600 Ma), en el Paleozoico la Orogenia Hercínica con dos ciclos sedimentarios: Paleozoico inferior y superior, culminando cada uno de ellos con una fase de deformación Fase Eohercínica (340 M.A.), Fase Tardihercínica (280 M.A.), y Fase Finiherciniana.

En las rocas mesozoicas y cenozoicas tenemos el Ciclo Andino con varias etapas de sedimentación y varias fases de deformación: la Fase Peruana del Cretáceo superior (80 M.A.), la Fase Incaica en el Terciario inferior (35-: M.A.), y la Fase Quechua (12-15 M.A.) y que se estima afectaron la zona en menor medida.

En este trabajo se abarca la problemática de los procesos tectónicos en la Cordillera Oriental del centro del Perú.

***Carlotto, V.; Jaillard, E.; Carlier, G.; Cárdenas, J.; Cerpa, L.; Flores, T.; Latorre, O. & Ibarra, L. (2005).- Las cuencas terciarias sinorogénicas en el Altiplano y en la Cordillera Occidental del sur del Perú. Bol. Volumen Especial N°6 Alberto Giesecke Matto. p. 103-126.***

La evolución de las cuencas de la Cordillera Occidental estuvo controlada por los accidentes tectónicos que marcan el límite Altiplano-Cordillera Occidental y Altiplano-Cordillera Oriental, con depósitos de capas rojas de edad Paleocena en el Altiplano y son el resultado de la sedimentación continental en la parte distal de una cuenca de antepaís, aparentemente bien desarrollada y posteriormente erosionada en la Cordillera Occidental. Las cuencas fluviales de Capas Rojas del Eoceno-Oligoceno del Altiplano de Cusco y Puno (5000 m), marcan el inicio de la sedimentación gruesa continental. Durante el Eoceno inferior, movimientos dextrales crean la cuenca Kayra contemporáneas con el emplazamiento de los gabros y dioritas calco-alcalinas del Batolito Andahuaylas-Yauri (48-42 Ma) al sur de la referida cuenca. En este trabajo se abarca la problemática de los procesos tectónicos en las zonas aledañas a la zona de estudio, la Cordillera Oriental del centro del Perú.

### **2.1.2. Locales**

Descripción de la geología local de la zona de estudio:

***Guizado, J. & Landa, C. (1966) - Geología del cuadrángulo de Pampas (25-n). Comisión Carta Geológica Nacional. INGEMMET Boletín. Serie A: Carta Geológica Nacional, 12. 75 p.***

La base de la columna comprende esquistos cloritosos, micáceos, sericíticos y localmente de gneis, las cuales pasan hacia el techo a una potente secuencia de lutitas gris oscuras y areniscas gris verdosas todas denominadas como Grupo Excelsior, de edad paleozoica inferior a Precambriana.

Encima del Grupo Excelsior se encuentran con discordancia angular calizas grises y amarillentas del Grupo Copacabana, de edad Permiano inferior. Traslapando a las unidades anteriores aparece una secuencia continental de areniscas y lutitas con intercalaciones volcánicas que pertenecen al Grupo Mitu, del Permiano medio a superior.

Sobre la unidad anterior reposan concordantemente o con discordancia local las calizas del Grupo Pucará, del Triásico superior-Jurásico inferior.

El Cretáceo inferior está representado por las areniscas del Grupo Goyllarisquizga que descansan en aparente discordancia sobre las calizas Pucará, y por la Formación Chúlec del Albiano medio que se sobrepone con igual relación a las areniscas Goyllarisquizga.

Las rocas intrusivas consisten de cuerpos de granitos y dioritas, cuyas dimensiones varían desde pequeñas apófisis hasta la del batolito. Su edad se supone del Cretáceo superior a Terciario inferior.

Pequeños depósitos minerales, principalmente de cobre, se encuentran en diversos lugares del área, dentro de las rocas de los Grupos Mitu y Pucará.

***López, J. (1996) - Geología del cuadrángulo de Huanta (26-ñ). INGEMMET Boletín. Serie A: Carta Geológica Nacional, 72. 192 p.***

La secuencia paleozoica está conformada por pelitas, areniscas y vulcanitas del Grupo Excelsior en su base sobreyacida en discordancia angular por el Grupo Ambo, de conglomerados, areniscas y vulcanitas. Concordantemente sobre el Grupo Ambo se tiene pelitas del Grupo Tarma, y la secuencia calcárea fosilífera del Grupo Copacabana. Finalmente, coronando tenemos las rocas sedimentarias y volcánicas del Grupo Mitu.

La secuencia mesozoica comienza con las calizas del Grupo Pucará, concordantes sobre el Gpo. Mitu. Posteriormente, vienen las areniscas cuarzosas del Grupo Goyllarisquizga, las calizas de la Formación Chúlec y las capas rojas y yeso de las Formaciones Pariatambo-Jumasha.

De las rocas ígneas intrusivas, tenemos tres grandes grupos: 1) Subvolcánico riolítico paleozoico; 2) Batolito Permo-Triásico de Villa Azul, dividido en tres segmentos: Granito de Cobriza, Granito de Palta Orjo Chico y Granito de San Miguel; y 3) subvolcánicos neógenos, comprendidos en los cuerpos de basalto-dolerita y dacitas-riodacitas.

Económicamente tenemos una franja mineralizada de Ag-Pb-Zn y Cu, en vetas y mantos, destacándola Mina Cobriza.

***Mégar, F. (1979) - Estudio geológico de los Andes del Perú Central. INGEMMET, Boletín. Serie D: Estudios Regionales, 8, 227 p.***



Los orógenos preandinos presentan series plegadas discordantes e infrayacentes al Triásico marino. Las series más antiguas son gneises, micaesquistos e intrusivos "arcaicos" afectado por el "plegamiento Marañón" y cubiertos de una "Formación filítica". Existe ausencia del Siluriano indicando un evento. En los Andes del Perú Central, el Paleozoico inferior y medio está fuertemente plegado por la tectogénesis hercínica, de edad devoniana superior (o quizá hasta Missisipiana inferior), la que está seguida por un magmatismo intrusivo, extrusivo y por una orogénesis marcada.

La posterior tectónica tardihercínica un episodio de tectónica de ruptura frágil difícil de analizar que afecta al Carbonífero y al Permiano inferior y medio; sin embargo, hay un proceso orogénico fuerte y los relieves se destruyen a unas molasas rojas espesas (Grupo Mitu) cuya deposición se acompaña de un magmatismo intenso.

La mayoría de los intrusivos del Perú central son susceptibles de tener una edad premesozoica aflora en la Cordillera Oriental.

El conjunto medio corresponde a las capas rojas del Cretáceo terminal y del Terciario inferior. El conjunto superior tiene series volcánicas del Terciario medio y superior. Todos cubiertos por un cuarto conjunto de capas del Terciario más superior localmente deformadas en las zonas falladas.

La típica división en cuatro conjuntos es válida en los Andes pero no se aplica en la zona subandina. La tectogénesis andina es polifásica. Los plutones no presentan anatexia y sus contactos con la roca encajonante son nítidos emplazados en un nivel muy alto de la corteza, y varía en composición desde un gabro hasta un leucogranito, formando las dioritas, las tonalitas, las granodioritas y los sienogranitos la parte esencial de los grandes cuerpos intrusivos;

***Mégard, F.; Caldas, J.; Paredes, J. & De La Cruz, N. (1996) - Geología de los cuadrángulos de Tarma, La Oroya y Yauyos. INGEMMET Boletín. Serie A: Carta Geológica Nacional, 69. 293 p.***

La base de la columna es esquistos, rocas orto y paraderivadas, secuencias flyschoides fuertemente plegadas y falladas debido a la Tectogénesis Eohercínica.

Discordante continua una secuencia sedimentaria continúa con lutitas, areniscas, conglomerados y algunos horizontes volcánicos de naturaleza explosiva de edad Misissipiana y Permiana, mayormente de ambientes continentales. La invasión marina en el Mesozoico, acumuló con ligera discordancia sedimentos calcáreos del Triásico-Jurásico, pasando a una sedimentación clástica y calcárea de edad Aaleniano-Bajociano inferior, interrumpiéndose posteriormente.

Después del hiatus entre el Jurásico medio a superior se inicia la sedimentación cretácea detrítica carbonosa de ambiente continental Valanginiana, seguido por transgresiones y regresiones en el Cretáceo inferior y superior, llegando al Maestrichtiano interrumpida por la primera fase tectónica ("fase peruana"), originando emersión general, erosión y cambios de sedimentación con acumulación de areniscas y conglomerados rojos (Capas Rojas) en cuencas intramontañosas entre el Cretáceo terminal y el Eoceno.

En el Paleógeno y Neógeno suceden fases de deformación, con manifestaciones magmáticas. Los yacimientos metálicos son generalmente polimetálicos, registrándose 160 ocurrencias mineras, mayormente vetiforme o filoneano. Los yacimientos se alojan en las calizas y dolomías del Grupo Pucará.

***Monge, R.; León, W. & Chacón, N. (1996) - Geología de los cuadrángulos de Chuchurras, Ulcumayo, Oxapampa y La Merced (21-m, 22-i, 22-m, 23-m). INGEMMET. Boletín. Serie A: Carta Geológica Nacional, 78. 183 p.***

La unidad más antigua (Neoproterozoico) es el Complejo de Maraynioc de micaesquistos y gneis, formando parte del núcleo de la Cordillera Oriental. Le siguen las pizarras con graptolites de la Formación Contaya y las filitas, pizarras y cuarcitas del Grupo Excelsior (Paleozoico inferior). Le sobreyace el Grupo Ambo, conformado de conglomerados y niveles pelíticos, a su vez cubiertos por rocas clásticas y carbonatadas de los Grupos Tarma y Copacabana y finalmente las rocas continentales del Grupo Mitu (Paleozoico superior). Le siguen las calizas del Grupo Pucará representan la sedimentación marina del Noriano (Triásico superior) - Pliensbachiano (Jurásico inferior), con calizas, dolomías y limoarcillitas negras con litofacies

de plataforma a zonas de barras calcáreas. La Formación Sarayaquillo sobreyace al Grupo Pucará representando la sedimentación continental a fines del Jurásico.

El cretáceo en la Faja Subandina, comprende una secuencia silíceo-clástica (Grupo Oriente) en la parte inferior; pasando a calizas, margas y limoarcillitas carbonosas (Formación Chonta), para terminar con areniscas cuarzosas (Formación Vivian). Le sigue el Grupo Huayabamba (secuencia continental) en el paso Mesozoico al Cenozoico.

Entre la Cordillera Oriental y vertiente Subandina tenemos plutones y stocks del Permotriásico con variación petrográfica de microdioritas a sienogranitos que intruyen al Paleozoico superior.

Estructuralmente la zona contiene bloques levantados y hundidos con fallas inversas, deformación y plegamiento esté último disminuyendo hasta el Oriente, controladas por las fases Incaica y Quechua.

Tenemos ocurrencias de Zn, Pb) en las calizas del Grupo Pucará como San Vicente, Pichita-Caluga y Shalipayco descritos como "Mississippi Valley". Los prospectos Tirol y Orquídeas (La Merced) son tipo "Skarn", producidos entre el sienogranito de San Ramón y las calizas del Grupo Copacabana; conteniendo mineralización de Cu, Pb y Zn. Estructuras vetiformes se reconocen en la mina Tarata (Ulcumayo) y San Roque (Oxapampa).

***Morche, W. & Larico, W. (1996) - Geología del cuadrángulo de Huancavelica (26-n). INGEMMET. Boletín. Serie A: Carta Geológica Nacional, 73.172 p.***

Las rocas más antiguas son el Grupo Excelsior del Devoniano, que tiene varias fases de tectonismo y el metamorfismo regional.

Encima en discordancia angular tenemos al Grupo Ambo a los grupos Tarma y Copacabana como una gruesa secuencia de lutitas, areniscas y calizas indiferenciadas. Suprayace en discordancia angular las Capas Rojas molásicas del Grupo Mitu del Permiano superior - Triásico. En sus fases finales se tiene un volcanismo basáltico de tendencia alcalina, que refleja el "rifting" o "backarc".

***Paredes, J. (1994) - Geología del cuadrángulo de Jauja (24-m). INGEMMET. Boletín. Serie A: Carta Geológica Nacional, 48. 104 p.***

La base está conformado por rocas metamórficas de gneises precámbricos de los Macizos de Huaytapallana y Marairazo (el antiguo "Complejo Comas" de Harrison, 1943). La dirección de la foliación varía entre N 80° y N 130°, subvertical, y con condiciones de temperaturas y presión que muestran dos zonas definidas: la zona de la clorita y la zona de sillimanita. Esta última presenta una asociación de cordierita+biotita+sillimanita+granate (presión de flujo anterior a la presión media) y una de sillimanita+ortosa+cuarzo (de contexto de facies granulita con cordierita con temperaturas de 700° a 800° C que determinarían un metamorfismo catazonal con anatexia y desaparición de la muscovita de baja presión).

El Paleozoico yacen discordantemente sobre el basamento metamórfico como: una serie marina del Paleozoico Inferior, una serie marino-continental del Paleozoico superior y un conjunto molásico tardío del Permiano superior al Triásico inferior.

La Tectogénesis Hercínica principal (Eohercínica) del Devónico terminal, origina fases distensivas menores que originaron las cuencas hercínicas tardías, discordantes a las estructuras Eohercínicas, habiendo recibido aportes de las molasas continentales del Missisipiano y posteriormente, las series marinas. Una fase mayor distensiva, comienza en el Permiano medio, originando una sedimentación molásica roja y un volcanismo intenso en el curso del Permiano superior y Triásico inferior.

Posteriormente luego de un período calmado se forman cuencas marinas epicontinentales en el Liásico seguida de una fase regresiva en el Dogger.

Posteriormente a fines del Cretáceo, se depositaron las que fueron deformadas y erosionadas por las dos últimas fases andinas.

Los plutones graníticos comprenden el granito rosado de La Merced que es un granito alcalino con biotita y hornblenda de alta temperatura, porfirítico y emplazado en el permocarbonífero. Mientras los plutones andinos primordialmente calco-alcalinos presentan alteración hidrotermal y mineralización en algunos casos. Se tiene mineralización de Cu-Mo (Runatullo); Pb-Zn-Ag en filones (vetas) como Cristo Pobre, Jatunhuasi,

Maracniyocc; el Cu está ligado a los volcánicos y molasas Mitu de la estructura Acopalca-Huari. El V-Se-In, se presenta en la Formación Aramachay.

***Romero, D. & Torres, V. (2003) - Mapa Geológico del Cuadrángulo de Huancavelica (26-n). Actualizado-Versión digital. Escala 1:50 000. INGEMMET.***

Los aportes más significativos son los siguientes:

Reconocimiento, división y cartografiado de rocas probablemente neoproterozoicas, ordovícicas, y de rocas devonianas del Grupo Cabanillas, así como de los grupos Ambo, Tarma y Copacabana.

Evidencia de una discordancia angular entre Grupo Mítu sobre el Grupo Ambo, y de una discordancia angular entre calizas del Grupo Pucará sobre los grupos Ambo, Copacabana y Mitu Además presencia de los grupos Goyllarisquizga, y las formaciones Acobamba y Rumichaca, así como afloramientos de rocas intrusivas y subvolcánicas

### ***Otros Trabajos***

En cuanto a estudios metalogenéticos y de yacimientos, tenemos en orden de aparición a Mapas Metalogénicos del Perú, trabajo preparado para el Congreso Geológico Internacional de Copenhague (Dinamarca) de Carlos Bastos (1960); Regional geology and major ore deposits of Central Peru de Petersen (1965); Aspectos generales de la metalogenia del Perú, boletín del Servicio de Geología y Minería de Bellido & De Montreuil (1972); Metalogenia del Perú de Ponzoni (1980); Metalogenia como guía para la prospección minera en el Perú de Chacón et al. (1995); Geología económica y mapa metalogenético del Perú: relación de minas y prospectos mineros de Canchaya et al. (2001); Compendio de yacimientos minerales del Perú de Tumialán (2003); Mapa metalogenético del Perú de Quispe et al. (2008) y muchos otros trabajos más localizados de yacimientos minerales indicados en la bibliografía como Dávila, et al. (Exploración y geología del yacimiento San Vicente. Congreso Internacional de Prospectores y Exploradores, N° 1. ProExplo, 1999);

### **2.1.3. Estudios de Depósitos Minerales**

Entre otros trabajos más puntuales sobre los depósitos minerales de la zona tenemos:

**Fontboté (Stratabound ore deposits in the Pucará basin. An overview. En: Stratabound ore deposits in the Andes. Society for Geology Applied to Mineral Deposits, 1990); p. 253-266.**

En el Grupo Pucará diferentes tipos genéticos de depósitos. Se pueden distinguir tres grupos:

- a) Depósitos de Zn-Pb (-Ag-Cu) ricos en Mn y Fe en parte con paragénesis de sulfuro masivo en la base de la secuencia de carbonato asociada a intercalaciones volcánicas y volcanoclásticas.
- b) Depósitos del tipo Mississippi Valley en la base de la secuencia carbonato (Shalipayco, Zn - Pb).
- c) Depósitos del tipo Mississippi Valley dentro de la secuencia de carbonato (San Vicente, Zn - Pb).

También ocurren de barita en la cuenca del Pucará. El vanadio ocurre en el miembro de Sincos de la formación de Aramachay cerca de Sincos (sur de Jauja, Perú central). Los minerales de vanadio, como el sincosito ocurren en un horizonte de 18 m de espesor de lutitas bituminosos con finas capas de ceniza volcánica. Las rocas fosfáticas son abundantes en la Formación de Aramachay con concentraciones de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> más del 8%

**Huamán, M.; Antúnez de Mayolo, E. & Rivera, A. (1990) - Geology of the Cu-Ag, Bi stratabound deposit Cobriza, Central Peru. En: Stratabound Ore Deposits in the Andes. Society for Geology Applied to Mineral Deposits; p. 129-136.**

El yacimiento de Cobriza se clasificó durante muchos años como un depósito del tipo "skarn distal" (Petersen 1965), debido a algunas asociaciones metasomáticas Sin embargo la revisión estratigráfica de la distribución de la mineralización llevó a una formación singenética con los sedimentos de Pensilvaniano.

Así su paleoambiente podría ser una cuenca de dimensiones limitadas con limitadas variaciones batimétricas.

Las facies volcánicas en la cuenca de Pensilvania pudo ser el generador de la mineralización de tipo estratiforme como evidencian los horizontes mineralizados de arsenopirita, pirrotita, calcopirita, pirita, hornblenda y esfalerita concordantes con la cama a lo largo de toda la secuencia. Asimismo el carácter regional y la congruencia de la mineralización rasgos sedimentarios típicos- ponen en duda la sustitución de los estratos calcáreos por soluciones hidrotermales distales.

***Kobe, H. (Stratabound Cu (Ag) Deposits in the Permian Mitu Red-Bed Formations, Central Peru. En: Stratabound Ore Deposits in the Andes, 1990).p 123-127.***

Las capas rojas del Grupo Mitu de arenisca roja, la arcosa y el mudstone se depositaron en una llanura plana fluvial cercana a la costa. El clima era árido con grietas de contracción y el color rojo de toda la formación. La actividad volcánica contemporánea se evidencia por fragmentos volcánicos en sedimentos de un pórfido. La magnetita se deriva de la erosión del subsuelo metamórfico subyacente y de las formaciones sedimentarias carboníferas así como de los volcanitas contemporáneas.

Los metales en el agua subterránea (en forma de sulfatos solubles y posiblemente cloruros) se redujeron preferentemente y se precipitaron como sulfuros alrededor de la materia vegetal en descomposición y carbonización, intensificada por con producción de H<sub>2</sub>S.

Así la concentración de sulfuro de Cu fue un proceso continuo producto de la erosión del basamento paleozoico y volcanes contemporáneos (mineralización de tipo 1 y 2); mientras que la erosión posterior al Permiano condujo a la formación de las acumulaciones intermitentes de tipo estrato (mineralización tipo 3) en la base del Mesozoico.

#### **2.1.4. Otras Bibliografías**

**Acosta, J.; Rivera, R.; Valencia, M.; Chirif, H.; Huanacuni, D. (2009).- Memoria del Mapa Metalogenético del Perú 2009. Ingemmet. 17 p.**

En los años 2007 y 2008 se preparó un nuevo mapa metalogenético con 23 franjas definidas en base a dominios geotectónicos y sistemas de fallas regionales, así como una clasificación de depósitos de minerales por operaciones y proyectos mineros. Actualmente se tiene un mapa con nueva información que incluye tamaño de depósito en base al tonelaje de contenido fino metálico, y una clasificación de las operaciones y proyectos mineros por tipo de yacimiento con producción metálica de las 23 franjas metalogenéticas.

**Audebaud, E.; Barag, J.; Capdevilla, R.; Paredes, J. (1971).- Metamorfismo precambriano de baja presión en los Andes Orientales del Perú, 12p.**

Los Andes Orientales peruanos corresponde a un metamorfismo “intermedio de baja presión”, distribuido en tres zonas de metamorfismo y separadas por los isogradados: biotita y silimanita. La zona más superficial o epizona es de la biotita; mientras la mesozona superior y mediana de la silimanita representa un alto grado de metamorfismo.

En cuanto a los afloramientos precambrianos ha sido fuertemente afectada por las deformaciones hercinianas del Paleozoico superior y sobretudo de la orogenia andina del Cretáceo-Terciario. Sin embargo, el metamorfismo regional, el magmatismo y las deformaciones pre-paleozoicas pertenecen principalmente a un ciclo orogénico único de probable edad pre-Cambriano superior (600-500 Ma.) que corresponden a un metamorfismo del tipo andalucita-cordierita muy diferente a las orogénesis proterozoicas de Brasil (Baikaliano) y Africa (Panafricano).

**Bendezú, R.; Fontboté, L. & Cosca, M. (2003).- Relative age of Cordilleran base metal lode and replacement deposits, and high sulfidation Au-(Ag) epithermal mineralization in the Colquijirca mining district, central Peru.**

Resumen:



En Colquijirca, Perú central, un complejo de diatrema-domo predominantemente dacítico del Mioceno de 12,4 a 12,7 Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en biotita), relacionada con dos tipos de mineralización distintas: 1) Diseminaciones de Au- (Ag) asociada con alteración argílica avanzada y vuggy sílice local, de epitermales de alta sulfuración, alojadas exclusivamente dentro del centro volcánico en Marcapunta. 2) Un segundo tipo de mineralización caracterizado como "Depósitos de vetas de metales base y de reemplazamiento". Están alojadas en rocas carbonatadas del Mesozoico y Cenozoico alrededor del complejo diatrema-domo y con un zoneamiento hacia el exterior de pirita-enargita-cuarzo-alunita a pirita-calcopirita-dickita-caolinita a pirita-esfalerita-galena-caolinita-siderita. Alunita en menas de epitermales que han sido datados por  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en 11.3-11.6 Ma y las menas de metales base cordilleranos en la zona norte del distrito (Smelter y Colquijirca) en 10.6-10.8 Ma. El intervalo de tiempo (~0,5 Ma) entre las edades de los dos tipos de mineralización indica que fueron formados por diferentes eventos hidrotermales dentro del mismo ciclo magmático. El intervalo para el evento de mineralización más joven (de metal base es ~10,6 Ma y las edades de ~12,5 Ma obtenida en biotitas de domos dacíticos no mineralizados que flanquean las inmediaciones de las diatrema, indican un ciclo magmático-hidrotermal de alrededor de 2 Ma. Por tanto, existe una mineralización de vetas de metal base cordillerano y de reemplazamiento que se formaron por un evento hidrotermal tardío relacionado a intrusivos, en este caso posterior a una mineralización epitermal de alta sulfuración de Au-(Ag).

***Bissig, T.; Ullrich, T.; Tosdal, R.; Friedman, R. & Ebert, S. (2008).- The time-space distribution of Eocene to Miocene magmatism in the central Peruvian polymetallic province and its metallogenetic implications. En: Journal of South American Earth Sciences. N° 26 (2008) p.16–35.***

El magmatismo del Eoceno al Mioceno tardío en el altiplano del centro y al este de la Cordillera Occidental tiene intrusiones dispersos de nivel superficial, como domos subaéreos y depósitos volcánicos, calco-alcalinos y de composición de basalto a riolita, y muchos de ellos son espacial y temporalmente asociadas genéticamente con la mineralización polimetálica

de importancia. Así se ha obtenido cuarenta y cuatro nuevas dataciones en  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  y tres en U/Pb en zircón en intrusiones sin dataciones. Los cuerpos cenozoicas más antiguas, que incluyen domos dacíticos son del Eoceno al oeste de Cerro de Pasco con edades entre 38,5 a 33,5 Ma. Al sur del Domo de Yauli, rocas ígneas del Eoceno a unos 15 km al este de la Cordillera Occidental comprenden una granodiorítica de  $39.34 \pm 0.28$  Ma y riolítica de  $40.14 \pm 0.61$  Ma, mientras intrusiones de diorita se emplazaron entre 36 y 33 Ma. La mineralización del Eoceno se limita al depósito epitermales de alta sulfuración de Quicay a 10 km al oeste de Cerro de Pasco.

En el Oligoceno temprano el magmatismo se concentró hasta 70 km al este de la Cordillera Occidental y consiste de intrusiones granodioríticas en la zona Milpo-Atacocha. Además un volcanismo dacítico a andesítico originó la Formación Astabamba hacia el sureste del Domo de Yauli. Algunos stocks intrusivos en Milpo y Atacocha generaron la mineralización de skarn de Zn-Pb (-Ag). Después de cerca de 29.3 Ma, el magmatismo cesó en toda la región de estudio.

En el Oligoceno tardío la actividad ígnea comprendió volcánicos andesíticos y dacíticos e intrusiones alrededor Uchucchacua.

En general, no hay evidencia de una sistemática migración hacia el este del arco magmático a través del tiempo. El arco se amplió a finales del Eoceno al Oligoceno temprano, cuando finalmente cesó su actividad regionalmente, hasta reanudarse como un arco estrecho en el Mioceno temprano. Un renovado ensanchamiento y posterior cese del magmatismo se produjo entre el Mioceno medio y el Mioceno tardío.

***Bissig, T.; Clark, A.; Rainbow, A. & Montgomery, A. (2015).- Physiographic and tectonic settings of high-sulfidation epithermal gold-silver deposits of the Andes and their controls on mineralizing processes. Ore Geology Reviews, v. 65, p. 327-364.***

Los depósitos epitermales de alta sulfuración de los Andes están situados a gran altitud y en gran parte cerca de la cresta de la cordillera de los Andes en los segmentos donde el volcanismo actualmente está ausente o tenue, y donde los ángulos de subducción son superficiales. Emplazados durante los

principales periodos del levantamiento y deformación contráctil y coincidiendo con la fase terminal de magmatismo del arco local. La gran mayoría de los depósitos están entre los 17 y 5 Ma de edad. Aunque su marco tectónico los hace propensos a la erosión, su rango de edad restringida no es sólo una función de la conservación sino también atribuido a los marcos tectonomagmáticos favorables durante el hidrotermalismo.

Depósitos epitermales de Au-Ag de alta sulfuración pueden alojarse en diversos tipos de roca, pero estas así presenten una actividad pre o sin-hidrotermal, no es un pre-requisito para la mineralización epitermal. Sin embargo, un magma del que se derivan los fluidos magmáticos mineralizantes debe estar presente, aunque la exsolución del fluido normalmente se produce entre 3-4 km por debajo de la superficie en el momento de la actividad hidrotermal.

***Breaks, F.; Selway, J. & Tindle, A. (2004).- Granitos peraluminosos fértiles y su relación a pegmatitas con elementos raros, Provincia Superior de Ontario. En: Linnen, R & Samson, I. eds. Rare-Element: Geochemistry and Mineral Deposits. Geological Association of Canada. Short Course Notes. Volume 17. p 87-125.***

La provincia de Ontario Superior contiene numerosas ocurrencias minerales de elementos raros (Li, Cs, Rb, Be, Ta, Nb, Ga y Ge). Granitos peraluminosos de tipo S y granitos pegmatíticos están muy extendidos en las zonas de alto grado metamórfico, en las subprovincias metasedimentarias del Canadá. Los granitos tipo S son más evolucionados y fértiles y se encuentran externamente con metamorfismo de grado medio y donde no se han encontrado zonas adyacentes de metamorfismo de alto grado. Estudios anteriores han establecido un vínculo genético entre los granitos peraluminosos de tipo S, pegmatitas fértiles y pegmatitas con elementos raros en muchas áreas.

Por el contrario, rocas graníticas peraluminosas y pegmatitas de elementos raros son considerablemente menos comunes en las subprovincias de esquistos verdes del Canadá.

Estas pegmatitas de elementos raros y los granitos generadores en su conjunto, son típicamente confinados a los principales sistemas de fallas regionales.

***Brown, L. & Vearncombe, J. (2014).- Critical analysis of successful gold exploration methods. Applied Earth Science, v. 123, No 1, p. 18-24.***

Resumen:

Alrededor del 16% de los descubrimientos, se realiza con zonas prospectables en geología en perforaciones iniciales. La geofísica se utiliza como una herramienta indirecta para modelar la geología, la alteración y erosión.

La estructura es el principal control de mineralización de oro, por lo tanto ella juega un rol importante para una exploración exitosa, particularmente cuando el afloramiento es accesible; pero sobre todo es bien útil, aún con un regolito potente. Sin embargo, es sorprendente que cuando el afloramiento está disponible, la geología estructural rara vez se documenta como una de las herramientas de exploración vigentes. Se registraron tres casos que muestran la estructura como el método de exploración principal (Lago Lefroy, Centenario y North Mara), y veintiséis estudios de casos sin hacer mención de la estructura en absoluto.

Los bajos niveles de reportes de alteración y rasgos estructurales en una exploración exitosa sugieren: (i) que se utiliza, pero no se documenta adecuadamente, (ii) que su aplicación es inadecuada, o (iii) que son subutilizados. Para la geología estructural y las alteraciones existen una literatura académica importante y mucha inversión en investigación. Sin embargo, aparecen como actividades académicas y no como métodos esenciales de exploración temprana.

***Calvo, G. (2010).- Aspectos Geoquímicos y Metalogenéticos de las Tierras Raras. Congreso Peruano de Geología 15. Resúmenes Extendidos. Sociedad Geológica del Perú, Publicación Especial No 9, p. 388-391.***

El 97% de la producción actual de REE (Tierras Raras) y más de un tercio de los recursos conocidos están concentrados en China. Las REE son bastante

abundantes en la corteza terrestre: las LREE (Tierras Raras Ligeras) son más comunes que las HREE (Tierras Raras Pesadas), y a su vez los elementos con número atómico par abundan más que los impares. Las REE son elementos litófilos y son elementos incompatibles que tienden a acumularse en los fundidos magmáticos residuales. Las REE no forman sulfuros y se encuentran en minerales de óxidos, carbonatos, fluorocarbonatos, silicatos, haluros, fosfatos, arsenatos sulfatos y vanadatos. Las principales menas son los minerales de monacita (Ce, La, Nd, Pr, Th, PO<sub>4</sub>), bastnasita (Ce,La,Y (CO<sub>3</sub>) F) y Xenotimo (YPO<sub>4</sub>). Las REE se distribuyen con preferencia en ambientes cratónicos de plataforma y anorogénicos, relacionados con procesos extensionales de rifting, controlados por importantes sistemas de fallas regionales y fracturas anulares. Generalmente están asociadas con rocas peralcalinas, carbonatitas, complejos alcalinos de granito sienita y sienitas nefelínicas. Los principales yacimientos primarios son las carbonatitas, en rocas peralcalinas, IOCG enriquecidos en REE y U, y en las aureolas de las carbonatitas y complejos alcalinos. Los yacimientos secundarios están representados por lateritas, depósitos residuales y placeres como subproducto de la explotación de rutilo-zircón-ilmenita. Las concentraciones económicas de tierras raras son relativamente escasas. Los recursos mundiales están en yacimientos en Estados Unidos y China, y monacita, principalmente en Australia, Brasil, China, India, Malasia, Sudáfrica, Sri Lanka, Tailandia y los Estados Unidos. Los elementos más valiosos son Nd, Pr (LREE) y Eu, Tb, Dy (HREE).

***Carlotta V.; Quispe J.; Acosta H.; Rodríguez R.; Romero D. (2010).- El control de los dominios tectónicos en la metalogénesis del Perú. XV Congreso Peruano de Geología. Resúmenes Extendidos. Sociedad Geológica del Perú, Pub. Esp. N°9 (2010), Cusco p. 515-518.***

Resumen:

El mapa metalogenético del Perú permite una mejor interpretación del origen de los yacimientos minerales en relación a la geología regional y la evolución geodinámica de los Andes peruanos, permitiendo obtener mapas del potencial de recursos para la planificación del territorio. Es aplicable a la prospección y

exploración de recursos minerales, así como a la planificación del territorio. El mapa muestra 25 franjas metalogenéticas, y pone en evidencia importantes unidades metalogenéticas indispensables para la búsqueda de recursos minerales.

**Castroviejo, R.; Macharé, J.; Castro, P, Pereira, E.; Rodrigues, J.; Tassinari, C.; Willner, A. & Acosta, J. (2010).- Significado de las ofiolitas Neoproterozoicas de la Cordillera Oriental del Perú (9°30'-11°30'). XV Congreso Peruano de Geología. Resúmenes Extendidos. Sociedad Geológica del Perú, Pub. Esp. N°9 (2010), Cusco p. 51-53.**

Las ofiolitas de la Cordillera Oriental se caracterizan por ser alóctonas, de edad más antiguas que la roca encajante y ausencia de metamorfismo de contacto con este, con historias de deformación diferentes a las del entorno, con una petrología y quimismo característico de una litosfera oceánica. En el Perú estas secuencias ofiolíticas se encuentra aflorando en los macizos de Huamalli, Andas-Raccha y Huancapallac (Huánuco), en general muy alterados, y el macizo de Tapo (Junín).

Los macizos ultramáficos-máficos de la Cordillera Oriental del Perú difieren del modelos propuestos en base a un perfil ortodoxo basado en la secuencia ofiolítica de Troodos (Chipre). Entre las conclusiones geocronológicas tenemos:

- a) Los protolitos ultramáficos-máficos de Tapo parecen haber cristalizado en el Neoproterozoico hace 680 Ma (Sm-Nd), porque tanto gabro y cromitita son contemporáneos y derivan de la misma fuente mantélica. Dichos protolitos muestran un quimismo de litosfera oceánica relacionado a un rift y, por tanto, en una fragmentación de Rodinia que alcanza su margen NO hacia los 680 Ma.
- b) El complejo Tapo sufrió un metamorfismo regional, de facies anfibolita, traspasando en su fase de enfriamiento el umbral de los 500°C en el Ordovícico superior hacia los 450 Ma (K-Ar), situando los terrenos del Macizo de Tapo a una considerable profundidad (40 a 50 km) relacionado con un ambiente de subducción o colisional, probable del Laurentia con el margen

proto-andino de Gondwana o con la evolución del Orógeno Famatiniano-Tacónico o Terra Australis.

El emplazamiento de las ofiolitas en su ubicación actual fue precedido de un fuerte desmantelamiento erosivo (unroofing) de la cadena pre-andina, evidenciado por su contacto cabalgante y directo sobre los sedimentos del Grupo Ambo, excepto de metamorfismo. Posteriormente todo fue afectado por la deformación Andina, lo que permite suponer que el emplazamiento actual ocurrió en estadios andinos tempranos.

**Castroviejo, R.; Carrascal, R.; Chirif, H.; Rodriguez, J.; Acosta, J.; Bernhardt, H. (2010).- Metalogenia asociada a los segmentos ofiolíticos de la Cordillera Oriental del Perú Central XV. Congreso Peruano de Geología. Resúmenes Extendidos. Sociedad Geológica del Perú, Pub. Esp. Nº9 (2010), Cusco p. 55-58.**

Las ofiolitas aportan sustancias como cromo y níquel (laterítico), rocas industriales y sulfuros masivos (SMV), pero a pesar de constituir metalotectos de importancia, se desconoce su potencial como productor de metales preciosos (oro) y EGP o (elementos del grupo del platino). Las concentraciones metálicas en ofiolitas reciben el nombre de: 1) primordiales, las relacionadas con el estadio suboceánico, en cualquiera de sus fases; 2) exóticas, las intracorticales, generadas en el ulterior estadio de incorporación de ofiolitas al continente, integrándose en la historia orogénica de la cordillera o del cinturón colisional; 3) supergénicas, las relacionadas con fenómenos superficiales, tras el exhumación del complejo ofiolítico por erosión.

Los tipos primordiales tienen más interés económico que los ortomagmáticos (Cr y potenciales co-productos EGP, Ni, Co, Au) y los SMV del tipo Cu-Zn. Los tonelajes de los SMV ofiolíticos son generalmente modestos; sin embargo, suelen tener leyes superiores en Au y Cu (~2.5 ppm Au y 2 % Cu, en promedio) y son el único tipo de SMV definida como sulfuros masivos propiamente auríferos. Otros tipos de concentraciones posibles son las hidrotermales suboceánicas de baja temperatura, las relacionadas con pórfidos y las epitermales que pueden ser transicionales con los SMV.

Concentraciones exóticas resultan de procesos complejos orogénicos superpuestos: las series ofiolíticas se dislocan y desplazan, a veces en bloques inconexos, a lo largo de centenares de km. Destacan las concentraciones metamórficas y las orogénicas asociadas a oro orogénico, SMV, series ofiolíticas en contexto acrecional y concentraciones relacionadas con intrusiones y epitermales.

Las concentraciones minerales supergénicas más destacadas, son las de zona de oxidación, con gossan aurífero, producto de la oxidación in situ de los SMV ofiolíticos aflorantes y del que se extrae oro. También las concentraciones lateríticas y detríticas representan fuentes importantes de Ni, Co, Cr, y potenciales minerales primarios.

Mineralizaciones en las ultramafitas de la Cordillera Oriental (Junín y Huánuco) corroboran, la caracterización de éstas como terrenos ofiolíticos, por la geometría y carácter podiforme de las cromititas y por las composiciones de la cromita. La geoquímica de las rocas máficas asociadas sugiere un ambiente tectónico de dorsal oceánica, mientras que las grandes concentraciones de cromita suelen encontrarse en ofiolitas de zona de supra-subducción. Prescindiendo de las modificaciones metamórficas, los valores iniciales relativamente bajos de Cr, próximos a ~ 0.5 ppm, sugieren magmas saturados en S y pobres en EGP, relacionados con la zona de transición entre manto y corteza, no ideales como metalotectos. Finalmente, a pesar de la demovilización de minerales primarios ligados a zonas de cizalla y un ligero enriquecimiento en rocas ultramáficas hidrotermalizadas y silicificadas los contenidos metálicos son escasos, así como los sulfuros.

***Chiaradia, M.; Schaltegger, U.; Spikings, R.; Wotzlaw, J. & Ovtcharova, M. (2013). – How accurately can we date the duration of magmatic-hydrothermal events in porphyry systems?. Economic Geology, vol. 108, n.4, p. 565-584.***

El tiempo exacto de los eventos magmático-hidrotermal es de fundamental importancia para la reconstrucción de la evolución genética de los sistemas porfiríticos y evaluar su duración. La precisión absoluta de los geocronómetros más utilizados en geología de menas (U-Pb,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  y Re-Os) se obtiene en



niveles óptimos, en condiciones normales, para rangos de tiempo durante el Neógeno (teóricamente entre 1 y 10 Ma para circones promedio datados por el método U-Pb). Por lo tanto, los sistemas porfiríticos dentro de este marco de tiempo son los que proporcionan la mejor resolución de los eventos magmático-hidrotermal y la mayor precisión de la duración estimada de los procesos minerales.

***Chew, D. M.; Schaltegger, U.; Kosler, J; Whitehouse, M. J.; Gutjahr, M.; Spikings, R. A.; Misković, A. (2007).- U-Pb geochronologic evidence for the evolution of the Gondwanan margin of the north-central Andes. Geological Society of America Bulletin, vol. 119, n. 5, p. 697-711.***

Los datos de circones detríticos de la margen norcentral proto-andina demuestran que el basamento hasta la margen occidental de la Gondwana fue probablemente compuesto por un cinturón metamórfico de edad Grenvilliano (aprox. 1 GA), sobre el cual un cinturón magmático del Paleozoico inferior se situó en forma similar en los terrenos de Sierra Pampeanas y Famatina del norte de Argentina. Esto se basa en la presencia de edades de picos prominentes entre 0,45 hasta 0,65 Ma y 0.9-1.3 Ga en el registro de circones detríticos de las secuencias paleozoicas en la Cordillera Oriental de Perú y Ecuador.

Plutones asociados con este cinturón magmático del paleozoico inferior relacionados con la subducción han sido identificados en la Cordillera Oriental de Perú y se han datado por TIMS circón U-Pb y microsonda de iones en 474 - 442 Ma, concordantes con las edades de magmatismo relacionado a la subducción en el basamento de Arequipa-Antofalla (Loewy et al., 2004). Este arco del Paleozoico inferior no es claramente lineal, ya que salta de un lugar costero en el basamento de Arequipa-Antofalla a varios cientos de kilómetros y se va hacia el interior en la cordillera oriental más al norte. Esto se interpreta como una ensenada en el margen proto-andino en el momento que el arco se inició, y si este es el caso, la terminación norte del basamento Arequipa-Antofalla en los alrededores de Lima es una característica Ordovícica o anterior.

Las dataciones en circones con sobrecrecimiento en leucosomas de alto grado en zircón (U-Pb), demuestra la presencia de un evento metamórfico en ca. 478 Ma y refuta la edad Neoproterozoico asumida previamente para orogenia en la Cordillera Oriental del Perú. La presencia de un gran margen activo del Ordovícico inferior a medio en el oeste de Gondwana invita a correlaciona con el ciclo orogénico Taconic - Grampian del margen oriental de Laurentia (que es de la misma edad) y es compatible con los modelos que tienen estos dos márgenes activos una frente a la otra durante el Ordovícico.

***Cobbing, E. J. (2000).– The geology and mapping of granite batholiths. Berlín: Springer-Verlag, 2000, 141 p.***

Las series Magnetita-Ilmenita de Ishihara (1977), dividió los granitos en dos clases basados en el contenido de minerales opacos, a los cuales definió como granitos de la serie magnetita e ilmenita. La mineralogía de los óxidos es controlado por la fugacidad de oxígeno durante la cristalización del magma, así se tiene que los granitos de la serie magnetita son oxidados y de la serie ilmenita son reducidos. Los granitos de la serie magnetita están asociados con mineralización de metales base de cobre y los de la serie ilmenita con mineralización de estaño y wolframio. Ishihara consideró que los granitos de la serie ilmenita son reducidos como resultado de la incorporación de material grafitico de la región fuente, durante la cristalización del magma, lo cual sugiere que estos fueron equivalentes a los granitos tipo S de Chappel & White (1974) y los otros a los granitos de la serie magnetita correspondería a los del tipo I.

***Corbett, G. J. (2002).- Epithermal gold for explorationists. The Australasian Institute of Geoscientists Journal, Paper 2002-1, febrero 2002.***

Depósitos epitermales de oro ( $\pm$  Cu y Ag) se forman en niveles corticales más superficiales que los sistemas porfíricos de Cu-Au, y se distinguen principalmente como alta y baja sulfuración usando criterios en la variación mineralógica de la mena y ganga, depositados por la interacción de diferentes líquidos mineralizados con las rocas caja y las aguas subterráneas. Los

depósitos de baja sulfuración son subdivididos de acuerdo a la mineralogía en relación con la profundidad y el entorno de la formación; mientras que los sistemas de alta sulfuración varían con la profundidad y el control de la permeabilidad, y se distinguen varios estilos de alteración ácido estéril. Depósitos epitermales de baja sulfuración de Au + Cu + Ag se desarrollan a partir de fluidos diluidos con ph casi neutro y se dividen en dos grupos: Aquellos que muestran mineralogías derivadas predominantemente de rocas de fuentes magmáticas (arco de baja sulfuración), y otros con mineralogías dominadas de fuentes de fluidos geotermales circundantes (zonas de rift con baja sulfuración). Los primeros se clasifican con la disminución del nivel de la corteza terrestre como: cuarzo sulfuro de oro + cobre, que pasa a vetas de oro y plata polimetálicas, oro carbonato-base y más superficial epitermal de cuarzo con oro y plata. Estos tipos de minerales presentan un zoneamiento en el tiempo y espacio con los estilos más superficiales de sobreimpresión en la profundidad, y contenidos metálicos que varían desde altas concentraciones de Cu en profundidad, a concentraciones de Ag y Au en zonas con corteza elevada. Sistemas epitermales de oro y plata de baja sulfuración adularia - sericita comprenden el estilo de baja sulfuración. Estos son dominados por minerales de ganga depositados a partir de fluidos geotermales circundantes ricos en aguas meteóricas, formados típicamente en marcos de rift. Depósitos de oro de reemplazamiento alojados en sedimentos se desarrollan a partir de fluidos de baja sulfuración en rocas carbonatadas reactivas. Sistemas de alta sulfuración de Au + Cu se desarrollan a partir de la reacción de las rocas hospedantes con fluidos magmáticos ácidos calientes para producir una alteración zonada característica, sulfuro y deposición de Au + Cu + Ag. Sistemas minerales muestran los controles de permeabilidad que se rigen por la litología, estructura y brechas, los cambios en alteración de la roca caja y la mineralogía de la mena con la profundidad.

***Corbett, G. J. (2004).- Epithermal and Porphyry Gold-Geological Models. PACRIM 2004: Hi Tech and World competitive mineral success stories***

***around the Pacific Rim, proceedings. Melbourne: Australasian Institute of Mining and Metallurgy 2004, p. 15-23.***

Los modelos geológicos para la exploración y evaluación de depósitos epitermales de oro y pórfidos de Cu- Au se basan en una clasificación de los diferentes estilos de depósito y una comprensión de sus procesos evolutivos. Depósitos de Au de arco magmático se distinguen como pórfidos de Cu-Au, formados a profundidades de 1 - 2 km en la apófisis más grande, cuyas fuentes magmáticas son las últimas fuentes de metales de los diferentes estilos del nivel más superficial de los depósitos epitermales de Au. Los depósitos epitermales de Au de baja sulfuración se desarrollan a partir de circulación aguas meteóricas diluidas y se distinguen como el grupo con el mayor acercamiento a las rocas intrusivas fuente, y con el contenido de sulfuro ligeramente más alto (siendo generalmente < 10 por ciento), los cuales se clasifican con la disminución del nivel cortical como: cuarzo - sulfuro Au±Cu, carbonato-base Au (incluyendo polimetálicos de Au-Ag), y epitermal de cuarzo Au- Ag; y en contraste vetas de cuarzo de Au-Ag en epitermales de baja sulfuración de adularia - sericita bandeado. Depósitos de Au de reemplazamiento alojados en sedimentos resultan de la reacción de un fluido estilo cuarzo-sulfuro con reactivos de las rocas hospedantes carbonatadas. Depósitos de Au de alta sulfuración se desarrollan a partir de fluidos derivados magmáticamente y fuertemente ácidos con características de alteración con zoneamiento y mineralización de piritita-enargita.

***Cristiansen E. & Keith J. (1996).- Trace Element Systematic in Silicic Magmas: a Metallogenic perspective. En: Wyman D ed. Trace element geochemistry of volcanic rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration. Geological Association of Canada. Short Course Notes Volumen 12. p. 115-151.***

Riolitas y granitos proporcionan componentes importantes para la generación de depósitos de mineral: incluida la energía térmica, que transportan fluidos y los complejos de iones, así como los elementos minerales mismos. Las composiciones de granito son buena herramienta para exploración de minerales metálicos. Por lo general, los elementos minerales son elementos

traza en magmas silíceos que son generalmente más móviles durante los procesos secundarios y tienen concentraciones magmáticas más bajas que muchos oligoelementos utilizados en los estudios petrogenéticos. En obsidias altamente evolucionadas, el Sn y Be son raramente mayores que 20 ppm, y el Mo con el W, tienen concentraciones que son típicamente menores de 6 ppm. Sin embargo, el comportamiento de estos elementos se puede deducir usando los mismos métodos y modelos utilizados para otros elementos traza que tienen concentraciones más altas. Por otra parte, el comportamiento de otros elementos de mineral es a menudo poco relevante. Las composiciones de los elementos traza de las rocas ígneas silíceas indican posibles tipos de mineralización y pueden racionalizarse mediante procesos magmáticos comunes y un entendimiento de los materiales base. Las variaciones naturales en estos parámetros crean tipos silíceos de roca con características distintivas y asociaciones tectónicas propias. Sin embargo, los estudios de elementos traza rara vez son suficientes para identificar si un flujo de lava específica, complejo de caldera, o intrusión es mineralizada, y mucho menos en la medida, el tamaño o la profundidad de la mineralización.

***Cruden, A. (1998).- On the emplacement of tabular granites. Journal of the Geological Society, London. Vol. 155, pp. 853-862.***

Los granitos tanto en terrenos cristalinos y en arcos magmáticos continentales, tienden a ser circulares a elípticos vistos en el mapa y pueden variar de 3 a 100 km de longitud. Datos estructurales y de gravimetría sugieren que muchos de estos plutones tienen forma tabular con una potencia promedio de 3 km. Estructuras dúctiles observadas alrededor de los granitos mesozonales indican que el espacio es creado por la combinación de desplazamientos laterales y verticales de la roca caja, mientras que las relaciones de contacto de plutones epizonales implican que sólo desplazamientos verticales están involucrados durante el emplazamiento. En ambos casos el magma llega al lugar de emplazamiento a través de una o más zonas de alimentación (feeders) y fluye lateralmente. Con la excepción de plutones epizonales de muy alto nivel, estudios estructurales sugieren que el espacio para muchas intrusiones tabulares debe ser proporcionado

principalmente por la disminución de presión del suelo (emplazamiento tipo lopolito) en vez de elevación del techo (emplazamiento tipo lacolito). Se propone un modelo de emplazamiento para este tipo de granito tabular, que implica la depresión progresiva del piso de una cámara inicialmente horizontal, ya que está llena por uno o más conductos verticales. Este modelo requiere un balance a escala cortical de las tasas de extracción del fundido y el ascenso del magma.

Los modelos predicen que los grandes cuerpos graníticos (10 a 100 km de ancho) y los plutones tabulares (3 km de espesor) pueden ser emplazados rápidamente (de 100 a 1 Ma) con depresión del piso y velocidades de deformación relacionadas a la roca caja, similares a los de una deformación tectónica.

***Dalmayrac, D.; Laubacher G. & Marocco, R. (1988).- Caracteres Generales de la Evolución Geológica de los Andes Peruanos. Boletín No. 12. Serie D: Estudios Especiales. INGEMMET. p 40-50***

La Tectónica de los terrenos precámbricos está caracterizada por una tectónica polifásica formada por 4 fases de plegamiento.

Una Fase 1 donde la esquistosidad se moldea sobre minerales donde los agregados policristalinos anteriores presentan micropliegues internos, que es contemporánea con los fenocristales y con el metamorfismo principal. A su vez ha sido casi obliterada totalmente por la fase 2. Subsisten algunos micropliegues o esquistosidades visibles en los porfidoclastos.

La segunda, es más visible y responsable de la foliación S2, la cual forma micropliegues isoclinales estirados bien diferenciados, acompañados de una foliación que oblitera casi totalmente las estructuras anteriores. Es contemporánea con un segundo metamorfismo menos intenso. Su dirección es E-O.

La tercera fase (fase 3) repliega la foliación mayor. Forma pliegues decimétricos a métricos que repliegan la esquistosidad S2. Estos pliegues son flexibles, de dirección N-S inclinados o derechos. Está acompañada de una esquistosidad de plano axial de tipo clivaje strain-slip.

La fase 4 da pliegues tipo chevron y de los kink-bands con planos axiales subverticales de dirección N-S o E-O.

***Dirección de Geología Económica y Prospección Minera (2006).- Inventario de los Recursos Minerales de la Región Huánuco, Rocas Intrusivas y Tectónica, p. 21-27, marzo 2006.***

La región Huánuco tiene diversas manifestaciones magmáticas regionales, desde intrusivos básicos y ultrabásicos, a cuerpos ácidos e intermedios. Dentro del primer grupo encontramos al macizo de Huancapallac como cuerpos en forma de rosario con orientación N-S contenido dentro de los esquistos micáceos y minerales como pentlandita y serpentinita. En el sector de Churubamba pequeñas intrusiones irregulares de pegmatita con grandes cristales de muscovita y pequeños cuerpos de talco y serpentina agrupados en hileras de algunos kilómetros, unos concordantes con la foliación N-S de los esquistos y otros discordantes que cortan la serie esquistosa. En el sector de Chinchao los ultrabásicos están fuertemente diferenciados de dunita a anortosita con diseminaciones de sulfuros primarios de pentlandita y calcopirita que alcanzan localmente leyes económicas.

En el segundo grupo de las rocas ácidas a intermedias tenemos el macizo San Rafael constituido de granito a monzogranito, gris claro a oscuro, de grano grueso cuyo contacto con las rocas encajonantes (esquistos micáceos) parece no tener metamorfismo de contacto importante y que datado por Cardona (2006) en 291 Ma (Paleozoico superior). En el sector Panao-Chacamarca encontramos una diorita de grano fino, holocristalino, con xenolitos de ultrabásicos que cortan a los esquistos del Complejo Marañón y a rocas sedimentarias del Gpo. Pucará. En el sector Tres Alcantarillas aflora una granodiorita fanerítica que presenta cloritización y sericitización muy débil que intruyen a los micaesquistos neoproterozoicos, por lo que podría ser del Paleozoico. En el sector Yanashalash se tiene una diorita hornbléndica con textura granular hipidiomórfica, con alteración como cloritización, epidotización, carbonatación, sericitización, limonitización y argilitización. En el área de Huancapallac se encuentra intruyendo una manifestación magmática denominada Batolito Higuera, que consisten de tonalitas y

accesoriamente granodioritas y granitos, de edad Paleozoico superior (Cardona, 2006). Como últimas manifestaciones tenemos diques de microdiorita que cortan las últimas intrusiones ácidas, diques andesíticos porfiríticos que se asume se han emplazado durante el Mesozoico y gabroritas de un plutonismo Andino más importante.

Evidenciamos tres eventos tectónicos desde el Neoproterozoico hasta el Mioplioceno: 1) La Tectónica Neoproterozoica se carácter polifásico, con estructuras planares correspondientes a una foliación de zonas profundas de metamorfismo elevado y a una esquistosidad a modo de flujo característica de las zonas superficiales epimetamórficas. 2) La Tectónica en el Paleozoico, separadas por una primera fase Eohercínica del Devoniano superior que marca la discordancia general del Paleozoico superior (Grupo Ambo) sobre los terrenos plegados del Paleozoico inferior y sobre el zócalo metamórfico; y una segunda fase Tardihercínica del Permiano medio donde se producen solamente movimientos epirogenéticos en la zona centro del Perú. Las estructuras eohercínicas en la región, se caracterizan por presentar evidencias de deformaciones de poca intensidad. 3) La Tectónica Andina que inicia en el Cretáceo superior es de carácter polifásico con estructuras andinas agrupadas entre NNO y SSE. La transición entre la zona imbricada y la Cordillera Oriental es una franja estrecha de terrenos mesozoicos de poco grosor y débilmente plegados. Más al este, esta franja pasa a la Cordillera Oriental, a través de una falla inversa, conocida como falla del Huallaga que buza al este y hace cabalgar al Neoproterozoico sobre terrenos del Paleozoico superior.

***Ercit, T. (2004).- Pegmatitas graníticas enriquecidas en REE. En: Linnen, R & Samson, I. eds. Rare-Element: Geochemistry and Mineral Deposits. Geological Association of Canada. Short Course Notes. Volume 17. p 175-199.***

Pegmatitas graníticas, son rocas ígneas de grano grueso con una composición granítica en general, son de orígenes variados y pueden mostrar una similar variedad de elementos raros (por ejemplo, Li, Cs, Ta, Nb, Y, REE, Se, U, Sn, FB Be). Pegmatitas con el más alto grado de enriquecimiento de



elementos raros han sido asignados por Cerny a uno de tres grupos sobre la base de enriquecimiento en elementos raros de poblaciones pegmatíticas enriquecidas: 1) en Li, Cs y Ta (conocido como familia " LCT "), 2) aquellas enriquecidas en Nb, Y y F (conocido como familia " NYF "), y 3) los que tienen una mezcla de estas características ("familia mixta"). Una subdivisión de pegmatitas con miaroles que se forman a baja de presión, generalmente se afiliado al tipo NYF; mientras aquellos formados a través de enfriamiento químico son de afiliación LCT. Sin embargo, Cerny rechazó el uso de los términos "LCT" y "NYF" en un sentido puramente geoquímico como se aplica a pegmatitas individuales, proponiendo series de granito pegmatita enriquecidas en niobio, itrio y los elementos de las tierras raras, fuera de las clases de elementos raros y miarolíticos. Por lo tanto, no todas las pegmatitas enriquecidas en Nb, Y, F son de la familia NYF. Lo correcto de la geoquímica de pegmatitas individuales como enriquecidos en Li, Cs, Ta, contra los enriquecidos en Nb, Y, F, o simplemente "Enriquecidos en REE". En consecuencia, "NYF" y "LCT" se utiliza para referirse a familias de elementos raros o pegmatitas miarolíticas y sus granitos asociados, en donde "Enriquecidos en Li, Cs, Ta" y " Enriquecidos en REE" se utiliza para referirse a las composiciones de pegmatitas individuales, o en el caso de este último término, poblaciones de granito pegmatitas enriquecido en REE, que quedan fuera de las clases de elementos raros o miarolíticos.

***Farfán, C.; Valdivia, L.; Serrano, M. (2010) Aspectos geológicos del skarn Rondoní, Región de Huánuco. Congreso Peruano de Geología, 15, Cusco, Perú, 27 setiembre - 1 octubre 2010, Resúmenes extendidos. Lima: Sociedad Geológica del Perú 2010, p. 538-542. Sociedad Geológica del Perú. Publicación Especial.***

Rondoní, es un depósito clasificado como de reemplazamiento metasomático de contacto (skarn) de hierro con diseminación de cobre y esporádicamente oro, cuya mineralización se ha depositado en la aureola de contacto de rocas carbonatadas del Grupo Pucará, que circunda al stock tipo pórfido cuarzo-monzonita. La mineralización se presenta en dos etapas, la primera, de naturaleza inicial temprana, de baja a moderada ley de cobre, donde el skarn

de magnetita, pirrotita, granates y piroxenos está indistintamente mineralizado con calcopirita, pero con mayor concentración de pirrotita; y la segunda etapa tardía con presencia de venas y venillas de cuarzo con mineralización de calcopirita, esfalerita, galena y pirita.

El intrusivo Rondoni (cuarzo-monzonita) es un stock hipabisal, de color gris claro de grano medio a grueso, textura porfirítica, sus minerales constituyentes son 50% plagioclasas euhedrales, 10% cuarzo, 8% biotitas, 6% hornblendas y 25% matriz microcristalina de cuarzo y ortoclasa. Estudios de dataciones radiométricas le han dado una edad Ar/Ar de 26 millones de años el cual sería contemporáneo con los intrusivos de Vinchos, Milpo y Atacocha. Estructuralmente, la falla longitudinal regional más importante es la falla Rondoni-Chaulán, de naturaleza inversa, la que ha colocado a las rocas del Grupo Ambo en contacto con las rocas carbonatadas del Grupo Pucará. El cizallamiento en el área ha sido un control estructural importante para el emplazamiento del stock Rondoni.

***Grandin, G.; Aumaitre, R.; Huamán, A. & Vilca, C. (1977). Exploración por rocas Ultrabásicas en la Cordillera Oriental. Archivo técnico INGEMMET. p 8-14.***

El área de Huancapallac está situada al sur oeste de la región Huánuco-Monzón y se alarga de dirección sur a norte, a partir de Maray y al sur, a partir de Queruch, areniscas y pelitas paleozoicas cubren en discordancia al precámbrico. Al oeste, el precámbrico está limitado por areniscas arcillosas y calizas que forman un largo sinclinal permo-mesozoico, cuyo contacto de dirección NNO-SSE, tiene un buzamiento de 60°-80° este. En la vertiente norte del río Higuera, la base del Mitu descansa sobre el Precámbrico y se trata de un contacto discordante. Al sur del río, encontramos una falla inversa, observándose gabros y serpentinas precámbricas al contacto de las calizas Pucará.

La serie precámbrica está constituida por esquistos sericíticos y cloritosos, areniscas y cuarcitas, con algunas intercalaciones de rocas volcánicas básicas. Tiene sedimentos detríticos cuarzosos que aumentan del suroeste al

noreste, mientras que la proporción de rocas volcánicas, pese a ser menos potentes, aumentan del norte hacia el sur.

Numerosos cuerpos de rocas Ultrabásicas fuertemente serpentinizadas afloran en el área de Huancapallac los que son concordantes con la foliación de los esquistos encajonantes y alargados paralelamente a esta última. Muestran evidencias de orogénias precámbricas: foliación afectada de micropliegues, fracturación intensa. En los últimos metros antes de los contactos, la foliación precámbrica se encuentra en general bien desarrollada en un material completamente serpentizado y alterado en talco y clorita.

Los minerales metálicos en las rocas ultrabásicas son óxidos, principalmente magnetita, y sulfuros níquelíferos férricos: pentlandita, pirrotita y pirita. La magnetita existe en estado diseminado y se localizan de preferencia al borde oeste de los cuerpos ultrabásicos (Raccha, Chullay, Huamaly). Los sulfuros están finamente diseminados y observables en campo (Piruco, Andas).

Las rocas básicas aparecen alrededor de los sill ultrabásicos, en forma de cuerpos intrusivos adyacentes que no presentan alargamiento marcado, y otra bajo forma de intercalaciones o de relictos en el interior de estos mismos cuerpos.

Además tenemos en numerosos afloramientos. Un primer grupo se presenta poco deformado y sin metamorfismo formando parte de grandes macizos graníticos que intruyen la serie precámbrica. Presentan límites irregulares y aparecen como relictos en estos macizos. El segundo grupo está disperso en la serie esquistosa o asociado a los gabros de grano grueso, con facies de transición.

Tenemos dos grupos distintos de rocas graníticas:

1) Ortogneises y metagranitos tonalíticos que son sintectónicos precámbricos asociados a la primera fase de plegamiento de la serie esquistosa, o sea más antiguos, representando relictos de un basamento de esta serie.

2) Granodioritas posteriores a la tectónica precámbrica y posiblemente hercínica.

Por tanto, tenemos cuatro grupos principales de rocas, en el orden cronológico tenemos: Rocas sedimentarias mayormente detríticas finas, metamorfizadas en las facies esquistos verdes y anfíbolitas, con intercalaciones volcánicas. Un

grupo ultrabásico-básico emplazado en varias etapas. Un tercer grupo constituido por grandes macizos de rocas plutónicas probablemente hercínicas, constituida por intrusiones dioríticas las mismas que son cortadas por intrusiones granodioríticas. Y el cuarto grupo constituido por diques volcánicos andesíticos a basálticos que cortan todas las rocas precedentes. Las rocas Ultrabásicas en el área de Huancapallac tiene una paragénesis sulfurada con pentlandita-pirrotita. Representando un terreno favorable para la prospección de níquel.

Las rocas Ultrabásicas, por otro lado contienen óxidos principalmente magnetita, la que forma por segregación masas de alta ley en algunos cuerpos, con asociación de titanio.

***Grandin, G.; Zegarra, J. (1979) Las rocas ultrabásicas en el Perú: las intrusiones lenticulares y los Sills de la región Huánuco-Monzón. Sociedad Geológica del Perú. Boletín, tomo 63, pp. 99-115.***

Wyllie (1967) agrupó las rocas ultrabásicas en 10 asociaciones siguiendo criterios genéticos. Posteriormente Naldrett y Cabri (1976) distinguen 7 clases de cuerpos ultrabásicos, tres emplazados en zonas orogénicas activas y cuatro emplazadas en no-orogénicas. En el primer grupo se encuentran los cuerpos contemporáneos de un volcanismo eugeosinclinal y cuerpos de tipo alpino; en el segundo grupo se tienen a los grandes complejos estratificados, intrusiones y sills asociados con basaltos continentales, intrusiones de tamaño medio y pequeño y rocas ultrabásicas alcalinas en complejos anulares y kimberlitas.

Las rocas ultrabásicas de este sector serían paleozoicas intruyendo terrenos precámbricos emplazados entre Ayacucho y Chachapoyas. Estas rocas se encuentran en el macizo de Huaytapallana (al este de Huancayo), en el área de Maraynioc (al este de Tarma), cerca de Ushpachaca (al este de Yanahuanca), en los áreas de Huancapallac, Churubamba y Chinchao (al norte de Huánuco) y en la vertiente.

Algunos cuerpos de rocas ultrabásicas también afloran en terrenos paleozoicos o mesozoicos, tales como el cuerpo ultrabásico de Tapo constituido de peridotitas y serpentinitas tectonizadas con una mineralización

de cromita dispersa; el cuerpo ultrabásico de Ñaune (Olmos), pequeño cuerpo alargado constituido de peridotitas y piroxenitas serpentinizadas, con intercalaciones de gabros en la parte central y en el lado oriental, que presenta localmente una interesante mineralización de asbesto; las serpentinitas de la región del Cuzco ; y finalmente las piroxenitas mesozoicas de Acarí (Arequipa) a manera de diques y cuerpos lenticulares o pequeños stocks, asociados a vetas de magnetita.

Los cuerpos ultrabásicos en el área de Huánuco-Monzón están presentes en las fajas de Huancapallac, Tantamayo y Churubamba, a manera de cuerpos alargados concordantes con los esquistos.

***Henley, R. & Berger, B. (2011). Magmatic-vapor expansion and the formation of high-sulfidation gold deposits: Chemical controls on alteration and mineralization. Ore Geology Reviews, vol. 39, n. 1-2, p. 63-74.***

Depósitos de oro de alta sulfuración ocurren en complejos volcánicos de andesita-dacita y relacionados estrechamente con la descarga de gas de vapor magmático a medida que este se expande a una profundidad de sólo unos cientos de metros por debajo de fumarolas de alta temperatura. Su asociación con las rocas volcánicas superficiales llevó a Lindgren (1913) a clasificar estos depósitos como epitermales, implicando temperaturas de formación del orden de 180 a 300 °C. Recientes estudios de isótopos estables, inclusión de fluido y datos microanalíticos, sin embargo, han demostrado una relación más clara con las descargas fumarólicas de mucha mayor temperatura como fue sugerido por Cross (1891, 1896), y un componente de fluido magmático de al menos 75% masa.

Estos depósitos se denominan más apropiadamente "depósitos de oro sulfatados" para distinguirlos de los depósitos epitermales de Au (sensu stricto) La estrechez de las isotermas localizadas en las fracturas y los altos gradientes térmicos son importante de tener en cuenta, junto con la expansión de la alteración argílica avanzada debido a la pérdida de calor y 'encharcamiento' de acuíferos de agua subterránea condensada ácida debajo de la superficie.

**Halley, S. (2013).- *Calculated Mineralogy and its Applications (en línea)*.  
Consulta setiembre 2015. Disponible en:  
<<http://www.scotthalley.com.au/public/documents/5/16/Calculated-Mineralogy-and-its-Applications.pdf>>**

En los últimos 40 años el estándar de las técnicas de ensayo comercialmente disponibles ha cambiado de AAS a INAA a ICP-AES a ICP-MS. El costo real por ensayo apenas ha cambiado, pero ahora se puede tener 40 o más elementos rutinariamente ensayados con límites de detección más bajos que los niveles promedio de abundancia en la corteza terrestre. Además, tenemos una gran variedad de instrumentos portátiles que miden la química o directamente miden la mineralogía a un ritmo lo suficientemente rápido como para usarlos como instrumentos de logeo de rutina. Los datos son independientes del sesgo del observador. Los resultados pueden ser presentados en un formato categorizado o en formatos numéricos para describir las abundancias o composiciones de solución sólida de minerales, o abundancias de metal. Los formatos de datos son ideales para el modelado 3D.

Elementos traza inmóviles se pueden utilizar geoquímicamente para huellas de unidades litológicas. Los elementos mayores pueden ser utilizados para cuantificar la mineralogía de la alteración. El mapeo de las distribuciones de arcilla se puede usar para predecir potenciales problemas metalúrgicos o problemas geotécnicos. La dureza de la roca es principalmente una función de la mineralogía, por lo que la correlación de un pequeño número de resultados de las pruebas en contra de la mineralogía estimada a partir del conjunto de análisis de rocas pueden permitir que un índice de trabajo sea totalmente predecible en un modelo 3D, donde se han utilizado métodos de ensayo apropiados.

**Hollings, P. & Wyman D. (2004).- *The Geochemistry of Trace Elements in Igneous Systems: Principles and Examples from Basaltic Systems*. En: Linnen, R & Samson, I. eds. *Rare-Element: Geochemistry and Mineral Deposits*. Geological Association of Canada. Short Course Notes. Volumen 17. p 1-16.**

Pegmatitas con REE pueden mostrar enriquecimientos en elementos traza litófilas, que incluyen Li, Rb, Cs, Ga, Nb, Ta, Zr, Hf, Sn y U, a menudo por un factor de  $10^3$  a  $10^4$ , en comparación con sus concentraciones en granitos típicos y, a veces pueden formar depósitos minerales económicamente viables (Lentz, 1996). Muchos de estos elementos son también importantes indicadores petrogenéticos en sistemas ígneos. Para este estudio se usan elementos traza en sistemas ígneos, con especial referencia a los elementos de alta intensidad de campo (HFSE), los elementos de tierras raras (REE) y los elementos litófilos de ión grande (LILE). Pero el no equilibrio, en los procesos de formación de pegmatitas, muestra fraccionamiento de pares de elementos, que habitualmente se comportan coherentes en otros sistemas ígneos, por ejemplo, Zr-Hf y Nb-Ta.

**Jenner, G. (1996).- Trace Element Geochemistry of Igneous Rocks: Geochemical Nomenclature and Analytical Geochemistry, En: Trace element geochemistry of volcanic rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration. Wyman D. ed. Geological Association of Canada. Short Course Notes Volumen 12. p 51-77.**

La alteración y metamorfismo de rocas ígneas (particularmente volcánicas) hace que los principales elementos componentes de la química de la roca, no sean representativos de la química original o primaria, haciendo no válidos una clasificación basada solo en los elementos alcalinos y sílice (TAS-álcalis totales en comparación con sílice) o composiciones normativas.

La nomenclatura geoquímica de los elementos, y los métodos por el cual los nombres de roca se establecen y se presentan los datos, también se ha ampliado. Se usan figuras de un diagrama común para clasificar rocas ígneas alteradas o metamorfoseada. Este diagrama usa los elementos resistentes inmóviles o de alteración como Zr, Ti, Nb y Y, y permite una comparación con el uso de definición de sílice, un elemento potencialmente móvil. Otro tipo de diagrama evidencia una relación de las rocas volcánicas a ambientes tectónicos de formación, o discrimina un ambiente tectónico.

No hay una relación bien establecida entre el medio ambiente tectónico y el tipo de yacimiento mineral asociado (Swinden et al, 1989), o la asociación

estratigráfica de un tipo particular de roca y la ubicación de un depósito mineral (Swinden y Jenner, 1992). Pero es importante entender qué elementos son confiables para definir firmas geoquímicas en rocas volcánicas alteradas. Un solo elemento no es confiable en la definición de una firma geoquímica, pero si algunas agrupaciones normalizadas de elementos múltiples son una herramienta útil, tanto para el reconocimiento de ambientes tectónicos de la formación y la evaluación de calidad de los datos;

***Kerrick R. & Wyman D. (1996).- The Trace Element Systematic of Igneous Rocks in Mineral exploration: An Overview. En: Trace element geochemistry of volcanic rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration. Wyman D. ed. Geological Association of Canada. Short Course Notes Volumen 12. P. 1-50.***

Los Yacimientos minerales metálicos son el producto de una compleja interacción magmatismo, tectónica y los procesos hidrotermales, que en conjunto reflejan su entorno geodinámico más grande. El geólogo ruso Biliban planteó la hipótesis de que las clases individuales de depósitos metálicos ocurrieron en asociaciones con rocas específicas, que a su vez reflejan su marco geodinámico. Con el advenimiento de la teoría de tectónica de la Placas, Mitchell y Garson (1984) intentaron clasificar los tipos de depósitos de mineral en los entornos geodinámicos, tales como grietas continentales, márgenes pasivos, y en áreas magmáticas. Barley y Groves (1992) han sistematizado tanto la distribución secular global y configuración geodinámica de las principales clases de yacimientos minerales metálicos desde los 2,8 Ga hasta el presente.

La geoquímica oligoelementos aplica para la identificación de la configuración geodinámica de los antiguos cinturones volcánicos, en comparación con sus contrapartes modernas, y podemos evaluar la prospectividad de yacimientos minerales, generando diagramas normalizados multielementales con calidad de los datos de confianza.

***Kesler, s. & Wilkinson, B. (2006).- The role of exhumation in the temporal distribution of ore deposits. Economic Geology, vol. 101, n.5, p. 919-922.***



La distribución temporal (frecuencia de edad) de los depósitos minerales está controlada principalmente por la exhumación, la combinación de enterramiento, elevación y erosión que exponen rocas del subsuelo y depósitos minerales. Las tasas de exhumación calculados a partir de edades modelo y profundidad de emplazamiento para depósitos epitermales, pórfidos de cobre y oro orogénico de edad Fanerozoica son 167, 158, 63 m/Ma, respectivamente. Estas tasas concuerdan con aquellos estimados para terrenos de escala continental por numerosos métodos independientes. La escasez de depósitos epitermales y pórfidos de cobre Precambrianos se debería a su removilización por exhumación. Los depósitos de oro orogénico Arqueano y Paleoproterozoico son más abundantes que los indicados por el registro de exhumación de sus homólogos Fanerozoicos, sugiriendo que los depósitos Precambrianos se formaron en grandes números. El reconocimiento del papel fundamental de la exhumación requiere que la distribución temporal de los depósitos minerales sea corregida por este efecto antes de que sean usados como indicador de cambios a gran escala en la historia de la Tierra.

***Lehmann, B. (2008).- Uranium Ore Deposits. En: Reviews in Economic Geology. AMS on-line. Education. Mineral Resources. Clausthal. University of Technology. Germany. 2008***

Existe una gran variedad de yacimientos de uranio. Entre los más importantes mineralizaciones de uranio tenemos los depósitos discordantes del Proterozoico (principalmente en Canadá y Australia), los depósitos roll-front en areniscas Mesozoico-Cenozoicas (Kazajstán y EE.UU.), y los de brechas granito hematítico donde el uranio es un subproducto conocidos como IOCG ("Óxido de hierro-cobre-oro") relacionados con la minería de cobre (Olympic Dam, Australia).

Los depósitos de uranio están controlados por la alta solubilidad acuosa de uranio en el estado hexavalente y baja solubilidad en el estado tetravalente. Este fondo geoquímico se refleja en la lixiviación a gran escala de uranio por meteorización por óxidos o presencia de aguas y precipitación de uraninita (UO<sub>2</sub>) en los frentes redox. La evapotranspiración bajo condiciones climáticas

áridas puede conducir al enriquecimiento de uranio en depósitos de calcretas cerca de la superficie (Namibia y Australia).

Paleoplaceres (conglomerados de cuarzo y guijarros) están restringidos al Arcaico Tardío Temprano Proterozoico, que contiene uraninita de baja ley en gran cantidad (Sudáfrica, Canadá).

Los recursos de uranio conocidos actualmente son suficientes para sostener la energía nuclear actual y futura para los próximos 100 años.

***Linnen, R & Cuney, M. (2004).- Granite-related rare-element deposits and experimental constraints on Ta-Nb-W-Sn-Zr-Hf mineralization. En: Linnen, R & Samson, I. eds. Rare-Element: Geochemistry and Mineral Deposits. Geological Association of Canada. Short Course Notes. Volume 17. p 45-68.***

La mineralización de Ta no sería de origen hidrotermal. Halos alrededor de Tantalos carecen de elementos raros pegmatíticos, aunque la roca caja de pegmatitas son típicamente enriquecidas en álcalis, por ejemplo Li, Rb y Cs, que puede ser utilizado como una herramienta de exploración. En las rocas plutónicas, la mineralización parece ser magmático, pero la presencia de alteración tardi a post-magmática es rica en elementos volátiles (particularmente F), que hace que sea difícil de separar los efectos de tasa de fraccionamiento magmático de fluido/roca. Una redistribución de la mineralización de elementos raros ocurre en algunos yacimientos al final del proceso magmático. Fluidos ricos en F, dentro de la intrusión granítica, se ha propuesto para algunos depósitos. Sin embargo, estos estudios no demuestran el grado en que el hidrotermalismo de los elementos raros ha contribuido al enriquecimiento de los depósitos de mineral. Cuando los fluidos escaparon hacia las rocas que encierran, un skarn de brecha y venas de mineralización pueden formarse. Pero la mineralización relacionada con estos fluidos es principalmente casiterita y/o wolframio, con muy limitado Ta y Nb.

***Lira, R. (1987).- Episenitas feldespáticas y su relación con depósitos uraníferos en el batolito de Achala, Provincia de Córdoba. Asociación Geológica Argentina. Rev. 42 (3-4): 388-406.***

Las manifestaciones uraníferas de la Sierra Grande de Córdoba (Argentina) se han formado a partir de diferenciaciones composicionales de origen granítico tardío, de naturaleza esencialmente feldespática, y se presentan casi desprovistas de cuarzo, o de facies graníticas normales. La acción sucesiva de eventos cataclásticos e hidrotermales, condujeron a la generación de estos cuerpos de episienitas. Estas rocas cataclasitas vinculadas espacialmente a lineamientos tectónicos, han sufrido cambios en la composición mineral originaria, manifestados fundamentalmente en la desaparición del *cuarzo* y de las micas primarias. Desde el punto de vista de la metalogena del uranio estas anisotropías petroestructurales conforman metalotectos apropiados para la depositación de soluciones uraníferas tanto descendentes como ascendentes.

***London, D. (2004).- Geochemistry of alkali and alkaline earth elements in ore-forming granites, pegmatites, and rhyolites. En: Linnen, R & Samson, I. eds. Rare-Element: Geochemistry and Mineral Deposits. Geological Association of Canada. Short Course Notes. Volume 17. p 17-43.***

El comportamiento de los elementos alcalinos y alcalinotérreos, en los sistemas de Granito-PEG-Riolita es predecible sistemáticamente. Se determina primeramente por compatibilidad de puntos de cristal en rocas metamórficas, y en segundo lugar por el grado de equilibrio de la carga eléctrica de los elementos y el entramado tetraédrico para el aluminio y otros elementos de alto campo en masas fundidas. Según lo sugerido por London, los elementos alcalinos y alcalinotérreos también exhiben una medida de la selectividad para diferentes tipos de ligantes (por ejemplo, de H<sub>2</sub>O, halógenos, boro y fósforo) cuando éstos están disponibles, además de Al y Si. En los sistemas naturales, los elementos alcalinos y alcalinotérreos pierden gran parte de la coherencia química intrínseca a sus grupos respectivos periódicos. Las estructuras minerales son los principales determinantes del fraccionamiento de estos elementos. La rigidez de los enrejados cristalinos, limita la sustitución de cationes isovalentes, cuyos radios iónicos varían por factores de 2 a 4 de arriba a abajo de esos grupos periódicos.

**Mamani, M.; Navarro, P.; Carlotto, V.; Acosta, H.; Rodriguez, R. (2010). Arcos Magmáticos Meso-Cenozoicos del Perú. XV Congreso Peruano de Geología. Resúmenes Extendidos. Sociedad Geológica del Perú, Pub. Esp. N°9 (2010), Cusco p. 563-566.**

Actualmente en el Perú el arco magmático representa una franja de 60 km de ancho promedio, donde la formación de la corteza continental y muchos de los depósitos minerales se deben a la actividad ígnea de los arcos magmáticos y sus trasarcos magmáticos. El frente magmático marca la frontera entre el flujo de calor bajo (antearco) y el flujo de calor alto (debajo del arco magmático) y la región de trasarco.

La actividad magmática está concentrada próxima al frente magmático ( $124 \pm 20$  km sobre la zona sísmica inclinada), esta relación varía sistemáticamente con alguna variable de subducción (la velocidad de convergencia o edad de la litosfera subducida). Esta relación es probable que sea controlada por la profundidad a la cual la corteza oceánica está ubicada, de tal modo que permita la presencia de la astenósfera caliente en la esquina donde la adición de agua proveniente del "slab" provoca la fusión.

El engrosamiento cortical es característico de arcos, debido a procesos conexos: la fusión mantélica, la corteza sobreyacente y la litosfera subcontinental mantélica. Los yacimientos peruanos de diferentes tipos están espacial, temporal y quizá genéticamente relacionados a los procesos de los arcos magmáticos. Una corteza espesa es muy difícil de ser atravesada por los magmas máficos, especialmente si es de baja densidad, por lo tanto, los magmas tienden a almacenarse en la corteza, donde allí se fraccionan y asimilan. Las rocas de los arcos magmáticos están predominantemente sobresaturadas en silicio y en donde predominan volumétricamente los magmas calcoalcalinos, seguido de los toleíticos y menor volumen los magmas alcalinos. Usamos los diagramas útiles para la distinción y clasificación de los magmas de arcos mediante elementos mayores es el de  $K_2O$  (wt%) versus  $SiO_2$  (wt%) y usando los análisis de elementos traza es el de  $Zr/TiO_2$  versus  $Nb/Y$ . Los magmas de arco en zonas de subducción contienen más de 5 (wt%) de  $H_2O$ . La zona de trasarco está ubicada detrás del arco magmático y puede mostrar un amplio rango de magmatismo y estilos

tectónicos, dependiendo de la clase de esfuerzo en las márgenes convergentes (Jarrard, 1986).

***Mamani, M.; Rodriguez, R.; Acosta, H.; Jaimes, F.; Navarro, P. & Carlotto, V. (2012) – Características litológicas y geoquímicas más resaltantes de los arcos magmáticos del Perú desde el Ordovícico. En: Congreso Peruano de Geología, 16, Lima, 2012. Resúmenes extendidos. Lima: Sociedad Geológica del Perú, 5 p.***

Para Ramos & Aleman (2000) la margen continental ha sido una zona de subducción casi continua desde el Cámbrico, y según Coira et al. (1982) la subducción de la placa Nazca empezó desde el Jurásico y la actividad magmática registrada desde ese periodo corresponde al Ciclo Andino.

En la margen continental peruana se registra rocas magmáticas de arco formadas en zonas de subducción desde el Ordovícico, y también en el trasarco a lo largo del borde este del Altiplano y borde oeste de la Cordillera Oriental donde se registra rocas magmáticas desde el Ordovícico.

Los arcos magmáticos desde el Ordovícico desarrollaron un frente de arco y un trasarco, y la composición química de cada arco magmático es variada. La poca actividad magmática en el trasarco de algunos frentes de arco está relacionada a los periodos tectónicos compresivos y al enfriamiento cortical en esas zonas. En superficie los periodos de enfriamiento cortical están relacionados a los periodos de formación de las capas rojas continentales y a la poca producción de magmas. Los arcos de San Nicolás, Tres Lagunas, Pataz, Paracas, Amotapes-Carabaya son el resultado de la subducción de la corteza oceánica del Proto-Pacífico por debajo de la margen oeste del continente de Gondwana (Mukasa & Henry, 1990). La migración del arco frontal es reducida (algunos pares de kilómetros), por ello muchas de las rocas formadas durante estos arcos magmáticos se superponen.

***Mc Court, W.J. & Taylor, W.P. (1979) - La Geoquímica de los Magmas del Batolito de La Costa. Sociedad Geológica del Perú. Boletín, n 61, p. 167-181***

La evolución química del magma y los cambios químicos asociados con el ascenso del magma demostraron la existencia de dos tipos de magmas (básico y ácido) uno superpuesto sobre el otro.

Los 70 Ma que duró el emplazamiento del Batolito de la Costa dentro de la Epizona, con cambios químicos asociados con el ascenso del magma, según el orden de intrusión estudiados por Pitcher y Cobins (1972) de básicos a ácidos.

El cambio general del magmatismo es de carácter básico a ácido con el tiempo, lo cual se demuestra que la súper-unidad Santa Rosa (Pulso 1) y las rocas básicas de la unidad La Mina (Pulso 2) son casi idénticas en composición de elementos mayores y traza, aunque están separadas en el tiempo por cerca de 20 Ma.

La estrecha relación espacial temporal entre el batolito y las secuencias volcánicas extrusivas presentes en los alrededores de las cordilleras costeras son manifestaciones separadas de un mismo episodio magmático.

Se postula un modelo para la evolución del batolito, donde debe considerarse tanto los datos geoquímicos y el marco megatectónico del batolito.

La fusión de material cortical (placa de Nazca y placa Sudamericana) produce magmas toleíticos y andesíticos, y tal influjo de calor en la base de la corteza continental forma el magma básico y de volátiles ascendentes, y produjo una amplia fusión inmediatamente antes de y durante el emplazamiento del Batolito de la Costa del Perú. Los cambios graduales a intermedios y ácidos es el resultado de la zona de fusión alcanzando niveles cada vez más altos dentro de la columna de la corteza.

***Mc Iver, D.; Valdivieso, Y. & Rojas J. (2015) - Caracterización Geoquímica de la mineralización aurífera del yacimiento orogénico Ollachea, Cordillera Oriental - sureste del Perú. En: Congreso Peruano de Geología, n 17. Resúmenes Extendidos. Lima: Sociedad Geológica del Perú, 5p.***

El yacimiento Ollachea está considerado de tipo "Oro Orogénico en zona de cizalla", hospedado en la Formación Ananea. Presenta mineralización aurífera libre, diseminada y en micro venillas, asociado a las venillas de cuarzo gris y

blanquecino deformadas, con diseminación de sulfuros (aproximadamente 3%) y geometría tipo manto irregular. La geología local comprende una base de areniscas, limolitas metamorfizadas, metareniscas y cuarcitas de la Formación Sandia del Ordovícico; las cuales se encuentran cabalgando a la gruesa secuencia de pizarras y limolitas metamorfizadas de la Formación Ananea del Silúrico-Devónico, de la cual el horizonte medio alberga la mineralización económica de oro más importante.

El estudio geoquímico del yacimiento Ollachea, indica para la Formación Ananea valores de background distrital entre 5 ppb a 20 ppb de Au y 50 a 100 ppm de As; los valores del background local fluctúan entre 20 ppb a 50 ppb de Au y 150 a 400 ppm As. Se consideran anomalías para los valores mayores a 200 ppb de Au y 2940 ppm de As; los resultados de la Correlación Pearson indican débil a moderada correlación Au-As (0.30 a 0.61) en la Formación Ananea y correlación negativa Au-As (-0.13 a -0.08) en la Formación Sandia. Aun siendo moderada la correlación de Pearson, el arsénico (As) es el principal y único elemento pathfinder para exploración de oro en el distrito indicando una continuidad de la mineralización aurífera dentro de la Formación Ananea; esta respuesta geoquímica es alterada frecuentemente por el proceso de removilización del oro y los sulfuros.

***Montreuil Diaz, Luis de (1980).- Algunos aspectos mineralógicos de la Cordillera Oriental del Perú. Minería N° 161. P. 13-22***

La Cordillera Oriental (Bellido y De Montreuil, 1972) no tiene la continuidad como la Cordillera Occidental, se encuentra ausente en un corto tramo septentrional del territorio peruano.

La Cordillera Oriental (Bellido, 1960; Bellido y De Motreuil, 1972) está formada por rocas metamórficas (gneis, esquistos, migmatitas, anfibolitas, etc) del Precámbrico. El Paleozoico superior está representado por el Grupo Ambo expuesto ampliamente a lo largo de la Cordillera Oriental y la región subandina. A continuación se presentan los clásticos del Grupo Mitu y finalmente las calizas Pucará de edad Triásico superior-Jurásico inferior. Las rocas precámbricas y paleozoicas son intruídas por numerosos cuerpos cuyas edades van desde el Precámbrico hasta el Cenozoico.

Los yacimientos son comúnmente hidrotermales, como skarn (Cobrizo), singenéticos estratiformes (San Vicente), y asociación cobre-capas rojas (Landa) así como de segregación magmática (Área de Chinchao, Huánuco Tingo María). En la parte meridional se encuentran depósitos morrénicos y aluviales con concentraciones importantes de oro.

La mineralización en la Cordillera Oriental consiste de oro, cobre, plomo, zinc, plata, molibdeno, manganeso, cromo, níquel, cobalto, uranio, platino, bismuto, tungsteno, antimonio, y estaño.

Además tenemos mineralización de Níquel en el área de Huánuco y Tingo María: la faja del río Chinchao ya la Faja de Huancapallac. La primera se encuentra a 70 Km al NO de Huánuco y está conformada por una serie de cuerpos o lentes y sills. La segunda se ubica a 25 km. al O de Huánuco y está constituida por 37 cuerpos ultrabásicos.

En ambas fajas el Níquel ocurre fundamentalmente como pentlandita, y está asociado a la pirrotita (Gradin y Zegarra, 1978).

El área de Tarma-Oxapampa-Ambode la faja amazónica se caracteriza por contener depósitos de zinc, plomo, plata, cobre, oro, molibdeno, manganeso y débilmente mineralizaciones de cromo y uranio.

***Orche, E. (2001) - Manual de Geología e Investigación de Yacimientos Minerales. Capítulo 8: Prospección Geoquímica, p. 261-293.***

El término prospección comprende los trabajos geológicos orientados al descubrimiento de depósitos minerales de interés económico con una precisión creciente de acuerdo a la escala de trabajo. Las escalas mayores son 1/200 000; una prospección preliminar es de escala 1/100 000 a 1/50 000 y una prospección detallada a escala 1/25 000. Mientras que la exploración se centra en zona concretas seleccionadas a partir de los resultados de la prospección. La prospección geoquímica es la medida sistemática y precisa de la composición química de los materiales naturales con objeto de detectar los valores anormalmente altos (anomalía geoquímica) diferenciados considerablemente de la concentración normal de los elementos en el medio analizado (fondo geoquímico) ayudando en el descubrimiento de depósitos de interés de todo tipo.



El elemento traza, guía o pathfinder es aquel relativamente móvil en estrecha relación con el elemento que se busca y que forma un halo geoquímico más fácil de detectar. Es frecuente que este elemento se disperse mejor y concentra en torno a una mineralización sin necesariamente ser una mineralización económica., pero en muchas ocasiones localiza y delinea una anomalía. Sin embargo, la no existencia de una determinada anomalía no asegura la ausencia de un yacimiento. Las prospecciones geoquímicas más utilizados en campo son: las de rocas, de sedimentos de corriente, de suelos y de agua (Hidrogeoquímica), y otros de menor uso como la prospección atmosférica (Atmogequímica) y la prospección en vegetales (Biogeoquímica).

***Petersen, U. & Vidal, C. (1996).- Magmatic and tectonic control on the nature and distribution of copper deposits in Peru. Society of Economic Geologists, 1996, pp. 1-18 Society of Economic Geologists. Special Publication, n. 5.***

Con la excepción de Cobriza, todos los depósitos importantes de cobre en el Perú se formaron como resultado de la subducción de la Placa oceánica de Nazca por debajo de la Placa Sudamericana. Estos depósitos comprenden pórfidos de Cu±Mo, Au-Ag, brechas Cu-Mo, vetas de enargita y reemplazamiento de Cu±Au, Ag, Zn, Pb, skarn cálcico Cu±Fe, Au, Zn, skarn anfibolítico de Cu±Fe, VMS de Cu-Zn, vetas y mantos de Cu±Ag, Pb, Zn, Sn, W y capas rojas. La mayoría de estos depósitos se formaron durante la Orogenia Andina en dominios metalogenéticos bien definidos correlacionados con episodios magmáticos distintos geoquímicamente.

Los dominios magmáticos y metalogenéticos están controlados en parte, por profundas fallas transversales durante el Mesozoico, y rocas antiguas del basamento que subyacen a las rocas terciarias y mesozoicas intensamente plegadas y falladas (de movimiento inverso) de los niveles estructurales superiores de la cordillera. Durante la Orogenia Andina la extensión del magmatismo y las provincias Metalogenéticas correspondientes fueron influenciadas por la segmentación de la placa subductada y por la tectónica del basamento en la margen continental. Además, la naturaleza litológica de

las rocas hospedantes jugó un importante rol en la determinación de los tipos de depósitos de cobre originados.

Por tanto, los arcos magmáticos fueron segmentados, tal como se muestran hasta hoy, presumiblemente reflejando variaciones longitudinales en la inclinación de la placa subductada. Grandes esfuerzos en la placa continental lograron desarrollar zonas de fracturas de cizalla conjugadas, que además controlaron el magmatismo y la mineralización hidrotermal asociada. La litología de la placa continental superior también influyó en la naturaleza de los depósitos minerales originados.

***Reed, M. (1994).- Hydrothermal Alteration in Active Continental Hydrothermal Systems. En: Alteration and Alteration Processes Associated with ore-forming systems. Lentz R. ed. Short Course Notes Volume 11. p 315-337.***

Podemos asegurar que muchos depósitos de vetas epitermales de metales base se forman en entornos similares a los de los sistemas geotérmicos activos, continentales. También es evidente que los sistemas hidrotermales de dorsales oceánicas activas, son análogos para el establecimiento de depósitos de sulfuros masivos en basaltos. No está claro lo que los depósitos antiguos pueden haber formado a partir de los sistemas activos ricos en metales bases, tales como los del Mar Saltón (CM Kibben et al, 1990) y el Mar Rojo de rift continental, pero es probable que sean análogos para algunos depósitos antiguos de alta ley y depósitos de metales base en sedimentos.

Entre los sistemas activos anteriormente indicados, tenemos relativamente pocos datos petrológicos de fondo del mar y de los sistemas de rift continental, pero una cantidad considerable para los sistemas continentales. Sin embargo, incluso en los sistemas continentales, nuestro conocimiento de la distribución tridimensional de minerales de alteración, en relación con conductos de fluido e intrusiones magmáticas, apenas ha comenzado a caracterizarse en los sistemas fósiles bien estudiados, debido a que los datos de sistemas activos, vienen casi de la totalidad de los estudios de pozos geotérmicos; mientras que los sistemas fósiles son más estudiados por la perforación de túneles y pozos de perforación. Pese a las limitaciones, el estudio de los sistemas de

alteración activos proporciona oportunidades únicas para relacionar las características de alteración, hidrología, y temperatura, describiendo patrones característicos relativos a la temperatura y la proximidad lateral y vertical de los márgenes del sistema. Por tanto, se aplica el término "peritermal" a las características químicas y mineralógicas en la periferia de los sistemas epitermales, incluyendo los bordes superiores y laterales, afectada por la condensación de los gases hervidos (especialmente CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S) en aguas de recarga en frío o en fracturas abiertas por encima del nivel de agua hervida, donde la oxidación atmosférica de H<sub>2</sub>S produce ácido sulfúrico (Blanco, 1957). Esta gama de tipos de agua abarca desde muy ácida, con alteración arcillosa, a moderadamente ácida de alteración periférica de caolinita neutra y alcalina, es decir una alteración argílica e intermedia, así como propilítica de baja temperatura y con rocas zeolíticas. Algunas aguas periféricas, también contiene CO<sub>2</sub>, produciendo calcita y siderita en la alteración periférica y rellenos de veta.

***Richards, J. P. & Mumin, A. H. (2013).- Magmatic-hydrothermal processes within an evolving Earth; iron oxide-copper-gold and porphyry Cu ± Mo ± Au deposits. Geology, vol. 41, n. 7, p. 767-770.***

Depósitos de óxido de hierro, cobre y oro (IOCG) formados por fluidos magmáticos-hidrotermales (MHIOCG) comparten muchas similitudes con los depósitos de pórfidos de Cu, Mo ± Au, pero a la vez tienen diferencias importantes: los depósitos MH-IOCG ocurren predominantemente en rocas precámbricas, son ricos en Fe oxidado, y tienen zonas de alteración de alta temperatura volumétricamente extensas; mientras que los depósitos de pórfidos se producen casi exclusivamente en rocas del Fanerozoico, son ricos en sulfuros de Fe, y tienen zonas de alteración de alta temperatura más reducidas. Este tipo de depósito estaría vinculado por fuentes magmáticas comunes modificadas por la subducción; pero los cambios seculares en el contenido de sulfato oceánico y las gradientes geotérmicas al final del Precámbrico que causó una transición del predominio de magmas de arcos pobres en S y asociados a sistemas MH-IOCG pobres en S, a magmas de

arcos ricos en S y asociados a depósitos porfiríticos ricos en S en el Fanerozoico.

Depósitos MH-IOCG fanerozoicos y los raros depósitos de pórfidos del Precámbrico se explican por las fluctuaciones locales o periódicas en el estado de oxidación y contenido de sulfato oceánico, o removilización de litosfera previamente modificada en zona de subducción en ambientes tectónicos post-subducción.

***Rollinson, H. (1993).- Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Essex: Longman Scientific & Technical, 1993. 352 p.***

La composición química y la mineralogía de la región fuente ejercen un control fundamental sobre la química de las rocas magmáticas. La composición de elementos principales y trazas de una masa fundida está determinada por el tipo de proceso de fusión y el grado de fusión parcial, aunque la composición de la masa fundida puede ser modificada sustancialmente en camino hacia la superficie. La región de la fuente se caracteriza mejor con su composición de isótopos radiogénicos, debido a que las relaciones de isótopos no se modifican durante los procesos de fusión parcial y magma. La composición de la propia fuente es una función de los procesos de mezcla en la región fuente. Esto es particularmente pertinente a los estudios del manto. La mayoría de las rocas magmáticas se filtran a través de una cámara de magma antes de su colocación en o cerca de la superficie. Los procesos de la cámara de magma, modifican con frecuencia la composición química del magma primario, producido por la fusión parcial de la fuente, a través: de cristalización fraccionada, mezcla de magma, contaminación o una mezcla dinámica de varios de estos procesos. La resolución de los efectos químicos de estos diferentes procesos requiere toda la gama de herramientas geoquímicas - estudios de elementos principales y de oligoelementos, junto con la medición de composiciones de isótopos radiogénicos y estables. Después del emplazamiento o erupción, las rocas ígneas pueden ser químicamente modificadas, bien por desgasificación o por interacción con un fluido. El desgasificado de las rocas ígneas afecta principalmente a la química de los

isótopos estables, mientras que la interacción con un fluido puede afectar a todos los aspectos de la química de las rocas. La composición química de la procedencia es el principal control sobre la química de las rocas sedimentarias, aunque esto puede ser modificado en gran medida por los subsiguientes procesos y es una función del ajuste tectónico. Las condiciones ambientales pueden dejar su firma en el sedimento resultante y los estudios de elementos principales de rocas sedimentarias indican que a veces las condiciones de meteorización anteriores pueden ser reconocidas por la química de los sedimentos. También pueden producirse cambios químicos significativos durante el transporte: algunos oligoelementos se concentran en el componente de arcilla y en la fracción de minerales pesados, mientras que otros se diluyen en una fracción gruesa rica en cuarzo. Estos procesos también dependen en gran medida del tiempo transcurrido entre la erosión y la deposición.

Los cambios químicos durante la deposición dependerán del ambiente deposicional, el cual es controlado principalmente por la tasa de subsidencia. Los procesos químicos y bioquímicos que controlan la solubilidad de los elementos en el agua de mar, la intemperie submarina y las condiciones redox también son importantes para determinados tipos de sedimentos. Los procesos post-deposicionales se investigan utilizando isótopos estables. Los isótopos estables de oxígeno e hidrógeno son importantes trazadores para diferentes tipos de agua, vitales en el estudio de fluidos diagenéticos. Los isótopos de carbono y oxígeno se utilizan en el estudio de la diagénesis de caliza. El fraccionamiento dependiente de la temperatura de los isótopos de oxígeno se puede utilizar para calcular el gradiente geotérmico durante la diagénesis y permite un cierto control sobre la historia del entierro de la roca. El principal control sobre la composición química de una roca metamórfica es la composición del protolito premetamórfico. A veces la recristalización metamórfica puede ser isoquímica, pero lo más común es que haya un cambio en la composición química. Esto se controla principalmente por el movimiento de fluidos y las condiciones térmicas durante el metamorfismo. El metamorfismo se acompaña frecuentemente de deformaciones. Particularmente en grados metamórficos altos, puede haber entrelazamiento

tectónico de diferentes composiciones protolíticas que dan lugar a una roca metamórfica de origen mixto.

La entrada y expulsión de agua durante el metamorfismo, principalmente como consecuencia de reacciones de hidratación y deshidratación, puede dar lugar a cambios en la composición química de la roca madre como consecuencia de que elementos particulares se vuelven móviles en el fluido. Estos procesos son controlados por la composición de la fase fluida, su temperatura y la relación de fluido metamórfico a la roca huésped.

A altas calidades metamórficas y con frecuencia, en presencia de un fluido hidratado, puede producirse la fusión. La segregación y eliminación de esta masa fundida diferenciará claramente la roca parental en dos componentes composicionales distintos: la restita y la fusión. En este caso, la naturaleza precisa del cambio químico se rige por el grado de fusión y el proceso de fusión.

El cambio químico en las rocas metamórficas en ausencia de una fase fluida es gobernado por la difusión de iones en el estado sólido. Esto es en respuesta al cambio de las estabilidades minerales y las reacciones metamórficas, una función de las condiciones P-T del metamorfismo.

Una tesis fundamental de este libro es, por tanto, que las investigaciones geoquímicas presentadas como parcelas bivariadas (y trivariadas) en las que las variables son los datos geoquímicos deben realizarse siempre a la luz de una clara comprensión de las relaciones geológicas, con las variables adicionales de tiempo y espacio.

Este enfoque conduce naturalmente a la forma en que se presentan los datos geoquímicos.

**Rodriguez, J., Acosta, J., Macharé J., Pereira, E. & Castroviejo, R. (2010).- Evidencias Estructurales De Aloctonía De Los Cuerpos) Ultramáficos Y Máficos De La Cordillera Oriental Del Perú En La Región De Huánuco. XV Congreso Peruano de Geología. Resúmenes Extendidos. Sociedad Geológica del Perú, Pub. Esp. N° 9 (2010), Cusco p. 75-78**

En Huánuco tiene rocas ultramáficas consideradas anteriormente como magmas ultramáficos emplazados en la secuencia sedimentaria del Complejo

Marañón. Sin embargo, otros trabajos indican que corresponden a un complejo ultramáfico de mayor extensión.

Anteriormente se había interpretado el origen de las rocas ultramáficas como magmas ultrabásicos profundos que intruyeron una secuencia silicoclástica del precámbrico llamada Complejo del Marañón anterior a un evento tectónico, formando sills, diques y lacolitos. Por lo tanto, la edad de estos cuerpos se supone también precámbrica.

La Cordillera oriental está formada por un conjunto de rocas (Mégard, 1979; Dalmayrac, 1986; Dalmayrac et al., 1988) separados por discordancias sedimentarias y/o discontinuidades metamórficas que comprenden:

Un conjunto de rocas metamórficas de protolito sedimentario de una edad probable de fines del Precámbrico. Comprenden núcleos de gneises granitoides y migmatitas y algunos núcleos granulíticos. Este conjunto se ha interpretado como el representante de por lo menos un ciclo orogénico del Precámbrico. Otra secuencia metasedimentaria del paleozoico (Ordovícico-Devónico) y deformación polifásica se interpreta que pertenece al ciclo varisco/hercínico. Este conjunto de rocas se superpone una secuencia sedimentaria del Paleozoico tardío (Permo-Carbonífero y Triásico inferior), interpretada como una molasa del ciclo varisco/hercínico. Las secuencias anteriores están superpuestas por sedimentos del ciclo andino en discordancias angulares. Presentan edades del Triásico superior al Cenozoico conformadas por sedimentos de ambiente extensivo y depósitos sinorogénicos del cinturón de pliegues y cabalgamientos de la faja subandina. El magmatismo es variado y se reconocen cuerpos plutónicos relacionados con la fusión cortical del ciclo varisco (Permo- Triásico) y magmatismo cenozoico relacionado con el ciclo andino.

Los cuerpos ultramáficos de la región de Huánuco están distribuidos y en contacto con varios de los conjuntos geológicos, lo cual muestra en parte su carácter alóctono y una evidencia adicional que refuerzan los datos estructurales.

Las rocas ultramáficas se tratan de unidades alóctonas -emplazadas tectónicamente sobre un substrato autóctono. Las unidades del substrato

autóctono pertenecen al ciclo andino (calizas del Grupo Pucará) y a ciclos pre-andinos (filitas del Complejo Marañón).

Tenemos la presencia de rocas miloníticas en contactos de las rocas ultrabásicas con las rocas encajantes debido a una deformación de cizalla muy fuerte que disminuye mientras se alejan de las rocas ultrabásicas. Esta evidencia está reforzada por la ausencia de metamorfismo térmico en los contactos con las ultramafitas, confiriéndoles una naturaleza alóctona. De esta manera, se puede excluir la interpretación de instalación pre-tectónica de magmas máficos en la secuencia sedimentaria representada por el Complejo del Marañón.

El sentido del transporte fue definido con criterios cinemáticos basados en la observación de estructuras C/S, vorticidad porfiroclástica (sistemas de porfiroclastos de tipo  $\sigma$  y  $\delta$ ) y deflexión de foliaciones observadas en lámina delgada. Estos indicadores de movimiento revelan una fase de deformación (D2) con sentido de transporte al SE; por consiguiente, este movimiento es longitudinal, es decir, paralelo a la dirección orogénica. Una fase de deformación posterior (D3) en las ultramafitas y D2 en la roca encajante metasedimentaria de bajo grado) muestra un transporte transversal, casi perpendicular a la dirección anterior. Este último episodio de deformación muestra una dirección de masa cabalgante NE-SO y sentido de transporte SO. Esto se pone en evidencia en el cuerpo de serpentina de Huancapallac ubicado a 15 km al ONO de Huánuco.

Por tanto, la existencia de una deformación y el metamorfismo térmico, permite interpretar la aloctonía de cuerpos ultramáficos-máficos en lugar de una instalación pre-tectónica de magmas máficos en la secuencia sedimentaria del Complejo del Marañón que se había interpretado anteriormente.

Se le asume también un origen ofiolítico (Castroviejo et al., 2010), o la atribución de su génesis e instalación a cualquiera de los ciclos de acreción/reciclaje cortical.

***Rosenbaum, G.; Giles, D.; Saxon, M.; Betts, P.; Weinberg, R.; Duvoy, C. (2005). Subduction of the Nazca Ridge and the Inca Plateau: Insights into***



***the formation of the ore deposits in Peru. Earth and Planetary Science Letters, vol. 239, n. 1-2, p. 18-32.***

Un gran número de yacimientos que se formaron en los Andes peruanos durante el Mioceno (15-5 Ma) están relacionados con la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. La distribución espacial y temporal de estos depósitos corresponden a las anomalías topográficas relativamente flotantes en la zona de subducción, denominadas dorsal de Nazca en el centro de Perú y la meseta de Inca, ahora extinta, en el norte de Perú. La reconstrucción de la Placa muestra una rápida respuesta metalogenética a la llegada de las anomalías topográficas en la zona de subducción. Esto se indica por los *clusters* de depósitos de mineral situados en la proximidad de las zonas que migran lateralmente en la zona de subducción de la dorsal. Por consiguiente, los autores sugieren que los cambios tectónicos asociados con el choque de la dorsal asísmica en la zona de subducción pueden desencadenar la formación de depósitos minerales en ambientes suprasubducción metalogenéticamente fértiles.

***Samson, I. & Wood, S. (2004).- The Rare Earth Elements: Behaviour in Hydrothermal Fluids and Concentration in Hydrothermal Mineral Deposits, exclusive of Alkaline settings. En: Linnen, R & Samson, I. eds. Rare-Element: Geochemistry and Mineral Deposits. Geological Association of Canada. Short Course Notes. Volume 17. p 269-297.***

Muchos depósitos minerales de REE están relacionados con rocas ígneas alcalinas o carbonatíticas. Los terrenos geológicos que albergan los yacimientos anteriormente discutidos, incluyen rocas ígneas que se han descrito como alcalina (tipo A). Ninguno de los depósitos puede ser inequívocamente vinculado a un plutón particular. Con la excepción de Bayan Obo, y posiblemente Lemhi Pass, estos depósitos tienen asociación espacial de tipo alcalino o rocas ígneas carbonatíticas. También hay una fuerte evidencia de un vínculo magma carbonatita alcalino, en el depósito Rock Creek Canyon. De los depósitos incluidos en la clase Olympic Dam, Bayan Obo es el más distintivo. Si Bayan Obo se incluye en esta clase y está relacionado con la actividad carbonatítica, entonces admitimos la posibilidad

de una fuente de magma carbonatítica para el REE y otros elementos. Meyer (1988) sugiere que existe una relación entre los depósitos tipo Olympic Dam y magmas carbonatíticos o alcalino.

**Scherrenberg, A. F. & Jacay, J. P. (2006).- Nuevas unidades litoestratigráficas paleozoicas reconocidas en la región de Huánuco del Perú central, implicancias tectónicas y metalogenéticas para la faja plegada y corrida del Marañón. Congreso Peruano de Geología, 13, Lima, 2006, Resúmenes extendidos. Lima: Sociedad Geológica del Perú 2006, Publicación Especial, p. 320-323.**

Se ha identificado unidades del Paleozoico en la margen oriental de la MFTB (faja plegada y corrida del Marañón). Estas unidades del Paleozoico y sus disconformidades tienen importantes implicancias tectónicas y metalogenéticas en este margen del cinturón.

En el cañón del río Lauricocha entre Cauri y Jesús se definió una posible nueva unidad estratigráfica, los Volcánicos Cauri que comprende flujos volcánicos básicos intercalados con delgadas unidades sedimentarias con laminación cruzada, en contacto discordante sobre esquistos/filitas del Marañón, y yacente debajo de la Formación Contaya. Esto hace pensar en una edad del pre-Ordoviciano-Siluriano de los volcánicos predatado por un período orogénico y erosional. Así mismo se han identificado un intervalo significativo del Paleozoico previamente no reconocido en la margen oriental del MFTB. Estas unidades pertenecen a dos diferentes secuencias de Paleozoico separadas por los episodios orogénicos del Neoproterozoico-Ordoviciano (Paleozoico temprano), y del Siluro- Carbonífero (Paleozoico tardío).

**Scott H. (2015).- Footprints: Hydrothermal Alteration and Geochemical Dispersion Around Porphyry Copper Deposits. Newsletter SEG, No 100, Enero 2015, 7 p**

La SWIR (espectroscopia infrarroja de onda corta) y la litogeoquímica son potentes herramientas para el geólogo de exploración. Las muestras de rocas y suelos pueden ser utilizado para identificar anomalías y gradientes en

composiciones de minerales de mica y abundancias de metal traza durante la exploración inicial en depósitos de pórfidos de Cu. Cualquier análisis litogeoquímico y SWIR debe realizarse en concordancia con el mapeo básico de la geología, la mineralogía de alteración hidrotermal y las menas de sulfuros y óxidos.

Mapear vetas en pórfidos sigue siendo una de las guías geológicas más sencillas para la orientación del núcleo. Además, estas zonas de alteración sericita-clorita-pirita son ideales para la vectorización geoquímica preservando una huella magmática de metales traza litófilos, en la estructura de la mica y elementos calcófilos

Paquetes de tradicionales de ensayo incluye Cu, Zn, Pb, Au, Ag que son lixiviados en la superficie y por lo tanto útiles como vectores de fuente de mineralización en muchos ambientes meteorizados, pero los elementos como As, Mo, Sn, W, Te, Se son robustos y serán preservados. Una metodología recomendada es la digestión de 4 ácidos para lograr una disolución confiable de varios elementos refractarios y análisis de ICP-MS para proporcionar suficientes límites de detección bajos cerca de la abundancia cortical elemental.

***Sillitoe, R. H. (1996).- Granites and metal deposits. Episodes, vol. 19, n. 4, p. 126-133.***

Las rocas graníticas tienen un amplio rango de composiciones y contenidos de sílice y son relacionadas genéticamente a un espectro de depósitos de metales preciosos, calcófilos y litófilos.

Los metales presentes están dictados por la composición, el grado de fraccionamiento y los estados redox de las intrusiones asociadas. Las intrusiones fértiles y los depósitos metálicos asociados ocupan algunos marcos tectónicos, pero los ambientes de arco y tras – arco son los más importantes. Con la excepción de algunas concentraciones de metales raros en granitos altamente desarrollados y relacionados a pegmatitas, los depósitos son formados por precipitación desde fluidos que contienen metales que se separan durante la cristalización metálica. Una variedad de depósitos es reconocida ampliamente.

Los de tipo pórfido están por todo el mundo y están relacionados a las mineralizaciones de Mo y Cu. Vetiformes, skarn y depósitos de reemplazamiento de carbonatos suministran el Sn y W, con greisen diseminados siendo el origen para muchos de Sn, aluvial. Las pegmatitas se encuentran dominadas por Litio y Tantalio. Los grandes depósitos de Au, el principal foco de ocurrencia para la actividad exploratoria incluye pórfidos, brechas, skarn, reemplazamiento en carbonatos y tipos de venillas en stockwork. Los depósitos de Au, sin relación a esos de otros metales parece ser producto de dos grupos intrusivos con diferente estado de oxidación, como reflejan una asociación con otros metales calcófilos y litófilos.

***Sillitoe, R.H. (1999) Styles of High-Sulphidation Gold, Silver and Copper Mineralization in Porphyry and Epithermal Environments. PACRIM '99 Congress: International Congress on Earth Science, Exploration and Mining around the Pacific Rim, Bali, Indonesia, p. 29-44.***

Depósitos de alta sulfuración (HS) de oro, plata y/o cobre se generan tanto en ambientes epitermal como en las partes superiores del pórfido subyacente en intervalos verticales de hasta 2 km. Los depósitos HS son generados en lithocaps de argílica avanzada, que son productos de la absorción de volátiles magmáticos ácidos por voluminosos sistemas de aguas subterráneas. Estilos de mineralización en los sistemas de HS reflejan la profundidad de formación, así como la interacción entre parámetros estructurales, litológicos e hidrotermales. Las partes profundas de los sistemas HS, a profundidades de >1000 m, son caracterizadas por mineralización de cobre  $\pm$  oro diseminado que comprende digenita, calcocita y covelita en alteración argílica avanzada pervasiva así como también alteración sericítica subyacente. En sistemas altamente telescópicos, tal mineralización puede sobreimprimir stocks de pórfido y stockworks con vetilleo de cuarzo. Niveles intermedios de los sistemas HS comúnmente contienen mineralización de cobre-oro controlado por fallas, típicamente como enargita en cuerpos de cuarzo residual vuggy, silicificación y/o sulfuros piritosos masivos. Las partes superficiales de los sistemas HS, a profundidades de < 500 m, puede albergar mineralización diseminada controlada litológicamente por el oro y/o la plata que predominan

sobre el cobre. Zonas estériles ácidas lixiviadas formadas en ambientes calentados por vapor por encima de los acuíferos de paleo-aguas puede ser conservado por encima o al lado de los depósitos HS poco profundos.

***Spagnotto, S.; Triep, E.; Giambiagi, L.; Nacif, S. & Alvarez, O. (2015) - New evidences of rupture of crust and mantle in the subducted Nazca plate at intermediate-depth. Journal of South American Earth Sciences, v. 58, p. 141-147.***

Los hipocentros de los sismos de profundidad intermedia del 2000 y 2003, ambos ubicados cerca del Moho oceánico, cercanos uno del otro, siendo las rupturas de inmersión y profundidad, respectivamente.

La ubicación espacial de los hipocentros, sus respectivas distribuciones de réplicas, y los cambios de esfuerzos asociados, muestran que el deslizamiento sobre el plano de falla que buza al oeste del evento del 2000 aumentó la tensión normal en el plano de falla que buza al oeste del evento del 2003, con un rango de variación para este terremoto de ~ 1 bar cerca de su hipocentro a ~ 0,1 bar en la parte más profunda del plano. La ruptura del 2003 se produjo 18 meses después de la ocurrencia del terremoto del 2000. El proceso combinado de ambos terremotos describe un mecanismo de ruptura normal, que corta a lo largo de la corteza y en el manto alcanzando al menos 40 km de profundidad debajo del Moho.

Planos de falla de los procesos de ruptura del 2000 y 2003, con rumbos 201° y 199° y buzando 29° y 38° respectivamente, describe una componente de falla normal cuya ubicación y geometría sugieren un origen en el borde exterior.

***Stanley, C & Madeisky, H (1994).- Lithogeochemical Exploration for Hydrothermal Ore Deposits using Pearce Element Ratio Analysis. En: Alteration and Alteration Processes Associated with ore-forming systems. Lentz R. ed. Short Course Notes Volume 11. p 193-211.***

Las reacciones químicas entre los fluidos mineralizantes y rocas encajantes comúnmente producen halos mineralógicos y geoquímicos distintos sobre los depósitos minerales hidrotermales. Estos halos de alteración son

generalmente mucho más grandes que los propios depósitos y se dividen en zonas comunes sobre los conductos de fluido hidrotermal. Las variaciones minerales observadas en las rocas caja alterados hidrotermalmente en los depósitos no son sólo el resultado de metasomatismo hidrotermal asociada con el evento de mineralización, sino que son también el producto de: (i) el cierre, una restricción matemática que requiere la suma de todas las concentraciones de elementos en una roca a la igualdad de la unidad, (ii) procesos formadores de roca (por ejemplo, fraccionamiento ígneo, deposición clástica, etc), y (iii) otros procesos de transferencia de material que también altere la química de las rocas (por ejemplo, metasomatismo agua de mar, diagénesis, metamorfismo, meteorización, etc.). Como respuesta el metasomatismo hidrotermal asociado a la génesis mineral, es sólo un componente de la variabilidad de la composición en los datos litogeoquímicos; otras fuentes de variabilidad comúnmente introducen un “ruido” que enmascara esta respuesta. Debido a que los efectos de estos otros procesos de transferencia de material pueden interferir con la capacidad de un geólogo para identificar los efectos de metasomatismo hidrotermal, los procedimientos de *tratamiento de datos litogeoquímicos* que puedan abordar estas otras influencias proporcionan ventajas significativas al estudiar o explorar depósitos minerales hidrotermales.

**Tafur, R. (1994).- *Introducción a la investigación científica*. Editorial Mantaro. Lima. 236 p.**

Las características epistemológicas: la problematización, crítica y fundamentación, surgen de la experiencia personal y profesional, y primero en el aprendizaje de los temas de reflexión sobre la ciencia en el curso de Post Grado de Teoría de la Ciencia.

**Thompson, J.; Sillitoe, R.; Baker, T.; Lang, J. & Mortensen, J. (1999) -. *Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces*. *Mineralium Deposita*, 34, p. 323–334.**

Un poco reconocida y económicamente importante clase de depósitos de oro relacionado a intrusiones ocurren dentro de las provincias magmáticas más

conocidos para el estaño. Estos depósitos de oro relacionados a intrusivos contienen una serie de elementos que incluyen alguna combinación de bismuto, tungsteno, arsénico, estaño, molibdeno, telurio y antimonio, y contrasta con la que se encuentra en los más ampliamente desarrollados depósitos de pórfido de cobre y oro.

Estos depósitos de oro asociados con tungsteno y provincias de estaño se encuentran en los márgenes cratónicos, en una dirección en retroarco en relación con arcos de margen continental o dentro de ambientes de colisión. Los depósitos están relacionados genéticamente para stock félsicos o plutones de estado de oxidación intermedio, con magmas con magnetita y la serie ilmenita.

Contiene más vetillas con greisen y depósitos de brechas. El oro también se puede concentrar más distal ( $1\pm 3$  km) con respecto a las intrusiones, donde los depósitos pueden ser de tipo skarn, de sustitución disseminada o tipos de venas. Alteraciones de feldespato K-, alteración de albita y/o sericitización, incluyendo comúnmente carbonato, acompañan la mineralización de oro.

Las alteraciones en depósitos de vetas, normalmente se restringe alrededor de ellas, mientras que la alteración más penetrante se produce en greisen similar, depósitos poco profundos (<3 km). La mineralización de oro está comúnmente presente con bajo contenido de sulfuros principalmente pirita y menos arsenopirita. En varios depósitos, minerales de bismuto son estrechamente asociadas con el oro y bismuto-oro y oro y telurios. La mayoría de los depósitos contienen tungsteno, estaño, molibdeno y antimonio, aunque en general, estos no se correlacionan con oro. Las concentraciones de molibdeno pueden aumentar con la profundidad o puede ocurrir en zonas separadas.

Los metales básicos generalmente están presentes en cantidades menores (como <100 ppm Cu). La distintiva asociación espacial con intrusiones félsicas, combinado con la consistente firma de metal, sugiere un origen magmático-hidrotermal. Inclusiones fluidas indican la presencia de fluidos de alta y baja salinidad en algunos de los depósitos y fluidos carbónicos en la mayoría de depósitos, similar a la composición de los fluidos de intrusión en depósitos de tungsteno. Las variaciones en el estilo de mineralización, reflejan

profundidad de formación y localización respecto al centro intrusivo. Varios depósitos en esta clase son mayores a 100 toneladas (3 millones oz) de oro, con gran potencial de oro y relacionados a intrusivos, diferentes a las tradicionalmente exploradas provincias de oro y cobre en terrenos de arco.

***Willner, A., Tassinari, C., Rodrigues, J., Acosta J., Castroviejo, R., Rivera, M. (2014). Contrasting Ordovician high- and low-pressure metamorphism related to a microcontinent-arc collision in the Eastern Cordillera of Perú (Tarma Province) Journal of South American Earth Sciences Manuscript.***

Se han registrado rocas de alta presión (11 a 13 kbar/500-540° C) del Ordovícico en la Cordillera Oriental de Perú. Estas altas presiones provienen de granates anfibólicos producto del enterramiento profundo reconocidos en el Macizo ultramáfico de Tapo. Las dataciones en roca total por el método Sm-Nd dan  $465 \pm 24$  Ma y representa la edad del influjo de fluidos a una temperatura máxima de más de 600°C y el metamorfismo máximo de alta presión, determinada en una roca gabroica del complejo ultramáfico.

Estas rocas de alta presión superiores a 10 kbar, asociadas con complejos ultramáficos, dentro de zonas de exhumación debido a una colisión, que se puede tomar como prueba de la existencia del bloque exótico de Paracas, que colisionó con un coetáneo arco magmático en el margen peruano de Gondwana durante el Ordovícico.

El complejo ultramáfico de Tapo es interpretado como un relictos de la corteza oceánica, el cual fue subductado y exhumado en una zona de colisión a lo largo de una sutura. La corteza oceánica fue enterrada bajo unas condiciones de geotermia metamórfica de 12 a 13 ° C/km durante la colisión del microcontinente Paracas con un arco Ordovícico en la Cordillera Oriental del Perú. En el arco se tuvo bajas condiciones de PT de 2.4 a 2.6 kbar/ 300-330 ° C para una asociación mineralógica filita-esquisto verde que representa una geotermia metamórfica contrastante de 32-40° C/km, característico de un ambiente de arco magmático. De esta forma la colisión de la microplaca fue una importante característica durante el crecimiento continental lateral en el Margen del Pacífico de América del Sur durante el Paleozoico.



La Cordillera Oriental del Perú es una cadena extensa, pero discontinua de 500 Km, de unidades metamórficas pre – Mesozoico que constituyen el basamento. Estas unidades metamórficas fueron descritas por primera vez como Complejo del Marañón (CM) por Wilson & Reyes (1964) y Dalmayrac et al. (1988). El complejo infrayace discordante a las rocas sedimentarias del Carbonífero y Pérmico (Dalmayrac et al., 1988). Se han propuesto edades del Ordovícico al Carbonífero para la sedimentación por Chew et al. (2007, 2008) y Cardona (2009) con circones magmáticos en diferentes partes del CM con rangos de 484 a 442 Ma y 368 a 324 Ma, respectivamente. En la zona de Tarma, los meta-sedimentos y las rocas metavolcánicas del CM fueron asignadas por Megard et al. (1996) como el Grupo Huacar. Estos autores propusieron una edad precámbrica de metamorfismo de estos metasedimentos de origen terrígeno. Sin embargo, al norte de Tarma en el CM occidental Chew et al. (2007) se dató la intrusión de Pacococha en  $474 \pm 3$  Ma (U/Pb zircón). Otras edades similares de 442-445 Ma se obtuvieron por Chew et al. (2007) para las intrusiones graníticas en el CM occidental en el norte de Perú, donde también circones más jóvenes del ordoviciano ocurren en detritos de los meta-sedimentos del CM. En la misma región Cardona et al. (2006) reportó una edad de  $484 \pm 12$  Ma para el sobrecrecimiento metamórfico en cristales de zircón. Por lo tanto, es probable que las rocas del CM occidental fueron depositadas y se transformaron durante el Ordovícico (Chew et al., 2007, Cardona et al., 2009). Durante el Carbonífero del CM fue intruido por grandes plutones granitoides ( $307 \pm 0.7$  y  $325 \pm 0.6$  Ma; U/Pb zircon; Chew et al., 2007). Sin embargo, en el este del CM los circones detríticos más jóvenes de los meta-sedimentos revelan una edad máxima de sedimentación Carbonífera de los meta-sedimentos ( $345 \pm 14$  Ma; Chew et al., 2007). Chew et al. (2007) y Cardona et al. (2009) sugirieron que el CM oriental es probable que tenga una edad carbonífera de sedimentación y metamorfismo). El CM occidental del Ordovícico es suprayacido en discordancia por una serie continental clástica de conglomerados, areniscas y tobas (Ambo Grupo; Carbonífero Inferior) y el CM oriental por el Pérmico Superior del Grupo Mitu, una secuencia de molasas continental, que también cubre al Grupo Ambo con una superficie erosiva (Cardona et al., 2009). Ambas secuencias están

suprayacidas por calizas micríticas del Triásico - Jurásico inferior del Grupo Pucará superior. Esto demuestra que el engrosamiento cortical y exhumación de las rocas metamórficas fue considerablemente más temprano en el CM occidental que en el CM oriental y el arco magmático, evidentemente, migro desde el oeste al este a finales del Paleozoico. En la zona de Tarma existen tres cuerpos ultramáficos asociados con el CM: (1) dos cuerpos más pequeños se intercalan en los esquistos del CM paralelo a su foliación a unos 7 Km al NE de Acobamba (Megard et al, 1996; Castroviejo et al., 2009). (2) Cerca de Tapo, al E de Tarma un importante afloramiento de 5 x 2 km se conoce como el Macizo Ultramáfico de Tapo (MUT; Tassinari et al 2011). El cuerpo fue cartografiado como un cabalgamiento dentro del Grupo Ambo en el este y discordante por el Grupo de Ambo al oeste (Megard et al., 1996). Sin embargo, Castroviejo et al. (2009) y Tassinari et al. (2011) interpretaron los límites del MUT como una napa de corteza superior discreta con intensa cataclasis en los sedimentos infrayacentes del Grupo Ambo emplazadas durante el post-Carbonífero. El MUT representa principalmente un cuerpo de serpentinita en forma de lente, que también contiene depósitos pequeños de cromititas podiforme, metagabros y lentes de granate -anfíbolita, que muestran la deformación no coaxial dúctil con penetración. Los indicadores cinemáticos en la foliación milonítica de anfíbolitas con granate (estructuras SC;  $\sigma$  - clastos) con estrías de dirección NNO- SSE indican un sentido de movimiento al NNO. La foliación predominante de transposición buza al este en la totalidad del MUT. La composición química de la metabasitas sugiere un ambiente marino de dorsal oceánica o un protolito de arco de isla. Por lo tanto, toda la secuencia se interpreta como un complejo ofiolítico perturbado (Castroviejo et al, 2009a, b; Tassinari et al 2011). Esta estructura ofiolítica desmembrada tiene un protolito de  $718 \pm 47$  Ma (Sm- Nd mineral edad isócrono; Tassinari et al, 2011). La primera edad K-Ar en anfíbol metamórfico de  $448 \pm 26$  Ma fue interpretado por Tassinari et al. (2011) como la edad de enfriamiento de un metamorfismo Ordovícico.

***Young-seog, K.; Peacock, D. & Sanderson, D. (2004).- Fault damage zones. Journal of Structural Geology, N°26, p. 503-517.***

Zonas de deformación muestran geometrías muy similares en un amplio rango de escalas y tipos de fallas, incluyendo strike-slip, fallas normales e inversas. Estas estructuras se pueden subdividir en términos de fallas y fracturas guías dentro de la zona de deformación. Una variedad de estructuras en las zonas de deformación, pueden ocurrir en el modo II, es decir en las puntas de fallas strike-slip, incluyendo grietas tipo ala, fracturas tipo cola de caballo, fallas antitéticas, y fallas bifurcadas sintéticas. Zonas de deformación en la pared son el resultado de la propagación en los extremos de las fallas del modo II y III a través de una roca, o de deformaciones asociadas con el aumento del deslizamiento en una falla. Las estructuras en la zona de deformación de la pared incluyen fracturas de extensión, fallas antitéticas, fallas sintéticas y bloques girados asociados con aberturas triangulares. La deformación originada en los extremos de las fallas strike-slip modo III (por ejemplo, las observadas en las secciones de los acantilados) se clasifican como zonas de deformación de la pared, ya que las estructuras de la zona de deformación se distribuyen a lo largo de la traza de falla en la vista en planta. La deformación en la punta de la falla tipo modo mixto es probable que muestre características tanto de falla modo II y modo III. Zonas de deformación relacionadas se desarrollan en escalones entre dos fallas subparalelas, y las estructuras desarrolladas dependen de que si el escalón es extensional o contraccional. Bloques girados, lentes aislados o dúplex strike-slip pueden ocurrir tanto en escalones extensionales o contraccionales. Geometrías en zonas de deformación están fuertemente controladas por el lugar alrededor de una falla, el modo del desplazamiento en el inicio de la falla, y por la etapa evolutiva de la misma. Aunque otros factores controlan la naturaleza de las zonas de deformación (como la litología, la reología y el sistema de esfuerzos), la geometría de la falla en tres dimensiones y el modo de desplazamiento en cada extremo se debe considerar para obtener una comprensión de las zonas de deformación alrededor de las fallas.

## **2.2 . Bases teóricas**

### **2.2.1. Magmatismo**

Las rocas ígneas son las más abundantes en la corteza y ocurren por solidificación del magma. El magma es un fluido natural complejo en el interior de la Tierra, en estado fundido a temperaturas mínimas de 700° C con presiones elevadas, en su composición se encuentran casi todos los elementos químicos conocidos como silicatos, óxidos, sulfuros, vapor de agua y otros gases, dotados de gran movilidad por las presiones elevadas; esto permite que el agua y los compuestos volátiles permanezcan incorporados a la mezcla fundida, proporcionándole mayor fluidez. Los principales óxidos son la sílice (SiO<sub>2</sub>), alúmina (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, FeO y Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y en menor cantidad MgO, CaO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> y TiO<sub>2</sub>.

Los magmas se originan por fusión parcial o total de las rocas de la litósfera, en determinadas zonas relacionadas con la tectónica de placas de subducción.

Cuando el magma asciende a través de fracturas y fisuras da lugar a la actividad volcánica, solidificándose en el exterior. Cuando el fundido se solidifica en la cámara magmática, da lugar a las rocas plutónicas, que afloran en la superficie debido a la erosión; si el magma se solidifica cerca de la superficie, da lugar a las rocas hipoabisales.

Todas las rocas ígneas derivan de un magma basáltico primario, este al evolucionar, se va convirtiendo en un magma ácido o silíceo hasta llegar al granito. Es decir, a partir de magmas básicos, rocas cada vez más silíceas mediante la cristalización magmática, la composición de los magmas primarios, se modifican para producir una gran variedad de rocas, que abarcan desde el gabro hasta el granito. Esto se explicaría por tres fenómenos:

a) La diferenciación magmática, indica que un magma homogéneo se descompone en fracciones desiguales, que formarán rocas de composiciones diferentes.

b) La cristalización fraccionada, significa la precipitación de cristales en un magma por efecto de la gravedad, esto implica que los cristales de mayor densidad se irán a las partes más bajas de la masa fundida residual y puede volverse a fundir.

c) La asimilación y la mezcla de magmas

Según el grado de fraccionamiento de los magmas (la medida en la que los cristales formados previamente se separan del líquido magmático) esta se puede dar por:

a. Separación mecánica, como la sedimentación química.

b. Separación química, como la zonación de los cristales formados primeramente son envueltos por las fases minerales sucesivas.

Si no hay fraccionamiento, significa que los cristales quedan en permanente contacto y en equilibrio con el líquido. El resultado final de la cristalización de un líquido basáltico sería una única roca compuesta de plagioclasa cálcica, piroxeno con o sin olivino.

Pero si hay fuerte fraccionamiento, se formará un líquido basáltico con una sucesión de rocas de composición cada vez menos básico, y eventualmente llegará a formarse un líquido residual con la composición de un granito que dará cristales de cuarzo, plagioclasa sódica, feldespato K y mica. Se entenderá este resultado si se piensa que las fases cristalizadas en todo el proceso provienen de la precipitación de un líquido muy rico en Ca-Mg-Fe, de ahí el continuo enriquecimiento del magma en silicio y potasio a medida que se separan los cristales.

De esta forma las rocas ígneas abarcan una gama de composiciones, cuya variedad se debe: a) la combinación de múltiples maneras posibles de la cristalización fraccionada; y b) a los distintos grados de contaminación o hibridación de los magmas a causa de la fusión diferencial y asimilación de los distintos materiales de la corteza.

El ascenso de magmas graníticos en el núcleo de sistemas orogénicos para formar grandes batolitos, así como el ascenso de magmas basálticos por fracturas tensionales, pueden generar distintas variedades de rocas no solo granito y basaltos sino rocas intermedias como andesita o su equivalente plutónico diorita (Winter, 2001).

Por otro lado, la tectónica de placas es la expresión de la convección en el manto (que es deformable y “fluye” a velocidades muy bajas), que opera debido a inversiones de densidad que son originadas por contrastes térmicos en el interior de la Tierra, que determinan que el manto caliente, menos denso y más plástico, ascienda. De esta forma materiales calientes ascienden en las dorsales oceánicas, mientras las placas litosféricas frías se sumergen en el manto en las zonas de subducción.

El calentamiento del manto desde las zonas inferiores produce inestabilidades y rápidos ascensos de masas (puntos calientes y plumas). Del mismo modo que el enfriamiento de las placas oceánicas hace que aumente su densidad y que esta se hunda en las zonas de subducción, este hundimiento es contrarrestado por la formación de litósfera joven en las dorsales oceánicas. Mientras las zonas de subducción corresponden a los bordes descendentes de la convección del manto. Por otro lado, los continentes están constituidos por materiales félsicos y flotan sobre las placas litosféricas. Cuando colisionan las masas transportadas por las placas, originando cadenas de montañas.

De esta forma los procesos más importantes de fraccionamiento geoquímico en la Tierra, se asocian a la formación de litósfera oceánica, a la formación de corteza continental y al funcionamiento de los puntos calientes y las plumas mantélicas, que se asocian con los mecanismos de fusión parcial y cristalización fraccionada para formar la diversidad química de las rocas. Por tanto, es posible hacer una correlación entre los procesos magmáticos y tectónicos de una determinada zona en base al estudio de su composición química-mineralógica, y de las diversas estructuras geológicas emplazadas en las mismas.

### ***2.2.2. Tectónica y Geología Estructural***

La Geología Estructural es la disciplina que se ocupa del estudio y análisis morfológico y geométrico de las deformaciones que sufren los materiales de la corteza terrestre. (Análisis descriptivo). La Geología Estructural, reconoce, analiza y sistematiza estructuras y establece cronologías. Términos usados en esta disciplina:

- Estructura: Disposición espacial según un determinado arreglo geométrico de: líneas, planos, cuerpos de roca u otras discontinuidades geológicas. Reflejan la interacción de los esfuerzos y las litologías preexistentes.
- Estructuras primarias: Arreglo general de líneas y planos que no han sido sometidos a esfuerzos, se le considera luego de su deposición (ondulitas, estratificación diagonal etc.).
- Estructuras secundarias: Toda aquella estructura que ha sido afectada por una o varias fases deformacionales (pliegues, fallas).

La tectónica se ocupa del análisis cinemático y dinámico de las deformaciones corticales. Esto implica el estudio de las fuerzas involucradas, historia evolutiva, génesis, procesos y mecanismos que gobiernan el desarrollo de una estructura, Análisis Genético).

La Tectónica estudia las estructuras para conocer los esfuerzos que la generaron, con la distribución espacio-temporal de los mismos y el estado físico de los materiales que son afectados.

El Análisis Genético trata sobre los aspectos cinemáticos y dinámicos de las deformaciones. - Mecanismos y procesos (análisis tectónico) (persistencia en el tiempo del campo de esfuerzo, condiciones físico-químicas etc.). Entonces, el estudio de las deformaciones pasa por una aproximación descriptiva o estructural propiamente dicha que es base de la aproximación genética o tectónica. Siempre deben encararse primero los aspectos descriptivos de una estructura antes de intentar analizar su génesis.

### **2.2.3. Geoquímica Magmática**

Lo expresado anteriormente, indica que la composición química de las rocas son claros indicadores de su fuente de formación, así como de los procesos que los han afectado. De esta forma existen diversos métodos para clasificar químicamente a las rocas (Winter, 2001).

a. Contenido de Sílice. El más sencillo para clasificar las rocas ígneas, basado en el contenido de sílice. Tenemos: Ácidas, Intermedias, Básicas y Ultrabásicas (Winter, 2001).

b. Diagrama Álcali Total vs Sílice. La suma de contenidos de álcali total ( $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$ ) vs. el contenido de sílice, se utilizan con los siguientes diagramas:

b.1 Clasificación de Peacock. Para rocas ígneas relacionadas genéticamente en términos del índice de álcali+óxido de calcio. Los análisis químicos de un grupo de rocas son usados para plotear el cambio de  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  o  $\text{CaO}$  y un incremento del  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  con el tiempo. Tenemos: cálcicas, calco-alcalinas, alcalino-cálcico, alcalino (Winter, 2001).

b.2. Clasificación de Irvine y Baragar (1971, tomado de Winter, 2001)). El esquema incorpora el hecho que las rocas volcánicas caen dentro de un número de series de distinta génesis, las cuales pueden distinguirse por simples parámetros químicos. Estos parámetros tienen una significación mayor, debido a que pueden correlacionarse con distintos ambientes tectónicos. Tenemos tres grupos:

b.2.1. Rocas peralcalinas, en donde la cantidad molecular de  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3$ , el contenido de álcalis que separa a los grupos subalcalinos de los alcalinos varía con el contenido de sílice de las rocas;

b.2.2. Rocas subalcalinas, se divide en dos series: calco-alcalina y toleítica, en base al contenido de Fe en el diagrama AFM ( $A= \text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ,  $F= \text{FeO} + 0.8998 \times \text{Fe}_2\text{O}_3$ , y  $M=\text{MgO}$ ). Este ploteo distingue muy bien a miembros intermedios de estas series, pero en las máficas y félsicas hay considerable traslape.

b.2.3. Rocas alcalinas, divididas en dos series: serie basalto olivino alcalino y serie nefelina, leucita y analcita.

b.3. Clasificación de Le Maitre. Conocido como el diagrama TAS (Total Alkali vs Sílice) es el más utilizado como base de la clasificación química de las rocas volcánicas. Según el diagrama las rocas se pueden dividir en: ultrabásicas, básicas, intermedias y ácidas sobre la base del contenido de sílice. La nomenclatura está basada en el nombre de la roca con una calificación adicional cuando sea necesaria utilizarla, así como que algunos nombres pueden adicionarse por el cálculo de la norma.

b.4. Diagrama de  $\text{K}_2\text{O}$  vs  $\text{SiO}_2$ . Las rocas volcánicas de la serie subalcalinas se han subdividido sobre la base de su concentración en  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{SiO}_2$ . Le Maitre et al (1989) proponen una división de las rocas subalcalinas de tipo bajo-K,



medio-K y alto-K sugiriendo que los términos pueden usarse para calificar los nombres de basalto, andesita basáltica, andesita, dacita y riolita, lo cual coincide con los términos de la serie toleítica (bajo K), serie calco-alkalina y serie calco-alkalina de alto K en las síntesis de Rickwood (1989) y además con los términos de basalto subalkalino de bajo K, basalto subalkalino y basalto alcalino usado por Middlemost (1975).

Existen otros diagramas de variación que definen distintas tendencias que son comparables con otras, y que indican una diferente evolución de los procesos de fusión y cristalización fraccionada. Una de estas es la que evidencia la diferencia entre la composición e historia de cristalización reflejada en la contrastante abundancia de Tierras Raras (REE).

Asimismo, la distinción de primer orden en tipo de la roca está en protolitos ígneos y sedimentarios (Chappell & White, 1974). Los protolitos ígneos son principalmente pero no exclusivamente los granitos y basaltos y son clasificados globalmente como granitos de tipo I. Mientras los provenientes de protolitos sedimentarios (principalmente silicoclásticos y pelíticos). Para la diferenciación de cada uno de estos se utiliza datos de geoquímica isotópica y mineralogía. Para el primero tenemos que los valores isotópicos de Sr ayudan a discernir entre uno y otro. Asimismo, la mineralogía de las rocas graníticas como el presentar dos micas: muscovita y biotita son indicadores de los granitos de tipo S.

Otro parámetro utilizado, es el uso de la composición de la biotita para caracterizar granitoides de acuerdo al esquema de Ishihara (1977,1981), asigna a todas estas rocas por su ilmenita a series reducidas. La división bipartita de las series de ilmenita y magnetita han sido mostradas por Takahashi et al (1980) y no corresponden invariablemente a la división de tipo S e I de Chappell & White (1974). Por lo tanto, aunque el uso de las biotitas para clasificar unidades graníticas parece estar de acuerdo con la química de roca total para unidades "corticales", existe discrepancia con las unidades mantélicas.

Por otro lado, los elementos compatibles (Ni, Cr, Sc y Sr) son buenos indicadores de los procesos de cristalización fraccionada debido a que presentan grandes variaciones con pequeños grados de fraccionamiento. Así

el olivino es controlado por la cristalización del olivino, el Sc por el clinopiroxeno, el Eu y el Sr por la de plagioclasa.

#### ***2.2.4. Elementos Químicos en la Cordillera Oriental***

Un elemento químico es un tipo de materia constituida por átomos de la misma clase. En su forma más simple posee un número determinado de protones en su núcleo, haciéndolo pertenecer a una categoría única clasificada con el número atómico, aún cuando éste pueda desplegar distintas masas atómicas. Es un átomo con características físicas únicas, aquella sustancia que no puede ser descompuesta mediante una reacción química, en otras más simples. Si existen dos átomos de un mismo elemento con características distintas y, en el caso de que estos posean número másico distinto, pertenecen al mismo elemento, pero en lo que se conoce como uno de sus isótopos. También es importante diferenciar entre los «elementos químicos» de una sustancia simple. Los elementos se encuentran en la tabla periódica de los elementos (El Elemento químico, 2007).

Algunos elementos se han encontrado en la naturaleza y otros obtenidos de manera artificial, formando parte de sustancias simples o de compuestos químicos. Otros han sido creados artificialmente en los aceleradores de partículas o en reactores atómicos. Estos últimos suelen ser inestables y sólo existen durante milésimas de segundo. A lo largo de la historia del universo se han ido generando la variedad de elementos químicos a partir de nucleosíntesis en varios procesos, fundamentalmente debidos a estrellas. Los nombres de los elementos químicos son nombres comunes y como tales deben escribirse sin mayúscula inicial, salvo que otra regla ortográfica lo imponga (El Elemento químico, 2007).

La relación que tienen los elementos con la tabla periódica es que la tabla periódica contiene los elementos químicos en una forma de ordenada de acuerdo a su peso atómico, estableciendo más de 118 elementos conocidos. Algunos se han encontrado en la naturaleza, formando parte de sustancias simples o compuestos químicos. Otros han sido creados artificialmente en los aceleradores de partículas o en reactores atómicos. Estos últimos son

inestables y sólo existen durante milésimas de segundo (El Elemento químico, 2007).

Los nombres de los elementos proceden de sus nombres en griego, latín, inglés o llevan el nombre de su descubridor o ciudad en que se descubrieron (El Elemento químico, 2007).

A partir del número atómico 113, se nombra a los elementos con la nomenclatura temporal de la IUPAC, en la que a cada elemento le corresponde como nombre su número en latín.

### *Usos y Aplicaciones*

Entre los principales elementos distribuidos como mineralizaciones en la Cordillera Oriental del Centro del Perú tenemos (El Elemento Químico, 2007):

- 1) El cobre (del latín cuprum, y éste del griego kypros) cuyo símbolo es Cu, es el elemento químico de número atómico 29. Se trata de un metal de transición de color cobrizo (rojizo) y brillo metálico que, junto con la plata y el oro, forma parte de la llamada familia del cobre, se caracteriza por ser uno de los mejores conductores de electricidad (el segundo después de la plata). Gracias a su alta conductividad eléctrica, ductilidad y maleabilidad, se ha convertido en el material más utilizado para fabricar cables eléctricos y otros componentes eléctricos y electrónicos. El cobre forma parte de una cantidad muy elevada de aleaciones que generalmente presentan mejores propiedades mecánicas, aunque tienen una conductividad eléctrica menor. Las más importantes son conocidas con el nombre de bronce y latones. Por otra parte, el cobre es un metal duradero porque se puede reciclar un número casi ilimitado de veces sin que pierda sus propiedades mecánicas. Desde el punto de vista físico, el cobre puro posee muy bajo límite elástico (33 MPa) y una dureza escasa (3 en la escala de Mohs o 50 en la escala de Vickers).<sup>2</sup> En cambio, unido en aleación con otros elementos adquiere características mecánicas muy superiores, aunque disminuye su conductividad. Existe una amplia variedad de aleaciones de cobre, de cuyas composiciones dependen las características técnicas que se obtienen, por lo que se utilizan en multitud de objetos con aplicaciones técnicas muy diversas. El cobre

se alea principalmente con los siguientes elementos: Zn, Sn, Al, Ni, Be, Si, Cd, Cr y otros en menor cuantía (El Elemento químico, 2007).

2) El zinc (del alemán Zink), también llamado cinc, es un elemento químico esencial de número atómico 30 y símbolo Zn, situado en el grupo 12 de la tabla periódica de los elementos. El zinc es un metal, a veces clasificado como metal de transición aunque estrictamente no lo sea, ya que tanto el metal como su ion positivo presentan el conjunto orbital completo. Este elemento presenta cierto parecido con el magnesio, y con el cadmio de su grupo, pero del mercurio se aparta mucho por las singulares propiedades físicas y químicas de éste (contracción lantánida y potentes efectos relativistas sobre orbitales de enlace). Es el 23.º elemento más abundante en la Tierra y una de sus aplicaciones más importantes es el galvanizado del acero. La principal aplicación del zinc —cerca del 50 % del consumo anual— es el galvanizado del acero para protegerlo de la corrosión, protección efectiva incluso cuando se agrieta el recubrimiento ya que el cinc actúa como ánodo de sacrificio. Otros usos son éstos (El Elemento químico, 2007):

- Baterías de Zn-C usadas en la industria aeroespacial para misiles y cápsulas espaciales por su óptimo rendimiento por unidad de peso y baterías zinc-aire para computadoras portátiles.
- Piezas de fundición inyectada en la industria de automoción.
- Metalurgia de metales preciosos y eliminación de la plata del plomo.
- Utilizado en fabricación de pinturas al óleo, para fabricar el color blanco de zinc, utilizado para crear transparencias en la pintura.
- Aleaciones: latón, alpaca, cuproníquel-zinc, aluzinc, virenium, tombac, etc.
- Ánodos: utilizado como elemento de sacrificio para evitar la corrosión de otras partes metálicas en depósitos de agua, barcos, etc.

El zinc también se usa para la fabricación de láminas de construcción, mas es un material de ínfima calidad para tal propósito lo cual implica que las láminas de dicho material se empleen en construcciones de viviendas improvisadas (llamadas ranchos en Venezuela).

- 3) El plomo es un elemento químico de la tabla periódica, cuyo símbolo es Pb (del latín plumbum) y su número atómico es 82 según la tabla actual, ya que no formaba parte en la tabla periódica de Mendeléyev. Este químico no lo reconocía como un elemento metálico común por su gran elasticidad molecular. Cabe destacar que la elasticidad de este elemento depende de la temperatura ambiente, la cual distiende sus átomos, o los extiende.

El plomo es un metal pesado de densidad relativa o gravedad específica 11,4 a 16 °C, de color plateado con tono azulado, que se empaña para adquirir un color gris mate. Es flexible, inelástico y se funde con facilidad. Su fusión se produce a 327,4 °C y hierve a 1725 °C. Las valencias químicas normales son 2 y 4. Es relativamente resistente al ataque del ácido sulfúrico y del ácido clorhídrico, aunque se disuelve con lentitud en ácido nítrico y ante la presencia de bases nitrogenadas. El plomo es anfótero, ya que forma sales de plomo de los ácidos, así como sales metálicas del ácido plúmbico. Tiene la capacidad de formar muchas sales, óxidos y compuestos organometálicos. Su utilización como cubierta para cables, ya sea la de teléfono, de televisión, de internet o de electricidad, sigue siendo una forma de empleo adecuada. La ductilidad única del plomo lo hace muy apropiado para esta aplicación, porque puede estirarse para formar un forro continuo alrededor de los conductos internos.

El uso del plomo en pigmentos sintéticos o artificiales ha sido muy importante, pero está decreciendo en volumen. Los pigmentos que se utilizan con más frecuencia e intervienen en este elemento son (El Elemento químico, 2007):

- El blanco de plomo (conocido también como albayalde)  
 $2\text{PbCO}_3 \cdot \text{Pb}(\text{OH})_2$
- Sulfato básico de plomo
- El tetróxido de plomo también conocido como minio.
- Cromatos de plomo.
- El silicatoeno de plomo (más conocido en la industria de los aceros blandos)

- 4) El wolframio o volframio, también conocido como wólframio o tungsteno, es un elemento químico de número atómico 74 que se encuentra en el grupo 6 de la tabla periódica de los elementos. Su símbolo es W.

Es un metal escaso en la corteza terrestre, se encuentra en forma de óxido y de sales en ciertos minerales. Es de color gris acerado, muy duro y denso, tiene el punto de fusión más elevado de todos los metales y el punto de ebullición más alto de todos los elementos conocidos. Se usa en los filamentos de las lámparas incandescentes, en electrodos no consumibles de soldaduras, en resistencias eléctricas, y aleado con el acero, en la fabricación de aceros especiales (El Elemento químico, 2007).

Su variedad de carburo de wolframio sinterizado se emplea para fabricar herramientas de corte. Esta variedad absorbe más del 60 % de la demanda mundial de wolframio.

El wolframio es un material estratégico y ha estado en la lista de productos más codiciados desde la Segunda Guerra Mundial. Por ejemplo, el gobierno de Estados Unidos mantiene unas reservas nacionales de seis meses junto a otros productos considerados de primera necesidad para su supervivencia.

Este metal es fundamental para entender las sociedades modernas. Sin él no se podrían producir de una forma económica todas las máquinas que nos rodean y las cosas que se pueden producir con ellas. En estado puro se utiliza en la fabricación de filamentos para lámparas eléctricas, resistencias para hornos eléctricos con atmósferas reductoras o neutras, contactos eléctricos para los distribuidores de automóvil, también como proyectil anticarro (flecha) por su elevado punto de fusión y densidad, ánodos para tubos de rayos X y de televisión.

Tiene usos importantes en aleaciones para herramientas de corte a elevada velocidad, como las fresas para instrumentos odontológicos (W2C), en la fabricación de bujías y en la preparación de barnices

( $WO_3$ ) y mordientes en tintorería, en las puntas de los bolígrafos y en la producción de aleaciones de acero duras y resistentes.

El wolframio y su aleación más popular, el carburo de wolframio son en ambos casos, excelentes reflectores de neutrones. Los cristales de wolframio con la estructura BCC están tan comprimidos que resultan ser eficaces escudos contra la radiación de todas las clases. Barras y planchas de wolframio o carburo de wolframio pueden resistir emisiones incluso de partículas gamma, rayos de neutrones. Es un poderoso escudo, superior al plomo y que además ofrece una toxicidad nula, cosa que el plomo no. Repele los neutrones y la energía nuclear debido a su gran densidad y estabilidad atómica (El Elemento químico, 2007).

- 5) El estaño es un elemento químico de símbolo Sn (del latín stannum) y número atómico 50. Está situado en el grupo 14 de la tabla periódica de los elementos. Se conocen 10 isótopos estables. Su principal mena es la casiterita. Es un metal plateado, maleable, que se oxida fácilmente, a temperatura ambiente, cambiando de color a un gris más opaco, y es resistente a la corrosión. Se encuentra en muchas aleaciones y se usa para recubrir otros metales protegiéndolos de la corrosión. Una de sus características más llamativas es que bajo determinadas condiciones sufre la peste del estaño. Al doblar una barra de este metal se produce un sonido característico llamado grito del estaño, producido por la fricción de los cristales que la componen. Por debajo de los  $-18^{\circ}C$  empieza a descomponerse y a convertirse en un polvo gris; a este proceso se lo conoce como peste del estaño. El estaño puro tiene dos variantes alotrópicas: el estaño gris, polvo no metálico, semiconductor, de estructura cúbica y estable a temperaturas inferiores a  $13,2^{\circ}C$ , que es muy frágil y tiene un peso específico más bajo que el blanco. El estaño blanco, el normal, metálico, conductor eléctrico, de estructura tetragonal y estable a temperaturas por encima de  $13,2^{\circ}C$  (El Elemento químico, 2007).
- Se usa como protector del oro, del acero y de diversos metales usados en la fabricación de latas de conserva.

- También se usa para disminuir la fragilidad del vidrio.
  - Los compuestos de estaño se usan para fungicidas, tintes, dentífricos y pigmentos.
  - Se usa para realizar bronce, aleación de estaño y cobre.
  - Se usa para la soldadura blanda, aleado con plomo.
  - Se usa en aleación con plomo para fabricar la lámina de los tubos de los órganos musicales.
  - Tiene utilidad en etiquetas.
  - Recubrimiento de acero.
  - Se usa como material de aporte en soldadura blanda con cautín, bien puro o aleado. La directiva RoHS prohíbe el uso de plomo en la soldadura de determinados aparatos eléctricos y electrónicos,
  - El estaño también se utiliza en la industria de la cerámica para la fabricación de los esmaltes cerámicos. Su función es la siguiente: en baja y en alta es un opacificante. En alta la proporción del porcentaje es más alto que en baja temperatura.
  - Es usado también en el sobretaponado de botellas de vino, en forma de cápsula. Su uso se extendió tras la prohibición del uso del plomo en la industria alimentaria. España es uno de los mayores fabricantes de cápsulas de estaño.
- 6) El uranio es un elemento químico metálico de color plateado-grisáceo de la serie de los actínidos, su símbolo químico es U y su número atómico es 92. Por ello posee 92 protones y 92 electrones, con una valencia de 6. Su núcleo puede contener entre 142 y 146 neutrones, sus isótopos más abundantes son el  $^{238}\text{U}$  que posee 146 neutrones y el  $^{235}\text{U}$  con 143 neutrones. El uranio tiene el mayor peso atómico de entre todos los elementos que se encuentran en la naturaleza. El uranio es aproximadamente un 70% más denso que el plomo, aunque menos denso que el oro o el wolframio. Es levemente radiactivo. Fue descubierto como óxido en 1789 por M. H. Klaproth que lo llamó así en el honor del planeta Urano que acababa de ser descubierto en 1781 (El Elemento químico, 2007).



El principal uso del uranio en la actualidad es como combustible para los reactores nucleares que producen el 3% de la energía generada por el ser humano en el mundo. Para ello el uranio es enriquecido aumentando la proporción del isótopo U235 desde el 0,71% que presenta en la naturaleza hasta valores en el rango 3-5%.

El uranio empobrecido (con una proporción de U-235 inferior a la natural), producido como producto de desecho tras la utilización del uranio en centrales nucleares, es usado en la producción de municiones perforadoras y blindajes de alta resistencia; debido principalmente a su elevada densidad (unos 19 g/cm<sup>3</sup>), su fragmentación en trozos afilados y sobre todo a que es pirofórico (entra en combustión de forma espontánea al entrar en contacto con el aire a 600°C aproximadamente). Su uso además conlleva la dispersión de contaminación radiactiva como ocurrió durante la Primera Guerra del Golfo.

- 7) Las Tierras Raras (Unger, 2009), la familia consta de 17 elementos, todos metales. Quince forman un bloque en la tabla periódica (del número atómico 57 al 61) llamados lantánidos; los otros dos elementos, el escandio y el itrio (números atómicos 21 y 39), se encuentran en otro lugar de la tabla, pero tienen características muy parecidas. Por esta razón la Unión Internacional de Química Pura y Aplicada (IUPAC) considera que los elementos que forman las tierras raras son 17.

El primer elemento de esta familia fue descubierto en 1787 en una roca negra del pueblo de Ytterby de Suecia. Del análisis del mineral los químicos suecos aislaron varios elementos, entre los cuales estaba uno que no conocían, al que bautizaron itrio en honor al pueblo donde lo encontraron. Para 1803 habían aislado otro al que llamaron cerio en honor a la diosa Ceres, y fue la primera tierra rara de los lantánidos identificada como elemento (Unger, 2009).

Los 15 elementos desde el lantano, con el número atómico 57, hasta el lutecio, con el número atómico 71, son similares en sus características físicas y en estado natural nunca se presentan solos. Por sus características físicas y químicas, que son similares en todos, tienen

aplicación en diversos artefactos electrónicos y, como elementos de aleación, dan características especiales a los metales y al vidrio. Algunos ejemplos pueden ilustrar la variedad de los usos y la razón por la cual ha crecido la demanda de las tierras raras (Unger, 2009).

El escandio (Sc), un metal blanco plateado descubierto en 1869 en Suecia, con bajo peso específico y un alto punto de fusión (1,541° C), es un componente de ciertas aleaciones ligeras de la industria aeronáutica (los aviones MIG 21 y 29 lo usan). Pequeñas cantidades también se usan en las lámparas halógenas y los tubos de las cámaras de TV. El itrio (Y), a pesar de llamarse tierra rara, es 400 veces más abundante en la corteza terrestre que la plata, pero se presenta en los minerales en muy pequeña proporción. Curiosamente, las rocas traídas de la Luna tienen un contenido relativamente alto de itrio. Este metal se usa en los sensores de oxígeno (sonda Delta) en los escapes de automóviles, en la fabricación de diodos emisores de luz (LED) y en los cristales para lentes fotográficos, entre otros (Unger, 2009).

Con características parecidas al itrio, el lantano (La), se usa en encendedores y en los tubos de vacío. La industria cinematográfica lo usa para cristales ópticos especiales. Ahora un nuevo uso le ha dado gran importancia al lantano: en las baterías de níquel-hidruro metálico, como las que emplea el automóvil híbrido Prius. El cerio (Ce) se usa en convertidores catalíticos para automóviles, en aditivos para combustible diésel y en imanes de tungsteno, entre otros (Unger, 2009).

El prometio (Pm) es un elemento obtenido artificialmente que la NASA emplea en baterías nucleares. El samario (Sm) se usa para las luces de arco en los proyectores de cine, en láseres y en reactores nucleares. También hay samario en los imanes de los auriculares, en las guitarras eléctricas y otros instrumentos electrónicos. El europio (Eu) se emplea en la fabricación de láseres, televisores y lámparas fluorescentes. Entre sus diversos usos están las tiras fosforescentes que tienen los billetes de euros para evitar la falsificación (Unger, 2009).

El gadolinio (Gd) se emplea en tubos de TV, en ciertos tipos de memoria de computadora y en aleaciones de acero y cromo. Otro uso es como agente de contraste intravenoso para la resonancia magnética. El terbio (Tb) se usa en los sensores del sonar marino y para dar el verde intenso a las pantallas de TV. El disprosio (Dy) se emplea en la fabricación de láseres y discos compactos, entre otros. El holmio (Ho) es el más magnético de todos los elementos conocidos, por lo que se utiliza en imanes y en ciertos láseres y en aparatos de microondas especializados. El erbio (Er) tiene un uso muy importante en la transmisión por fibra óptica, donde también se emplea en los láseres que amplifican la señal (Unger, 2009).

El tulio se usa en rayos X y el iterbio (Yb) para producir rayos gamma y aleaciones de acero. El praseodimio (Pr) es también un amplificador para la fibra óptica, se usa en iluminación y para colorear cristales ópticos. Los imanes permanentes más potente son de neodimio (Nd), por lo que se usa para discos duros, auriculares, micrófonos y guitarras eléctricas. También se emplea para lentes de astronomía y en el láser más potente del mundo\*. El lutecio (Lu) por su rareza y alto precio tiene menos aplicaciones, pero siempre se usa en el craqueo catalítico del petróleo (Unger, 2009).

### 2.3. Glosario

**Alcalinos.**- Elementos químicos del Grupo 1A: Li, Na, K, Rb, Cs y Fr. Son elementos fuertemente reactivos, tanto con el oxígeno del aire como con el agua. Sus hidróxidos presentan una elevada disociación en agua y por lo tanto fuerte reacción básica o “alcalina”. Na y K, y en menor concentración Rb, desempeñan un papel principal en los procesos de alteración hidrotermal (Oyarzún, 2009).

**Hidrotermal.**- El término se aplica a toda solución acuosa caliente de origen natural. Las soluciones hidrotermales pueden tener distintos orígenes, entre

los principales: a) agua contenida en solución en un magma y liberada en el curso de su cristalización, b) agua contenida en sedimentos, que se separa en el curso de la diagénesis y litificación de la secuencia, c) agua liberada en el curso del metamorfismo de rocas, d) aguas subterráneas calentadas por efecto de un alto gradiente geotérmico debido a un cuerpo magmático en cristalización, al desarrollo de un rift, etc. Las soluciones hidrotermales salinas (brines) tienen un especial potencial para lixiviar metales de las rocas, así como para transportarlos, debido a su capacidad para formar iones metálicos complejos con los aniones que contienen (p.ej. complejos clorurados). La etapa hidrotermal constituye la última fase de la cristalización de un magma, después de la cristalización principal, la etapa pegmatítica y la neumatolítica (Oyarzún, 2009).

**Hipabisal.**- Nivel de cristalización de un cuerpo magmático comprendido entre el nivel plutónico o profundo, propio de un batolito (4-5 km) y el nivel subvolcánico, próximo a la superficie (menos de 2 km). A este nivel corresponde el emplazamiento de los pórfidos cupríferos (2-3 km) (Oyarzún, 2009).

**Hipógeno (Hipogénico).**- El término indica el origen de un mineral o de una solución en el sentido de que proviene de la profundidad. Por ejemplo, un mineral depositado por una solución hidrotermal procedente de la cristalización de un cuerpo ígneo se considera hipógeno (al igual que la solución respectiva). El término se opone a supérgeno (=supergénico), proveniente de la superficie, por ejemplo, los minerales secundarios de la zona de cementación (= enriquecimiento) de sulfuros (Oyarzún, 2009).

**Hipotermal.**- En la clasificación de los yacimientos hidrotermales propuesta por Lindgren, denomina a aquellos formados a mayor temperatura, entre 500° y 300°C. En el proceso de cristalización de un magma, corresponde a aquellos formados por las soluciones hidrotermales tempranas, de mayor temperatura. Es importante considerar el hecho de que en grandes yacimientos, de larga y compleja evolución como los pórfidos cupríferos o los yacimientos ferríferos tipo Kiruna, el proceso de formación puede incluir las etapas hipotermal, mesotermal y epitermal (tardía). Esto se expresa tanto en la mineralización como en la alteración hidrotermal asociada (p. ej., la mineralización principal

asociada a la zona potásica de un pórfido cuprífero es hipotermal, pero aquella relacionada con la zona fílica es mesotermal) (Oyarzún, 2009).

**Inmisibilidad.**- Se refiere a la tendencia de una solución de salmuera a bajas presiones, o en presencia de CO<sub>2</sub>, para segregarse en dos fases: una densa más salina, y otra una menor densidad y baja salinidad (Robb, 2005).

**Isótopos.**- El modelo simple de átomo propuesto por E. Rutherford en 1919, aún válido para muchos propósitos, considera que el átomo está constituido por tres clases de partículas: protones (masa 1, carga +1), neutrones (masa 1, carga 0) y electrones (masa 0,0005, carga -1). Los neutrones se comportan como si estuvieran formados por la unión de un protón y un electrón (ver radioactividad). Protones y neutrones se encuentran en el núcleo del átomo, mientras los electrones se sitúan en órbitas en torno al núcleo, y las más externas definen la valencia del respectivo elemento. La naturaleza del elemento químico, (es decir, de qué elemento se trata) está determinada por el número de protones que éste posee, mientras que la masa del átomo depende de la suma de sus protones y neutrones. Cuando dos átomos del mismo elemento poseen diferente masa, se dice que son distintos isótopos de ese elemento. Por ejemplo, existe un isótopo de oxígeno de masa 16 (8 protones y 8 neutrones: <sup>16</sup>O) que es el más abundante y uno muy poco abundante de masa 18 (8 protones y 10 neutrones: <sup>18</sup>O). Los isótopos pueden ser estables o radioactivos (ver radioactividad). Los isótopos estables poseen similares propiedades químicas, pero propiedades fisicoquímicas y bioquímicas ligeramente diferentes. Esto se utiliza para diversos e importantes propósitos, como paleo-determinaciones de la temperatura atmosférica y de las aguas oceánicas; determinación del origen geoquímico o bioquímico del azufre de la piritita y otros sulfuros; estimación del origen cortical o sub-cortical del Pb de yacimientos minerales y del grado de contaminación cortical de magmas, considerando las razones isotópicas de Sr (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr); determinación del origen químico o bioquímico de los nitratos, etc (Oyarzún, 2009).

**Lixiviación.**- Efecto de disolución ejercido por una solución sobre los materiales a través de los cuales circula. La lixiviación desempeña un papel muy importante en la formación de yacimientos metalíferos. Por ejemplo, los

metales contenidos en secuencias sedimentarias pueden ser lixiviados por soluciones salinas durante su diagénesis, y depositados en contextos favorables. Otro tanto hacen las soluciones hidrotermales al atravesar secuencias volcánicas o sedimentarias. También la lixiviación desempeña un papel principal en la formación de sulfuros secundarios y de depósitos exóticos de cobre a expensas del metal lixiviado desde la zona de oxidación. La lixiviación es un proceso fundamental en las operaciones hidrometalúrgicas (Oyarzún, 2009).

**Magmatismo Calcoalcalino.**- Es el tipo de magmatismo característico de los márgenes tectónicos con subducción de placa oceánica (ya sea bajo corteza continental: tipo Andino o bajo corteza oceánica: arcos de islas). Se trata de un magmatismo oxidado, rico en azufre, lo que favorece el desarrollo de yacimientos metálicos sulfurados. Es un magmatismo empobrecido en Fe respecto al magmatismo toleítico. Rocas características de este magmatismo son andesitas y dacitas entre las volcánicas; dioritas y granodioríticas entre las plutónicas. Sin embargo, el carácter calcoalcalino de una serie magmática no puede ser considerado como un rasgo diagnóstico de subducción Oyarzún, J. (2009).

**Metal de Base (Metal Básico).**- Se denomina así a un grupo de metales que incluye al Cu, Zn, Pb, Cd, Sn y Hg, considerados básicos para la industria. Otras agrupaciones de metales son las de metales para ferroaleaciones (Cr, Co, Mo, Ni, W y V), metales preciosos (Au, Ag, Pt y Pd) y metales especiales (Sb, As, Be, Bi, Ga, Ge, In, Nb, Ta, Zr y tierras raras) (Oyarzún, 2009).

**Metalotecto.**- Término propuesto por P. Routhier para aquellos factores o contextos geológicos responsables de la formación de determinados tipos de yacimientos que pueden ser utilizados en exploraciones mineras. Por ejemplo, la Falla de Domeyko es un metalotecto para pórfidos cupríferos en el norte de Chile (Oyarzún, 2009).

**Metamorfismo.**- Modificación profunda de los rasgos mineralógicos y estructurales de una roca debido al efecto de elevadas temperaturas y presiones. Se reconoce un metamorfismo regional progrado, generado por una elevación sistemática de la temperatura y presión, que afecta fuertemente la mineralogía y estructura de las rocas. Este metamorfismo se origina durante

los grandes procesos orogénicos. También existe el metamorfismo de contacto, de carácter térmico, generado por contacto con cuerpos magmáticos intrusivos, cuyos efectos son especialmente mineralógicos. Finalmente, hay un metamorfismo de bajo grado, cuyos efectos son similares a los de la alteración hidrotermal propilítica. Con respecto a este último, aunque en teoría el metamorfismo es isoquímico (vale decir, no implica intercambios importantes de materia con el medio externo), en la práctica está acompañado de metasomatismo y se entremezcla en parte con la alteración hidrotermal. Así por ejemplo en las rocas volcánicas mesozoicas de Chile es difícil distinguir el metamorfismo de bajo grado de la alteración hidrotermal propilítica regional (= alteración regional). Este metamorfismo de bajo grado (low-grade metamorphism) fue originalmente definido por D. Coombs en Nueva Zelanda el año 1954, mientras estudiaba la gran secuencia de 8.500 m de grauvacas y tobas en las colinas de Taringatura (Oyarzún, 2009).

**Metasomatismo.**- Se entiende por metasomatismo el proceso de reemplazo de los minerales de una roca por otros a través de reacciones que también incluyen el reemplazo de componentes químicos (a diferencia de la concepción "isoquímica" que implica el metamorfismo, en términos teóricos). El metasomatismo se produce por efecto de fluidos neumatolíticos o hidrotermales. En el caso de yacimientos tipo skarn, dichos depósitos no podrían formarse sin un efecto metasomático superpuesto al metamorfismo de contacto, efecto que aporte los metametales y metaloides que constituyen la mineralización económica (Oyarzún, 2009).

**Meteóricas.**- Se denomina aguas meteóricas (o de origen meteórico) a aquellas provenientes de la superficie terrestre. Las aguas meteóricas participan en distinto grado en la formación de la mayoría de los yacimientos hidrotermales en conjunto con aguas de origen magmático. Por otra parte, las aguas meteóricas son responsables de la formación de las zonas de oxidación y de enriquecimiento secundario (cementación de sulfuros), y de la generación de yacimientos exóticos (Oyarzún, 2009).

**Meteorización.**- Proceso de alteración y destrucción in situ de las rocas, producto de los agentes atmosféricos (agua, aire, temperatura) y biológicos (efectos físicos, químicos y bioquímicos de plantas, hongos, microorganismos

y animales). La meteorización produce una fragmentación de la roca, así como cambios químicos y mineralógicos. En términos termodinámicos, constituye una aproximación a un estado de equilibrio respecto a las condiciones ambientales de presión, temperatura y composición química en que se encuentra la roca en la superficie de la Tierra. El producto final de la meteorización es el desarrollo de un suelo. En general, se distingue entre meteorización química, física y biológica, cuya importancia relativa es función del clima, de la altura, de la topografía y de la cubierta vegetal. La meteorización desempeña un papel esencial en la formación de yacimientos del carácter residual, vale decir, enriquecidos por la disolución y migración de los componentes sin valor económico de la roca. También desempeña un papel importante en la formación de las zonas de oxidación de los yacimientos sulfurados e indirectamente, en el depósito de sulfuros enriquecidos de cobre, así como en la de yacimientos exóticos de cobre y de uranio tipo roll front (Oyarzún, 2009).

**Mineralización.**- El término denota el proceso de formación de minerales y generalmente se utiliza para minerales de interés económico. Por extensión, el término se utiliza también para designar una concentración de minerales ya formados (Oyarzún, 2009).

**Orógeno.**- Se denomina así a una cadena montañas producto de esfuerzos compresivos horizontales en una faja de inestabilidad tectónica (por ejemplo, los Andes, los Himalayas). El proceso tectónico que da lugar a la formación de esa cadena es complejo y se denomina orogénesis. Los procesos orogénicos se interpretan en términos de la teoría de la tectónica de placas. Los orógenos de tipo Andino, que implican la subducción de corteza oceánica bajo un borde continental presentan ricas mineralizaciones de elementos sulfófilos (Cu, Mo, Pb, Zn, etc), así como de hierro y metales preciosos (Au y Ag) (Oyarzún, 2009).

**Ortomagmática.**- Etapa de la cristalización de un magma durante la cual se forman las rocas ígneas propiamente tales, a temperaturas superiores a 800°C. Esta etapa es seguida por la etapa pegmatítica (800°-600°C), la neumatolítica (600°-400°C) y la hidrotermal (400°-50°C). Durante esta etapa



se forman yacimientos como los de cromita y platinoides en cuerpos lopolíticos (Oyarzún, 2009).

**Oxidación.**- Se entiende por oxidación de un elemento químico la cesión de uno o más electrones a otro elemento (el cual se reduce). El oxígeno desempeña un papel principal en los procesos de oxidación en la atmósfera y la hidrosfera, y uno importante (aunque más complejo) en los de diferenciación magmática. Al respecto, la oxidación reviste especial importancia en la formación de las series magmáticas oxidadas con magnetita y series reducidas con ilmenita (propuestas por S. Ishihara). A las primeras, presentes en el arco magmático más cercano a la fosa oceánica, se asocian yacimientos sulfurados de Cu, Mo, etc., depósitos ferríferos y epitermales de Au-Ag, en tanto que los de Sn y W acompañan a un magmatismo menos oxidante, más alejado de la fosa oceánica. Es el caso de Chile (Cu-Fe-Au) y Bolivia (Sn-W), que se repite con una notable simetría especular en el margen del Pacífico Occidental (Oyarzún, 2009).

**Paragénesis:** Designa la secuencia de minerales depositados en un yacimiento, indicando su relación de tiempo mediante un diagrama que muestra los nombres de los minerales en el eje Y (ordenada) y sus relaciones temporales en el eje X (abscisa). La paragénesis se determina en muestras que son estudiadas macroscópica y microscópicamente: si un mineral corta a otro, el que corta es más joven; si uno reemplaza a otro, el reemplazante es más joven, igual que el que rodea a otro; si están interdigitados son contemporáneos, etc. Puesto que la paragénesis refleja el efecto de un pulso mineralizador, nuevos pulsos pueden llevar a la repetición, al menos parcial, de la secuencia paragenética inicial. Es importante considerar que la paragénesis ilustra lo que ha ocurrido en un yacimiento a lo largo del tiempo, mientras que la zonación describe el efecto del proceso mineralizador en el espacio (Oyarzún, 2009).

**pH (Potencial de Hidrógeno).**- Es una medida de la concentración de hidrogeniones  $[H^+]$  en una solución acuosa y se expresa como  $pH = -\log [H^+]$ . El agua pura a  $25^\circ C$  se encuentra débilmente ionizada a través del siguiente equilibrio:  $H_2O = H^{++} OH^-$ , y el producto de equilibrio ( $K_w$ ) es  $[H^+] [OH^-] = 10^{-14}$  moles/litro. Así  $[H^+] = [OH^-] = 10^{-7}$  (la concentración de hidrogeniones es

igual a la de oxidrilos =  $10^{-7}$ ). Por esto el pH del agua pura es 7 ( $\text{pH} = -\log [\text{H}^+] = -\log (10^{-7}) = 7$ ). Sin embargo, por efecto de la adición de un ácido o de un hidróxido (base) dicha relación se altera y la solución se vuelve más ácida o más alcalina. Por ejemplo, una solución de HCl de concentración molar (moles/litro)  $10^{-3}$  tendrá  $\text{pH} = 3$  ( $\text{pH} = -\log [\text{H}^+]$ ). Esto es así porque el ácido está casi completamente disociado (ácido fuerte) y la concentración inicial de  $\text{H}^+$  ( $10^{-7}$ ) es tan baja que puede ser despreciada frente a  $10^{-3}$ . En este caso, la concentración de  $\text{OH}^-$  baja a  $10^{-11}$  para mantener el equilibrio ( $K_w = [\text{H}^+][\text{OH}^-] = 10^{-3} \times 10^{-11} = 10^{-14}$ ). También la hidrólisis de una solución formada por un ácido fuerte-base débil o de un ácido débil base fuerte produce un cambio del pH, que se hará más ácido en el primer caso y más alcalino (básico) en el segundo. Por ejemplo, la reacción de hidrólisis  $\text{CaCO}_3 + \text{H}^+ \rightarrow \text{Ca}^{2+} + \text{HCO}_3^-$  consume hidrogeniones y por lo tanto, sube el pH de la solución (el pH se hace más alcalino). El pH tiene un importante papel en el control de las soluciones hidrotermales (disolución-precipitación de metales), así como en el enriquecimiento secundario de yacimientos sulfurados y en la formación de yacimientos exóticos. La evaluación de este parámetro es también esencial en la evaluación del riesgo de generación de drenaje ácido desde explotaciones mineras, así como en operaciones de tratamiento metalúrgico y en la estimación del riesgo ambiental que implican los desechos sólidos de las operaciones mineras y metalúrgicas (Oyarzún, 2009).

**Pliegue.**- Estructura formada por estratos deformados en formas arqueadas, siguiendo la figura de una onda mecánica. Se producen por el efecto de presiones horizontales sobre estratos que se comportan de manera plástica. La parte estructuralmente positiva del pliegue (en arco) se denomina anticlinal y la negativa sinclinal. El plegamiento desarrolla espacios en las zonas axiales anticlinales o sinclinales de los pliegues por diaclasamiento, fracturas que luego pueden albergar mineralizaciones hidrotermales. La mayor parte de los yacimientos minerales en Chile se encuentra en rocas no plegadas o suavemente plegadas debido al carácter competente de las secuencias volcánicas. En cambio, algunos distritos metalíferos del Perú presentan importante plegamiento, lo que se explica por la mayor participación de rocas sedimentarias de grano fino en sus secuencias estratificadas (Oyarzún, 2009).

**Plutón.-** Cuerpo ígneo emplazado a varios km bajo la superficie. Puede ser un stock, macizo o un batolito. La palabra deriva del nombre del dios de los infiernos conforme a la mitología romana. Según las condiciones de cristalización, la naturaleza de las rocas que corta y las estructuras presentes, un plutón puede dar lugar a distintos tipos de mineralizaciones (Oyarzún, 2009).

**Potencial iónico.-** Este parámetro indica la relación entre el radio iónico de un elemento y su valencia positiva (vale decir  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{S}^{6+}$ , etc.). Representando los distintos elementos con su respectiva valencia y radio iónico en un diagrama de dos ejes, ellos se agrupan en distintos campos, que se corresponden con sus propiedades químicas en solución: 1. Alto radio iónico, baja valencia (como Na, K, Ca, Mg,  $\text{Fe}^{2+}$ ). Estos iones no se hidrolizan en soluciones acuosas. 2. Radio iónico y valencia intermedios ( $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ ). Estos iones experimentan hidrólisis, precipitando los respectivos hidróxidos. 3. Pequeño radio iónico; alta valencia (como  $\text{C}^{4+}$ ,  $\text{P}^{5+}$  y  $\text{S}^{6+}$ ). No son solubles como iones simples, pero sí como iones complejos con oxígeno:  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{PO}_4^{3-}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  (Oyarzún, 2009).

**Primera ebullición.-** Se refiere al caso en el que la saturación de vapores se logra en virtud de la disminución de la presión (es decir, debido al emplazamiento hacia arriba del magma o falla mecánica de la cámara). Y es particularmente aplicable a sistemas de alto nivel cortical. Refleja el hecho de que las solubilidades en las fases volátiles en la masa fundida es una función de la presión (Robb, 2005).

**Rift.-** Valle alargado de origen tectónico, que puede representar la etapa inicial en la formación de una nueva dorsal oceánica, por ejemplo, el rift de África. Es común que la formación de un rift vaya acompañada de la extrusión de magmas alcalinos (Oyarzún, 2009).

**Saturación de  $\text{H}_2\text{O}$ .-** Es la cantidad de agua necesaria para que una roca porosa y permeable tenga todo su volumen de vacíos lleno de agua (Dávila, 1992). En algún momento, ya sea en etapas tempranas o tardíamente de la secuencia de cristalización granítica, el magma se saturará de agua, resultando en la formación de un producto químicamente distinto, la fase acuosa en la masa fundida de silicato. La fase acuosa-magmática puede

existir como un líquido, vapor, o fluido supercrítico homogéneo. En el último caso, debe considerarse también como gas puesto como una sustancia que llenaría su envase. Por esta razón el fluido acuoso magmático suele ser simplemente denominada "fase de vapor" (Robb, 2005).

**Saturación de Vapor.**- También conocido como ebullición. Es cuando la presión de vapor de equilibrio del magma se iguala al de la presión de carga sobre el sistema. Las burbujas de gas (es decir, vapor o vapor de agua, CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, etc.) se nuclean en el magma. Saturación de vapor de baja solubilidad con volátiles como el CO<sub>2</sub> pueden no estar relacionados con esta saturación y puede preceder de la saturación de H<sub>2</sub>O. El proceso de saturación de H<sub>2</sub>O puede lograrse de dos maneras, ya sea por cristalización progresiva del magma, o disminuyendo la presión del sistema (Robb, 2005).

**Segunda ebullición.**- Se refiere al logro de saturación de H<sub>2</sub>O de fluidos por cristalización progresiva de minerales predominantemente anhidros en condiciones isobáricas. Corresponde a los más profundos sistemas corticales en sistemas magmáticos y se produce sólo en una etapa relativamente avanzada de cristalización (Robb, 2005).

**Solución Hidrotermal.**- Solución acuosa caliente natural de cualquier origen. Una solución hidrotermal tiene una capacidad especial para transportar metales en forma de iones complejos, los que deposita cuando sufre un desequilibrio físico (cambios en T o P) o químico (Oyarzún, 2009).

**Subducción.**- Proceso de introducción de una placa litosférica oceánica bajo el manto litosférico continental (p.ej., Cadena Andina) o bajo el manto litosférico oceánico (arcos de islas). El ángulo del plano de subducción se puede conocer porque constituye una zona sísmica (ver zona de Wadati-Benioff). Su inclinación está relacionada en parte con la velocidad de convergencia de las placas (inversamente proporcional). También influyen en la inclinación otros factores, como perturbaciones debidas a la topografía de la placa subductada y la edad de la placa. Una placa joven y caliente presenta mayor flotabilidad (buoyancy) y subduce a menor ángulo. Los procesos de subducción desempeñan un papel principal en la generación de los magmas que dan origen a importantes tipos de yacimientos metalíferos, como los pórfidos cupríferos, los depósitos epitermales y los de hierro tipo Kiruna (p.ej.,

Faja Ferrífera del Norte de Chile). Esto ocurre tanto en los márgenes continentales de tipo Andino como en los arcos de islas oceánicas (Oyarzún, 2009).

**Subsidencia.**- Proceso de hundimiento superficial o bien de un bloque geológico. Tiene su origen en la pérdida de apoyo vertical (por ejemplo, un proceso kárstico) o en la pérdida de presión lateral (que afecta el comportamiento de las fallas presentes). Labores mineras subterráneas poco profundas (como en Portovelo-Zaruma, Ecuador) pueden ser causa de subsidencia. También es normal el desarrollo de cráteres de subsidencia en las explotaciones subterráneas por hundimiento de bloques (block caving), como los formados en El Salvador, Río Blanco y El Teniente (Chile) (Oyarzún, 2009).

**Tectónica.**- Es el estudio de los procesos de deformación de la corteza terrestre que actúan a gran escala, como el desarrollo de cinturones orogénicos, fallas mayores, movimientos de placas litosféricas y sus consecuencias, emplazamiento de cuerpos batolíticos, etc (Oyarzún, 2009).

**Tectónica de Placas.**- Teoría geológica que explica el funcionamiento tectónico global de la Tierra, así como su historia geológica, sobre la base de la formación, desplazamiento y destrucción de placas rígidas. Estas placas, constituidas por litosfera (manto rígido) y corteza continental (placas continentales) u oceánica (placas oceánicas), se desplazan sobre un manto de menor rigidez (manto astenosférico). El movimiento de las placas se atribuye a las corrientes de convección que operan en el manto astenosférico, que movilizan materia y energía térmica entre el núcleo externo y el manto litosférico. Las placas oceánicas nacen en las dorsales oceánicas y se destruyen en las zonas de subducción. Esta teoría permite explicar la deriva continental y está sustentada en evidencias físicas, como las bandas de inversiones paleomagnéticas del fondo oceánico y la actividad sísmica en los bordes de placa. También se ha comprobado experimentalmente el desplazamiento de islas oceánicas y continentes mediante geodesia satelital (GPS). Por otra parte, la misma teoría permite explicar la generación de magmatismo en diversos ambientes tectónicos, así como la distribución mundial de los yacimientos minerales, y entrega una explicación consistente

de la historia geológica de la Tierra. La tectónica de placas surgió en la década de los años 1960's y en su desarrollo fue esencial el estudio geofísico de los fondos oceánicos y su interpretación sobre la base del registro estratigráfico de las inversiones de polaridad del campo magnético terrestre, elaborado en años anteriores (el que permitió traducir la información paleomagnética binaria en términos de tiempo transcurrido) (Oyarzún, 2009).

**Tierras Raras.**- Es un grupo de elementos químicos cuyo número atómico está comprendido entre 58 (Lantano) y 71 (Lutecio): La, Ac, Ce, Pr, Na, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb y Lu. Su característica distintiva es que al aumentar el número atómico en 1, el electrón adicional correspondiente es agregado a un nivel electrónico interno (y no al último orbital). En consecuencia, entre dos elementos contiguos no existen mayores diferencias químicas (las cuales dependen de los orbitales electrónicos externos que determinan la valencia). Como tampoco hay diferencias físicas significativas (puesto que la diferencia de masa es sólo 1), estos elementos son muy difíciles de separar entre sí. Actualmente estos elementos (REE) tienen importantes aplicaciones tecnológicas. Su fuente principal son los fosfatos como la monacita (Ce, La, Nd, Th) PO<sub>4</sub> (abundante en Brasil). También alcanzan contenidos importantes en la mena de yacimientos IOCG como Olympic Dam (Australia). En Chile se ha considerado la posibilidad de obtenerlos de apatita (= apatito), mineral que acompaña la mineralización en yacimientos de la Faja Cretácica Ferrífera. Sin embargo, su contenido de REE es relativamente bajo. Esto se explica por la asociación de los REE con el magmatismo alcalino mientras que en Chile predomina el de tipo calcoalcalino (Oyarzún, 2009).

**Transpresión y Transtensión.**- Ambos términos se refieren a situaciones generadas a lo largo de grandes fallas, donde su curvatura induce condiciones locales de presión o tensión. En el territorio chileno se generaron condiciones tectónicas de estos tipos durante el período Cretácico, las cuales controlaron el emplazamiento de cuerpos magmáticos asociados a yacimientos de Fe tipo Kiruna (faja ferrífera cretácica), de vetas (= filones) de Cu-Fe-Au, y de yacimientos tipo skarn de los mismos metales (Oyarzún, 2009).

**Tras Arco.-** El término designa una cuenca situada entre el arco magmático, producto de subducción de placa oceánica, y una zona continental estable (antepaís). La cuenca tras arco se forma por efecto de condiciones extensionales, que generan un régimen subsidente y pueden dar lugar al ingreso del mar el que puede alcanzar profundidades someras o mayores. Este fue el caso de la Cuenca de Huarmey, en Perú, que se desarrolló y profundizó en el Cretácico Inferior, mientras más al sur existía sólo una cuenca somera. Distintos tipos de yacimiento pueden formarse en este tipo de cuencas (Oyarzún, 2009).

**Zona de Wadati-Benioff.-** Zona sísmica desarrollada en la parte superior de una placa litosférica en proceso de subducción y por la parte inferior del manto litosférico en contacto con ella. Permite inferir la posición e inclinación de la zona de subducción (Oyarzún, 2009).

## **CAPÍTULO 3: METODOLOGÍA**

### **3.1. Hipótesis**

#### ***3.1.1. Hipótesis General***

El magmatismo, la evolución tectónica y los procesos supergénicos está relacionada con la distribución de elementos químicos, controlando su distribución y concentración, expresada en las características petrográficas de las rocas ígneas y en las concentraciones anómalas denominadas mineralizaciones (metalogenia) con expresiones únicas en la Cordillera Oriental del centro del Perú, muy diferenciadas de otros sectores del territorio peruano.

#### ***3.1.2. Hipótesis Específicas***

- 1) Procesos como cristalización fraccionada, contaminación, asimilación y fusión parcial controlan la distribución de elementos mayores y trazas caracterizando las rocas ígneas en la Cordillera Oriental del centro del Perú
- 2) Los eventos tectónicos condicionan la distribución de elementos químicos, expresados en las mineralizaciones y estos mapeados como depósitos minerales en la Cordillera Oriental del centro del Perú.
- 3) Los procesos exogénicos-supergénicos contribuyen con distribuir los elementos químicos concentrándolas debido a características climáticas



diferentes de otros segmentos de nuestro territorio, generando la actual distribución de depósitos minerales (Metalogenia) en la Cordillera Oriental del centro del Perú.

## **3.2. Identificación de Variables**

### **3.2.1. Independientes**

- 1). X1 Características magmáticas
- 2). X2 Evolución Tectónica
- 3). X3 Procesos supergénicos (exogénicos)

### **3.2.2. Dependientes**

Y1 Distribución de elementos químicos

## **3.3. Operacionalización de Variables**

Las variables de las hipótesis general y específica se operarán después de un análisis conceptual con los indicadores para evaluar cualitativa y parte cuantitativamente los eventos geológicos, según el cuadro 3.1.

**Cuadro 3.1.- Operacionalización de variables**

Variable		Dimensión	Concepto	Indicador
Variable Dependiente	Distribución de elementos químicos	Características petrológicas	Distribución regional de las rocas ígneas	Mapa de Rocas Ígneas
		Características metalogenéticas	Distribución de los yacimientos (mineralizaciones como concentración anómala de elementos químicos)	Mapa Metalogenético
Variable Independiente	Características magmáticas	Geoquímica de elementos mayores	Distribución de elementos mayores en Rocas Ígneas	Cuadros y diagramas geoquímicos de Clasificación
		Geoquímica de elementos Traza	Distribución de elementos traza en Rocas Ígneas	Diagramas spider de clasificación de rocas por elementos traza. Diagramas Bivariantes
		Geoquímica de elementos de Tierras Raras	Distribución de elementos de Tierras Raras en Rocas Ígneas	Diagramas spider de clasificación de rocas por tierras raras
	Evolución Tectónica	Análisis de estructuras	Distribución de pliegues y fallas	Mapa estructural
		Geología estructural	Interpretación de la evolución de las estructuras	Imagen de interpretación estructural
	Procesos Supergénicos (exogénicos)	Textura y fábrica mineral	Características petrográficas	Tipo y grado de alteraciones
		Petromineralogía	Distribución mineral a nivel microscópico	Estudio Petrográfico y Mineragráfico

### **3.4. Matriz De Consistencia**

Matriz de Consistencia de Tesis de Título: Magmatismo, Evolución Tectónica y Otros Procesos que Controlan la Distribución de los Elementos Químicos en la Cordillera Oriental del Centro del Perú y su Implicación Metalogenética (Cuadro 3.2).

Problema General	Problemas Específicos	Objeto General	Objetivos Específicos	Hipótesis General	Hipótesis Específicos	Variables	Indicadores
¿Cómo y por qué la distribución de elementos químicos, expresados en las mineralizaciones, está controlado por el magmatismo, la tectónica y los procesos superficiales, generando una metalogenia particular en la Cordillera Oriental del centro del Perú?	<p>1) ¿Cómo y cuáles procesos magmáticos controlan la distribución de elementos químicos, expresados en las mineralizaciones?</p> <p>2) ¿Cómo son los eventos tectónicos que han ocurrido en la Cordillera Oriental del centro del Perú, condicionaron la distribución de elementos químicos, expresados en las mineralizaciones?</p> <p>3) ¿Qué factores geológicos, finalmente controlan la actual distribución de los depósitos minerales (mineralizaciones como concentración anómala de elementos químicos) ?</p>	Establecer la relación entre los eventos tectónicos (¿Cómo?), magmáticos (¿cómo y cuáles?) y procesos superficiales (factores finales) con la mineralización en los diferentes periodos geológicos ocurridos en la Cordillera Oriental del centro del Perú, expresados en una particular metalogenia en este sector de nuestro territorio.	<p>1) Caracterizar geoquímica y petrográficamente los procesos magmáticos que han ocurrido en la Cordillera Oriental del centro del Perú que controlan la distribución de elementos químicos, expresados en las mineralizaciones.</p> <p>2) Determinar la relación entre los eventos tectónicos que han ocurrido en la Cordillera Oriental del Centro del Perú y la la distribución de de elementos químicos, expresados en las mineralizaciones.</p> <p>3). Identificar los factores geológicos que finalmente que controlan la actual distribución de los depósitos minerales (mineralizaciones como concentración anómala de elementos químicos) en la Cordillera Oriental del Centro del Perú expresadas como la metalogenia de este sector de nuestro territorio.</p>	El magmatismo, la evolución tectónica y los procesos supergénicos está relacionada con la distribución de elementos químicos, controlando su distribución y concentración, expresada en las características petrográficas de las rocas ígneas y en las concentraciones anómalas denominadas mineralizaciones (metalogenia) con expresiones únicas en la Cordillera Oriental del centro del Peru muy diferenciadas de otros sectores del territorio peruano.	<p>1) Procesos como cristalización fraccionada, contaminación, asimilación y fusión parcial controlan la distribución de elementos mayores y trazas caracterizando las rocas ígneas en la la Cordillera Oriental del centro del Perú</p> <p>2) Los eventos tectónicos condicionan la distribución de de elementos químicos, expresados en las mineralizaciones y estos mapeados como depósitos minerales</p> <p>3) Finalmente, otros procesos como los procesos exogénicos-supergénicos contribuyen con distribuir los elementos químicos concentrándolas debido a características climáticas diferentes de otros segmentos de nuestro territorio, generando la actual distribución de depósitos minerales (Metalogenia) en la Cordillera Oriental del centro del Perú</p>	<p>INDEPENDIENTE</p> <p>X1 Características magmáticas</p> <p>X2 Evolución Tectónica Tectónica</p> <p>X3 Procesos supergénicos (exogénicos)</p> <p>DEPENDIENTES</p> <p>Y1 Distribución de elementos químicos</p>	<p>1) Mapa de Rocas Igneas</p> <p>2) Mapa Metalogenético</p> <p>3) Cuadros y diagramas geoquímicos de Clasificación</p> <p>4) Diagramas spider de clasificación de rocas por elementos traza</p> <p>5) Diagramas spider de clasificación de rocas por tierras raras</p> <p>6) Mapa estructural</p> <p>7) Imagen de interpretación estructural</p> <p>8) Estudio Petrográfico y Minerográfico</p>

Cuadro 3.2. Matriz De Consistencia

### **3.5. Tipo y Diseño de Investigación**

El plan de la tesis consiste en estudiar el magmatismo, la tectónica y procesos superficiales de la zona y su relación con los depósitos minerales que concentran los elementos químicos de la misma, identificando los procesos magmático-hidrotermales que la controlan, expresado en la distribución de los depósitos minerales en la zona (Metalogenia).

Esta es una investigación pura o básica cuyo propósito de recopilar información y desarrollar el conocimiento sobre un sector de nuestro territorio, y en el cual se observan los fenómenos tal como se dan en el contexto natural (no experimental) recolectando los datos en un solo momento, en un tiempo único (transeccional) estableciendo las relaciones entre las variables dependientes e independientes (correlacional) dentro de un enfoque cualitativo.

El diseño del método es el programa que precisa el proceso y el control de la investigación, indicándose los procedimientos y las condiciones para lograr la información necesaria que permitirá probar la hipótesis que el autor de una tesis formuló respondiendo a los problemas de investigación (Tafur, 1995). En el siguiente acápite desarrollaremos el diseño de investigación seguido.

#### ***3.5.1. Diseño de La Investigación***

Para elegir el diseño de la presente investigación básica es necesario definir que las variables, en este caso el magmatismo, tectónica, procesos superficiales y mineralización (distribución de elementos químicos), no serán manipuladas, es decir, no se harán variar de manera intencional, sino más bien se observarán tal y como se dan en su contexto natural, para ser analizados posteriormente; asimismo se evitaron la presencia de variables extrañas que interfieran en análisis de la investigación.

El estudio recolecta datos en un momento único, no observa los cambios o variaciones en el tiempo, en los diferentes dominios geológicos; por lo tanto, el diseño de la investigación será no experimental, transeccional correlacional

en el que se reportaran los resultados de forma descriptiva-comparativa mediante explicaciones y argumentos sobre el magmatismo, tectónica y procesos exógenos, todo dentro de un enfoque cualitativo (Hernández et al., 2012). Por tanto, no se manipularán los datos y se hará una exploración inicial en un momento específico como base de diseños más profundos de un problema de investigación de alto nivel de dificultad, donde hay pocos trabajos del tema y difícil ubicación geográfica.

### ***3.5.2. Enfoque de La Investigación***

El enfoque empleado en la presente investigación, como mencionamos, es un enfoque cualitativo, debido a que el desarrollo de la misma se llevará a cabo midiendo fenómenos, en este caso, los procesos presentes a través de la observación, y toma de muestras, las que probarán las hipótesis planteadas mediante un proceso secuencial, inductivo y probatorio que permitirán generalizaciones, las cuales generarán conclusiones, de las cuales se podrá deducir aplicaciones y procedimientos nuevos, donde se podrán afirmar o descartar las hipótesis en mención. Este enfoque cualitativo permite un diseño de investigación abierto, flexible construido durante el trabajo de campo o realización del estudio (Hernández et al., 2014).

## **3.6. Etapas del Estudio**

### ***3.6.1. Compilación de la Información***

Se hace una recopilación de la bibliografía y recopilación de datos de diferentes fuentes. Compilación de la información y sistematización de la información de campo. Preparación y validación de los estudios de las muestras recolectadas de los proyectos. Reprocesamiento de datos e información obtenida en campo de los proyectos.

### **3.6.2. Salida de campo**

Muestreo y recopilación de información de la Cordillera Oriental del centro del Perú. Recolección de datos de campo de unidades geológicas de la Cordillera Oriental del centro del Perú.

### **3.6.3. Gabinete I**

Procesamiento Final de datos e información obtenida en campo. Preparación de muestras de campo para el laboratorio.

### **3.6.4. Laboratorio I**

Validación de la información obtenida de laboratorio. Estudios Petrográficos y Minerográficos (SD).

### **3.6.5. Gabinete II**

Procesamiento de información obtenida en los estudios de laboratorio. Análisis de los resultados de elementos mayores, Traza y Tierras Raras. Análisis estadístico descriptivo para cuantificar la anomalía. Elaboración de esquemas y mapas finales. Interpretación de análisis químicos.

### **3.6.6. Elaboración de Informe Final**

Elaboración y edición final de tesis. Revisión de tesis. Diagramación de textos y figuras. Entrega de versión final de tesis.

### **3.7. Unidad de Análisis**

Son los elementos en los que recae la obtención de información y que deben ser definidos con propiedad, es decir precisar a quien o a quienes se va aplicar el estudio para efectos de obtener la información. Como este estudio tiene un enfoque cualitativo, no se pretende generalizar los resultados obtenidos en la muestra a la población (Hernández et al.,2014); por tanto la unidad de estudio, con un moderado uso de la estadística, son las explicaciones y argumentos obtenidos en base a los resultados de análisis químicos de muestras de rocas probabilísticamente representativas (mediante estadística descriptiva) e información de campo recopilada, que permitirán definir la relación entre las variables dependientes e independientes.

### **3.8. Población de Estudio**

Se llama así al conjunto de unidades de estudio que cumplen con los criterios de selección establecidos. En la presente investigación cualitativa, la población de muestras de rocas (datos químicos) y datos de campo recopilados (datos estructurales, interpretaciones, datos de entramado petromineralógico) que servirán para elaborar los cuadros y diagramas de relación para sustentar las explicaciones y argumentos tomadas en la Cordillera Oriental del Centro del Perú y que proporcionan datos de las variables independientes como las características magmáticas (geoquímica de elementos mayores, traza y de tierras raras mediante análisis químicos), evolución tectónica (análisis estructural en imágenes) y procesos supergénicos (características petrográficas y minerográficas con microscopio).

Para el estudio se recopilaron 119 muestras con sus respectivos datos de campo, de las cuales 105 de ellas tienen datos químicos que se detallan en el acápite 3.13.1 de Procedimientos.



### **3.9. Tamaño de Muestra**

La muestra es una parte representativa de la población de estudio, que con el enfoque cualitativo, es la base para nuestras explicaciones y argumentos que se reportan de modo descriptivo-comparativo con otros estudios similares. Estas muestras tendrán un tamaño que depende del fenómeno bajo estudio (casos suficientes), de acuerdo al contexto y necesidades (Hernández et al.,2014), que este caso tiene que ser representativo, no contaminado y reproducible sus resultados (estadísticas descriptivas). El área del estudio comprende unos 49 030.15 km<sup>2</sup>, y donde se ha seleccionado unos 119 puntos (muestras representativas) que contienen igual número de ocurrencias/depósitos minerales o datos de campo (Anexo 1)

### **3.10. Selección de Muestra**

Por tanto, en la selección de muestra se ha usado el tipo de muestreo no probabilístico, en la cual se escogen casos específicos (muestreo selectivo) con abundante información, a través de un proceso de selección de las muestras de rocas y datos tenga validez, sea fiable, exhaustiva, precisa e integra y por último que esté disponible, para lo que se aplicaran para ello medidas de tendencia central y no central como la media aritmética, la moda y percentiles; y medidas desviación como la desviación estándar y el coeficiente de variación.

### **3.11. Técnicas de Recolección de Datos**

Para esto usaremos dos estrategias:

### **3.11.1. Estrategia Explicativa**

Se buscan las causas de los hechos, tratando de identificar la relación causa y efecto:

- Recopilación de información bibliográfica
- Replanteo de datos en mapas.
- Interpretación y análisis de los datos geoquímicos.
- Ubicación de todos los yacimientos de minerales, contenidos en estas secuencias.
- Interpretación y análisis de los datos de campo, basados en modernas técnicas y criterios de la Magmatismo, y Tectónica.
- Preparación y estudio de las muestras recolectadas (secciones delgadas y pulidas).
- Correlación de toda la información
- Análisis de los datos e interpretación de procesos magmáticos involucrados.

### **3.11.2. Estrategia Descriptiva**

Se describe el fenómeno y se busca la relación entre 2 o más aspectos

- Muestreo Sistemático de datos
- Toma de muestras para análisis geoquímico.
- Medidas de rumbo y buzamiento de estratos
- Redefinición cartográfica de zonas puntuales de importancia para el estudio.
- Ploteo de la información geoquímica y petrominerográfica nueva y bibliográfica para definir las características químicas de las diversas unidades magmáticas.
- Identificación de estructuras tectónicas mediante el análisis de imágenes satélites, bibliografía y datos recogidos en el campo.
- Preparación de mapas temáticos geológicos en donde se resalte unidades de importancia geoquímica y tectónica.

### **3.12. Análisis e Interpretación de la Información**

La interpretación de la información se obtendrá mediante el análisis lógico de datos ya ordenados y clasificados, con la que se comprobarán las hipótesis y se obtendrán conclusiones, basado en el enfoque cualitativo, mediante explicaciones y argumentos que se reportan de modo descriptivo-comparativo usándose una estadística descriptiva. Esta contempla aplicar medidas de tendencia central y no central como: la media aritmética, la moda y percentiles; y medidas desviación como la desviación estándar y el coeficiente de variación, todo para sustentar la representatividad y validez del muestreo.

Elementos para el análisis de información son: la forma en que planteo el problema, la hipótesis basado en el marco teórico, y el establecer las relaciones de la variables con ayuda de la población de muestras de rocas (datos químicos) y datos de campo recopilados (datos estructurales, interpretaciones, datos de entramado petromineralógico) que servirán para elaborar los cuadros y diagramas de relación para sustentar estas explicaciones y argumentos.

### **3.13. Métodos Analíticos**

Se realizaron cuatro (04) salidas de campo: una en el mes julio de 2011, de 21 días, y tres (03) en los meses de mayo, julio y agosto de 2012, también de 21 días. Para ello se contó con una brigada de 2 geólogos que permitieron recolectar muestras de cada uno de los yacimientos y ocurrencias metálicas. Para la recolección del uranio se hizo una prospección radiométrica paralela al muestreo de roca; se usó un equipo contador de centelleo portátil (escintilómetro) de marca Scintrex, modelo bgs-1sl, que permitió medir la radiación gamma natural (radiactividad natural) de las rocas y determinar el nivel de sus campos. Se identificaron anomalías de uranio en las zonas estudiadas (International Atomic Energy Agency, 2003).

### **3.13.1. Procedimientos**

Se recolectaron 119 muestras (Anexo 1), de las cuales 105 se analizaron, con ICP-Masa Multielemental para 55 elementos por fusión de peróxido de sodio (Anexo 2); 53 se analizaron mediante un ensayo al fuego por oro (Anexo 3) en 50 g con Absorción Atómica (AAS) y 15 muestras de mena por Absorción Atómica (ASS). Así mismo, 89 de estas muestras presentan, además, análisis por ICP-OES de metaborato de Litio (Anexo 4) de 17 elementos por fluorescencia de rayos X con borato de Litio, para determinar la composición primaria de óxidos mayores de las rocas ígneas, que son usadas para determinaciones petroquímicas como la alcalinidad y la aluminosidad, entre otras. Del total de muestras, 49 cuentan con estudios petrográficos y 29 con estudios minerográficos. Posteriormente, los resultados geoquímicos de elementos mayores (óxidos mayores) se utilizaron en los diagramas de variación, lo que permitió hacer un análisis del magmatismo relacionado con las ocurrencias estudiadas, así como su clasificación e identificación de su serie magmática, en base a la clasificación TAS (Alkalis vs. SiO<sub>2</sub>). La aluminosidad permitió determinar la afinidad química, importante para este tipo de depósitos.

La geoquímica de los elementos trazas se usó para determinar anomalías de uranio (U) y Tierras Raras (REE), así como para establecer el ambiente tectónico y relaciones geoquímicas (Rollison,1993), hidrotermalismo y afinidad con elementos base.

Los perfiles de fraccionamiento de los elementos trazas se usaron para determinar el grado de evolución de los intrusivos (Diagrama Spider de Elementos Traza), así como su fuente y contaminación magmática (Diagrama Spider de REE), relacionados a los depósitos estudiados.

### **3.13.2. Equipos involucrados**

Un resumen de las técnicas y sus características analíticas para elementos se dan en la Cuadro 3.3. Se analiza los méritos relativos de los diferentes

métodos analizados. Primero, sin embargo, es necesario considerar los criterios para una adecuada técnica. Los datos geoquímicos se usan para inferir procesos geoquímicos, por lo que es importante la calidad de los datos. La calidad de los datos puede calcularse en términos de su precisión, exactitud y límite de detección (Rollison,1993). A continuación detallaremos algunos conceptos sobre el control de calidad de muestreo realizado.

**Precisión** se refiere a la repetibilidad de una medición. Es una medida de la reproducibilidad del método y se determina al hacer mediciones repetidas en la misma muestra. El factor limitante de la precisión es la estadística de conteo de medición utilizada. La precisión puede ser dividida por el Coeficiente de Variación, que es 100 veces la Desviación Estándar dividida por la media, conocida como la Desviación Estándar Relativa. Una práctica común, sin embargo, es equiparar la precisión con una Desviación Estándar desde la Media. Puede ser útil distinguir entre precisión durante una sesión de análisis. (repetibilidad) y precisión durante un período de días o semanas (reproducibilidad) (Rollison,1993).

**Exactitud**, se trata de obtener la respuesta correcta. Es una estimación de cuán aproximado es el valor medido al verdadero valor. Conocer el verdadero valor puede ser muy diferente, pero normalmente se hace refiriéndose a los valores recomendados para los Estándares de referencia geoquímica. Es posible obtener resultados precisos, pero inexactos. Para la mayoría de los estudios de geología, la precisión es más importante que las pequeñas diferencias en las concentraciones absolutas ya que, si todos los datos se han obtenido en el mismo laboratorio, las diferencias relativas en la química de las rocas pueden utilizarse para inferir procesos geoquímicos (Rollison,1993).

**El límite de detección**, es el concentrado más bajo que puede ser 'determinado' por un método particular y es una función del nivel del ruido de fondo relativo a la señal del elemento (Rollison,1993).

Los principales métodos analíticos usados en el estudio se describen brevemente:

### ***a) Florescencia de Rayos X***

La espectrometría de fluorescencia de rayos X (XRF) es actualmente la técnica analítica más ampliamente usada en la determinación de la química principal y de elementos traza de muestras de varillas. Es versátil y puede analizar hasta 80 elementos en un amplio rango de sensibilidades, detectando concentraciones desde 100% hasta algunas partes por millón. Es un método rápido y se pueden realizar grandes cantidades de análisis precisos en un lapso de tiempo relativamente corto. La limitación principal es que los elementos más ligeros que el Na (número atómico 11) no pueden ser analizados por XRF (Rollison,1993).

La espectrometría de fluorescencia de rayos X se basa en la excitación de una muestra por rayos X. Un haz primario de rayos X excita rayos X secundarios (fluorescencia de rayos X) que tienen características de onda de los elementos presentes en la muestra. La intensidad de los rayos X secundarios se usa para determinar las concentraciones de los elementos presentes por referencia a los estándares de calibración, con correcciones apropiadas para los errores instrumentales y los errores que la composición de la muestra tiene en sus intensidades de emisión de rayos X. Alternativamente, los rayos X pueden detectarse sin haberse separado en diferentes frecuencias, usando un detector que mide la energía así como la intensidad de los rayos X. Este método, conocido como fluorescencia de rayos X de energía dispersiva, se encuentra actualmente bajo investigación para el análisis rutinario de elementos traza (Rollison,1993).

El análisis XRF típico de muestras de roca implica la preparación de la roca en dos formas diferentes: un disco de polvo prensado para análisis de elementos traza y una cuenta de vidrio hecha de la muestra en polvo fundida con metaborato de litio o tetraborato para análisis de elementos principales. Los elementos principales se determinan usando un tubo de rayos X, mientras que los elementos traza se determinan usando uno o más tubos diferentes. Los tubos de rayos X son delicados y los cambios de los tubos se minimizan para conservar su vida, por lo que los datos se obtienen normalmente en lotes en el transcurso de varias semanas o meses (Rollison,1993).

### ***b) Espectrometría de emisión de plasma acoplado inductivamente (ICP)***

La espectrometría de emisión de plasma de acoplamiento inductivo (ICP) es una técnica comparativamente nueva con un enorme potencial en geoquímica. En principio, el método es capaz de medir la mayoría de los elementos en la tabla periódica con bajos límites de detección y buena precisión en varios órdenes de magnitud. Los elementos se miden simultáneamente y se puede realizar un análisis completo en el espacio de aproximadamente dos minutos, lo que lo convierte en un método analítico extremadamente rápido (Rollison,1993).

La espectrometría de emisión ICP es una técnica "flama" con una temperatura de la llama en el rango 6000-10 000 K. También es una técnica de solución y se emplean métodos estándar de disolución de silicato. La solución de muestra se pasa como un aerosol desde un nebulizador a un plasma de argón. El plasma acoplado inductivamente es una corriente de átomos de argón, calentados por el calentamiento inductivo de una bobina de radiofrecuencia e iniciados por una chispa Tesla de alta frecuencia. La muestra se disocia en el plasma de argón y se excitan un gran número de líneas espectrales atómicas e iónicas. Las líneas espectrales son detectadas por un rango de fotomultiplicadores, se comparan con líneas de calibración y sus intensidades se convierten en concentraciones (Rollison,1993).

### ***c) Espectrofotometría de Absorción atómica***

La espectrofotometría de absorción atómica se basa en la observación de que los átomos de un elemento pueden absorber radiación electromagnética. Este ocurre cuando el elemento está atomizado y la longitud de onda de la luz absorbida es específica a cada elemento. Por lo tanto, el espectrofotómetro de absorción atómica comprende un dispositivo de atomización, una fuente de luz y un detector. Una disminución de la respuesta en el detector durante la atomización de una muestra en un haz de luz, como consecuencia de la

absorción atómica, puede calibrarse y es sensible al nivel ppm. La muestra se prepara en solución y se aspira a través de un nebulizador y se atomiza en una flama de acetileno-aire o aciticina-óxido nitroso. Se tiene dos limitaciones para el uso rutinario de AAS en silicato análisis. En primer lugar, la muestra debe prepararse como una solución, y en segundo lugar es específica del elemento, es decir, solo se puede analizar un elemento a la vez, aunque esta limitación mayor ha sido en parte superada por el montaje de instrumentos con lámpara de torreta múltiple (Rollison,1993).

La Cuadro 3.3 enumera los elementos que pueden ser determinados por AAS con relativa facilidad. Se puede ver, por ejemplo, que todos los elementos principales, con la excepción de P, se pueden medir y los límites de detección para Na, K, Mg y Ca son extremadamente bajos. Existen métodos en los que todos los elementos principales se pueden determinar a partir de una solución, aunque la lámpara del cátodo debe cambiarse para cada elemento. Los elementos traza Ba, Be, Co, Cr, Cu, Li, Ni, Pb, Rb, Sr, V y Zn también se determinan fácilmente.

AAS no puede competir con métodos más rápidos de análisis de silicatos como XRF e ICP. Sin embargo, debido a que el AAS es comparativamente barato tanto en el desembolso de capital como en los costos de funcionamiento, con frecuencia encuentra su uso en una de tres aplicaciones específicas (Rollison,1993):

- (1) La determinación de elementos ligeros como Be y Li, con números atómicos demasiado bajos para ser medidos por XRF.
- (2) El análisis rutinario de metales de transición se desprendió fácilmente del suelo o del sedimento del arroyo. Esta aplicación se usa comúnmente en la exploración geoquímica.
- (3) Análisis de oligoelementos no rutinarios utilizando aplicaciones especializadas de AAS en las que, por ejemplo, la muestra se atomiza en un horno de grafito. Esto permite lograr límites de detección excepcionalmente bajos para elementos difíciles de procesar utilizando otras técnicas analíticas.



### Cuadro 3.3. Métodos de Análisis de Elementos

Elementos fácilmente analizados por cada método indicado:

No. Atómico/Símbolo/Nombre	XRF	INAA	IDMS	AAS	ICP	ICP-MS
1 H Hidrógeno						
2 He Helio						
3 Li Litio				x	x	x
4 Be Berilio				x		
5 B Boro						x
6 C Carbono						
7 N Nitrógeno						
8 O Oxígeno						
9 F Fluor						
10 Ne Neón						
11 Na Sodio	x			x	x	
12 Mg Magnesio	x			x	x	
13 Al Aluminio	x			x	x	
14 Si Silicio	x			x	x	
15 P Fósforo	x				x	
16 S Sulfuro	x					
17 Cl Cloro	x					
18 Ar Argón						
19 K Potasio	x			x	x	
20 Ca Calcio	x			x	x	
21 Sc Escandio	x	x			x	x
22 Ti Titanio	x			x	x	
23 V Vanadio	x			x	x	
24 Cr Cromo	x	x		x	x	
25 Mn Manganeso	x			x	x	
26 Fe Hierro	x			x	x	
27 Co Cobalto	x	x		x	x	
28 Ni Níquel	x	x		x	x	
29 Cu Cobre	x			x	x	
30 Zn Zinc	x			x	x	
31 Ga Galio	x					
32 Ge Germanio	x					
33 As Arsénico	x					
34 Se Selenio						
35 Br Bromo						
36 Kr Kriptón						
37 Rb Rubidio	x		x	x		x
38 Sr Estroncio	x		x	x	x	x
39 Y Ytrio	x				x	x
40 Zr Zirconio	x				x	x
41 Nb Niobio	x				x	x
42 Mo Molybdenum						
43 Tc Technetium						
44 Ru Ruthenium		x				
45 Rh Rhodium						
46 Pd Palladium		x				
47 Ag Silver		x				

**Cuadro 3.3.- Métodos de Análisis de Elementos (Continuación)**

No. Atómico/Símbolo/Nombre	XRF	INAA	IDMS	AAS	ICP	ICPMS
55 Cs	Cesio	x				x
56 Ba	Bario	x		x	x	x
57 La	Latano	x	x	x	x	x
58 Ce	Cerio	x	x	x	x	x
59 Pr	Praseodimio				x	x
60 Nd	Neodimio	x	x	x	x	x
61 Pm	Prometeo					
62 Sm	Samario	x	x	x	x	x
63 Eu	Europio		x	x	x	x
64 Gd	Gadolinio		x	x	x	x
65 Tb	Terbio		x			x
66 Dy	Disprosio		x	x	x	x
67 Ho	Holmio				x	x
68 Er	Erbio			x	x	x
69 Tm	Tulio		x			x
70 Yb	Yterbio		x	x	x	x
71 Lu	Lutecio		x	x	x	x
72 Hf	Hafnio		x			x
73 Ta	Tántalo		x			x
74 W	Tungsteno					
75 Re	Renio		x			
76 Os	Osmio		x			x
77 Ir	Iridio		x			
78 Pt	Platino		x			
79 Au	Oro		x			
80 Hg	Mercurio					
81 Tl	Talio					
82 Pb	Plomo	x		x		x
83 Bi	Bismuto					
84 Po	Polonio					
85 At	Astato					
86 Rn	Radón					
87 Fr	Francio					
88 Ra	Radio					
89 Ac	Actinio					
90 Th	Torio	x	x	x		x
91 Pa	Protactinio					
92 U	Uranio	x	x	x		x

*Fuente. Rollison(1993)*

Leyenda:

XRF: Espectrometría de fluorescencia de rayos X; INAA: Análisis de activación neutrónica;  
 IDMS: Espectrometría de masa por dilución isotópica; ASS: Espectrometría de absorción atómica  
 ICP: Espectrometría de emisión de plasma acoplado inductivamente; ICP-MS: Espectrometría de masa  
 de emisión de plasma acoplado inductivamente

## **CAPÍTULO 4: CONTEXTO GEOLÓGICO**

### **4.1.- Generalidades**

Entre los años 2011 y 2012, se desarrolló el proyecto Potencial y tipos de yacimientos por metales en el Perú, cuyos objetivos fueron:

- Reconocer los principales tipos de yacimientos y ocurrencias metálicas en el centro del Perú, en especial las de REE y de uranio.
- Determinar anomalías geoquímicas en tierras raras y uranio en sedimentos y rocas.

Para tal efecto, se recopiló la información bibliográfica y de la base de datos del Ingemmet y la Base DAC del Ministerio de Energía y Minas; posteriormente, se realizaron estudios y trabajos de campo.

#### **4.1.1. Ubicación**

Localizada en el centro del Perú, comprende parte de las regiones de Pasco, Junín, Huancavelica, Ayacucho, Ancash, Apurímac y Huánuco, estas tres últimas ubicadas en los extremos norte y sur de la zona de estudio en las que se ha revisado áreas muy restringidas respecto a las anteriores (Figura 4.1). Comprende un área de 49 030.15 km<sup>2</sup>.

Las ciudades más importantes son: la de Cerro de Pasco, capital del departamento de Pasco, que está a 4338 msnm; Huancayo, capital del

departamento de Junín, se ubica sobre los 3271 msnm; y Huancavelica, capital del departamento homónimo, que asciende a 3660 msnm.

La zona de estudio se ubica entre los Valles Interandinos y la Cordillera Oriental de los Andes del centro del Perú. Comprende zonas andinas y de selva alta, con altitudes que sobrepasan los 5000 msnm y 670 msnm, respectivamente.

#### **4.1.2. Vías de Acceso**

Es accesible por vía terrestre, mediante las siguientes carreteras:

- Carretera asfaltada, Lima-La Oroya-Cerro de Pasco-Ambo.
- Carretera asfaltada, Lima-Huancayo-Huancavelica-Ayacucho.
- Carretera asfaltada y afirmada, Lima-Canta-Huayllay-Cerro de Pasco-Ambo.

#### **4.1.3. Geomorfología**

Existen cinco unidades geomorfológicas (Figura 4.2).

##### *4.1.3.1. Cordillera Occidental*

Comprende las estribaciones más orientales de la Cordillera Occidental. Se caracteriza por un relieve de pendientes moderadas y pronunciadas que bajan gradualmente hacia las superficies de estrechas peneplanicies que forman la base de los valles interandinos. Aunque se presume un núcleo paleozoico, las unidades más antiguas reconocidas son de edad Mesozoica y Jurásica, deformadas por intenso plegamiento, fallamiento y grandes sobreescurrecimientos (Chacón, 1995).

##### *4.1.3.2. Valles Interandinos*

Los valles interandinos corresponden a depresiones por donde discurren los ríos Mantaro y Lircay entre los más importantes, entre las cordilleras Oriental

y Occidental, por encima de los 4000 msnm. Los procesos de formación de estos relieves fueron afectados por los eventos tectónicos ocurridos en los Andes, en el Cuaternario, asociados a una intensa erosión glacial y fluvial. En el área de influencia de los ríos Mantaro superior, Ichu y Lircay y sus tributarios, se ubican las ciudades de Huancayo y Huanta, por encima de los 4000 msnm.

#### *4.1.3.3. Valles encañonados*

Presenta desniveles de hasta 1000 m y muestra flancos de fuerte pendiente, cubiertos por material coluvial. Tenemos, por ejemplo, la parte media y baja del Mantaro, y en la Cuenca del Pacífico, los ríos de Lurín, Mala, Cañete y Chincha.

#### *4.1.3.4. Cordillera Oriental*

La Cordillera Oriental es una morfoestructura que sigue una dirección NO-SE paralela a la Cordillera Occidental.

Predominantemente, está formada por rocas paleozoicas. Se encuentran ciudades importantes como Tarma, La Merced, Pampas y Ayacucho.

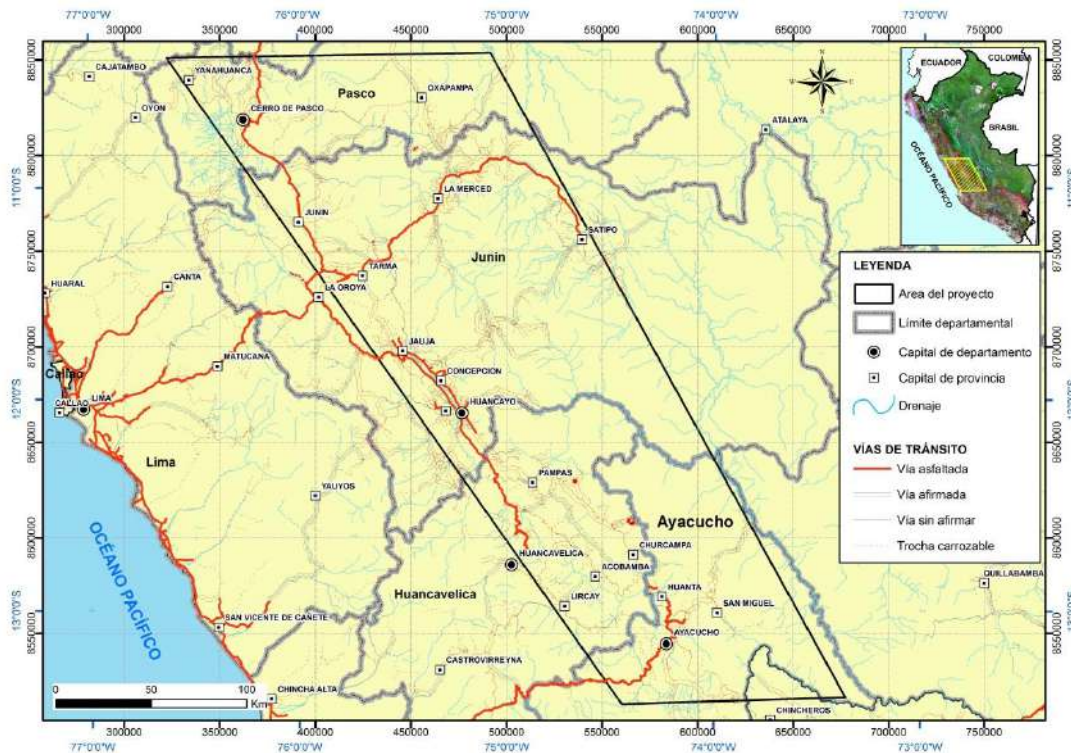


Figura 4.1.- Mapa de ubicación de la zona de estudio

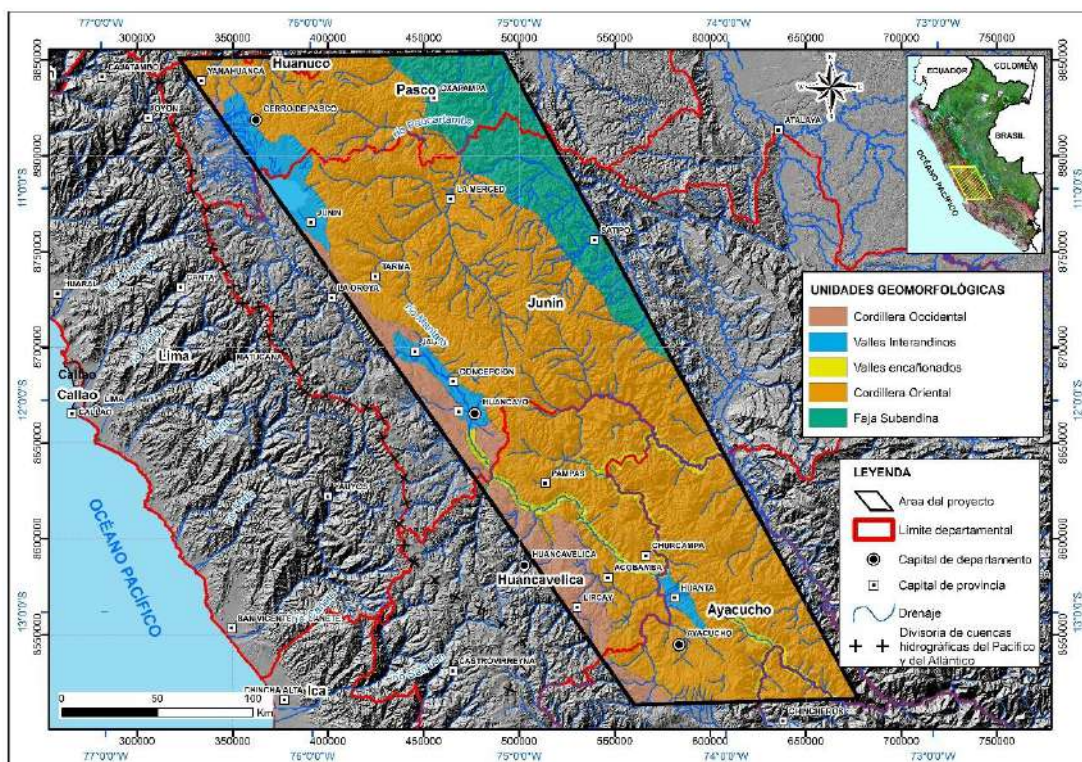


Figura 4.2.- Mapa Geomorfológico de la zona de estudio

#### **4.1.4. Antecedentes.**

Existen numerosos trabajos y estudios realizados en esta zona, destacando como base geológico los boletines de la Carta Geológica Nacional. Considerando los trabajos desde el ámbito regional y local, los cuales se han descrito en el marco teórico, ente estos tenemos en orden de relevancia:

##### *4.1.4.1. Regionales*

- Miskovic A. (2009).- Magmatic evolution of the Peruvian Eastern Cordilleran Intrusive Belt: Insights into the Growth of Continental Crust and Tectonism along the Proto-Andean Western Gondwana.
- Kontak, D.; Clark, A.; Farrar, E. & Strong, D.(1985).- The rift associated Permo-Triassic magmatism of the Eastern Cordillera: A precursor to the Andean orogeny
- Palacios, O. (1995).- Geología Histórica y Evolución Tectónica & Estratigrafía.
- Carlotto, V.; Jaillard, E.; Carlier, G.; Cárdenas, J.; Cerpa, L.; Flores, T.; Latorre, O. & Ibarra, L. (2005).- Las cuencas terciarias sinorogénicas en el Altiplano y en la Cordillera Occidental del sur del Perú

##### *4.1.4.2. Locales*

Descripción de la geología local:

- **Guizado, J. & Landa, C. (1966) - Geología del cuadrángulo de Pampas (25-n).**
- **López, J. (1996) - Geología del cuadrángulo de Huanta (26-ñ)**
- **Mégard, F. (1979) - Estudio geológico de los Andes del Perú Central.**
- **Mégard, F.; Caldas, J.; Paredes, J. & De La Cruz, N. (1996) - Geología de los cuadrángulos de Tarma, La Oroya y Yauyos.**

- **Monge, R.; León, W. & Chacón, N. (1996) - Geología de los cuadrángulos de Chuchurras, Ulcumayo, Oxapampa y La Merced (21-m, 22-i, 22-m, 23-m)**
- **Morche, W. & Larico, W. (1996) - Geología del cuadrángulo de Huancavelica (26-n)**
- **Paredes, J. (1994) - Geología del cuadrángulo de Jauja (24-m).**
- **Romero, D. & Torres, V. (2003) - Mapa Geológico del Cuadrángulo de Huancavelica (26-n). Actualizado-Versión digital. Escala 1:50 000**

#### *4.1.4.3. Otros Trabajos*

En cuanto a estudios metalogénicos y de yacimientos, tenemos en orden de aparición a Mapas Metalogénicos del Perú, trabajo preparado para el Congreso Geológico Internacional de Copenhague (Dinamarca) de Carlos Bastos (1960); Regional geology and major ore deposits of Central Peru de Petersen (1965); Aspectos generales de la metalogenia del Perú, boletín del Servicio de Geología y Minería de Bellido & De Montreuil (1972); Metalogenia del Perú de Ponzoni (1980); Metalogenia como guía para la prospección minera en el Perú de Chacón et al. (1995); Geología económica y mapa metalogénico del Perú: relación de minas y prospectos mineros de Canchaya et al. (2001); Compendio de yacimientos minerales del Perú de Tumialán (2003); Mapa metalogénico del Perú de Quispe et al. (2008) y muchos otros trabajos más localizados de yacimientos minerales indicados en la bibliografía como Dávila, et al. (Exploración y geología del yacimiento San Vicente. Congreso Internacional de Prospectores y Exploradores, N° 1. ProExplo, 1999);

#### *4.1.5. Clima y Drenaje*

El clima es variable pero predominantemente Andino y comprende desde las más bajas a las más altas altitudes como Puna, Páramo, Serranía Esteparia, el Bosque Seco, y termina en una ceja de Selva Alta, según la división de



Brack, A. (1986). Dividiéndose igualmente las zonas de precipitaciones siendo lo de la selva la más lluviosa.

El drenaje comprende principalmente la cuenca Atlántica de Hoya hidrográfica del río Amazonas, río Chanchamayo, río Tarma entre otros.

## **4.2.- Estratigrafía**

Las unidades geológicas sedimentarias forman franjas de dirección NO-SE y que de NE al SO se distribuyen en este orden (Figura 4.3): Precámbrico, Paleozoico inferior y Paleozoico superior, recubierto por unidades cretáceo-paleógenas de la Faja Subandina al extremo NE; seguidamente con las misma tendencia y orientación tenemos al Cretáceo marino continental de la Cuenca Occidental y Cenozoico volcánico de arcos magmáticos que cubren el eje de la Cordillera Occidental junta a las capas rojas paleógenas. Se tiene una columna generalizada del área de estudio en el que destacan dos sectores: el sector Occidental y valles interandinos (Figura 4.4) y el sector Oriental (Figura 4.5).

### **4.2.1.- Precámbrico-Paleozoico Inferior**

- *Complejo Marañón*

Sus afloramientos forman grandes bloques controlados por fallas regionales de dirección NO-SE denominas como Macizos de Huaytapallana, Marayrazo y Maraynioc. Está constituido por gneis y esquistos, estos últimos se desarrollaron en ambos flancos de la Cordillera Oriental, y consisten en una serie de esquistos que contienen cuarzo-muscovita, de textura granoblástica, con presencia de clorita, feldespatos y anfíboles (Paredes, 1994).

#### **4.2.2.- Paleozoico Superior**

- *Grupo Excélsior*

El Grupo Excélsior corresponde a series gruesas de sedimentos marinos tipo *flysch* o turbiditas del Devoniano y constituye la base de la secuencia estratigráfica. La litología está constituida por una centena de alternancias rítmicas de lutitas pizarrosas con areniscas y limolitas cuarcíferas característicamente monótonas de coloración gris oscuro verdosa a beige. Por alteración y meteorización de las lutitas esquistosas adquieren un color blanquecino brillante algo plateado, generalmente en bancos medianos a delgados (Guizado & Landa, 1966). Han sido correlacionadas con las limoarcillitas y areniscas negras del Grupo Cabanillas (Cerrón & Ticona, 2002).

- *Grupo Ambo*

Litológicamente, este grupo está conformado por conglomerados, areniscas y lutitas negras, siendo el grosor promedio de los afloramientos es de 1000 m. En base a restos de plantas encontrados en afloramientos equivalentes en el centro y sur del Perú se le asigna edad Carbonífera inferior (Monge et al, 1996).

- *Grupos Tarma-Copacabana*

Esta unidad puede ser dividida en dos secuencias, una detrítica y otra calcárea. La base detrítica (10-30 m) está constituida por areniscas y la secuencia calcárea (50-100 m) presenta calizas. El grosor de este grupo varía entre 500 y 1000 m (Newell et al. 1949) describen en el Grupo Tarma de edad Carbonífero Superior. Mientras estos mismos autores definieron como Grupo Copacabana a una secuencia de calizas y lutitas marinas con fósiles del Permiano inferior, rocas que tienen amplia distribución a lo largo de los Andes.

Las calizas afloran como techos colgantes encima de rocas graníticas del Intrusivo de Villa Azul (Monge et al, 1996).

- *Grupo Mitu*

La litología es principalmente volcánica, con basaltos, riolitas, gabrodioritas y brechas volcánicas, con secuencias de conglomerados, areniscas. El grosor de estos niveles varía entre 1000 m y 1200 m. Dataciones radiométricas Rb/Sr en rocas volcánicas del Grupo Mitu, dan edades entre 270 y 210 Ma (Kontak et al., 1984; Kontak et al., 1985). Una datación K/Ar obtenida sobre una colada en Juliaca (Puno) dieron una edad K/Ar sobre roca total de  $272 \pm 10$  Ma, y por Rb/Sr de  $245 \pm 42$  Ma (Klinck et al., 1993).

#### **4.2.3.- Mesozoico**

Conformado mayormente por formaciones cretácicas que forman una gran faja NO-SE.

- *Grupo Pucará*

Mc Laughlin (1924) próximo al túnel de Pucará en Goyllarisquizga dio el término de Grupo Pucará a unas calizas gris claras, brumáceas y arenosas. En la sierra central Megard (1968) la divide en tres formaciones: Chambará, Aramachay y Condorsinga.

- *Formación Chambará*

Está compuesta por calizas y areniscas en parte bituminosas, que muchas veces contiene bastante chert. La litología consiste en calizas dolomíticas y areniscas en estratos; que varían de espesor de delgados a gruesos, con una coloración que varía de gris claro a oscuro, y areniscas lutáceas que débilmente se hacen calcáreas, se intercalan con calizas grisáceas de

espesor moderado. La Formación Chambará presenta un espesor de 125 m aproximadamente.

- *Formación Aramachay*

Esta formación perteneciente al Jurásico inferior (Sinemuriano - Hettangiano) está constituida por lutitas, margas, areniscas calcáreas y calizas bituminosas de coloración gris oscura. El espesor máximo es de 150 m aproximadamente. Característicamente se encuentra también intercalaciones de lutitas verduzcas interpretadas como depósitos diagenetizados de cenizas volcánicas, indicando actividad volcánica posterior a los derrames basálticos de la Formación Chambará.

- *Formación Condorsinga*

La Formación Condorsinga está constituida de calizas grises oscuras en bancos medianos y calizas claras con nódulos de chert, alcanzando un espesor de aproximado de 400 m. Los fósiles permiten darle una edad para esta formación de Pliensbachiano-Toarciense. Se caracteriza por presentar bolsonadas cársticas y por la presencia de fósiles de ambientes de plataforma.

- *Grupo Oriente*

Consiste en un conjunto de areniscas cuarzosas que afloran ampliamente en el Oriente Peruano. Son rocas silíceo-clásticas, arcósicas y niveles pelíticos (Monge et al., 1996). Es el equivalente estratigráfico del Grupo Goyllarisquizga en la faja Subandina.

- *Formación Cercapuquio*

Consiste de una serie de areniscas cuarzosas y limolitas depositadas en un ambiente continental a litoral, con un grosor que alcanza los 322 m y que

descansan concordantemente sobre las calizas Condorsinga (Megard et al., 1996).

- *Formación Chunumayo*

Está constituida por la intercalación de calizas micríticas con calizas de grano medio a fino, ambas de coloración grisáceo y con un espesor de más o menos 150, continuando la secuencia calcárea con una coloración gris a marrón claro, intercalándose algunos delgados horizontes arcillosos (Megard et al., 1996). En la parte media presenta nódulos de chert y bancos medianos de calizas areniscosas y un mayor contenido arcilloso, tiene un grosor aproximado de 80 m. Hacia el tope predominan areniscas intercaladas con horizontes delgados de limoarcillitas y calizas espáticas.

- *Grupo Goyllarisquizga*

Se describe como una secuencia eminentemente continental constituida por detritos cuarzosos, lutitas arcillosas, volcánicos lávicos, piroclásticos y calizas (Megard et al., 1996). Se le ha subdividido en cuatro formaciones: Chimú, Santa, Carhuaz y Farrat.

- *Formación Chayllacatana*

Secuencia de lavas porfiríticas con estructuras vesiculares de color violáceo, Se les encuentra ampliamente distribuidos y plegados en el lado occidental del departamento con su mejor desarrollo en la zona minera de Santa Bárbara y en la hacienda Acobambilla (Morche & Larico, 1996). Se estima un espesor máximo superior de 200 m.

- *Formación Chúlec*

Litológicamente está constituida por lutitas calcáreas en la base, pasando arriba a margas interestratificadas con horizontes de calizas delgadas con una

coloración amarillenta y con espesores inferiores a 50 cm. En la parte media se encuentra calizas de color gris claro con alto contenido de nódulos de chert las que continúan hacia el techo en bancos gruesos de color gris azulado con algunos horizontes de margas calcáreas, conteniendo fragmentos de conchillas en posición caótica (Moulin, 1989).

- *Formación Pariatambo*

Está conformada por calizas y margas bituminosas de color negro con intercalaciones de calizas oscuras tabulares que se rompen a manera de lajas. Wilson (1963), indica que en la facies oriental los horizontes de caliza son más continuos y están mejor estratificados que en la facies occidental. La potencia se estima en 80 m.

- *Formación Chonta*

Es una secuencia litológica conformada por lodolitas intercaladas con limolitas y calizas. Se pueden distinguir tres miembros: inferior, medio y superior. El miembro inferior consiste principalmente de limoarcillitas y areniscas rojas intercaladas esporádicamente con areniscas cuarzosas. El grosor de este miembro comprende entre 20-50 m. El miembro medio, constituida esencialmente por calizas micríticas, encontrándose en estratos tabulares y con grosores que superan los 0.5 m. El miembro superior, constituido de calizas silicificadas de color gris con abundancia de fragmentos fósiles. El grosor de este miembro es de 100 m. aproximadamente (Monge et al, 1996). Se emplaza exclusivamente en la faja subandina al NE de la zona de estudio.

- *Formación Jumasha*

Los sedimentos inferiores están conformados por calizas fosilíferas, de color amarillento en fractura fresca y gris claro cuando están alteradas, y la parte superior consta de calizas algo dolomíticas de color gris, beige o pardusco, con escasas intercalaciones de margas y a veces con algunas concreciones

de chert. Sobreyace concordantemente a las calizas Pariatambo (Mc Laughlin, 1924).

- *Formación Celendín*

Constituido por margas grises a pardo amarillentas con delgadas intercalaciones de caliza gris en capas delgadas. Presenta morfología suave, ondulada y tiende a erosionarse rápidamente. Esta unidad marca en fin de la sedimentación marina del mesozoico (Megard et al., 1996).

- *Formación Casapalca*

Se trata de molasas continentales conformadas por una secuencia de lutitas rojas con intercalaciones de conglomerados y areniscas rocas y arcillas, yeso, carbonatos. Las observaciones en los diferentes afloramientos permiten sugerir para la Formación Casapalca un espesor de hasta 200 m aproximadamente (Megard et al., 1996).

#### **4.2.4.- Cenozoico**

- *Grupo Huayabamba*

Constituida por intercalaciones de limolitas, arcillitas rojas y areniscas blanquecinas de grano fino, en estratos de 10 a 20 cm., con algunos niveles de areniscas de grano medio a grueso. En corte vertical, los estratos presentan algunas ondulaciones que van desde formas lenticulares hasta otras festoneadas e incluso anastomosadas (Monge et al, 1996). Aflora en la faja subandina.

- *Grupo Ipururo*

La secuencia se encuentra constituida por areniscas de grano medio a grueso y color gris verdoso, con presencia de bioturbación producida por anélidos en

los niveles superiores. Presenta intercalaciones de limolitas y arcillitas abigarradas en bancos y estratos delgados a laminares, poco compactos (Kummel, 1946). Se emplaza exclusivamente en la faja subandina al NE de la zona de estudio.

- *Grupo Calipuy*

Constituido por rocas piroclásticas gruesas, lavas ácidas e ignimbritas dacíticas, aunque se pueden encontrar lavas andesíticas púrpuras, piroclastos gruesos, tobas finamente estratificados, basaltos riolitas y dacitas, todos los cuales presentan variaciones laterales bastante rápidas. Hacia el sur en Huancavelica, esta unidad toma diversos nombres como formaciones Julcani, Santa Bárbara, Rumihuasi, Tantará entre otras (Morche & Larico, 1996).

- *Depósitos morrénicos y fluvioglaciales*

Son depósitos constituidos por materiales acarreados por los hielos en movimiento en parte fluviales, los que han sido acumulados como morrenas laterales o frontales. Se ubican en los fondos de las quebradas y flancos de los valles. Presentan una litología mal seleccionadas con clastos angulosos, subredondeados en una matriz arcillosa. Las morrenas en el fondo de las quebradas forman superficies planas y facilitan el desarrollo de los pastos naturales. Estos depósitos se encuentran entre los 4000 y 4400 msnm.

- *Depósitos aluviales*

Constituidos por los materiales arrastrados por los ríos y depositados a lo largo de su trayecto, formando los lechos, terrazas y llanuras de inundación. Estas se encuentran cubriendo gran parte de los afloramientos rocosos, con espesores variables, concentrándose mayormente en los flancos y valles glaciares. Se caracteriza principalmente por tener limos y arcillas. Los depósitos aluviales recientes que se encuentran generalmente en los cauces



de los ríos principales, están constituidos por conglomerados y arenas provenientes de las rocas aflorantes.

### **4.3.- Magmatismo**

Tenemos la presencia de un sinnúmero de unidades intrusivas que abarcan edades desde el Proterozoico hasta el Cenozoico, destacando en volumen e importancia los del permotriásico (ver Figura 4.3).

#### ***4.3.1.- Proterozoico.***

- Gneis Huacapistana

Gneis biotítico en donde las plagioclasas se han alterado a sericita y clorita, y los escasos minerales máficos se alteran a cloritas y son parcialmente remplazados por los opacos. Se la considera de edad Proterozoico terminal (Monge et al., 1996).

#### ***4.3.2.- Intrusivos del Paleozoico Inferior y Carbonífero.***

- Intrusivo de San Rafael-Paucarpata

Monzogranito gris claro, ubicado también al extremo norte de la zona de estudio. Muestra las mismas relaciones de campo (Cobbing et al, 1996) que el intrusivo de Huánuco.

- Intrusivo Pacococha (Adamelita Pacococha)

Sienogranito con biotitas y pertitizado, con dataciones que la asignan una edad Carbonífera inferior (Megard et al., 1996).

- Intrusivo de Ranyac

Monzogranito de grano grueso gris clara. Aunque dataciones sugieren una edad Carbonífera de 309.4 Ma (Miskovic, 2009).

#### **4.3.3.- Intrusivos del Permotriásico-Jurásico**

Emplazados en la Cordillera Oriental, tenemos un sinnúmero de cuerpos intrusivos:

- *Intrusivo de San Ramón (Batolito de San Ramón)*

Son principalmente Monzogranito-Sienogranito. Tiene dos facies de Granito Rojo y Granito gris. Presenta deformación de componentes y corrosión de bordes. Afloran a lo largo de la margen derecha de los ríos Chanchamayo y Tulumayo con una longitud de casi 90 km y 45 km de ancho. Como mineral accesorio se tiene el zircón y apatito. Presenta pertitas con microclinización y albitización. Se le asigna edad Permotriásica (Monge et al, 1996).

- *Intrusivo de Tarma*

Este intrusivo está conformado por granodioritas, color claro de grano grueso de cuarzo, plagioclasas y feldespatos en menor proporción, la biotita y hornablenda están distribuidas uniformemente. La edad de emplazamiento está de acuerdo con sus relaciones de campo y confrontada por una datación en K/Ar en 244 Ma (Monge et al 1996).

- *Intrusivo La Merced (Granito La Merced)*

Granito de grano grueso rosado permotriásico con biotita y hornablenda. Presenta una gran extensión de afloramiento (Megard et al, 1996).

- *Intrusivo de Talguis*

Cuarzomonzonita con biotita, hornablenda, zircón. Relacionada con el granito de San Ramón (Megard et al, 1996; Paredes, 1994).

- *Intrusivo de Esquicocha (Granito Esquicocha)*

Granito leucócrata con muscovita. Dataciones le asignan 253 Ma (Megard et al, 1996).

- *Intrusivo de Carrizal*

Cuarzo Monzodioritas y granodioritas con biotita, sericita y anfíbol. Aparenta ser más Triásica (Monge et al, 1996). Todos estos intrusivos se emplazan principalmente en la zona central del área de estudio.

- *Intrusivo Runatullo.*

Tonalitas asociadas con las granodioritas Talguis (Paredes, 1972). Corta al granito San Ramón.

- *Intrusivo de Sucllamachay*

Monzogranitos y granodioritas de Sucllamachay con numerosas otras facies. Se le asume una edad Permotriásica.

- *Intrusivo Marca*

Constituido por granitos, cuarzo monzodioritas y tonalitas claras de cuarzo-feldespato, con poca plagioclasa, poco feldespato potásico de textura holocristalina, inequigranular, presenta poca biotita; así mismo, los minerales opacos se encuentran incluidos dentro de los ferromagnesianos y en algunos casos remplazan a las biotitas. Muchas de sus plagioclasas se encuentran

alteradas a sericitas, lo mismo que los piroxenos son remplazados por los anfíboles (Monge et al, 1996).

- *Intrusivo Villa Azul (Batolito de Villa Azul)*

Granito y granodiorita blanco rosácea. Se han descrito zircón y apatito (Guizado & Landa, 1966). Se le asume edad permotriásica. Al Sureste diversas unidades apófisis toman diferentes nombres: Granito de San Miguel, Granito de Cobriza, etc. (López et al, 1996). Algunos autores le atribuyen al Granito de San Miguel una edad Paleógena (Marocco et al, 1996).

- *Intrusivo de Jabanillos*

Diorita gris clara con horblendas. Facies de diorita cuarcífera y presencia de biotita (Guizado & Landa, 1966). Se le asume edad permotriásica.

- *Intrusivo Suelloc*

Diorita de grano grueso mesócrata. Presenta las mismas relaciones geológicas que los intrusivos de Villa Azul y Jabanillos (Cerrón & Ticona, 2002).

- *Intrusivo de Querobamba (Granito de Querobamba)*

Granito de grano grueso color rosáceo. Por relaciones de campo le asignan edad Permiana (Marocco et al, 1996).

- *Intrusivo Manto*

Se tiene monzogranito-sienogranito de grano grueso, variando a facies de grano medio a fino. Este granito presenta un grado de metamorfismo con deformación de su textura. Megard (1979) lo denominó Granito de Llaupi asignándolo al Permotriásico.

- *Intrusivo Paucartambo (Batolito de Paucartambo)*

Son granodioritas-monzogranitos que presenta una coloración gris clara con tonalidades pardo claras, de grano medio, presenta pocos máficos prácticamente sin biotita, la textura es holocristalina, inequigranular y epidioromorfa, según su composición mineralógica se ubica entre las granodioritas y algunas facies de monzogranitos (Monge et al, 1996).

- *Intrusivo Cayash*

Son tonalitas-granodioritas de color gris con tonalidades verdosas presenta un grano grueso, holocristalino, inequigranular con un alto porcentaje de plagioclasas, biotitas y feldespato potásico (Monge et al, 1996).

- *Intrusivo San Antonio*

Comprende tonalitas-granodioritas de color claro, grano grueso, holocristalino, con plagioclasa abundante (más del 40%) y el cuarzo está entre el 30-35 %, el feldespato potásico es el que se encuentra en menor proporción por lo cual las facies varían de tonalitas a granodioritas (Monge et al, 1996).

#### **4.3.4.- Cenozoico - Intrusiones de la Cordillera Oriental**

- *Intrusivo de Lechuguillas*

Son unas microtonalitas en el caserío de Lechuguillas afloran varios cuerpos intrusivos que se encuentran emplazados en el Grupo Mitú; el cuerpo se ubica más al Sur e intruyen también las calizas del Grupo Pucará en cuyo contacto se observa una aureola de metamorfismo. De acuerdo a su poca alteración, se han emplazado probablemente en el inicio del Cenozoico (Morche & Larico, 1996).

- *Intrusivos de Sachamarca y Mejorada*

Sachamarca es una Tonalita y Mejorada una Cuarzodiorita, que afloran en el Cerro Sachamarca y en los alrededores de la Hacienda Mejorada, donde la tonalita de Sachamarca de composición algo más básica. Se presentan intruyendo a las calizas de la Formación Chúlec y otras formaciones más antiguas y está cubierto en parte por los volcánicos, las lavas y secuencias piroclásticas de las formaciones Tantará y Huando. Por su posición estratigráfica se les asigna una edad de Cretáceo – Paleógeno (Morche & Larico, 1996).

- *Intrusivo de Huaripampa*

En el paraje de Huaripampa se encuentran varios cuerpos monzoníticos leucócratos emplazando dentro de las volcánicas del Grupo Mitú. Cada uno tiene aproximadamente 2 km<sup>2</sup> de tamaño, su afloramiento presenta zonas de relieve fuerte y presenta poca alteración. Presentan textura holocristalina de grano grueso, y son de composición intermedia y rica en potasio; siendo sus componentes mineralógicos: plagioclasas, hornablenda, biotita y esfena. Se asigna a estos intrusivos una edad Cenozoico por las relaciones con el Grupo Mitú y Casapalca, el débil grado de alteración supérgena, rico en potasio que es característico por las rocas magmáticas relativamente jóvenes (Morche & Larico, 1996).

- *Intrusivo de Sacsacancha.*

Sienogranito leucócrata con biotita y hornablenda. Dataciones le asignan edad Eocena (Megard et al, 1996).

- *Intrusiones Pórfido Graníticas*

Al SE del área de estudio tenemos una serie de intrusiones de Pórfido graníticas emplazadas entre las secuencias volcánicas intracordilleranas y relacionadas a depósitos minerales (Morche & Larico, 1996; López, 1996).

#### **4.4.- Características Tectónicas**

Estratigráficamente, sobre la misma Cordillera Occidental, tenemos a una cuenca que, durante el Jurásico inferior, depositó en una plataforma continental entre 500 y 2000 m de rocas carbonatadas (Gpo. Pucará), que en el Cretáceo Superior pasa de secuencias marinas calcáreas a secuencias terrígenas continentales con varios episodios transgresivos y regresivos (Gpo. Goyllarisquizga, Fm. Pariahuanca, Fm. Chúlec, Fm. Pariatambo, Fm. Jumasha, Fm. Celendín).

Sobreyaciendo a estas unidades, tenemos durante el Paleógeno, el emplazamiento de una cadena volcánica de naturaleza calcoalcalina con estratovolcanes y calderas asociadas de derrames y piroclásticos andesíticos hasta riolíticos, con niveles intercalados de lutitas lagunares (Zappettini et al., 2001). Está conformada de tobas del Paleoceno en aproximadamente 60 Ma (Noble et al, 2005b), lavas eocenas (Fm. Tantará y Fm. Sacsaquero) en 45 y 37 Ma (Noble et al, 1979), tobas, aglomerados y lavas (Fm. Castrovirreyna) del Oligoceno-Mioceno (Salazar et al, 1993) y tobas con lavas miocenas (Fm. Nazca y Fm. Caudalosa).

En el Eoceno-Oligoceno ocurre una deformación de tipo compresivo de gran envergadura, y denominada como Fase Inca, en donde el engrosamiento cortical habría estado acompañado, según algunos autores, por una disminución del ángulo de subducción (Zappettini et al, 2001). Posteriormente en el Mioceno se producen deformaciones a las que Steinman denominó "Fase Quechua" que generó pliegues más abiertos y fallamientos reactivados.

Estas deformaciones habrían generado el denominado corredor estructural Huaytará-Tantará.

Para el Eoceno medio, se tienen las últimas intrusiones del Batolito de la Costa del Perú (Pitcher, 1985; Soler & Bonhomme, 1990), algunos de los cuales llegarían hasta el Mioceno y más recientes.

Entre la Cordillera Occidental y la Cordillera Oriental tenemos la continuación del Jurásico inferior que depositó secuencias carbonatadas (Gpo. Pucará), en donde Fontboté (1990) distingue dos facies: una occidental con carbonatos de plataforma y lutitas con algunos niveles volcánicos-volcanoclásticos provenientes de un volcanismo de tipo intraplaca (Rosas et al., 1997) y una facie oriental constituyendo dolomías, sedimentos clásticos y evaporitas. Los movimientos Epirogenéticos del Jurásico medio, condicionan la deposición de facies en donde persisten las facies carbonatadas (Fm. Chunumayo y Fm. Cercapuquio).

Estructuralmente, hacia el este de la zona intracordillerana, se emplazan grábenes y horst heredados de los rifts permotriásicos, y sobre los que se emplazan los sistemas de fallas La Oroya-Huancavelica y Cerro de Pasco, que generaron altos como los de Yauli y Malpaso. El magmatismo Eoceno probablemente del Batolito de la Costa (Pitcher, 1985; Soler & Bonhomme, 1990) afectó esta zona mediante stocks y centro volcánicos generando la mineralización de alta sulfuración y que continuó en el Mioceno, como en Cerro de Pasco donde tenemos complejos y domos del Mioceno medio.

Hacia el sector Oriental sobre la denominada Cordillera Oriental, se emplaza una serie de rocas especialmente pelíticas denominadas como Grupo Excelsior. Seguidamente tenemos las unidades del Paleozoico superior como Grupos Ambo, Tarma y Mitu, predominantemente de areniscas, las cuales se encuentra intruidas por un magmatismo representado por un plutonismo del Carbonífero-Permotriásico, que se manifiesta como leucogranitos y de granitos rojos de Tarma, San Ramón, Chaglla (Sánchez et al., 1995). Posteriormente tenemos a las calizas del Grupo Pucará fuertemente plegadas y falladas relacionadas con la deformación tectonomagmática del Eoceno y Mioceno de la Orogenia Andina. Finalmente, en la Cordillera Oriental, tenemos una serie de unidades continentales muy recientes relacionadas al



pedemonte de la Cordillera y producto de su elevación que toman diversas denominaciones.

Por otro lado, en el extremo Nororiental en la faja subandina tenemos secuencias cretácicas de areniscas y lutitas que se encuentran replegadas y falladas por la Tectónica Andina y representadas por el Grupo Oriente.

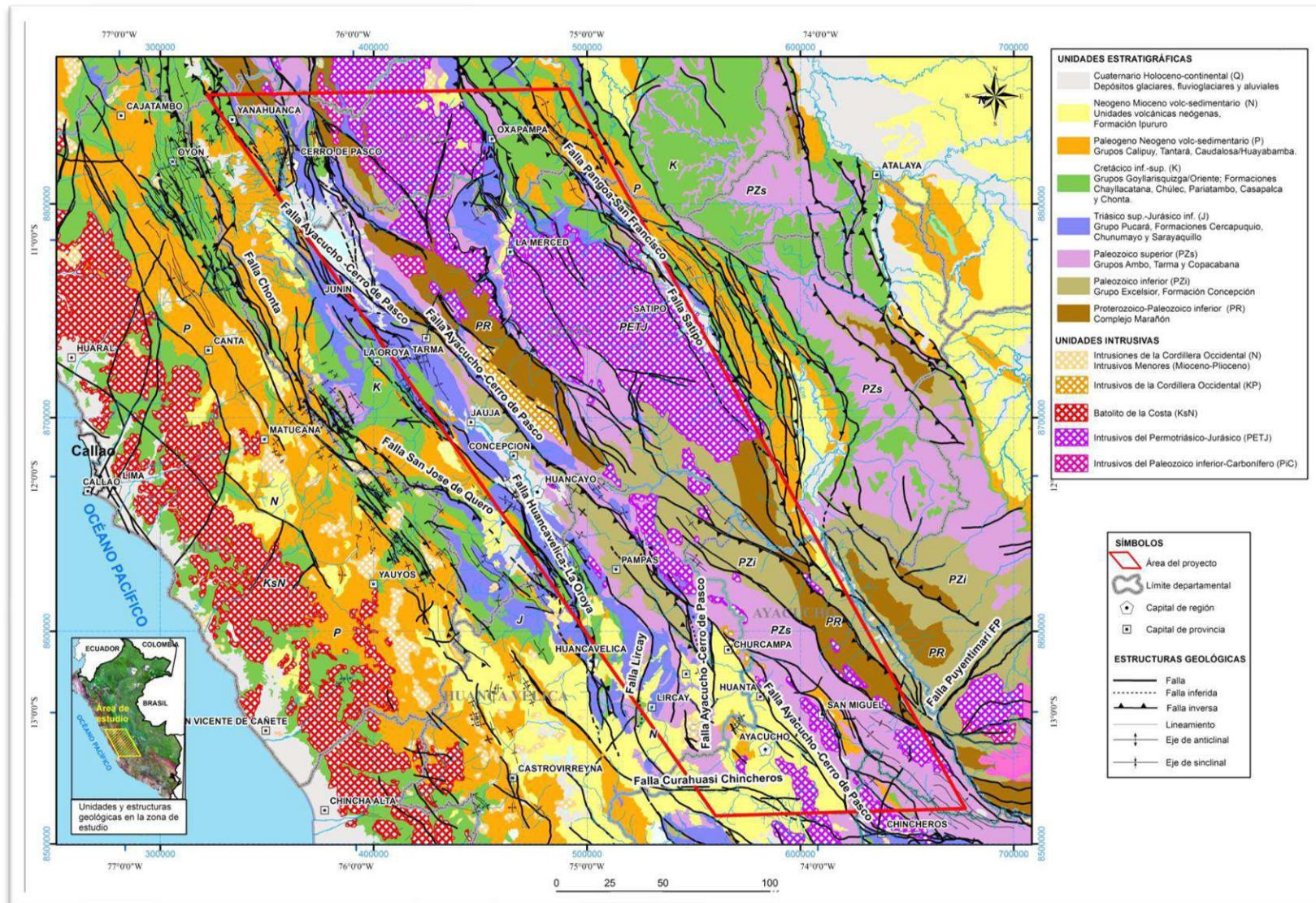


Figura 4.3.- Mapa Geológico de la zona de estudio

ERA	PERIODO	EPOCA	UNIDAD LITOESTRATIGRAFICA	LITOLOGIA	DESCRIPCION LITOLOGICA DE LAS FORMACIONES	
CENOZOICO	CUATERNARIO	Holoceno	DEPOSITOS ALLUVIALES		Arenas, gravas, limos y arcillas depositadas por el arrastre de ríos.	
		Pleistoceno	DEPOSITOS MORRENICOS FLUVIO-GLACIAR		Morrenas mal seleccionadas con clastos angulosos a redondeados con matriz arcillosa.	
	NEOGENO	Plioceno	UNIDADES VOLCANICAS NEOGENAS		Rocas piroclásticas, lavas adesitivas, tobas riolíticas	
		Oligoceno	GRUPO CALIPIVI		Secuencias piroclásticas en bancos gruesos, lavas ácidas e ignimbritas dacíticas.	
	PALEOGENO	Eoceno				
		Paleoceno				
	MESOZOICO	Superior		Fm. CASAPALCA		Moladas continentales conformadas por secuencias de lutitas rojas con intercalaciones de conglomerados, areniscas, arcillas, yesos y carbonatos.
				Fm. CELENDIN		Margas grises a pardo amarillentas con delgadas intercalaciones de calizas de color gris.
		Medio		Fm. JUNASHA		Calizas fosilíferas de color amarillo y gris claro. En la parte superior calizas dolomíticas.
				Fm. PARIATAMBO		Calizas y amargas bituminosas de color negro con intercalación de calizas oscuras tabulares.
			Fm. CHULEC		Lutitas calcáreas. En la base margas interestratificadas con calizas delgadas de coloración amarillenta y grisácea.	
			Fm. CHAYLACATANA		Lavas porfíricas violáceas, ampliamente distribuidas y plegadas.	
Inferior		Grupo GOYLLARISQUEZGA		Fm. FARRAT		
				Fm. CARHUAZ		
				Fm. SANTA		
				Fm. CHIMU		
					Secuencia continental constituida por detritos cuarzosos, lutitas arcillosas, volcánicos lávicos, piroclásticos y calizas.	
Superior						
Medio			Fm. CHUNUMAYO		Intercalación de calizas micríticas con calizas de grano medio a fino, ambas de coloración grisácea; Continuando con secuencias calcáreas grisáceas a marrón claro intercaladas con horizontes arcillosos.	
			Fm. CERCAPUQUIO		Areniscas de grano fino a grueso de color púrpuras gris.	
Inferior	Grupo PUCARA		Fm. CONDORSINGA		Calizas grises a oscuras con nódulos de chert, con contenido fósil de ambiente tipo plataforma.	
			Fm. ARAMACHAY		Lutitas, margas, areniscas calcáreas y calizas bituminosas.	
Superior	Grupo PUCARA		Fm. CHAMBARA		Calizas dolomíticas y areniscas, en partes bituminosas.	
Medio						
Inferior						
PALEOZOICO	PERMICO		Grupo MITU		Contenido principal de volcánicos, con basaltos, riolitas, gabrodioritas y brechas volcánicas con secuencias de conglomerados y areniscas.	
			Grupos COPACABANA TARMA		En la base secuencias detríticas de areniscas y lutitas, y hacia el tope predominio de rocas calcáreas intercaladas con lutitas.	
	CARBONIFERO	Superior		Grupo AMBO		Conglomerados, areniscas y lutitas negras con contenido de plantas fósiles.
		Inferior				
SILURICO			Grupo EXCELSIOR		Lutitas pizarrosas intercaladas con areniscas y limolitas cuarcíferas.	
PROTEROZOICO						

Figura 4.4.- Columna Estratigráfica generalizada de la Cordillera Occidental y valles interandinos



## **CAPÍTULO 5: CARACTERÍSTICAS METALOGENÉTICAS**

En este capítulo mostraremos los datos reunidos, en especial los que se analizaron geoquímicamente, que permitirán correlacionar diversas variables, estableciendo las relaciones de los mismos, identificando los mecanismos de emplazamiento de los depósitos minerales (concentración anómala de elementos químicos) de la Cordillera Oriental del Centro del Perú, y que hemos agrupado como sus características metalogenéticas.

### **5.1. Anomalías geoquímicas**

Para el estudio se tomaron en cuenta consideraciones geológicas y geoquímicas de sedimentos de escorrentía, las que han sido recopiladas, estudiadas e interpretadas con el objetivo de evaluar la distribución de concentraciones anómalas que pudiesen estar relacionadas a depósitos minerales en la Cordillera Oriental del Centro del Perú.

La información base de donde se han extraído los resultados geoquímicos de los sedimentos de quebradas corresponden a los Estudios de Recursos Minerales del Perú, Franjas 3 y 4, publicados por el Ingemmet, en los años 2003 y 2005, respectivamente. Los elementos más interesantes encontrados fueron los elementos Au, Ag, Cu, Mo, Pb, Zn y Sn, W (Figura 5.1).

En el año 2007, mediante un informe ejecutivo interno, el Ingemmet presentó el potencial de uranio del Perú y determinó las unidades geológicas más favorables que lo albergan (Quispe, et al., 2007).

Posteriormente, Rivera et al. (2009) realizaron estudios de las ocurrencias de uranio al sureste del Perú. Determinaron que en los alrededores de Vilcabamba están asociadas a rocas peraluminosas de edad Permotriásica, cuyo origen sería primario; mientras que otras ocurrencias estarían asociadas a rocas peraluminosas, producto de una anatexia cortical Miopliocénica (Macusani) de concentración secundaria.

Tanto Macusani como Vilcabamba se ubican en la Cordillera Oriental, caracterizada por el afloramiento de cuerpos intrusivos que constituirían el eje axial del rift Permotriásico; a lo largo de este eje se presentan cuerpos ígneos peraluminosos que a la fecha están indiferenciados y que son favorables a la concentración de uranio y Tierras Raras (REE).

En el año 2010, se presentó a Ingemmet un informe interno preliminar (Manrique, 2010) que incluyó la caracterización geoquímica de sedimentos de quebradas del depósito de uranio de Macusani y sus alrededores. Como base, se emplearon resultados analíticos procedentes de los Estudios de Recursos Minerales del Perú, Franjas 2 y 3, publicado por el Ingemmet, en los años 2002 y 2003, respectivamente, y donde no se incluyeron los análisis por uranio. Posteriormente, se extrapolaron estos resultados analíticos para caracterizar la región central del Perú.

### **5.1.1. Sedimentos de quebrada.**

#### *5.1.1.1. Elementos Polimetálicos*

Para la caracterización geoquímica por elementos polimetálicos en sedimentos de quebrada se empleó las muestras recolectadas durante la prospección geoquímica regional realizadas por el Ingemmet, entre el 2001 y 2004, y cuyo resultado es el mapa de áreas prospectivas (Ver Figura 5.1).

En Cerro de Pasco, existen anomalías de Au y Ag, pero relacionadas con una contaminación de la mina Cerro de Pasco; en las rocas metamórficas de Huariaca y en los intrusivos Carboníferos de Huachón se encuentran anomalías de Au y Ag; al norte de Huachón, en el límite de Pasco y Huánuco; al este de Oxapampa, en los intrusivos permotriásicos de San Ramón se

observan anomalías de Sn y W; en la Cordillera de Yanachaga, al SO de Oxapampa, en las areniscas del Grupo Goyllarizquisga y las calizas de la Formación Chonta, se observa una anomalía de oro; en la Cordillera de la Viuda, entre Lima y Junín, en las calizas Jumasha, se encuentra una anomalía de Cu y Mo relacionada a las anomalías de Cu y Mo de las mineralizaciones de skarn.

Al norte de Satipo, en la faja paleozoica de areniscas del Grupo Ambo, se evidencia una gran anomalía de Au en las capas rojas del Grupo Mitu, en las calizas del Grupo Pucará, en las areniscas del Grupo Oriente, en las calizas de la Formación Chonta; una anomalía de Sn, en las capas rojas de Formación Chambira, presenta calizas de la Formación Chonta y areniscas del Grupo Oriente. Se presenta también una anomalía de Sn y W relacionada con el granito San Ramón.

En Huancavelica, en Pucajaja, se registra una anomalía de Ag en un skarn, en las calizas del Grupo Pucará; al norte de Ticrapo, en los volcánicos eocénicos Tantará se evidencia una gran anomalía de Cu-Mo; al sur de la ciudad de Huancavelica, se observa una gran anomalía de Pb, Zn y Cu, en los volcánicos Santa Bárbara (Formación Caudalosa) relacionada probablemente a una contaminación minera; al este de Pilpichaca, en los cerros Senegayoc, en las tobas de la Formación Sacsaquero oxidadas, se encuentra una anomalía de W; en Santo Tomás de Pata, se observa una anomalía de Au y polimetálicos en las capas rojas del Grupo Mitu; al NE de Acoria, en el centro de Huancavelica, en las areniscas de los Grupos Ambo Mitu, se observa una pequeña anomalía de Au.

Finalmente, en Ayacucho, al norte de San Miguel, en los intrusivos permotriásicos y las secuencias calcáreas de los grupos Tarma y Copacabana existen anomalías de W y Au, respectivamente; así mismo, en Ayahuanco, en la provincia de Huanta, se observa una pequeña anomalía de Au en las secuencias calcáreas de los grupos Tarma y Copacabana; al SO de San Francisco, en las secuencias metamórficas proterozoicas, se observa una pequeña anomalía de W, tal vez relacionada a un cuerpo intrusivo del Permotriásico.

### 5.1.1.2. Uranio y Tierras Raras.

Mientras, para determinar las áreas prospectivas de uranio y elementos de Tierras Raras, se han tomado en cuenta las características geológicas y geoquímicas de Macusani, un depósito reconocido de uranio y sus alrededores, extrapoladas para la región Central (Cuadro 5.1). Se han considerado: (A) Área anómala en berilio, lantano, itrio y fósforo referida al área de la cuenca (Figuras 5.2, 5.3, 5.4, 5.5) ; (B) Intensidad de las anomalías de berilio, lantano, itrio y fósforo con sus pesos (valoración) asumidas (Cuadro 5.2 y 5.3); (C) Presencia de ocurrencias de uranio (Cuadro 5.4), relación en el Anexo 2; (D) Geología favorable (Cuadro 5.5); y (E) Peso cantidad de muestras anómalas en berilio, lantano, itrio y fósforo (Cuadro 5.3 y 5.6). Se le han asignado pesos relativos a cada uno de estos parámetros y la sumatoria (F) ha permitido ordenar las áreas prospectivas desde las de mayor prioridad hasta las de menor prioridad prospectiva (Cuadro 5.7) (G). Siguiendo este criterio, se han identificado once (11) áreas prospectivas (Cuadro 5.8 y Figura 5.6) (Tomado de Valencia et al, 2017).

Finalmente, para determinar el nivel de prioridad de las áreas prospectivas, se ha ordenado la sumatoria obtenida para cada una de ellas (F) en forma decreciente, dividiéndolas en tres grupos con igual número de áreas (Figura 5.7 y 5.8), asignándole al primer grupo la Prioridad 1, al grupo intermedio la Prioridad 2 y al tercer grupo la Prioridad 3. Asimismo, se las ha subdividido de acuerdo al valor de F y para efectos de visualización de prioridades (ver Cuadro 5.1).

La ubicación de las 15 áreas prospectivas y su entorno geológico se resumen en el Cuadro 5.8, y en la Figura 5.6 describiéndose seguidamente sus principales características.



**Cuadro 5.1.- Áreas prospectivas por Prioridades para U y Tierras Raras en la zona de estudio y la metodología usada**

Área Prospectiva	Anomalías	Intensidad	(A)	(B)	(C)	(D)	(E)	(F)	(G)	
Janchiscocha-San Vicente	La,Y,P,Be	Y:3,La:3,Be:3,P:3	3	3	1	3	4	14	1	1A
Huarón-Alejandria-Morococha	La,Y,P,Be	P:2,La:2,Y:2,Be:1	3	2	2	2	3	12		1B
Ayacucho	La,Y,P,Be	Be:2,La:3,Y:3,P:2	3	3	0	3	3	12		1B
C°Pasco - Colquijirca	La,Y,P	La:1,Y:2,P:2	2	2	2	3	2	11		1C
Ambo	La,Y	La:3,Y:2	2	3	0	3	3	11		1C
Ocoro-Fundo Jarhuas	La,Y,P,Be	P:3,La:1,Y:2,Be:1	1	2	2	3	2	10	2	2A
San Pedro de Coris-Cobriz	La,P,Be	La:2,P:2,Be:1	2	2	0	3	2	9		2B
San Alberto	La,Y,P,Be	Y:2,La:1,P:1,Be:1	1	1	1	3	1	7		2C
Moya-Pucajaja-Huancavelica	La,Y,P,Be	P:2,Y:1,La:1,Be:1	1	1	1	2	2	7		2C
Villa Rica	P,Y	P:3,Y:1	1	2	0	2	1	6	3	3A

(A): Peso por Area Anómala; (B): Intensidad anomalía; (C): Ocurrencia Uranio; (D): Geología Favorable; (E): Peso cantidad de Muestras anómalas; (F): Sumatoria (A+B+C+D+E); (G): Prioridad

$$B = \frac{\text{Peso Anomalía La} + \text{Peso anomalía Y} + \text{Peso Anomalía Be} + \text{Peso Anomalía P}}{\text{Número elementos anómalos}}$$

*Fuente: Modificado de Valencia et al.(2017).*

**Cuadro 5.2.- Peso de áreas para considerar en la intensidad en Cuadro 5.3**

Peso Área Anómala (A)	Área Anómala (Km <sup>2</sup> )
3	> 4,000
2	1,000 - 4,000
1	< 1,000

*Fuente: Modificado de Valencia et al.(2017).*

**Cuadro 5.3.- Peso de intensidad de anomalías**

Elemento	Intensidad de anomalía (B)	Tipo de Anomalía	Valor
La	3	Anomalía fuerte	> 100 ppm
	2	Anomalía moderada	50 - 100 ppm
	1	Anomalía débil	30 - 50 ppm
Y	3	Anomalía fuerte	> 80 ppm,
	2	Anomalía moderada	30 - 80 ppm
	1	Anomalía débil	13 - 30 ppm
Be	3	Anomalía fuerte	> 5 ppm
	2	Anomalía moderada	2.5 - 5 ppm
	1	Anomalía débil	1.4 - 2.5 ppm
P	3	Anomalía fuerte	> 0.4%
	2	Anomalía moderada	0.2 - 0.4%
	1	Anomalía débil	0.14 - 0.2%

*Fuente: Modificado de Valencia et al.(2017).*

**Cuadro 5.4.- Peso de Ocurrencias de Uranio**

Ocurrencia Uranio (C)	Observación
2	2 ocurrencias
1	1 ocurrencia

*Fuente: Modificado de Valencia et al.(2017).*

### Cuadro 5.5.- Geología Favorable

Geología Favorable (D)	Contexto Geológico
3	Cordillera Oriental, Cuerpos intrusivos paleozoicos Secuencias sedimentaria y metamórficas paleozoicas, rocas volcánicas Paleógenas y/o Neógenas (opcional)
2	Secuencias sedimentarias Jurásicas y Cretácicas, rocas volcánicas Paleógenas y/o Neógenas

Fuente: Modificado de Valencia et al.(2017).

### Cuadro 5.6.- Número de muestras anómalas

Peso cantidad de muestras anómalas (E)	# Muestras con Anomalías Moderadas en Be y/o La y/o Y y/o P
4	> 50 muestras
3	10 - 50 muestras
2	3 - 10 muestras
1	1 - 3 muestras
0	Ninguna muestra

Fuente: Modificado de Valencia et al.(2017).

### Cuadro 5.7.- Número de anomalías moderadas

Área Prospectiva	Muestras con # Anomalia Moderada	Peso Anomalia Moderada
Janchiscocha- San Vicente	221	4
Huarón-Alejandria-Morococha	25	3
Ayacucho	25	3
Ambo	19	3
C° Pasco - Colquijirca	8	2
Ocoro-Fundo . Jarhuas	5	2
Moya-Pucajaja-Huancavelica	5	2
San Pedro de Coris-Cobriza	4	2
San Alberto	1	1
Villa Rica	1	1

Fuente: Modificado de Valencia et al.(2017).

**Cuadro 5.8.- Áreas Prospectivas para REE. Valencia et al.(2017).**

PROSPECTO	ESTE	NORTE	Prioridad	Elemento Anómalo	Geología
AMBO	390000	8870200	2	La-Y-Nb	Intrusivos Permo-Triásicos Gneiss Precambrianos (aislados) volcano-sedimentarios Miocénicos
CERRO DE PASCO COLQUIJIRCA	389200	8815000	1	La-Y-P	Sec. Sedimentarias marinas Triásico sup-Jurásico inf Por el Este Intrusivos Permo-Triásicos Sedimentarios Pérmicos continentales. Gneiss Precambrianos
SAN ALBERTO	441000	8838000	2	La-Y-P-Be-Nb	Intrusivos Permo-Triásicos (aislados) Volcano-sedimentarios Miocénicos
VILLA RICA	460000	8811000	3	P-Y	Sec. Sedimentarias marinas Triásico sup-Jurásico inf  Secuencias Sedimentarias marinas Cretáceo inferior-superior
HUARON ALEJANDRIA MOROCOCHA	404000	8728000	1	La-Y-P-Be	Secuencias sedimentarias Marinas Triásico superior-Jurásico Inferior  Secuencias sedimentarias marinas Cretáceo Inferior-superior
JANCHISCOCHA SAN VICENTE	499600	8736000	1	La-Y-P-Be-Nb	Intrusivos Permo-Triásicos Gneiss Precambrianos
MOYA PUCAJAJA HUANCAVELICA	488000	8607000	2	La-Y-P-Be	Secuencias sedimentarias marinas Triásico sup-Jurásico Inf Volcáno-sedimentarios contin.
OCORO FUNDO JARHUAS	530500	8602000	2	La-Y-P-Be	Secuencias sedimentarias marinas Triásico superior-Jurásico Inferior  Secuencias continentales Pérmico
SAN PEDRO DE CORIS COBRIZA	577000	8600000	2	La-P-Be	Secuencias sedimentarias marinas Carbonífero superior-Pérmico Intrusivos Permo-Triásicos Al oeste secuencias volcano-seds continentales Miocénicas
AYACUCHO	605400	8532000	1	La-Y-P-Be	Norte: Secuencias volcano- sedimentarias del Mioceno  Centro y Sur: Intrusivos Permo- Triásicos  Secuencias sedimentarias del Carbonífero superior-Pérmico

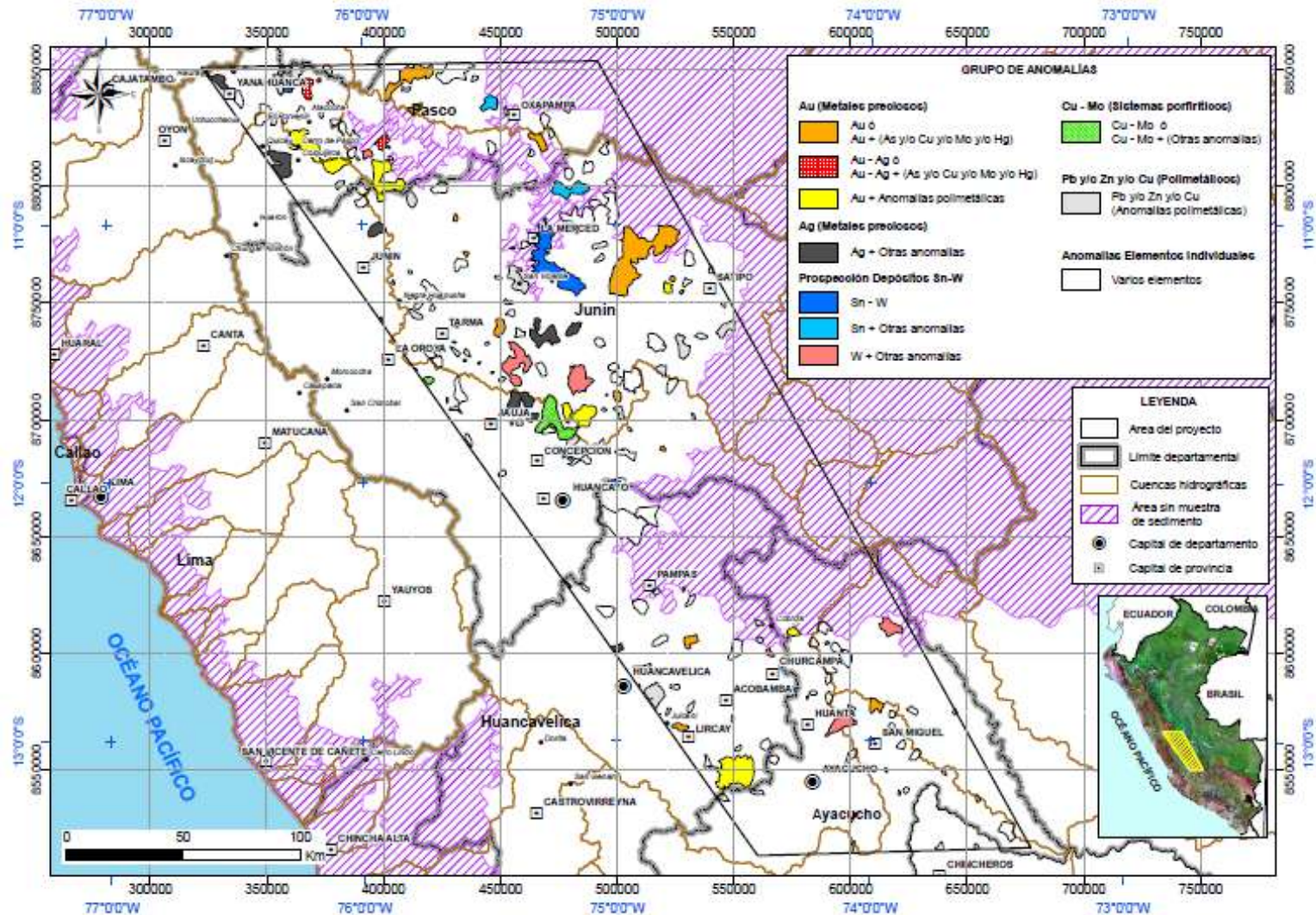


Figura 5.1.- Mapa de Anomalías Polimetálicas en el área de estudio

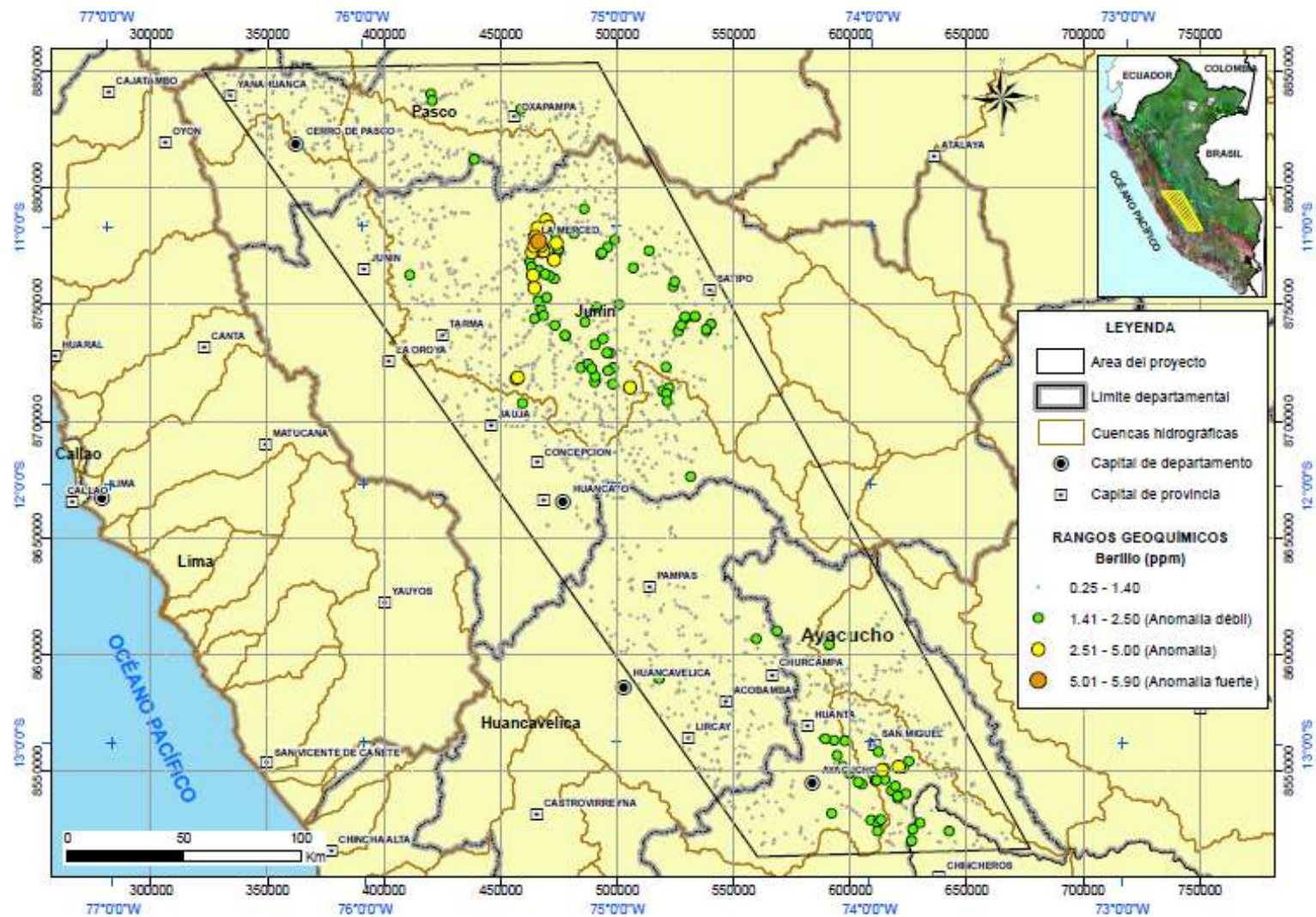


Figura 5.2. Anomalías geoquímicas de Be del área de estudio

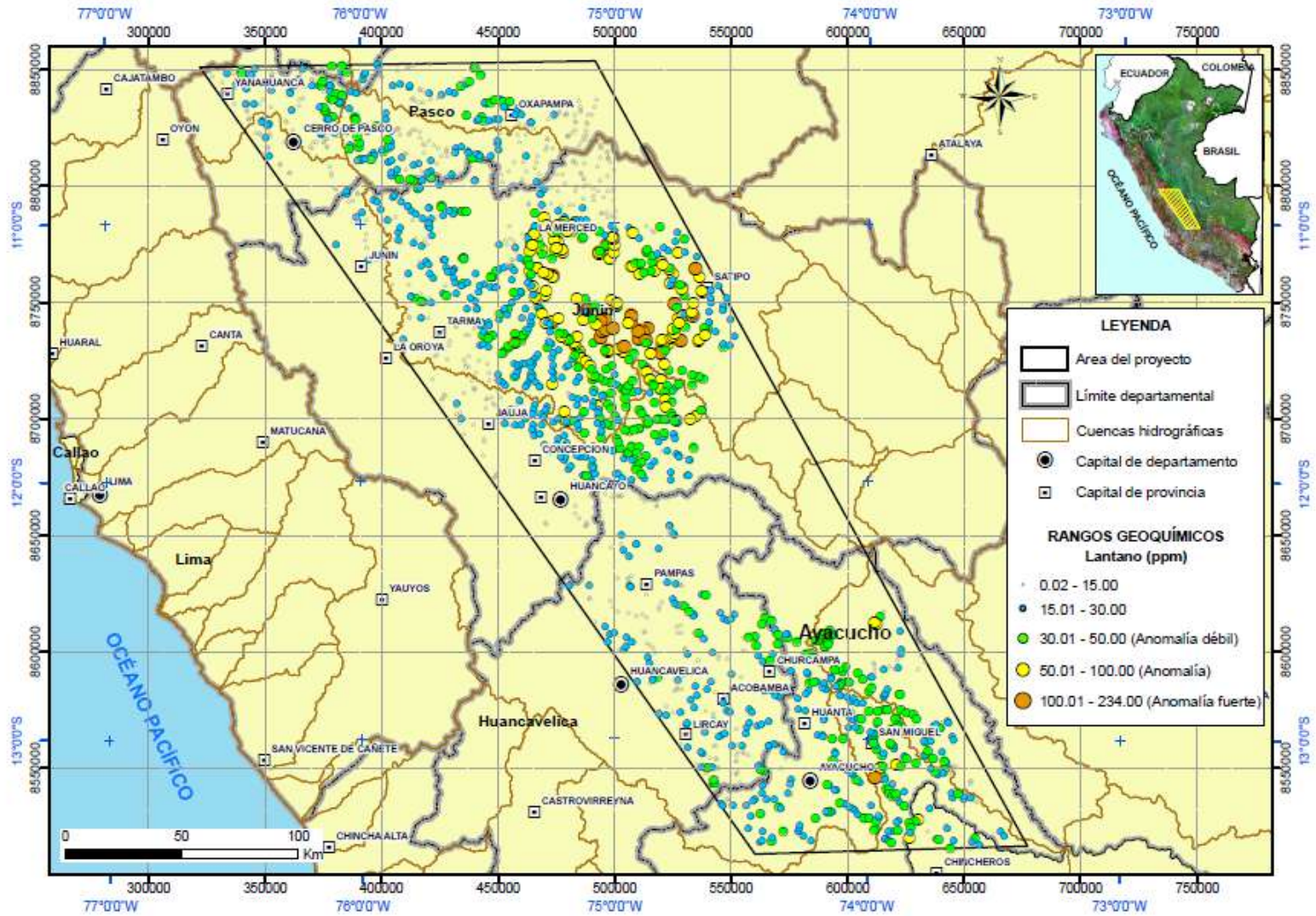


Figura 5.3. Anomalías geoquímicas de La del área de estudio

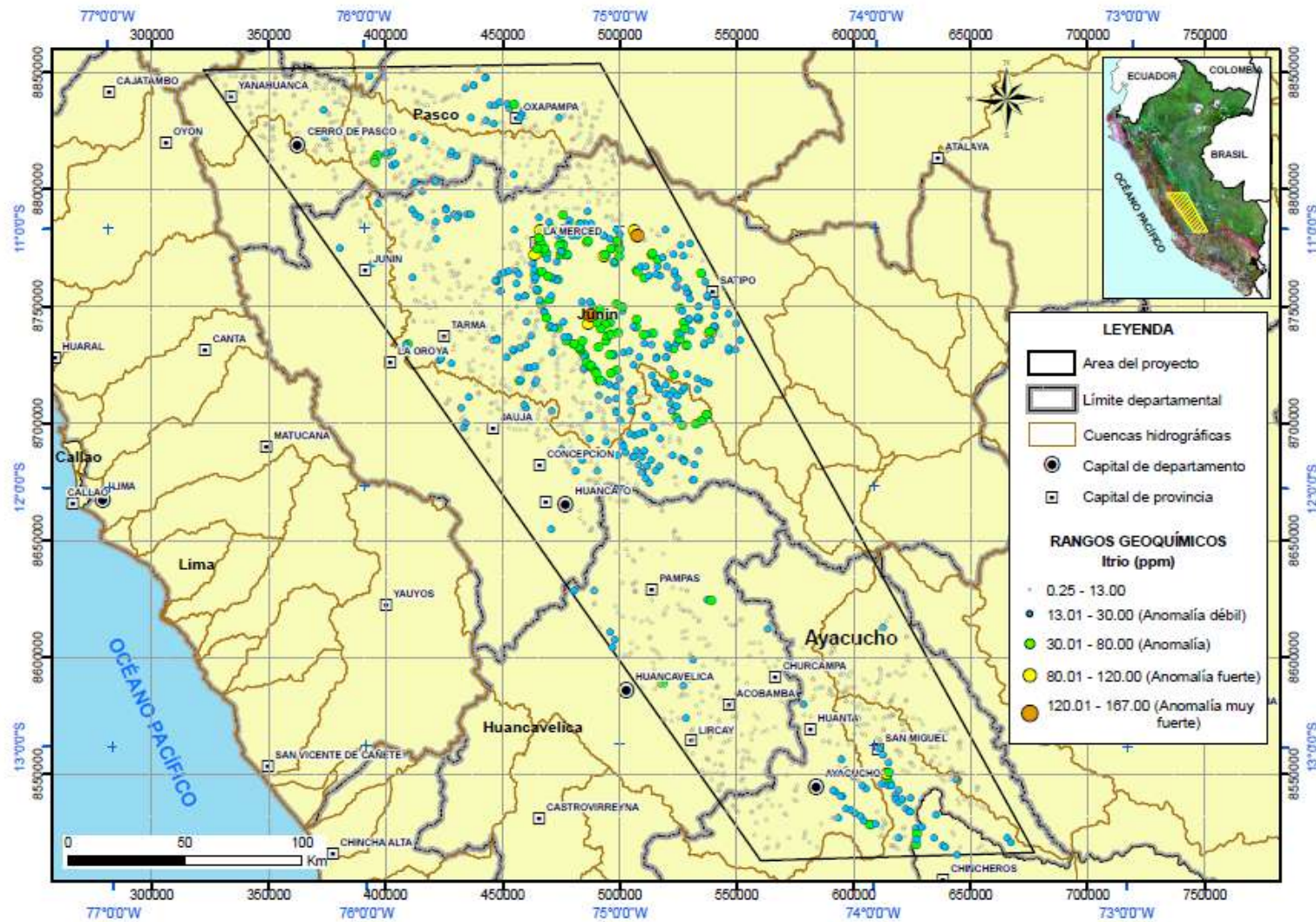


Figura 5.4. Anomalías geoquímicas de Y del área de estudio



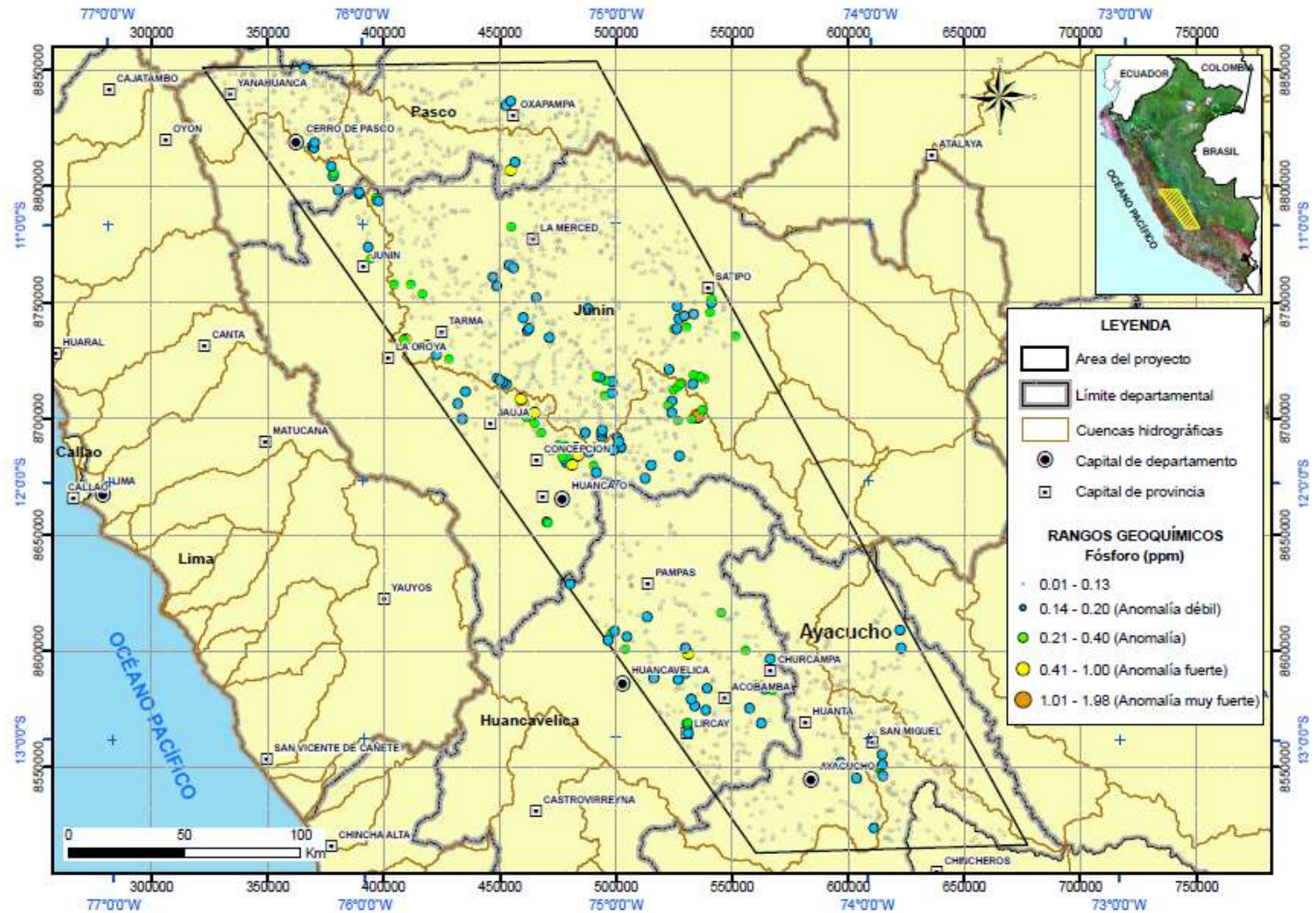
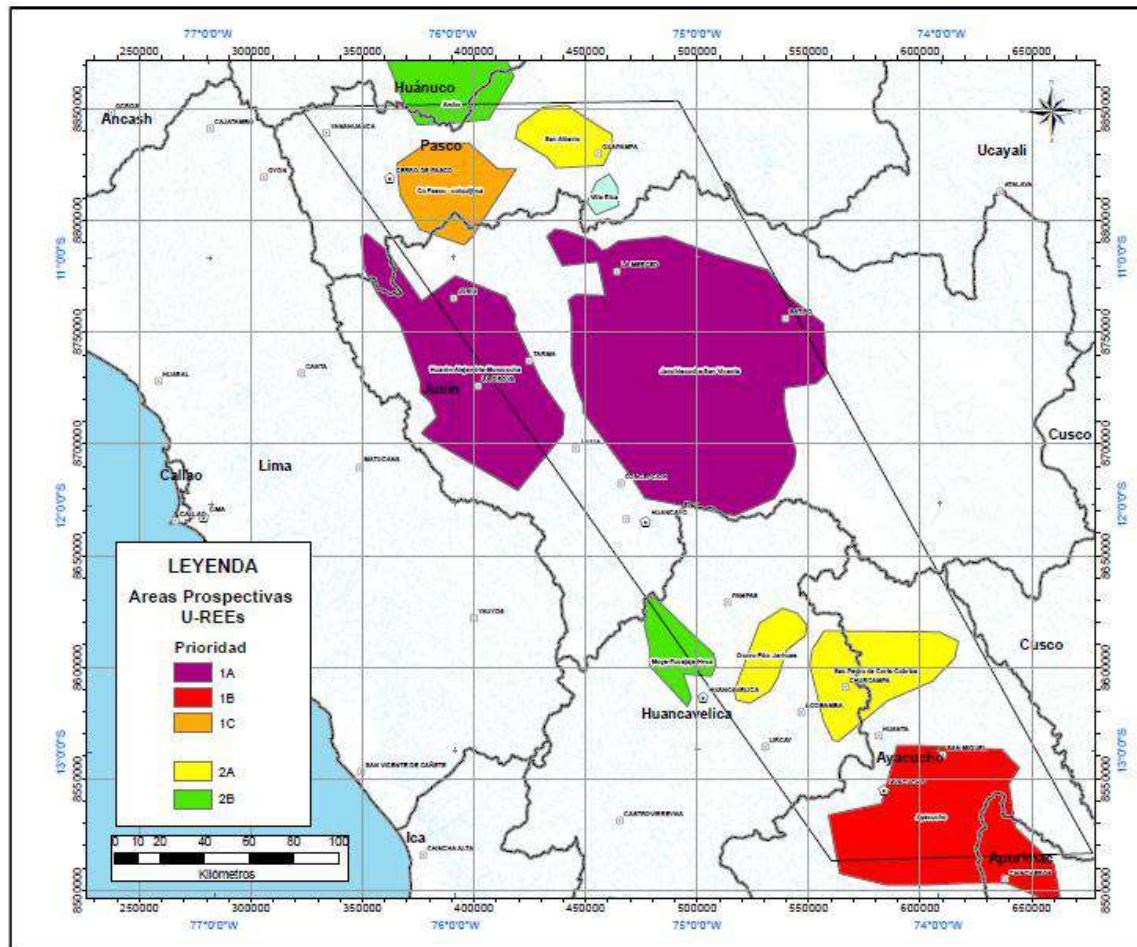
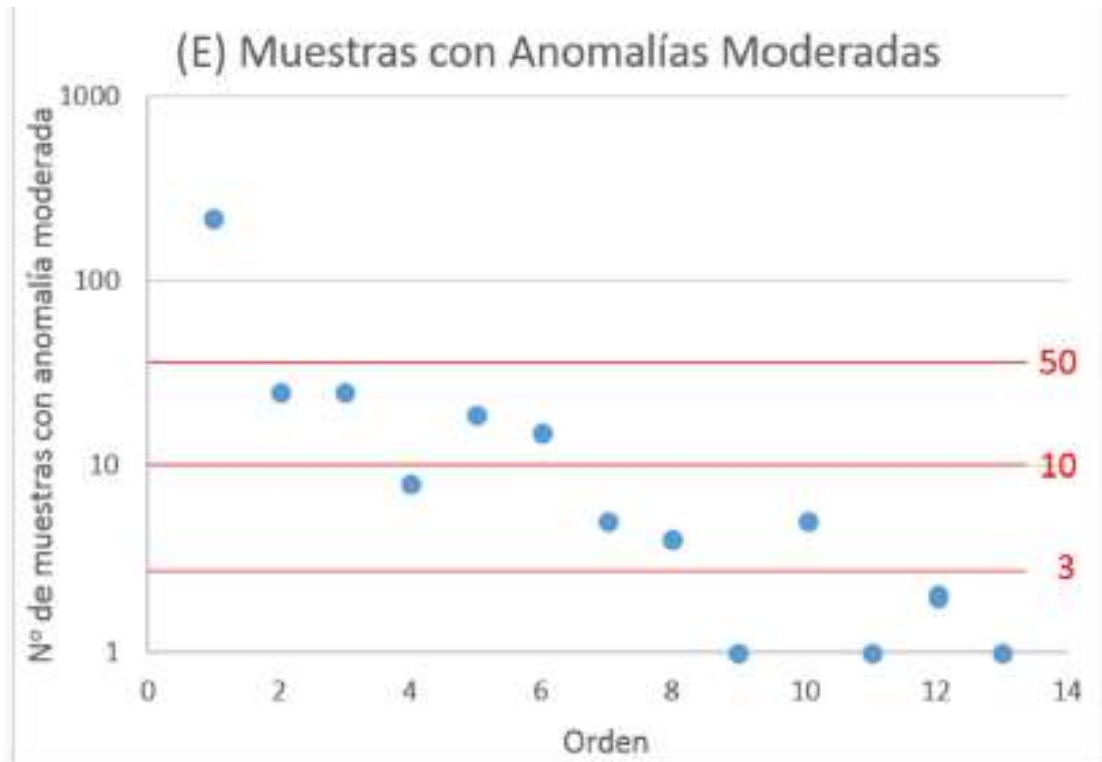


Figura 5.5. Anomalías geoquímicas de P del área de estudio

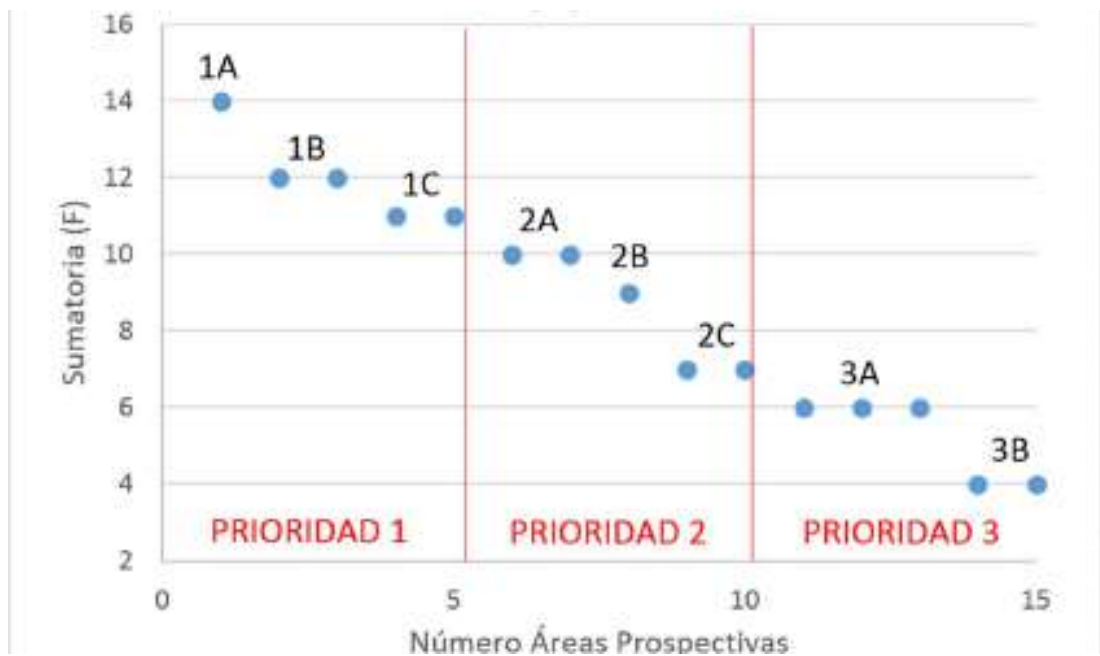


**Figura 5.6. Áreas prospectivas de U y REE por prioridades para el centro del Perú.**

Para determinar las áreas prospectivas de uranio y elementos de Tierras Raras, se han tomado en cuenta las características geológicas y geoquímicas del depósito de Macusani, un depósito reconocido de uranio y sus alrededores, extrapoladas para la región Central. Se han considerado las anomalías de las figuras 5.2, 5.3, 5.4, 5.5. Para las relaciones encontradas hemos considerado los cuadros 5.1, 5.2, 5.3, 5.4, 5.5, 5.6, 5.7 y 5.8. Para la clasificación gráfica de las áreas prospectivas ver la figura 5.7 y 5.8.



**Figura 5.7. Segmentación de pesos de anomalías.** Valencia et al.(2017)  
 En base al cuadro 5.6 cuya segmentación se ve en rojo, se ha ordenado (de 0 al 14) la sumatoria de las áreas prospectivas (F) clasificadas en la figura 5.8



**Figura 5.8. Representación gráfica de niveles de prioridad para áreas prospectivas.** Valencia et al.(2017)  
 En base al cuadro 5.6 y la figura 5.7 se han dterminado tres prioridades respresentadas en la figura 5.6

### **5.1.2. Rocas (Geoquímica)**

La zona de estudio es de alta importancia metalogenética. Cubre tanto aspectos de yacimientos metálicos como algunas consideraciones sobre los elementos de Tierras Raras (REE) y el uranio.

Para este trabajo se realizó un muestreo de rocas (de unidades magmáticas frescas y/o mineralizadas de los depósitos estudiados) por el método de fragmentos de rocas (rock chip) de tipo selectivo no sistemático (ver Anexo 1, Anexo 2, y Figura 5.9); es decir, con una regla fija para el muestreo, pero en el que la muestra cumpla con las siguientes condiciones:

- Ser representativa de las diferentes partes de la unidad a muestrear.
- Ser proporcional a las diferentes partes de la unidad.
- No estar contaminada, esto significa que se deben tomar todas las precauciones posibles para evitar las influencias extrañas a la parte muestreada.

En total, fueron analizadas 105 muestras (Anexo 2) para determinar las concentraciones de 55 elementos, mediante el método de ICP-Masa para Análisis Multielemental, con fusión de peróxido de sodio.

Las franjas metalogenéticas (Figura 5.10) representan épocas de mineralización que se extienden a lo largo de toda el área de estudio, y que están controladas por el magmatismo y los sistemas de fallas regionales. Se han reconocido tres eventos magmáticos en la zona:

- a) Magmatismo y metamorfismo en rocas paleozoicas y del Permotriásico-Jurásico

Están representadas por los intrusivos del Paleozoico inferior-Carbonífero, en el norte del área, así como por los grandes cuerpos del Permotriásico-Jurásico (ver Figura 4.3), ambos en la base de la Cordillera Oriental (ver Figura 4.2, de mapa geomorfológico).

Este magmatismo ha configurado las características de las franjas metalogenéticas en el sector oriental, en las unidades del Paleozoico inferior del Ordovícico-Silúrico-Devónico (franja I) y en los intrusivos del Pérmico que

intruyen rocas carbonatadas (franja III). Los intrusivos pérmicos formaron skarn en las calizas pensilvanianas e hidrotermalismo en las mismas unidades intrusivas. Finalmente, un metamorfismo del Paleozoico y/o más joven terminó con removilizar el oro en algunas de las unidades paleozoicas.

b) Arco volcánico de la costa central del Cretáceo-Paleoceno

Se caracteriza por un vulcanismo submarino que originó depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos en el borde de una Cuenca del Cretácico inferior, y se intercalan con numerosas secuencias sedimentarias que en conjunto forman el denominado Grupo Casma, emplazados a lo largo de los niveles más bajos del flanco oeste de la Cordillera Occidental (unidad Cretácico inferior-superior de Figura 4.3), en el límite de la zona de estudio. Sus últimos pulsos magmáticos se relacionan con los periodos iniciales del Batolito de la Costa, con los que comportan la misma ubicación geográfica (ver unidades intrusivas de Figura 4.3 y Figura 4.2 de mapa geomorfológico). Se le relaciona con la franja XI de sulfuros masivos volcanogénicos de Pb-Zn-Cu del Cretácico superior-Paleoceno.

c) Magmatismo andino del Cretácico-Cenozoico.

Está representado por las grandes unidades intrusivas del Batolito de La Costa (ver Figura 4.3) alineadas en dirección NO-SE, en el flanco oeste de la Cordillera Occidental (Figura 4.2 de mapa geomorfológico). Además, se alinea con una serie de intrusiones de pequeña extensión de edad Neógena a lo largo de ambos flancos de la Cordillera Occidental y que son casi contemporáneas con una serie de unidades volcánicas neógenas y con las últimas del Grupo Calipuy (ver Figura 4.3 de unidades geológicas). Mientras tanto, en la Cordillera Oriental (ver Figura 4.2 de mapa geomorfológico), un grupo de intrusiones de pequeña extensión se emplazaron siguiendo la orientación andina; en la zona de Huancavelica se relacionan con los volcánicos Neógenos (ver Figura 4.3).

Estas unidades magmáticas han sufrido el efecto de tres fases tectónicas andinas: Peruana (Cretáceo superior), Inca (Paleoceno-Eoceno) y Quechua (Quechua) que originaron varios tipos de depósitos hidrotermales de diversas edades: pórfidos, skarn, y epitermales de Au-Ag, estos últimos hospedados en rocas volcánicas y sedimentarias. Estas unidades se relacionan con numerosas franjas: franja IX de depósitos de Au-Pb-Zn-Cu, relacionadas con intrusivos de Cretácico superior; franja XVI de depósitos tipo Mississippi Valley (MVT) de Pb-Zn, del Eoceno-Mioceno; franja XVII de epitermales de Au-Ag del Eoceno y depósitos polimetálicos del Eoceno-Oligoceno-Mioceno; franja XVIII de epitermales de Au-Ag del Oligoceno; franja XX de pórfidos de Cu-Mo-Au, skarns de Pb-Zn-Cu-Ag y depósitos polimetálicos relacionados con intrusiones del Mioceno; franja XXI-A de epitermales de Au-Ag hospedados en rocas volcánicas; franja XXI-B de epitermales de Au-Ag hospedados en rocas sedimentarias; y franja XXIII de epitermales de Au-Ag del Mio-Plioceno.

#### *5.1.2.1. Polimetálicos*

En el trabajo se realizó un muestreo selectivo de las principales ocurrencias de la zona de estudio (Figura 5.9) y dio como resultado los análisis del anexo análisis Químico (Anexo 2 y 3). En ella destacan las anomalías en rocas:

*5.1.2.1.1. Franja III de depósitos de U-W-Sn-Mo, Au-Cu-Pb-Zn relacionados con intrusivos y pórfidos skarns Cu-Ag del Pérmico Triásico.*

##### *5.1.2.1.1.1. Cobriza*

La mineralización de Cobriza ha tenido numerosos cambios diagenéticos y metamórficos, desde la disolución, cristalización y oxidación hasta la formación del skarn. Así, las actuales texturas y asociaciones minerales son el resultado de transformaciones causadas por diagénesis, metamorfismo regional y evolución tectónica del área, las que parcialmente oscurecen a las primeras características de mineralización (Huamán et al., 1990).

#### *5.1.2.1.1.2. Huachón*

Según información recopilada, se conoce que en la zona se produce 0.5 g por lata. Entonces, 2 latas equivalen a un saco, probablemente alrededor de 50 kg; es decir, tenemos 2 g de Au por 100 kg, lo que hace un promedio de 20 g/t Au. De acuerdo a Defago et al. (2006), se tienen leyes de hasta 70 g/t Au. En el sector denominado Socorro, ubicado a 4 km al SO de Huachón, las leyes de oro están entre 5-6 g por lata.

Los análisis químicos de nuestras muestras recolectadas indican valores de hasta 200 g/t de Ag y 1% de Pb y Zn, además de 0.5 % de Cu y hasta 5 g/t de Au.

#### *5.1.2.1.1.3. Mina Tunsho*

Muestras recolectadas dieron valores de 30 g/t de Ag y una ligera anomalía geoquímica en Tierras Raras (REE). En las rocas volcánicas, las concentraciones del total de óxidos de tierras raras (TREO) son de 0.03 %.

#### *5.1.2.1.1.4. Mina Chuco II*

La mineralización de hierro es masiva, constituida por magnetita, especularita, hematita, jarosita, oligisto y como ganga cuarzo. Una muestra recolectada (GE2712-069) por fragmento de rocas (rock chip) dio valores de 6 g/t de Ag, y concentraciones anómalas de 160 ppm de Sn y 300 ppm de W.

#### *5.1.2.1.1.5. Proyecto Dorita*

La muestra GE2712-081 contiene 9 g/t de Ag y una ligera anomalía geoquímica en Tierras Raras (REE) con valores de 0.05 % TREO en las rocas dacíticas del Grupo Mitu.

#### *5.1.2.1.2. Franja XVI de depósitos tipo Mississippi Valley (MVT) de Pb-Zn del Eoceno-Mioceno*

##### *5.1.2.1.2.1. San Vicente*

Estudios isotópicos indican que San Vicente se formó en la etapa de diagénesis, a una profundidad de enterramiento de 2-3 km, alcanzada a fines del Jurásico (Fontboté & Gorzawski, 1990). Sin embargo, se observa un control estructural que condicionó el emplazamiento final de las menas económicas asociadas a la estructuras tipo zebra (intercalaciones rítmicas de las dolomías blancas y negras). Estas estructuras se habrían iniciado durante el fallamiento inverso regional o durante las aperturas de los planos de debilidad preexistentes, como la estratificación, ocurridos durante el Mioceno superior (Badoux et al., 2001).

##### *5.1.2.1.2.2. Shalipayco*

Se tienen datos de 5 % Pb en el Manto La Virgencita. En el Manto Resurgidora se tienen leyes de Pb de 2-3 % y de Zn de 3-2 %, muy bajas. Además, muestras recolectadas (GE2712-254) dieron valores de 80 g/t de Ag en un manto mineralizado de esfalerita, también con valores de 7 ppm de U.



*5.1.2.1.2.3. Franja XVII de epitermales de Au-Ag del Eoceno y depósitos polimetálicos del Eoceno-Oligoceno-Mioceno*

*5.1.2.1.2.3.1. Atacocha*

Las muestras recolectadas en menas por el método de fragmentos de rocas dieron valores de 46 g/t de Ag y 1% de Pb.

*5.1.2.1.2.3.2. Negra Huanusha*

La muestra No. GE2712-098 reporta 200 g/t de Ag y 1 % de Cu en las areniscas del Grupo Mitu. A esta mineralización se le asocia una concentración de 9 ppm de U.

*5.1.2.1.2.3.3. Estrella*

El proyecto Estrella sería un depósito epitermal emplazado en rocas paleozoicas. Algunos niveles argilizados en las tobas dieron valores de 9 g/t de Ag (GE2711-022).

*5.1.2.1.2.3.4. Yanahuilca*

En la muestra GE2711-028 se tiene 1 % de Cu y 200 g/t de Ag. Yanahuilca correspondería a un depósito epitermal emplazado en rocas paleozoicas de los grupos Ambo y Mitu.

#### *5.1.2.1.2.4. Franja XXI-A de epitermales de Au-Ag hospedados en rocas volcánicas*

##### *5.1.2.1.2.4.1. Cerro de Pasco*

En el presente estudio, las muestras recolectadas (GE2712-261 y GE2712-262) dieron valores de 1 % de Pb y Zn, así como de alrededor 200 g/t de Ag. Además, hay una ligera anomalía geoquímica de 19 ppm de U (GE2712-261) en una mena de galena, esfalerita, calcopirita, pirita y platas rojas.

##### *5.1.2.1.2.4.2. Distrito minero de Colquijirca: Colquijirca-Marcapunta-San Gregorio*

La zona de Marcapunta presenta leyes de 1 a 2 g/t de Au y con tonelaje no reconocido del todo (Bendezú et al., 2003), pero estimaciones recientes —según comunicación personal— ofrecen 45 Mt para el sector de Marcapunta Norte, con leyes de 1.8 % Cu, 12.4 g/t de Ag, 0.5 g/t de Au; en Marcapunta Oeste, existen 75 Mt con leyes de 1.3 % Cu, 0.6 g/t de Ag, 0.8 g/t de Au, pero se tienen valores de 65 g/t de Ag. En Smelter existen 15 Mt con leyes de 1.3 % Cu, 0.6 % de Pb, 1.10 % Zn y 37 g/t de Ag. Colquijirca tiene 65 Mt, con leyes de 2.2 % Zn, 10.8 % Pb, 24.8 g/t de Ag, pero muestras tomadas para este estudio en Colquijirca presentan valores de hasta 200 g/t de Ag y 1 % de Cu para la muestra GE2712-032 de uno de los cuerpos con pirita y enargita, y valores de 1 % Pb y 1 % Zn para la muestra GE2712-031. Además, hay una ligera anomalía geoquímica con valores de 0.03 % en TREE (Total Óxidos de Tierras Raras) y de casi 100 ppm de U en una de las menas para la misma muestra GE2712-032. Finalmente, San Gregorio tiene leyes de 8 % Zn, 1 % Pb, 31 g/t de Ag; mientras en el intrusivo de Marcapunta se tiene una muestra (GE2712-032) con un registro de 1500 ppm de Sn.

### 5.1.2.2. Uranio

El uranio es un elemento fundamentalmente litófilo muy concentrado en la litósfera superior, su radio iónico muy grande (103) el que no permite su entrada en cantidades importantes en los minerales petrográficos comunes, por lo que su concentración se da en soluciones residuales fuertemente diferenciadas junto con las REE, y por lo tanto se presenta en mayor concentración en las rocas ígneas de los últimos diferenciados (granitos y pegmatitas sieníferas).

Los depósitos de uranio se ubican en una gran variedad de ambientes geológicos y por su origen podemos considerar depósitos primarios y depósitos secundarios.

Los depósitos primarios más conocidos están asociados a vetas hidrotermales, cuerpos intrusivos graníticos, pegmatitas y ambientes neumatolíticos.

Los depósitos secundarios son entendidos como la reconcentración de uranio procedente de fuentes primarias debido a su gran solubilidad, y cuyo principal agente son las aguas meteóricas y/o subterráneas bajo condiciones de oxidación. El uranio en solución se presenta en forma hexavalente y precipita como uranio tetravalente al pasar a condiciones reductoras por presencia de materia carbonosa principalmente, así tenemos depósitos en areniscas, depósitos asociados a fosfatos y depósitos asociados a vanadio.

Para el Perú, el IPEN e INGEMMET han inventariado ocurrencias de uranio, destacando por su volumen las de Macusani en Puno y Bayóbar en Piura, el primero asociado a rocas volcánicas y el segundo a depósitos de fosfatos.

Estudios sobre las ocurrencias de uranio del sureste del Perú indican que el uranio está asociado a rocas peraluminosas de edad Permotriásicas (Vilcabamba) cuyo origen sería primario; mientras otras ocurrencias estarían asociadas a rocas peraluminosas producto de una anatexia cortical Mio-Pliocénica (Macusani) de concentración secundaria (Rivera et al, 2011).

Tanto Macusani como Vilcabamba, se ubican a lo largo de la Cordillera Oriental, caracterizada por el afloramiento de cuerpos intrusivos que constituirían el eje axial del rift Permotriásico. Los estudios mostraron que a lo largo de este eje se tienen cuerpos ígneos peraluminosos que a la fecha están

indiferenciados y que son favorables a la concentración de uranio y REEs. Los cuerpos ígneos Permotriásicos, por lo tanto, constituyen un metalotecto por uranio y REEs debiendo identificarse aquellos de naturaleza peraluminosa (Rivera et al, 2011).

En base a la bibliografía revisada, se determinaron una serie de ocurrencias de uranio (Anexo 5); sin embargo, en base a las muestras recolectadas (Anexo 1, Figura 5.9), se encontraron las siguientes áreas anómalas en el campo, sobre la base de datos geoquímicos (Anexo 2):

1. La Victoria-Dos de Mayo: Se encuentra en las coordenadas UTM 449198 E y 8828699 N (GE2712-125); los valores geoquímicos de más de 1 % de U corresponden a un suelo arcilloso limoso, resultante de la erosión de un cuerpo subvolcánico tipo Pórfido dacítico que está cortando a los Monzogranitos de San Ramón.
2. Progreso (Vía La Merced-Pichanaqui): En las coordenadas UTM 463478 E y 8775709 N (GE2712-121), se tienen valores geoquímicos de 246 ppm de U, correspondientes al granito rosado de San Ramón.
3. Colquijirca: En las coordenadas UTM 358132 E y 8806734 N (GE2712-032), como se mencionó anteriormente (ver Distrito Minero de Colquijirca), los valores geoquímicos de 97 ppm de U corresponden a una mena mineralizada del Grupo Pucará.
4. Cerro de Pasco: En las coordenadas UTM 360100 E y 8823160 N (GE2712-261), se han obtenido valores geoquímicos de 19 ppm de U, que corresponden a una mena de la Formación Chambará de la mina de Cerro de Pasco.
5. Comas-Puente: En las coordenadas UTM 490535 E y 8705968 N (GE2712-059), los valores geoquímicos de 16 ppm de U corresponden a la Secuencia Metamórfica Marairazo-Huaytapallana.
6. Gramazu: En las coordenadas UTM 449411 E y 8828754 N (GE2712-127), se tienen valores geoquímicos de 12 ppm de U, correspondientes a un suelo arenoso, erosionado de un cuerpo subvolcánico tipo Pórfido dacítico que está cortando a los Monzogranitos de San Ramón.

7. Chipa: En las coordenadas UTM 396565 E y 8822188 N (GE2711-064), se tienen valores geoquímicos de 11 ppm de U, correspondientes al Monzogranito de Ranyac.

8. Pampamichi (Vía La Merced-Pichanaqui): En las coordenadas UTM 473159 E y 8789433 N (GE2712-115), los valores geoquímicos de 11 ppm de U corresponden al sienogranito de San Ramón.

9. Santa Cruz: En las coordenadas UTM 463819 E y 8772543 N (GE2712-111), el granito rojo meteorizado de San Ramón presenta valores geoquímicos de 11 ppm de U.

10. San Martín (quebrada Churumazu): En las coordenadas UTM 450536 E y 8837465 N (GE2712-128), se han obtenido valores geoquímicos de 9 ppm de U en las areniscas del Grupo Mitu.

11. Mina Negra Huanusha: En las coordenadas UTM 406847 E y 8750677 N (GE2712-098), los valores geoquímicos de 9 ppm de U corresponden a un manto con mineralización cuprífera, en las areniscas del Grupo Mitu.

12. Pampa Hermosa: En las coordenadas UTM 527767 E y 8742383 N (GE2712-241), los valores geoquímicos de 8 ppm de U corresponden a los granitos del Intrusivo de Carrizales.

13. Sangomachari: En las coordenadas UTM 529252 E y 8743607 N (GE2712-244), los valores geoquímicos de 8 ppm de U se han obtenido en las areniscas del Grupo Mitu.

14. Paloma-Jesús María: En las coordenadas UTM 462474 E y 8768272 N (GE2712-105), los valores geoquímicos de 7 ppm de U corresponden al granito rosado de San Ramón.

15. Gavilán Alto: En las coordenadas UTM 474941 E y 8788211 N (GE2712-113), los valores geoquímicos de 6 ppm de U corresponden al granito rojo de San Ramón.

16. Calabaza Satipo: En las coordenadas UTM 424260 E y 8644747 N (GE2712-236), se tienen valores geoquímicos de 4 ppm de U, que corresponden al granito del Intrusivo de Carrizales.

Comparando con el mapa de depósitos minerales (Figura 5.10), existe una correlación con algunos de los depósitos identificados en la bibliografía que se pudo revisar (Anexo 5), como el de San Alberto y Colquijirca.

### 5.1.2.3. Tierras Raras

A nivel mundial, los principales depósitos de REE se emplazan en carbonatitas y, en segundo lugar, tenemos su presencia en rocas con tendencia a ser peralcalinas (Hellman & Duncan, 2014), como las de la Figura 5.11, en base a las relaciones geoquímicas encontradas (ver acápite 4.3 de magmatismo en contexto geológico).

Para la estimación de los recursos de REE, se usa el TREO, la suma total de óxidos de REE equivalentes. Esto es más conveniente comercialmente que usar el valor de las concentraciones de cada una de las REE. Algunos valores bajos de REE se colocaron como la sumatoria del total de REE. Los valores de TREO, para los depósitos más importantes a nivel mundial, caen dentro de valores de 5 % hasta 0.15 % (Hellman & Duncan, 2014), con promedio de los valores para los principales yacimientos en tierras raras en 0.63 % (Weng et al., 2015).

En base a las muestras recolectadas (Anexo 1 y Figura 5.9), se determinó que existen datos con valores anómalos (Anexo 2):

1. Pampa Hermosa: Se encuentra en las coordenadas UTM 527767 E y 8742383 N (GE2712-241), con valores geoquímicos correspondientes a un TREO de 0.133 % en los granitos del Intrusivo de Carrizales. Es el valor más alto encontrado en la zona de estudio.
2. Calabaza-Satipo: Se encuentra en las coordenadas UTM 521110 E y 8728934 N (GE2712-237), con valores geoquímicos correspondientes a un TREO de 0.112 % en el granito rosado del Intrusivo Carrizales.
3. Puente Paloma-Jesús María: Se encuentra en las coordenadas UTM 462338 E y 8768321 N (GE2712-106); se han obtenido valores geoquímicos correspondientes a un a un TREO de 0.066 % en el sienogranito porfirítico de San Ramón.

4. Santa Cruz: Se encuentra en las coordenadas UTM 464125 E y 8772431 N (GE2712-108), con valores geoquímicos correspondientes a un TREO de 0.065 % en el granito rosado de San Ramón.
- 5 Santa Ana: Se encuentra en las coordenadas UTM 526733 E y 8741282 N (GE2712-242), con valores geoquímicos correspondientes a un TREO de 0.055 % de un intrusivo diorítico gneisificado de San Ramón (Intrusivo diorítico Santa Ana-Paleozoico).
6. Proyecto Dorita: Se encuentra en las coordenadas UTM 463970 E y 8706799 N (GE2712-076), con valores geoquímicos correspondientes a un TREO de 0.053 % de unas dacitas del Grupo Mitu.
7. Vilcabamba: Se encuentra en las coordenadas UTM 550712 E y 8726926 N (GE2712-248). Se han obtenido valores geoquímicos correspondientes a un TREO de 0.050 % de un granito con micas del Granito de San Ramón (intrusivo diorítico paleozoico de Satipo).
8. La Victoria-2 de Mayo: Se encuentra en las coordenadas UTM 449198 E y 8828699 N (GE2712-125). Los valores geoquímicos corresponden a un TREO de 0.047 % de un suelo arcilloso limoso, de la erosión de un cuerpo Pórfido Dacítico que corta a los Monzogranitos de San Ramón.
9. Cerro de Pasco: Se encuentra en las coordenadas UTM 360100 E y 8823160 N (GE2712-261). Los valores geoquímicos son de 420 ppm del total de REE en una mena de predominio de galena en las calizas del Grupo Pucará.
10. Pampamichi (vía La Merced-Pichanaqui): Se encuentra en las coordenadas UTM 473159 E y 8789433 N (GE2712-115); se tienen valores geoquímicos de 390 ppm del total de REE correspondientes a un sienogranito porfirítico de San Ramón.
11. Coviriaqui: En las coordenadas UTM 540053 E y 8755975 N (GE2712-245), se obtuvieron los valores geoquímicos de 370 ppm del total de REE que corresponden a monzogranitos del intrusivo de Carrizales.

12. Janchiscocha: Se encuentra en las coordenadas UTM 469406 E y 8705570 N (GE2712-093); los valores geoquímicos de 370 ppm del total de REE corresponden a un cuerpo intrusivo Pórfido Dacítico de probable edad Permotriásica.

13. Viscachán: Se encuentra en las coordenadas UTM 465092 E y 8701227 N (GE2712-087); los valores geoquímicos de 370 ppm del total de REE corresponden a una veta de carbonatos en las calizas del Grupo Pucará.

14. San Martín: En la quebrada Churumazu, ubicada en las coordenadas UTM 450536 E y 8837465 N (GE2712-128), se obtuvieron valores geoquímicos de 350 ppm del total de REE, correspondientes a areniscas del Grupo Mitu.

15. Fundo Carhuaz: En las coordenadas UTM 532804 E y 8632556 N (GE2711-045), se obtuvieron los valores geoquímicos de 340 ppm del total de REE que corresponden a un sienogranito grueso del intrusivo de Villa Azul.

16. Progreso (vía La Merced-Pichanaqui): En las coordenadas UTM 463478 E y 8775709 N (GE2712-121), se obtuvieron valores geoquímicos de 320 ppm del total de REE, correspondientes a un granito rosado de San Ramón.

17. Comas-Puente: En las coordenadas UTM 490535 E y 8705968 N (GE2712-059), los valores geoquímicos de 280 ppm del total de REE corresponden a esquistos y pizarras de Secuencia Metamórfica Marairazo-Huaytapallana.

18. Colquijirca: En las coordenadas UTM 358132 E y 8806734 N (GE2712-032), se obtuvieron valores geoquímicos de 270 ppm del total de REE, correspondientes a estructuras mineralizadas en el Grupo Pucará.

19. Gavilán Alto: En las coordenadas UTM 474941 E y 8788211 N (GE2712-113), se han obtenido valores geoquímicos de 250 ppm del total de REE correspondientes a un granito rojo con biotita del granito rojo de San Ramón.

20. Gramazu: En las coordenadas UTM 449411 E y 8828754 N (GE2712-127), los valores geoquímicos de 248 ppm del total de REE se obtuvieron en



un suelo arcilloso mineralizado, correspondientes a suelos erosionados de un cuerpo Pórfido dacítico que está cortando a los Monzogranitos de San Ramón.

21. Tunsho: En las coordenadas UTM 459966 E y 8712355 N (GE2712-063), los valores geoquímicos de 235 ppm del total de REE corresponden a un cuerpo andesítico, probablemente relacionado al Grupo Mitu o a los cuerpos intrusivos permotriásicos.

22. Camantaro: En las coordenadas UTM 546978 E y 8738204 N (GE2712-251), los valores geoquímicos de 222 ppm del total de REE se obtuvieron en un Intrusivo Granítico Blanco de Llaylla (intrusivos permotriásicos de la Cordillera Oriental Central).

23. Huajoto: En las coordenadas UTM 489491 E y 489491 N (GE2711-035), se obtuvieron valores geoquímicos de 220 ppm del total de REE, correspondientes a un TREO de 0.026 % en las andesitas porfiríticas de Formación Caudalosa.

Algunas de las principales zonas anómalas estarían relacionadas con rocas peralcalinas, las que se ubican principalmente en la Cordillera Oriental como la muestra GE2712-237, o cercanas a ellas como la muestra GE2712-241 (ver Figura 5.9), pero en este estudio no se ha cartografiado y diferenciado de la Unidad de rocas Permotriásicas-Jurásicas menos alcalinas (Figura 5.11).

Entonces existe un gran potencial para encontrar depósitos de tierras raras en zonas como la parte oriental del área de estudio, con rocas muy diferenciadas como rocas peralcalinas y peraluminosas (ver Figura 6.3), que son favorables para contener este tipo de depósitos (Linnen & Cuney, 2004).

Las muestras de la zona de estudio llegan a los 0.13 % de TREO (Figura 5.12), que resulta siendo interesante para los depósitos de REE. En Noruega, se han reconocido valores de hasta 0.13 % de TREO para depósitos de REE en granitos y pegmatitas, como en las zonas estudiadas (Weng et al., 2015).

Los valores geoquímicos de las REE de las muestras recolectadas de rocas muestran cierta correlación con las zonas anómalas determinadas por los sedimentos de quebrada, en especial para el área prospectiva de

Janchiscocha-San Vicente, que se correlaciona bastante bien con las anomalías de sedimentos de Y, Be, La y Nb como se aprecia en la Figura 5.12. En esta Figura se muestran las anomalías de sedimentos de quebrada como áreas prospectivas de uranio y tierras raras según la metodología indicada, y según en orden de importancia en Prioridad 1, 2 y 3. Se resalta también los puntos de muestreo con valores anómalos para Tierras Raras (en % en TREO) y para uranio (en ppm).

Esto es una prueba de que la zona es potencial para depósitos de REE.

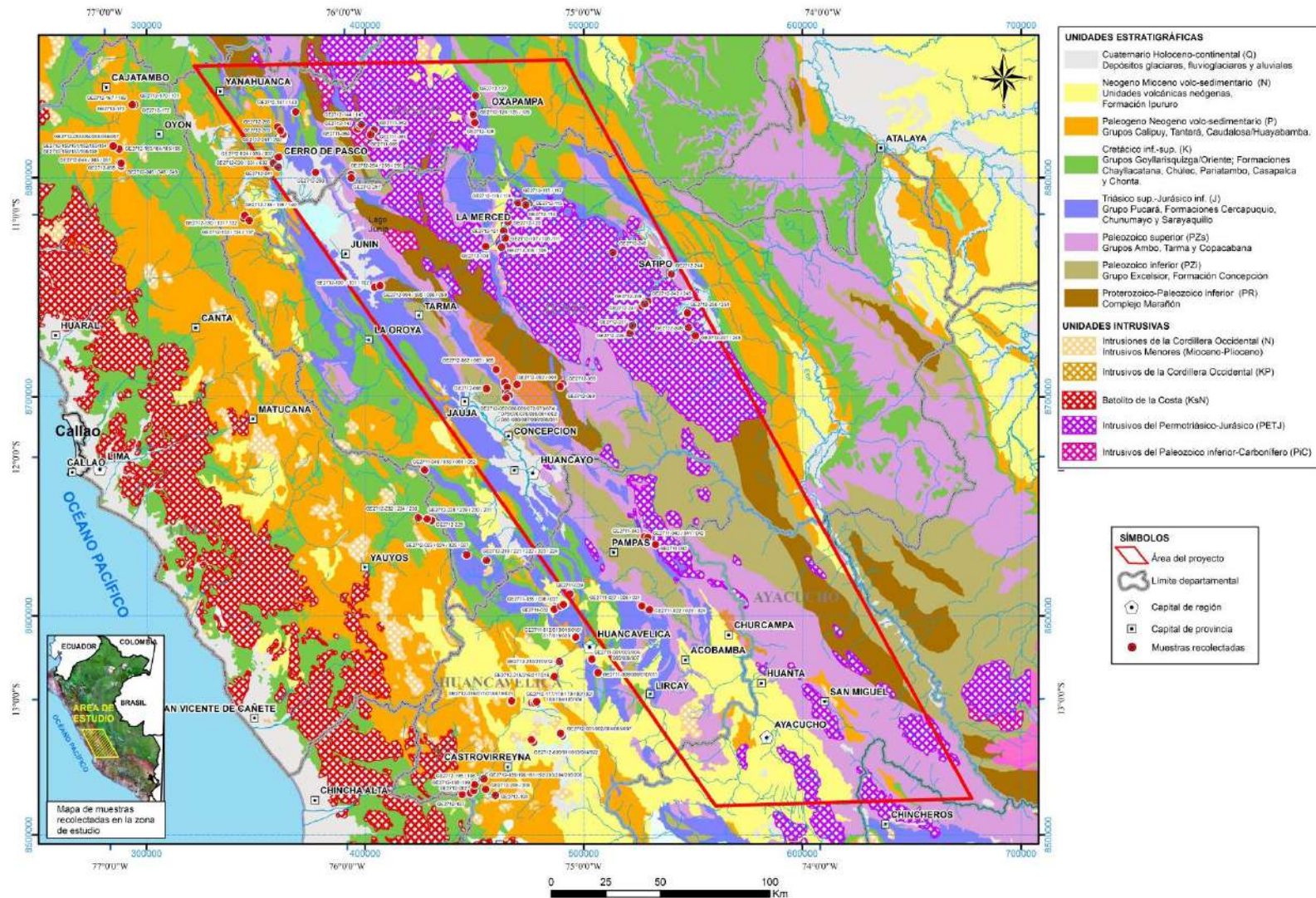


Figura 5.9.- Mapa de muestras de la zona de estudio

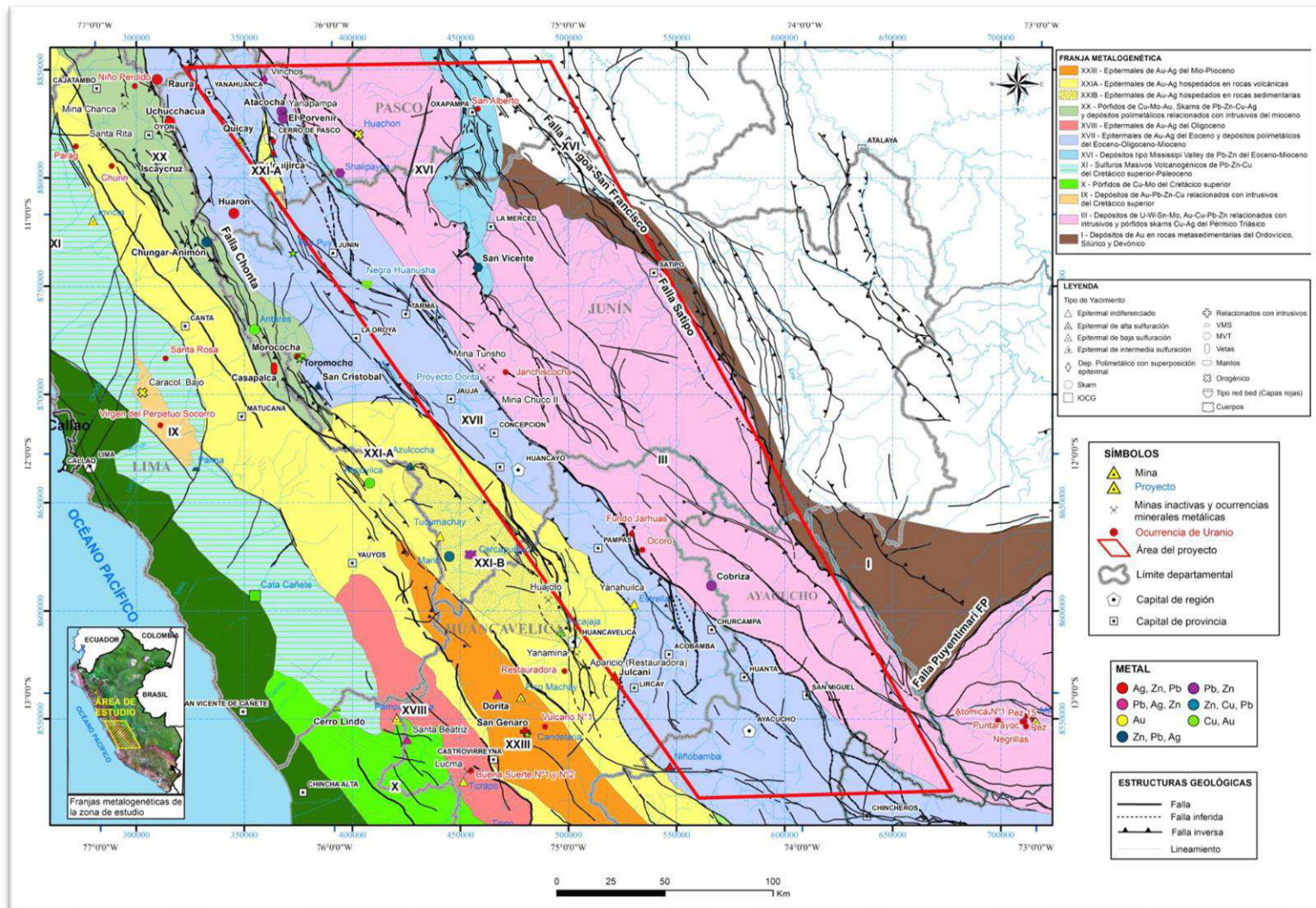


Figura 5.10.- Mapa metalogenético de la zona de estudio

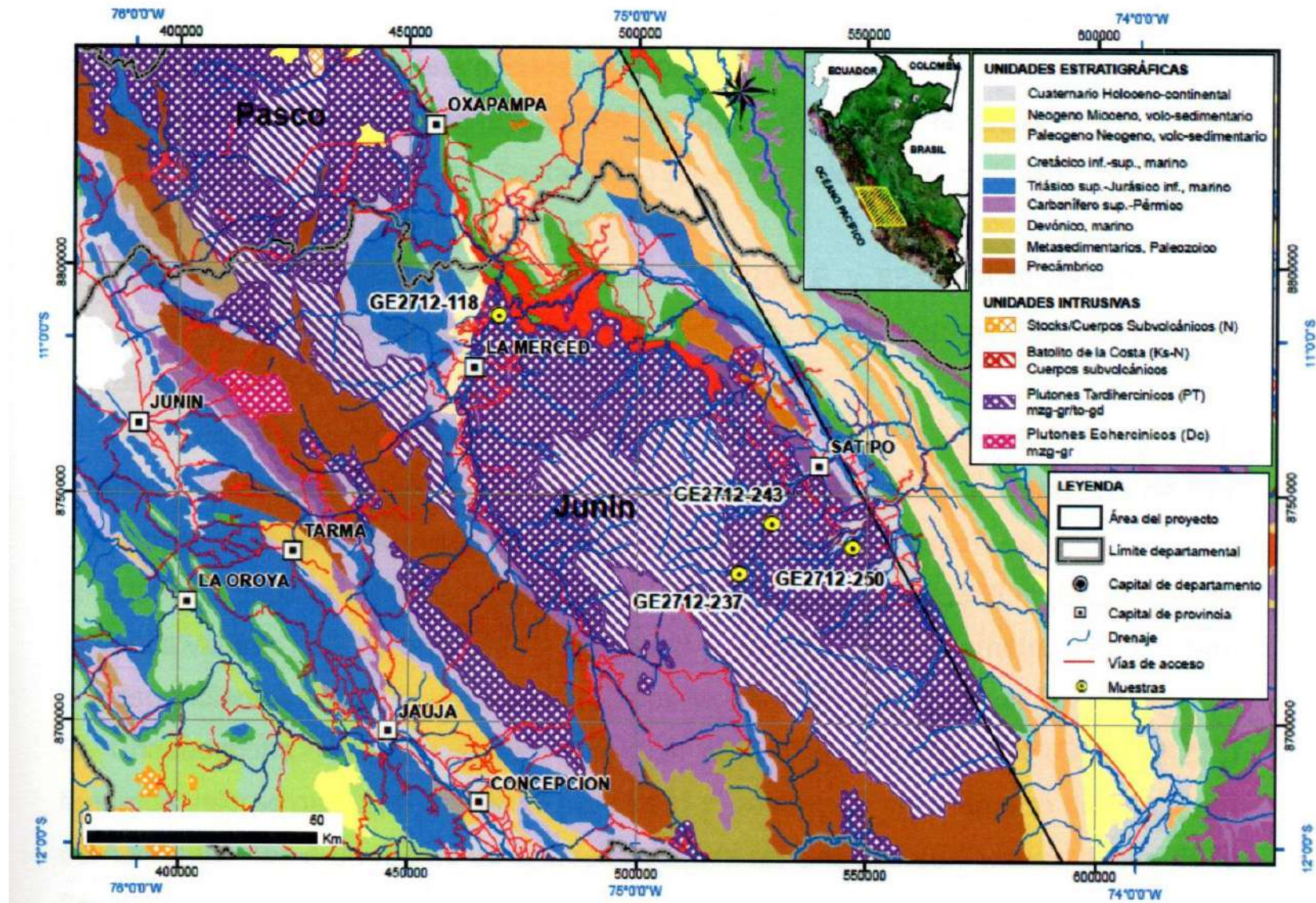


Figura 5.11.- Ubicación de muestras de rocas con tendencia a ser peralcalinas base a las relaciones geoquímicas.

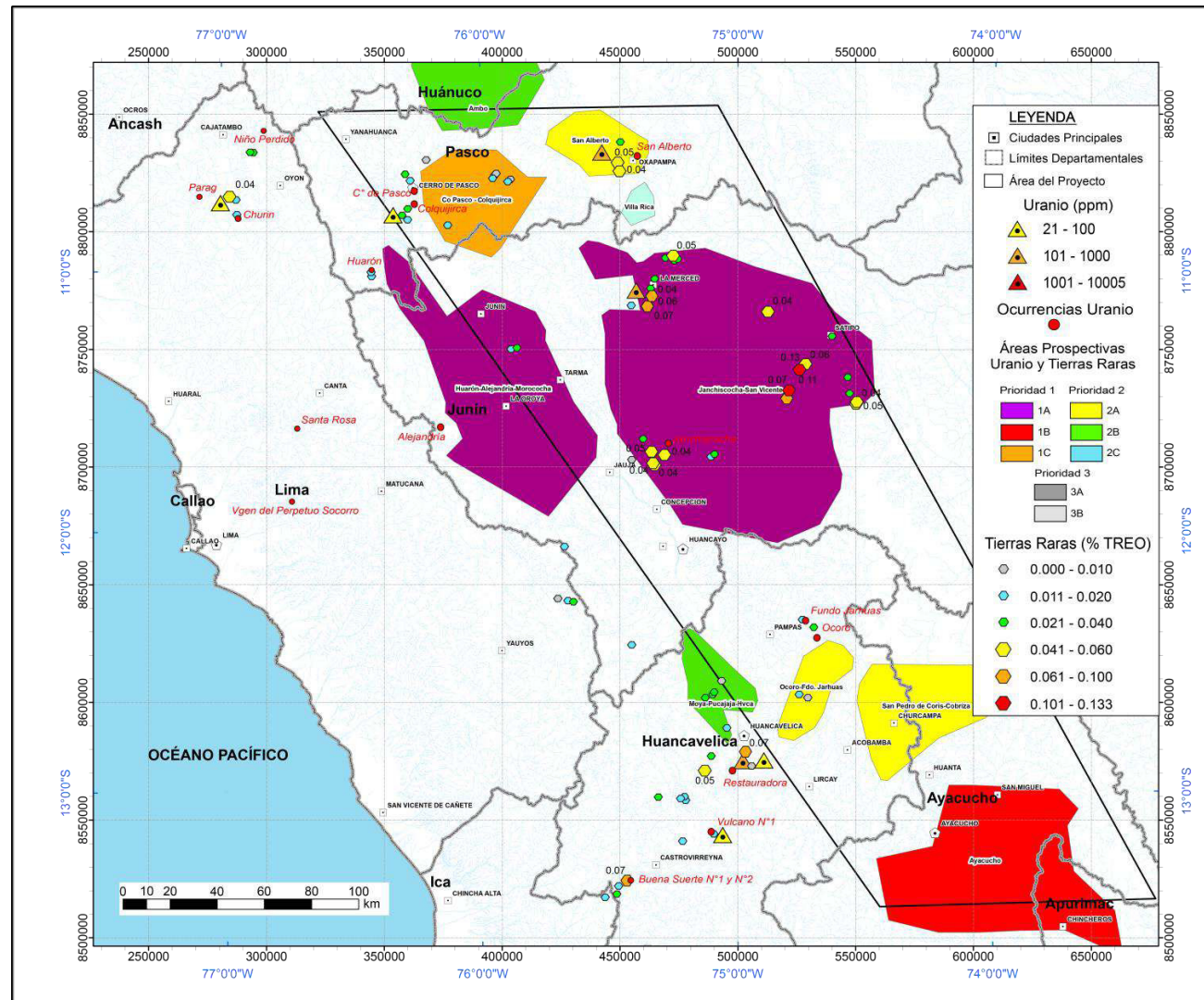


Figura 5.12. Comparación entre las áreas prospectivas de U y REE definidas por sedimentos de quebrada (acápite 5.1.1) y los valores geoquímicos de las mismas (Uranio en ppm y Tierras Raras en % TREO) en muestras de roca (acápite 5.1.2).

## 5.2. Anomalías radiométricas de Uranio

En base a la bibliografía revisada, se determinaron una serie de ocurrencias de uranio (Anexo 2); sin embargo, en base a las muestras recolectadas con el apoyo de un escintilómetro (Anexo 1, Figura 5.9), se encontraron las siguientes áreas anómalas en el campo:

1. La Victoria-Dos de Mayo: Se encuentra en las coordenadas UTM 449198 E y 8828699 N (GE2712-125); los valores de escintilómetro de 15 000 c/seg corresponden a un suelo arcilloso limoso, resultante de la erosión de un cuerpo subvolcánico tipo Pórfido dacítico que está cortando a los Monzogranitos de San Ramón.
2. Progreso (Vía La Merced-Pichanaqui): En las coordenadas UTM 463478 E y 8775709 N (GE2712-121), se tienen valores de escintilómetro de 200 c/seg, correspondientes al granito rosado de San Ramón.
3. Astohuaraca: En las coordenadas UTM 490299 E y 8545274 N (GE2712-007), los resultados de valores de 200 c/seg corresponden a tobas de la Formación Caudalosa Superior.
4. Comas-Puente: En las coordenadas UTM 490535 E y 8705968 N (GE2712-059), con los valores de escintilómetro de 200 c/seg que corresponden a la Secuencia Metamórfica Marairazo-Huaytapallana.
5. Chacacancha: En las coordenadas UTM 455588 E y 8625278 N (GE2712-225), valores de escintilómetro de 200 c/seg corresponden a un manto de antracita, alojada en limolitas con calizas grises de la Formación Pariahuanca.
6. Gramazu: En las coordenadas UTM 449411 E y 8828754 N (GE2712-127), se tienen valores de escintilómetro de 150 c/seg, correspondientes a un suelo arenoso, erosionado de un cuerpo subvolcánico tipo Pórfido dacítico que está cortando a los Monzogranitos de San Ramón.
7. Pampamichi (Vía La Merced-Pichanaqui): En las coordenadas UTM 473159 E y 8789433 N (GE2712-115), los valores de escintilómetro de 200 c/seg corresponden al sienogranito de San Ramón.
8. Santa Cruz: En las coordenadas UTM 463819 E y 8772543 N (GE2712-111), el granito rojo meteorizado de San Ramón presenta valores de escintilómetro de 250 c/seg.

9. San Martín (quebrada Churumazu): En las coordenadas UTM 450536 E y 8837465 N (GE2712-128), se han obtenido valores de escintilómetro de 150-160 c/seg, en las areniscas del Grupo Mitu.

10. Pampa Hermosa: En las coordenadas UTM 527767 E y 8742383 N (GE2712-241), los valores de escintilómetro de 200 c/seg corresponden a los granitos del Intrusivo de Carrizales.

11. Sangomachari: En las coordenadas UTM 529252 E y 8743607 N (GE2712-244), los valores de escintilómetro de 200 c/min se han obtenido en las areniscas del Grupo Mitu.

12. Paloma-Jesús María: En las coordenadas UTM 462474 E y 8768272 N (GE2712-105), los valores de escintilómetro de 180 c/seg corresponden al granito rosado de San Ramón.

13. Gavilán Alto: En las coordenadas UTM 474941 E y 8788211 N (GE2712-113), los valores de escintilómetro de 200 c/seg corresponden al granito rojo de San Ramón.

14. Calabaza Satipo: En las coordenadas UTM 424260 E y 8644747 N (GE2712-236), se tienen valores de escintilómetro de 150 c/min, que corresponden al granito del Intrusivo de Carrizales.

Comparando con el mapa de depósitos minerales (Figura 5.10), existe una correlación con algunos de los depósitos identificados en la bibliografía que se pudo revisar (Anexo 2), como el de San Alberto, Colquijirca y Parag.

### **5.3. Franjas Metalogenéticas y Principales Depósitos**

En la zona de estudio, tenemos importantes depósitos minerales, actualmente en operación (Anexo 6) enmarcados en las franjas metalogenéticas (ver Figura 5.10) que representan épocas de mineralización que se extienden a lo largo de dominios geológicos y sistemas de fallas regionales que han favorecido a la formación de estos depósitos minerales. Estas relaciones se observan en el Perfil-Sección Geológica Generalizada del Centro del Perú (Figura 5.13).



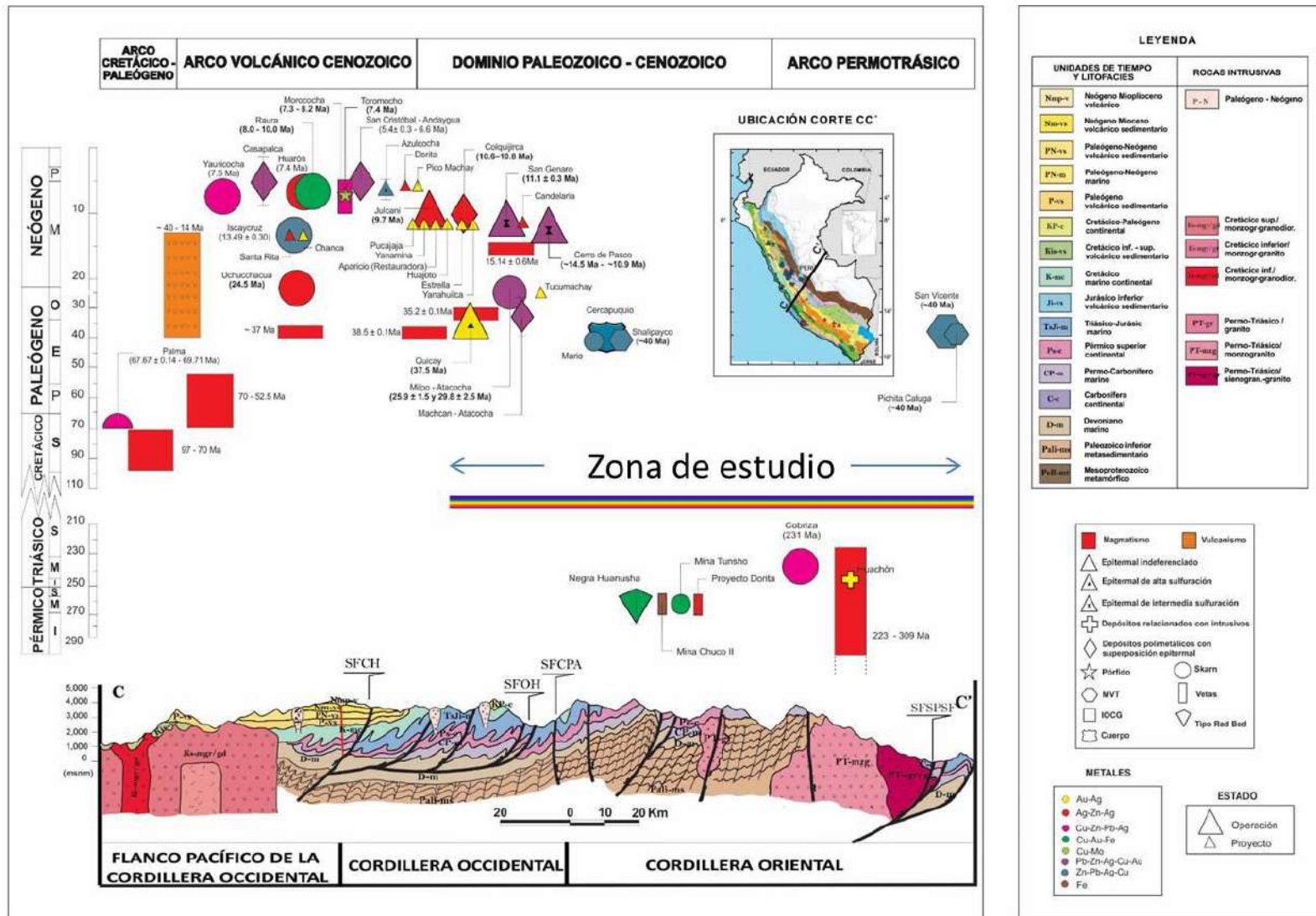


Figura 5.13. Perfil Sección Generalizada y la ubicación de los depósitos minerales de la zona de estudio

Las muestras recolectadas de estos depósitos se indican en el Anexo 1, y en la Mapa 4.3, y los resultados de los análisis geoquímicos Sección Geológica Generalizada de dirección E-O en la zona de estudio, utilizados en este capítulo, en el Anexo 2.

Entre estas franjas metalogenéticas relacionadas a los diversos depósitos minerales de la zona de estudio, tenemos:

### **5.3.1. Franja I de Au en rocas meta-sedimentarias del Ordovícico y Siluro-Devónico**

Se localiza a lo largo de la Cordillera Oriental de la zona de estudio. Las rocas hospedantes están conformadas por pizarras y esquistos del Paleozoico inferior. Las estructuras mineralizadas están conformadas por vetillas y mantos lenticulares de cuarzo-oro, controladas principalmente por fallas inversas NO-SE. Se conoce cierta explotación artesanal y/o informalmente (Haeberlin, 2002; Chew et al., 2005; Cardona, 2006).

### **5.3.2. Franja III de depósitos de U-W-Sn-Mo, Au-Cu-Pb-Zn relacionados con intrusivos y pórfidos skarns Cu-Ag del Pérmico Triásico.**

Se extiende en el flanco oeste de la Cordillera Oriental de la zona de estudio, al norte de la Flexión de Abancay. Tiene una dirección NO-SE y está controlada por los sistemas de fallas Satipo-Pangoa-San Francisco y Cerro de Pasco-Ayacucho. La mineralización está hospedada en lutitas y calizas del Carbonífero, con geometrías de mantos y vetas. Los depósitos más representativos de esta franja son Cobriza y Huachón (Quispe et al., 2008).

#### *5.3.2.1. Cobriza*

Se ubica a 2 km al NE del distrito de San Pedro de Coris, provincia de Tayacaja, departamento de Huancavelica, sobre la margen izquierda del río Mantaro (Figura 5.14). Se encuentra al extremo noroccidental de la hoja de

Huanta (26-ñ), en las coordenadas centrales UTM 566156 E y 8611657 N en datum WGS84, y coordenadas geográficas 12° 33' 29.10" S y 74° 23' 27.63" O.

Desde la ciudad de Lima, se accede por la Carretera Central hasta la ciudad de La Oroya, a unos 352 km. Se ubica en un valle formado por el río Mantaro, a 2200 msnm.

El cateo en la mina comenzó en el año 1898. La Cerro de Pasco Corporation evaluó el depósito en 1926 y recomendó su prospección por cobre en 1953. En 1966, se implementó una planta de tratamiento de 1000 TCS/día cercano a la propiedad, y se amplió a 10,000 TCS/día, en el año 1982, para una mina en posesión de Centromín-Perú; se produjo Cu, Ag y Bi.

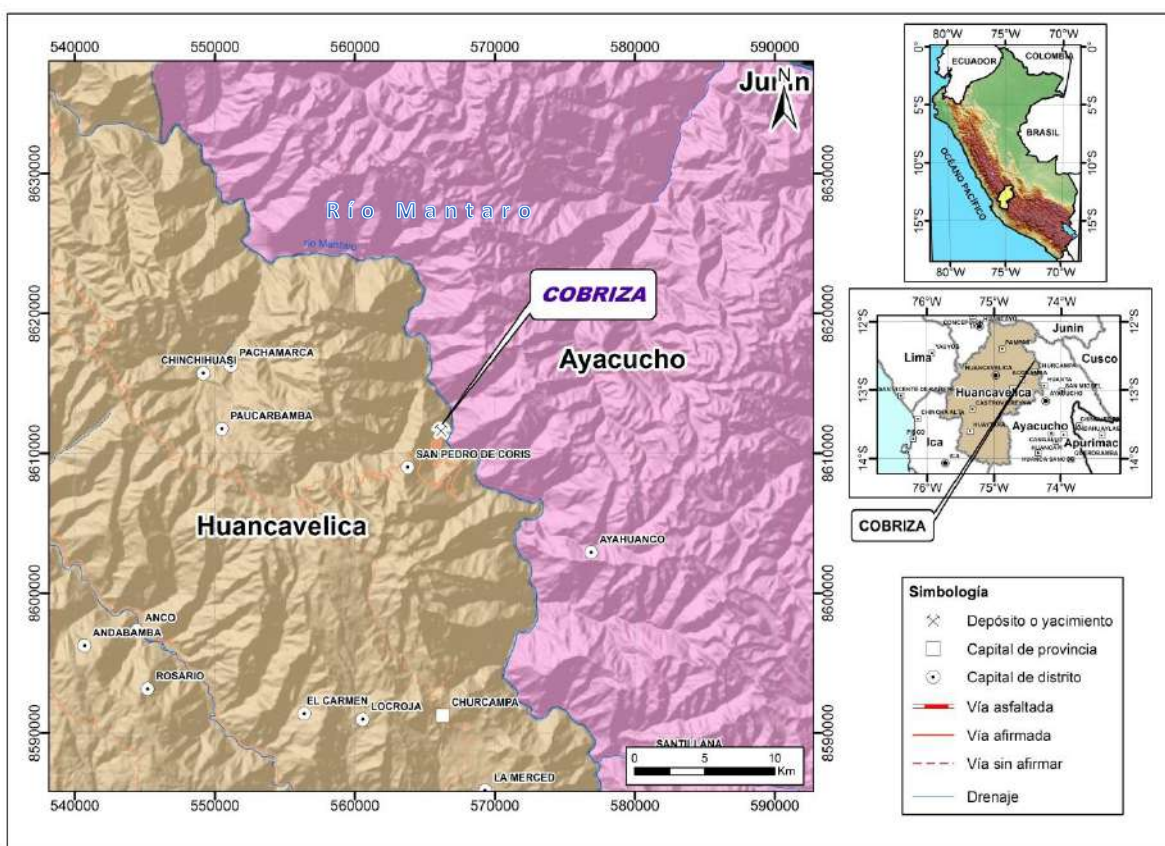


Figura 5.14. Mapa de ubicación de Cobriza

### *Geología Regional*

La secuencia sedimentaria aflorante en la región agrupa unidades desde el Paleozoico inferior hasta el Jurásico, con una potencia total de 6000 m.

Se han determinado las siguientes unidades estratigráficas: Grupo Excelsior (Siluriano-Devoniano), representado por lutitas pizarrosas; Grupo Tarma (Carbonífero superior), por lutitas y calizas; Grupo Copacabana (Permiano inferior), por una serie de las calizas con horizontes de lutitas pizarrosas; Grupo Mitu (Permiano superior), por una secuencia molásica de areniscas, conglomerados rojos con intercalaciones volcánicas; y Grupo Pucará (Triásico-Jurásico), representado por una secuencia de calizas con horizontes calcáreo-arenosos (Rivera et al., 1989).

El yacimiento de Cobriza se ha emplazado en rocas sedimentarias (Figura 5.15) del Grupo Tarma del Pensilvaniano. Están compuestas mayormente de lutitas con intercalaciones de lutitas arenosas, lutitas calcáreas y calizas, de un espesor de 2000 m. Le sobreyacen las calizas del Grupo Copacabana del Permiano inferior, que en mina toma el nombre de Caliza Cobriza de espectacular alteración y mineralización. Las lutitas pizarrosas, corresponden en parte al Grupo Tarma (Rivera et al., 1989).

La caliza afectada por plegamientos internos es un paquete calcáreo de 25 m, de potencia. Este paquete consiste en intercalaciones de capas masivas y capas laminadas (Rivera et al., 1989). Dos tipos de rocas intrusivas ocurren en el distrito minero Cobriza (Valdez, 1983):

**Granito Cobriza:** Este intrusivo es el más extenso en el distrito y corresponde a la elongación sureste del batolito de Villa Azul. La edad radiométrica de este batolito en promedio es de 231 Ma; se le asigna una edad Permo-Triásica. Las lutitas en el contacto con el granito aparecen silicificadas.

**Diques:** Dos tipos de diques cortan a las rocas del Grupo Tarma y al Granito Cobriza. El primer tipo, el más antiguo, agrupa diques de naturaleza basáltica y es controlado por las fracturas de cizalla más antiguas del distrito. El segundo tipo (hipoabisal) agrupa diques de naturaleza variante de diorita a

cuarzo-monzonita y es controlado por las fracturas de cizallas más recientes de la fracturación preskarn. Estos últimos diques parecen estar relacionados a la formación y mineralización del skarn.

La principal estructura de esta zona lo conforma el anticlinal Coris. Su eje pasa cerca de los pueblos de Coris, Pampalca, y Carhuancho, con un rumbo NO-SE y buzamientos de  $16^\circ$  en ambos flancos. El anticlinal Coris conforma un anticlinal regional intermedio con charnela plegada. Este anticlinal es definido como un pliegue simple, abierto y vertical.

Fracturamiento: Se ha definido dos grupos de fracturación (Valdez, 1983):

a) Fracturación Pre-Skarn: Es el primer conjunto, el más antiguo acortamiento NE-SO; incluye fallas inversas de bajo ángulo, fallas conjugadas y fallas de tensión transversal. El segundo conjunto con acortamiento NE-SO, incluye a las fallas inversas longitudinales de gran ángulo, las cuales conforman los principales canales de mineralización del distrito, fallas de cizalla del tipo falla-diques.

b) Fracturación Post-Skarn: Agrupa a todas las fallas más recientes del distrito, tales como fallas Rosa, Cobriza, Huaribamba y Carhuancho.

Geología Económica.

La mina Cobriza es un yacimiento de skarn cálcico de cobre, con una forma de manto de 4500 m de largo por 25 m de ancho y de 1000 m de potencia. Emplazado en las calizas del Grupo Copacabana, denominado Caliza Cobriza.

La alteración y mineralización de los depósitos de skarn inicialmente fueron consideradas contemporáneas. En los últimos 20 años, esta consideración ha evolucionado y se estima que la alteración ocurrió ligeramente antes y la mineralización ligeramente después (Valdez, 1983).

La alteración de la Caliza Cobriza incluye la formación de silicatos anhidros a temperaturas crecientes. Se reconocen dos substratos:

- Alteración de diópsido: Diópsido mayormente con algo de calcita-cuarzo, como un núcleo gigante; conforma el silicato más antiguo del skarn. En la periferia, algunos intercrecimientos de cuarzo-talco y cuarzo-tremolita ocurren en la formación de afloramientos de mármoles dolomíticos.

La temperatura del fluido y su fugacidad es intensa cerca de los canales, para luego decrecer hacia los mármoles. En resumen, el foco hidrotermal es bordeado por un halo dómico de diópsido con calcita-cuarzo, el cual a su vez está envuelto con mármoles.

El diópsido reemplaza espectacularmente a los mármoles dolomíticos cerca y lejos de los focos hidrotermales. Algunas veces la calcita recristalizada es también reemplazada por diópsido. En ambos casos, la descarbonatación es intensa.

- Alteración de Anhidrita: Esta alteración reemplaza al diópsido en la porción más interna del núcleo antes descrito. La calcita recristalizada es también reemplazada parcialmente. La anhidrita con algo de grosularia (granate de calcio y aluminio) calcita-cuarzo, ocurre en los centros de alteración de mineralización.

En resumen, se evidencia una ocurrencia de los granates masivos y/o un halo de bandas de granates y diópsido en los núcleos de la alteración con diseminación de granates en diópsido. También se puede presentar la diópsida como bandas en los granates.

Las menas de Cu y Ag ocurren principalmente como reemplazamiento metasomático; es el resultado de la silicificación del estrato calcáreo y el posterior reemplazamiento del mismo por diversos sulfuros: pirrotita, arsenopirita, pirita, calcopirita, esfalerita (Valdez, 1983).

La razón principal de estas asociaciones mineralógicas se debe, en esencia, por el control químico que ciertos silicatos de Ca-Mg-Fe ejercen sobre la mineralización metálica.

La mineralización (Valdez, 1983) del skarn de Ca-Mg-Fe-Si incluye la formación de silicatos hidrosos con óxidos y sulfuros en un ambiente retrógrado. Cuatro substratos han sido reconocidos:

1. Alteración hornablenda-actinolita con mineralización de magnetita: Este substrato constituye la alteración-mineralización más oxidante del Skarn Cobriza. Como resultado, hornblenda ocurre reemplazando selectivamente a los granates y ambos, a su vez, son reemplazados por la magnetita.
2. Mineralización de pirrotita: Este substrato, constituye el comienzo de la formación de sulfuros pobres en azufre y ricos en hierro ferroso en un ambiente más reductor que oxidante. La pirrotita, con pequeñas cantidades de pirita tabular y actinolita, reemplaza casi todo el skarn formado, excepto en el caso de la magnetita, que solo es cortada por venillas.
3. Mineralización de arsenopirita: En contraste con la mineralización anterior, este substrato yace en contacto mutuo de mineralización principal. Vetillas de relleno y mineralización pervasivas son usualmente observadas en las diversas labores subterráneas; también se observa a la arsenopirita, comúnmente asociada a la pirita tabular-flogopita-cuarzo, donde se incluyen pequeñas cantidades de bismutinita, bismuto nativo y pirrotita. Este substrato ocurre reemplazando a todos los silicatos y sulfuros preexistentes, pero no así con la magnetita, que es solamente cortada por venillas.
4. Mineralización de calcopirita: La calcopirita representa al sulfuro de mayor importancia económica en el Skarn Cobriza. De un modo general, la calcopirita tiene la ocurrencia de un gran halo que bordea al núcleo de magnetita-granate. Al detalle, la calcopirita ocurre usualmente como un halo exterior al halo arsenopirita-flogopita-cuarzo-pirita tabular. Como la calcopirita reemplaza mayormente al diópsido y a la pirrotita, pirita tabular, actinolita y parcialmente a la hornablenda, su mayor distribución yace bordeando el núcleo de magnetita-granates.

En la mina Cobriza, también se observa mineralización filoneana (Rivera et al., 1989). Está representada por vetas delgadas de rumbo E-O, que cortan a las lutitas del Grupo Tarma y calizas del horizonte Cobriza. La mineralización de estas vetas está compuesta por galena argentífera, calcopirita, esfalerita, arsenopirita. Su extensión llega a más de 2 km y, en algunos casos, está asociada a los diques.

Los principales sulfuros presentes son la pirrotita, arsenopirita, pirita, calcopirita, esfalerita; como óxido está la magnetita. Dentro del grupo de los silicatos, se observa a los granates, anfíboles, piroxenos y cuarzos.

La mineralización de Cobriza ha tenido numerosos cambios diagenéticos y metamórficos, desde la disolución, cristalización y oxidación hasta la formación del skarn. Así, las actuales texturas y asociaciones minerales son el resultado de transformaciones causadas por diagénesis, metamorfismo regional y evolución tectónica del área, las que parcialmente oscurecen a las primeras características de mineralización (Huamán et al., 1990).



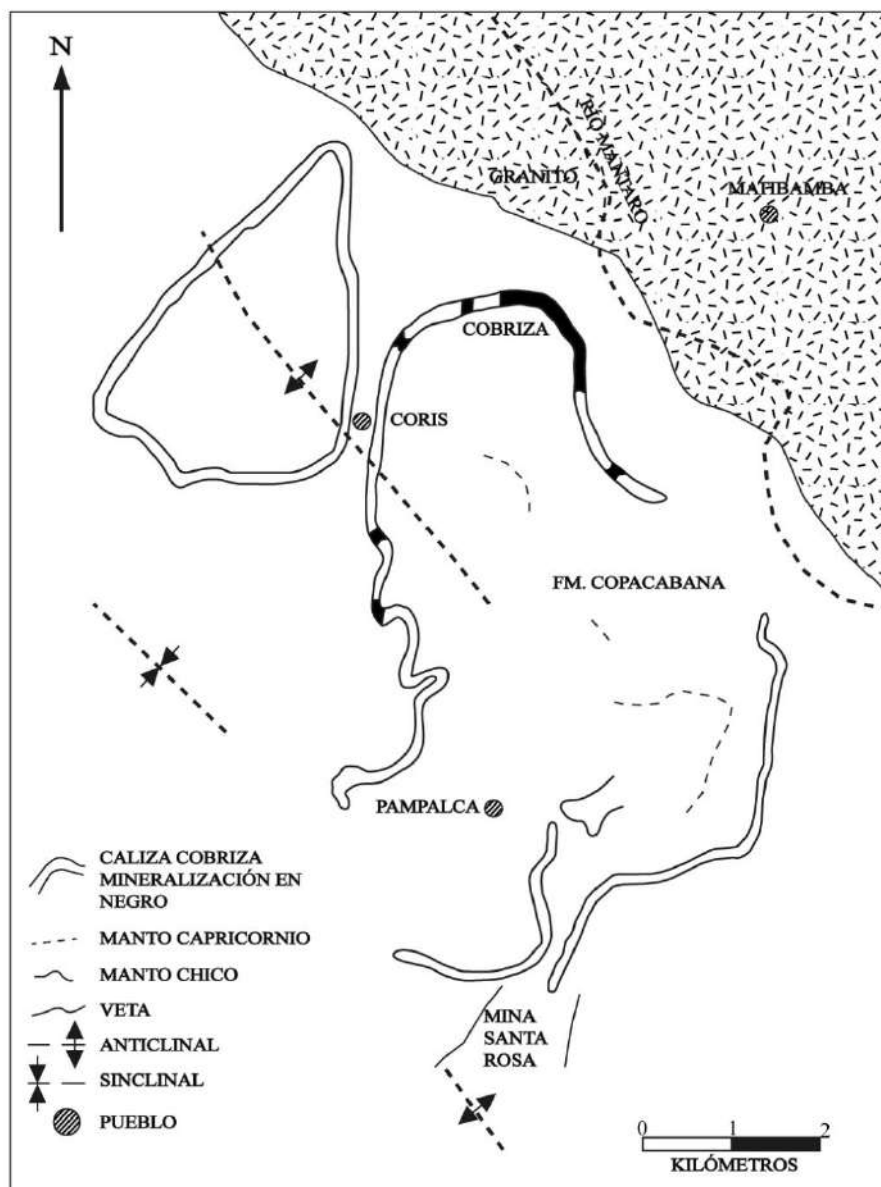


Figura 5.15. Plano esquemático generalizado de Cobriza de Concha et al., 1965 (Fuente. Tumialán, 2003). Se aprecia el granito al NE y las secuencias sedimentarias con niveles calcáreos destacados.

### 5.3.2.2. Huachón

Huachón es una mina abandonada. Está ubicada en el distrito de Ninacaca, provincia y departamento de Pasco (Figura 5.16), en la Cordillera Oriental. Se encuentra en la parte occidental del cuadrángulo de Ulcumayo (22-I). Tiene como coordenada central UTM, 402590 E y 8819300 N, en datum WGS84, y coordenada geográfica  $10^{\circ} 40' 46.77''$  S y  $75^{\circ} 53' 26.49''$  O.

El potencial minero en el distrito de Huachón se encuentra ubicado a una altitud comprendida entre 3400 y 4700 msnm. Se encuentra a 82 km de Pasco, ciudad desde la cual se parte por carretera asfaltada hasta el desvío de Ninacaca; desde allí se continua hasta el pueblo de Huachón, de donde se toma una trocha carrozable hasta la mina, en las inmediaciones de Ranyac.

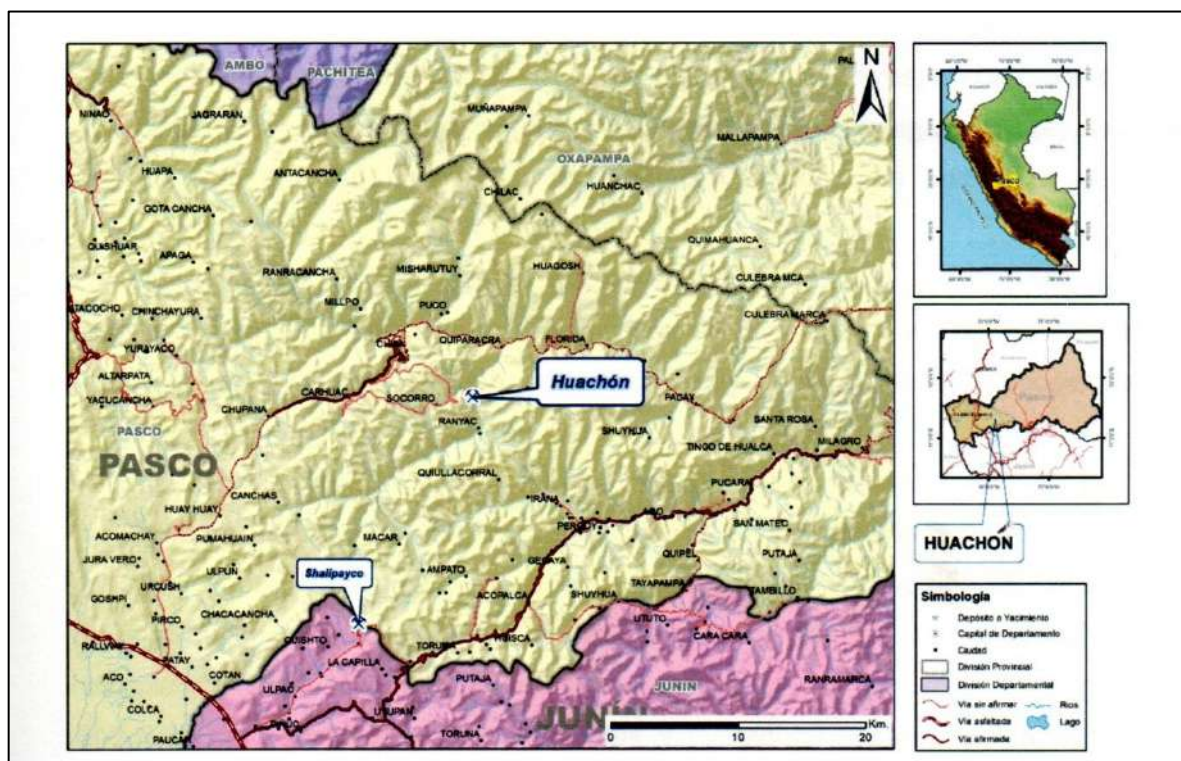


Figura 5.16. Mapa de ubicación de la mina Huachón

### *Geología Regional*

La columna estratigráfica comprende una secuencia de unidades de rocas metamórficas, sedimentarias e ígneas datadas entre el Neoproterozoico hasta el Cuaternario reciente (Figura 5.17). La unidad más antigua es el Complejo de Maraynioc (Neoproterozoico), conformado esencialmente por esquistos gris verdosos, que en las inmediaciones del pueblo de Huachón es descrito como milonitas. Las pizarras de la Formación Contaya del Ordoviciano y las pizarras, areniscas y cuarcitas del Grupo Excélsior del Devoniano forman parte del sustrato metasedimentario del Paleozoico inferior. Sobreyace a las unidades anteriores en discordancia angular el Grupo Ambo, el que a su vez está cubierto por rocas clásticas y carbonatadas de los grupos Tarma y Copacabana. Las calizas micríticas y calizas dolomitizadas del Grupo Pucará se encuentran a la manera de franjas de dirección NO-SE; representan la sedimentación marina del Triásico superior-Jurásico inferior e infrayacen en relación discordante a la Formación Sarayaquillo. La cobertura del Cretáceo está representada por el Grupo Oriente y por las formaciones Chonta y Vivian. Se tienen depósitos sedimentarios cuaternarios constituidos por gravas, arenas y limoarcillas (Monge et al., 1996).

**Complejo Maraynioc:** Corresponde a las rocas más antiguas y están constituidas por filitas, micaesquistos y, en menor proporción, gneis, anfibolitas y migmatitas. En el río Huachón, a 10 km al NO del pueblo del mismo nombre, afloran rocas metamórficas correspondientes a esquistos de color gris con tonalidad verdosa. El Complejo Maraynioc se caracteriza por encontrarse en contacto fallado con rocas paleozoicas y mesozoicas.

**Grupo Pucará:** Está constituido por calizas que se extienden a manera de franjas plegadas con recorrido plurikilométrico. La morfología que se ha desarrollado en los terrenos que aflora el Grupo Pucará está representada por relieves cársticos, dolinas y escarpas pronunciadas.

Según Monge et al. (1996) y Miskovic et al. (2009) se tienen los siguientes intrusivos:

Intrusivo de San Ramón: Contiene monzogranito y sienogranito con sus facies de granito rojo y granito gris. El zircón y el apatito se presentan como minerales accesorios. El intrusivo presenta pertitas con microclinización y albitización. Se le asigna una edad Permotriásica.

Intrusivo de Paucartambo: Contiene granodioritas y monzogranitos con biotitas cloritizadas, anfíboles con inclusiones de zircón y minerales opacos, que reemplazan relictos de piroxeno. Se le asigna una edad Permotriásica.

Intrusivo de Cayash: Contiene tonalitas y granodioritas con abundantes plagioclasas y biotitas, así como cloritas y epidotas, y también cristales de apatito. Se le asigna una edad Permotriásica (Monge et al., 1996).

Monzogranito Ranyac: Es un cuerpo intrusivo de grano grueso a medio, que presenta una coloración gris clara parcialmente rosácea (feldespatos), de textura holocristalina, inequigranular e hipidiomórfica. Las relaciones de campo no son muy claras; en Huachón, se encuentra fallado con el Grupo Pucará, intruye al Batolito de Paucartambo y, aparentemente, a las tonalitas Cayash. Dataciones recientes sugieren una edad carbonífera de 309.4 Ma (Miskovic, 2009) para este intrusivo, razón por la cual tendría relación con el batolito de Pataz del norte del Perú. Pertenece a la zona estructural denominada Bloque Maraynioc, el cual forma parte de la Cordillera Oriental, y consiste en un bloque metamórfico levantado, individualizado por fallamientos regionales con desplazamiento vertical e intrusiones de plutones permotriásicos. El metamorfismo regional es de moderado a bajo grado, habiéndose formado micaesquistos, filitas, pizarras y cuarcitas con foliación y esquistosidad polidireccional (Monge et al., 1996).

Cerca a las vetas del yacimiento, se tiene una falla con panizo que llega a alcanzar los 50 cm de grosor, con una orientación de falla de 120° con 30° al SO.

### *Geología Económica*

La mineralización se presenta en vetas de cuarzo centimétricas (Fotografía 5.1) de 10.5 cm de grosor, con ensanchamientos de hasta 15 cm, de forma

lenticular, con orientación de N145° y buzamiento promedio de 30° SO, dentro de los granitos metamorfizados de Ranyac. Otras vetillas de cuarzo tienen orientaciones y buzamientos de N150°/30°-40°SO y N110°/30°SO, con grosores entre 8-10 cm. Estas vetas cortan a los intrusivos metamorfizados con panizo en la zona de contacto que está asociada a la zona de cizalla.

En el socavón 7, de la veta Chipa, se ha encontrado oro nativo en una longitud horizontal de 200 m y a una profundidad de 300 m. El oro nativo se encuentra dentro del cuarzo y entre las piritas en forma de granos y chispas hasta de 1 a 2 cm de tamaño (Welter, 1946).

Las vetas de cuarzo contienen oro asociado a malaquita; se observan vetillas polimetálicas con piritita, esfalerita y galena. Las piritas se presentan en cubos, masivos y en pentágonos; se encuentran cortadas por venillas de esfalerita que contienen el oro (Fotografía 5.2). Estas vetas tienen una orientación predominante de N130° con buzamientos promedio de 30° al SO y grosores de hasta 1 m, cortadas por venillas polimetálicas de 1-3 cm.

La mineralogía descrita por Welter (1946) responde a oro nativo, malaquita, esfalerita, galena, piritita, calcopiritita y cuarzo. Defago et al. (2006) describen dos eventos de mineralización y un evento tardío: El primero comprende cuarzo lechoso con piritita y arsenopiritita; el segundo, cuarzo gris azulino, galena, esfalerita y oro nativo que es contemporáneo con una importante deformación y fracturamiento que afectó al primer evento. El evento tardío hidrotermal corresponde al de calcita y cuarzo estéril que corta los eventos anteriores. Se describe una alteración hidrotermal de sericitización, cloritización y carbonitización, la cual no guarda relación tan obvia con las vetillas.

Steinmüller & Wauschkuhn (1990), por su asociación con intrusivos, su mineralización en vetas y por su asociación mineralógica, lo relacionan a vetas mesotermales con oro y cuarzo en sulfuros, relacionados a intrusivos, donde las venillas de esfalerita con oro cortan a las piritas preexistentes (Fotografía 5.3). A base de sus características petrográficas, mineralógicas y edad carbonífera del intrusivo de Ranyac, correspondería a la prolongación sur de la franja de Patáz, reconocida por algunos como Oro Orogénico (Defago et

al., 2006). Sin embargo, en el presente estudio se considera que las características más preponderantes son las vetas relacionadas a intrusivos de la franja III, que son afines a las vetas mesotermales de oro y cuarzo.

Según información recopilada, se conoce que en la zona se produce 0.5 g por lata. Entonces, 2 latas equivalen a un saco, probablemente alrededor de 50 kg; es decir, tenemos 2 g de Au por 100 kg, lo que hace un promedio de 20 g/t Au. De acuerdo a Defago et al. (2006), se tienen leyes de hasta 70 g/t Au. En el sector denominado Socorro, ubicado a 4 km al SO de Huachón, las leyes de oro están entre 5-6 g por lata.

Los análisis químicos de nuestras muestras recolectadas indican valores de hasta 200 g/t de Ag y 1% de Pb y Zn, además de 0.5 % de Cu y hasta 5 g/t de Au.

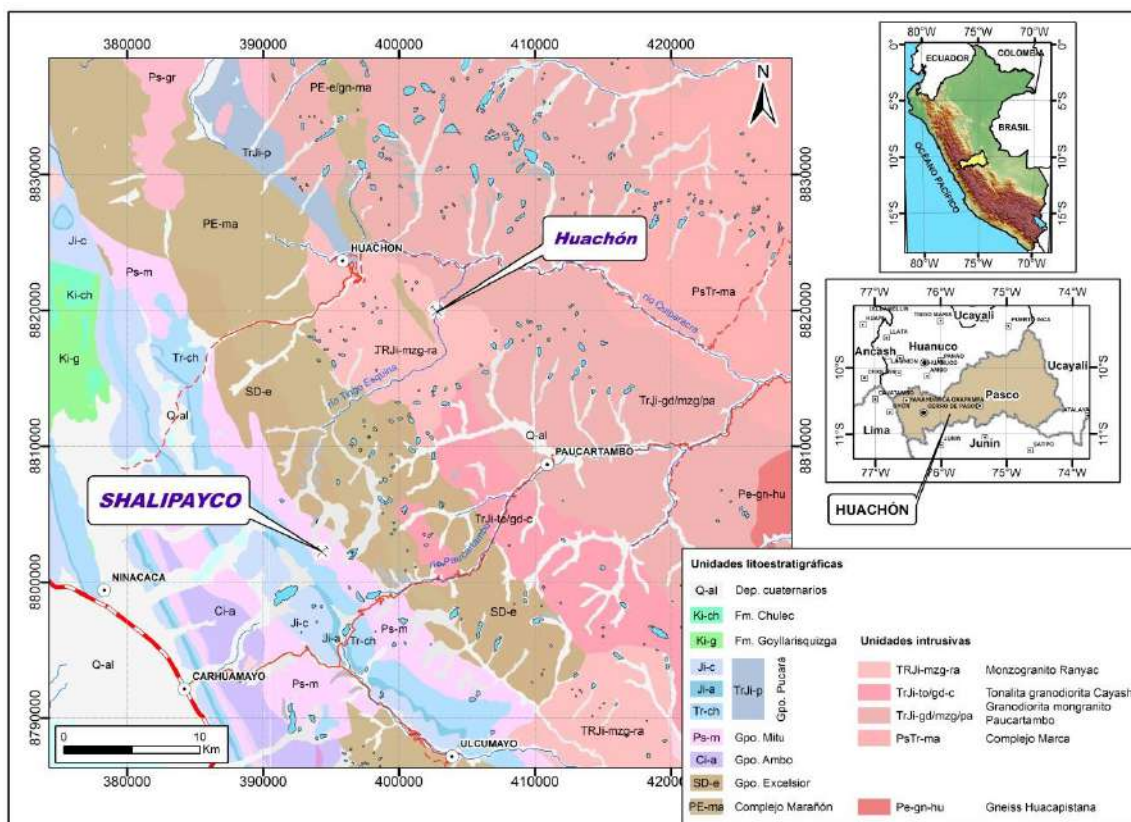


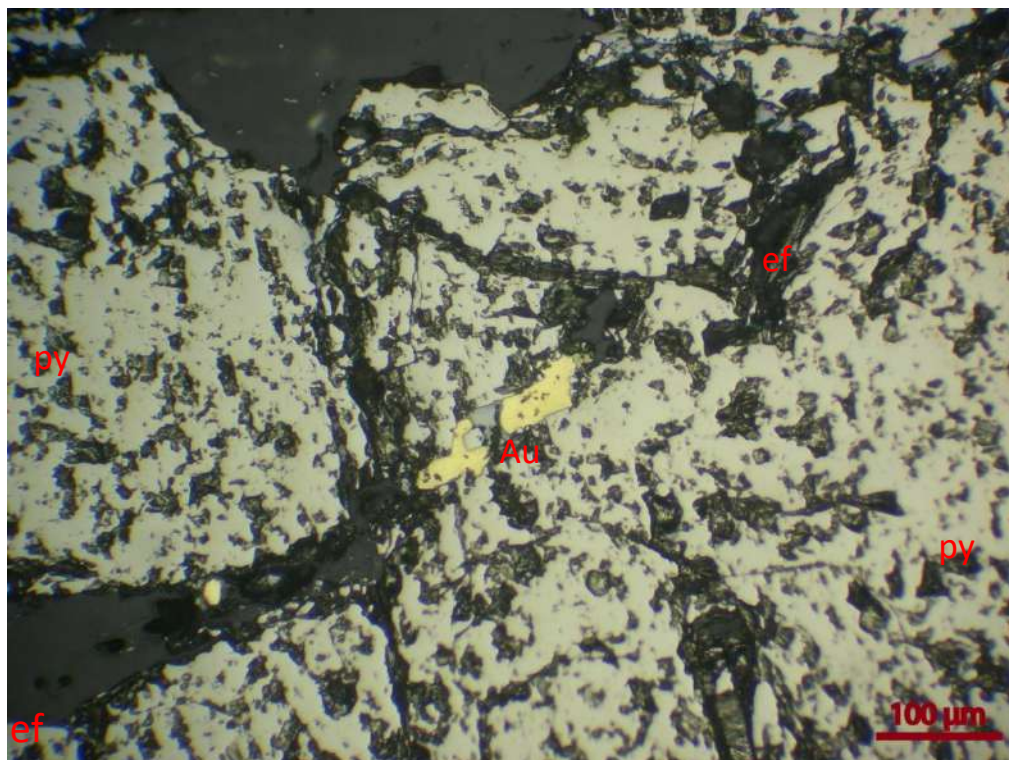
Figura 5.17. Mapa de la Geología de Huachón (Tomado de la Base Geológica 1:100000 de Monge et al.,1996)



**Fotografía 5.1 Vetas de cuarzo con oro cortando a los intrusivos metamorfizados y cizallados del Monzogranito de Ranyanc**



**Fotografía 5.2 Galena y pirita contenida en el cuarzo de veta en Huachón**



**Fotografía 5.3. Oro (Au) asociado a la venilla de Esfalerita (ef), que corta a piritas (py) en vetas polimetálicas en el intrusivo de Ranyac, en Huachón.**

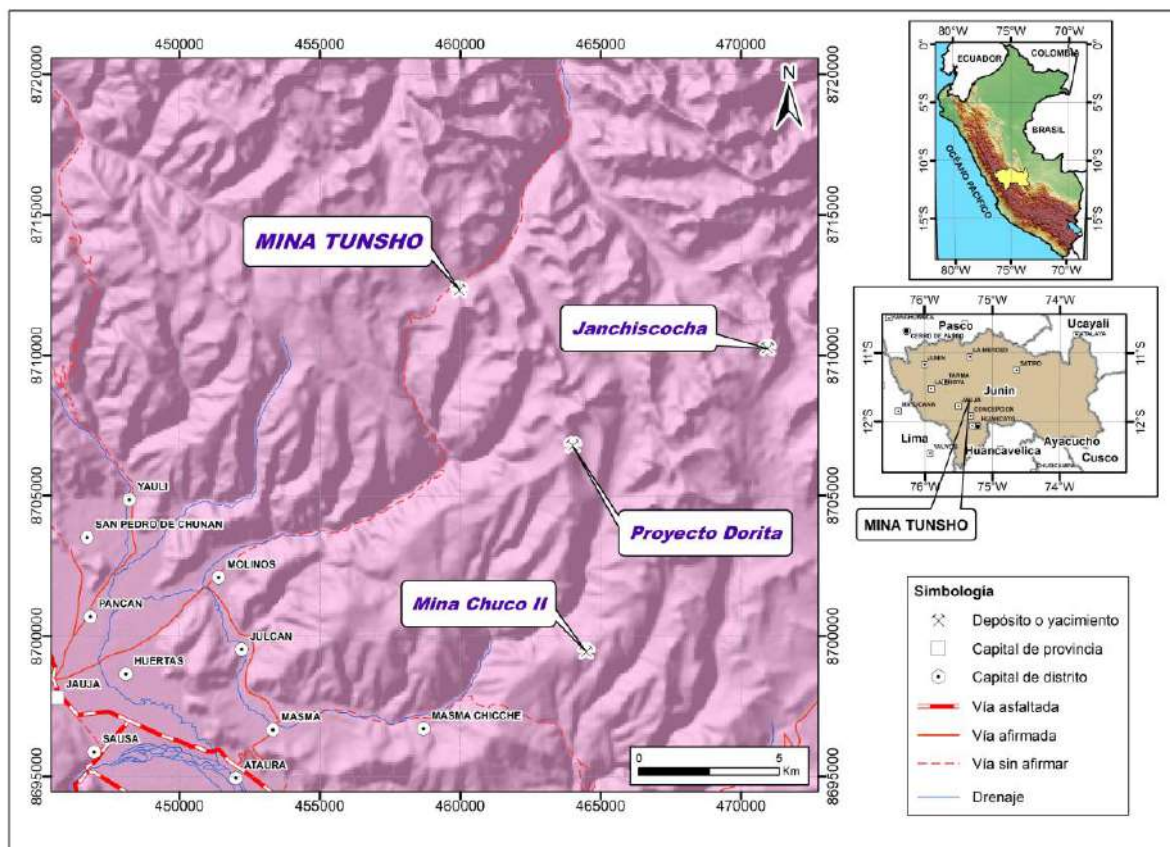
### 5.3.2.3. Mina Tunsho

La mina Tunsho se localiza en el departamento de Junín, provincia de Jauja, distrito de Molinos, aproximadamente a 20 km en línea recta al noreste de la ciudad de Jauja (Figura 5.18). Se encuentra en la parte central de la hoja de Jauja (24m); tiene como coordenada central UTM, 459740.73 E y 8711968.31 N en datum WGS84, y en coordenadas geográficas 11° 39' 5" S y 75° 22' 9.69" O.

Es accesible desde la ciudad de Huancayo por una carretera asfaltada hasta la ciudad de Jauja, luego se continúa por carretera afirmada, pasando por las



localidades de Molinos y Quero; desde allí se toma la vía sin afirmar que une los pueblos de Huirocancha, Yananya, hasta llegar al cerro Chaupiloma.



**Figura 5.18. Mapa de ubicación de la Mina Tunsho**

### *Geología Regional*

En la zona, afloran rocas sedimentarias paleozoicas de la Formación Concepción, grupos Tarma y Mitu, sobre las cuales yace el Grupo Pucará del Triásico Jurásico. El área está constituida por las formaciones Chambará, Aramachay y Condorsinga. El Cuaternario está conformado por los depósitos fluviales y morrénicos (Figura 5.19).

Localmente, en el área afloran rocas sedimentarias constituidas por conglomerados, areniscas intercaladas con niveles lutáceos, areniscas silicificadas del Grupo Mitu que son cortadas por venillas de cuarzo. También

se presenta una brecha hidrotermal con clastos angulosos a subangulosos, milimétricos a decimétricos, de naturaleza sedimentaria, metamórfica e ígnea.

Regionalmente, se tiene al macizo Sacsacancha-Sucllamachay, constituido por un complejo de rocas que van desde pequeños stocks de dioritas a un cuerpo principal sienogranítico (Paredes, 1994).

### *Geología Económica*

Presenta cuerpo alterado de brecha (silicificado y oxidado) que está constituido por fragmentos de areniscas, lutitas, arcillas y está cortado por venillas de cuarzo de 1-5 cm de grosor. Este cuerpo presenta una dirección N-S y un buzamiento de 40° O (Fotografía 5.4).

También se presenta la brecha hidrotermal (Fotografía 5.5) con clastos angulosos a subangulosos, decimétricos a milimétricos, de naturaleza sedimentaria e intrusiva. Están contenidos en una matriz silícea y cortados por venillas de cuarzo, con una fuerte silicificación y oxidación. Corresponde a un cuerpo alargado de 50 m de largo y 16-20 m de espesor.

La brecha hidrotermal está mineralizada y presenta trazas de pirita, calcopirita, arsenopirita, calcantita, limonita, jarosita, hematita, goethita, molibdenita. Además, presenta carbonatos de Cu y psilomelano.

Muestras recolectadas dieron valores de 30 g/t de Ag y una ligera anomalía geoquímica en Tierras Raras (REE). En las rocas volcánicas, las concentraciones del total de óxidos de tierras raras (TREO) son de 0.03 %.

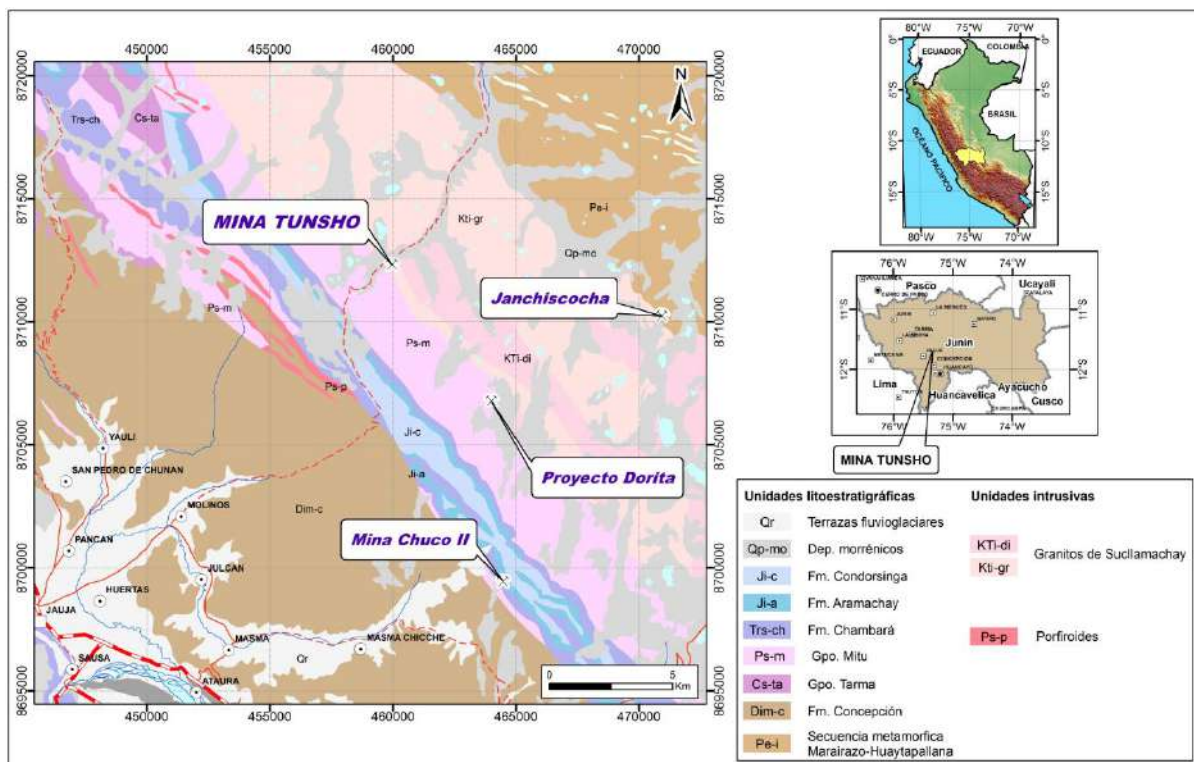


Figura 5.19. Geología de la Mina Tunsho (Fuente. Base Geológica 1:100000 de Paredes,1994) destacando los niveles sedimentarios del Grupo Mitu y los granitos del macizo Sacsacancha-Sucllamachay.



**Fotografía 5.4 Antigua labor en rocas del Grupo Mitu con fuerte silicificación y oxidación**



**Fotografía 5.5 Brecha hidrotermal con presencia de sulfuros y óxidos**

#### *5.3.2.4. Mina Chuco II*

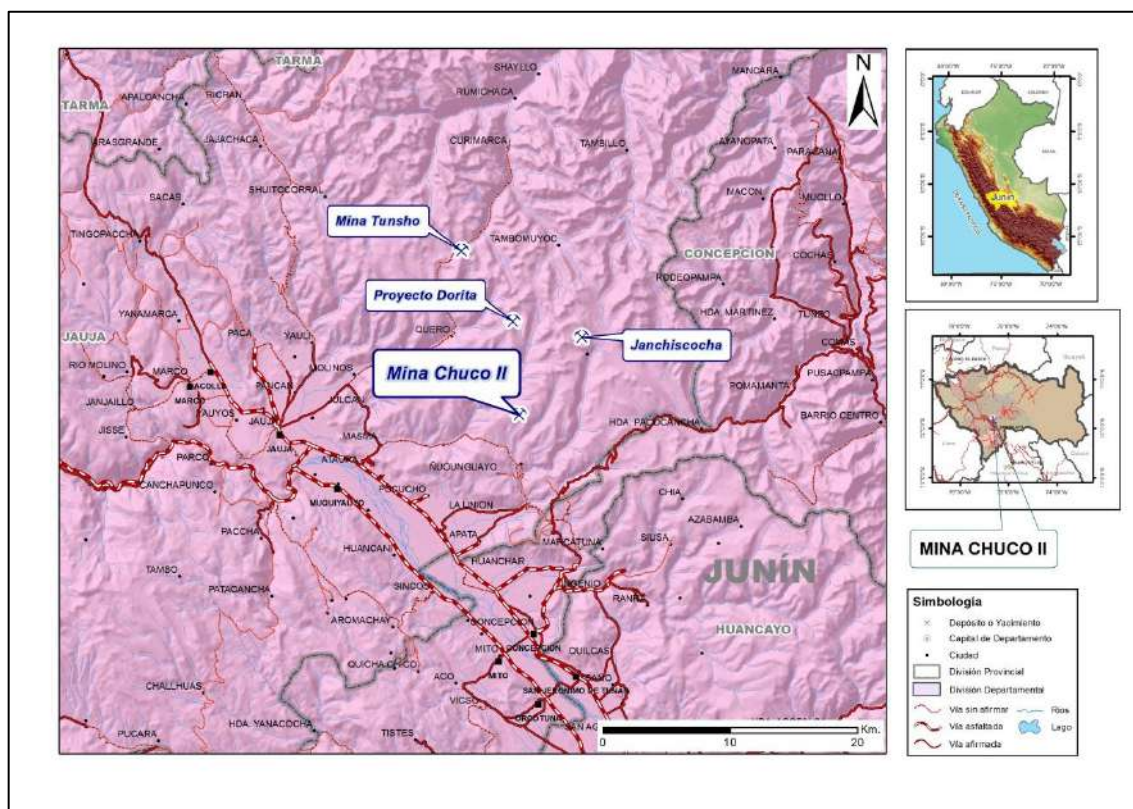
La mina Chuco II se localiza en el departamento de Junín, provincia de Jauja, distrito de Apata, aproximadamente a 19 km en línea recta al este de la ciudad de Jauja (Figura 5.20). Se encuentra en la parte sur de la hoja de Jauja (24m) de la carta nacional 1/100 000 del IGN, tiene como coordenadas centrales UTM 464419 E y 8699474 N en datum WGS84, y en coordenada geográfica 11° 45' 51.96" S y 75° 19' 35.65" O.

Para llegar a la Mina Chuco II, se parte desde Jauja por carretera asfaltada hasta Ataura; desde allí se continúa por carretera afirmada hasta Masma Chicche; luego se sigue por trocha hacia Tinco, aproximadamente a unos 3 km en línea recta hacia el este, en el Cerro Gallosincca se ubica la mina Chuco II.

#### *Geología Regional*

En la zona, afloran rocas sedimentarias paleozoicas de la Formación Concepción y Grupo Mitu, sobre las cuales yacen secuencias calcáreas del Grupo Pucará (Triásico-Jurásico) de las formaciones Chambará, Aramachay y Condorsinga. La cobertura cuaternaria está conformada por depósitos fluviales y morrénicos (Paredes, 1994).

Localmente, en el área afloran rocas sedimentarias constituidas por areniscas con intercalaciones de lutitas de la Formación Concepción (Grupo Excélsior).



**Figura 5.20. Mapa de ubicación de Mina Chuco II**

### *Geología Económica*

La mineralización es netamente de hierro y se presenta a manera de estructuras tabulares denominadas Pilar, Yanet y Magaly (Fotografías 5.6 y 5.7). La estructura Pilar y Magaly presentan una orientación entre  $N^{\circ}150^{\circ}$ - $160^{\circ}$ , estas cortan a la estructura Yanet desplazándola en forma dextral.

La mineralización de hierro es masiva, constituida por magnetita, specularita, hematita, jarosita, oligisto y como ganga cuarzo. Una muestra recolectada (GE2712-069) por fragmento de rocas (rock chip) dio valores de 6 g/t de Ag, y concentraciones anómalas de 160 ppm de Sn y 300 ppm de W.



**Fotografía 5.6 Estructura Pilar. Fotografía mirando hacia el SE.**



**Fotografía 5.7 Estructura Yanet. Fotografía mirando hacia el N**

### 5.3.2.5. Proyecto Dorita

El Proyecto Dorita se localiza en el departamento de Junín, provincia de Jauja, distrito de Apata, aproximadamente a 19.5 km en línea recta al noreste de la ciudad de Jauja (Figura 5.21). Está ubicada al centro de la hoja de Jauja (24m) de la carta nacional 1/100 000 del IGN. Tiene como coordenada central UTM, 464030 E y 8705173 N, en datum WGS84, y en coordenada geográfica 11° 42' 46.40" S y 75° 19' 48.29" O.

Para llegar al Proyecto Dorita, se parte desde Jauja por carretera asfaltada hasta Ataura, desde allí se continúa por carretera afirmada hasta Masma Chicche; luego se continúa por trocha, pasando por Tinco, Machay, Iscutacama, hasta la intersección con la quebrada carnicero. El proyecto se encuentra en las faldas del cerro Rachac.

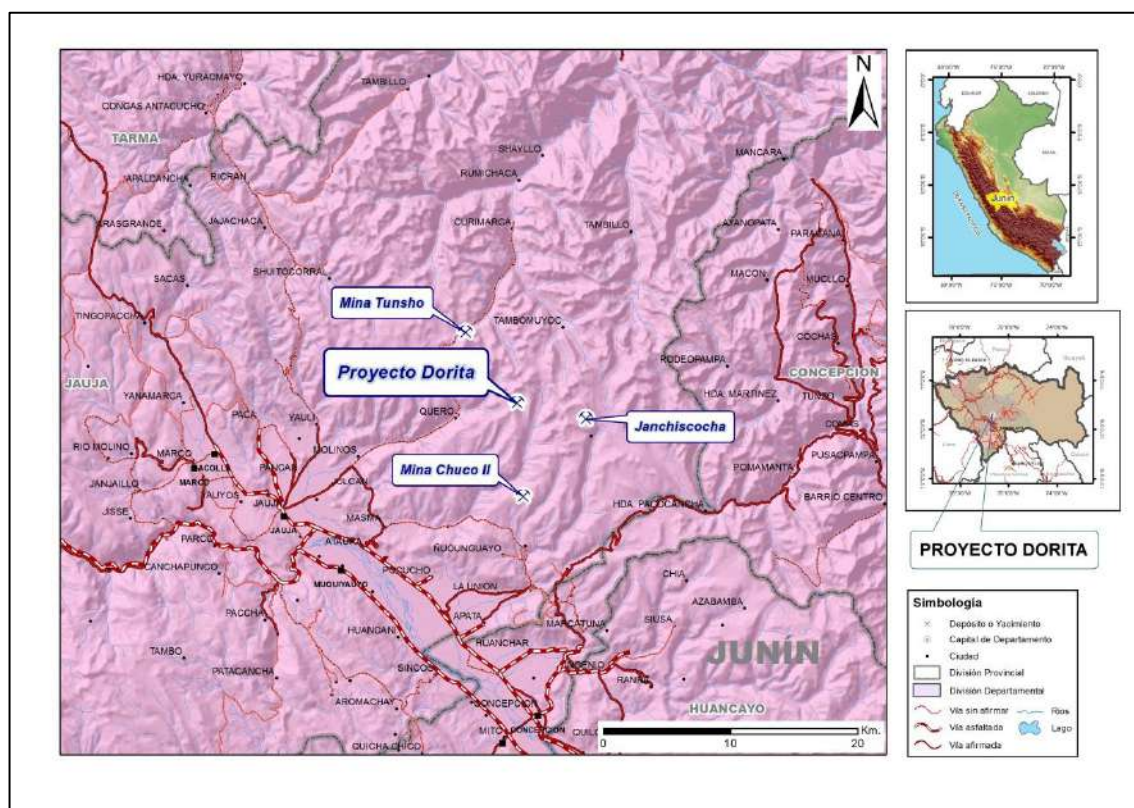


Figura 5.21. Mapa de ubicación del Proyecto Dorita



### *Geología Regional*

Al igual que en la Mina Chuco II, en la zona afloran rocas sedimentarias paleozoicas de la Formación Concepción y Grupo Mitu, sobre las cuales yacen secuencias calcáreas del Triásico-Jurásico, que están constituidas por las formaciones Chambará, Aramachay y Condorsinga del Grupo Pucará (Paredes, 1994).

### *Geología Local*

Localmente, el proyecto se encuentra alojado en rocas volcánicas del Grupo Mitu de naturaleza dacítica a dacítica porfirítica.

### *Geología Económica*

La mineralización se presenta en vetas tipo rosario (Ag, Pb, Zn), con rumbo mayormente de NO-SE, alojadas en rocas andesíticas a dacíticas (Fotografía 5.8).

La roca caja (Fotografía 5.9) se encuentra fuertemente silicificada. Las vetas contienen como mena trazas de galena, calcopirita, bornita, piritita, goethita, hematita, jarosita y como ganga sericita, arcillas, talco y cuarzo.

La muestra GE2712-081 contiene 9 g/t de Ag y una ligera anomalía geoquímica en Tierras Raras (REE) con valores de 0.05 % TREO en las rocas dacíticas del Grupo Mitu.



**Fotografía 5.8. Proyecto Dorita de roca fuertemente silicificada con trazas de sulfuros.**



**Fotografía 5.9 Proyecto Dorita con afloramiento de rocas volcánicas andesíticas con fuerte silicificación y oxidación.**

### **5.3.3. Franja XVI de depósitos tipo Mississippi Valley (MVT) de Pb-Zn del Eoceno-Mioceno**

Se sitúa a lo largo de la Zona Subandina del centro del Perú. Las rocas huéspedes de la mineralización de Pb-Zn están constituidas por secuencias dolomíticas del Triásico superior-Jurásico inferior del Grupo Pucará. Esta franja está controlada por el sistema de fallas NO-SE Satipo-Pangoa-San Francisco, que ponen en contacto la Cordillera Oriental con la Zona Subandina. Al oeste de la franja, también es posible encontrar depósitos MVT de Pb-Zn, pero a diferencia de la franja principal, se encuentran distribuidos puntualmente en anticlinales cerrados que desaparecen debajo de las rocas más jóvenes. En este sector, se tienen a los depósitos San Vicente, Ulcumayo, Pichita Caluga y Shalipayco. La edad de mineralización de estos depósitos se asume entre el Eoceno y el Mioceno, de acuerdo a lo propuesto para San Vicente (Badoux, et al., 2001); se relaciona con las épocas de mayor deformación que afectaron a esta zona (Mégard, 1987; Carlotto, 2005). En general, son depósitos no asociados con alguna actividad ígnea (Pirajno, 2009).

#### *5.3.3.1. San Vicente*

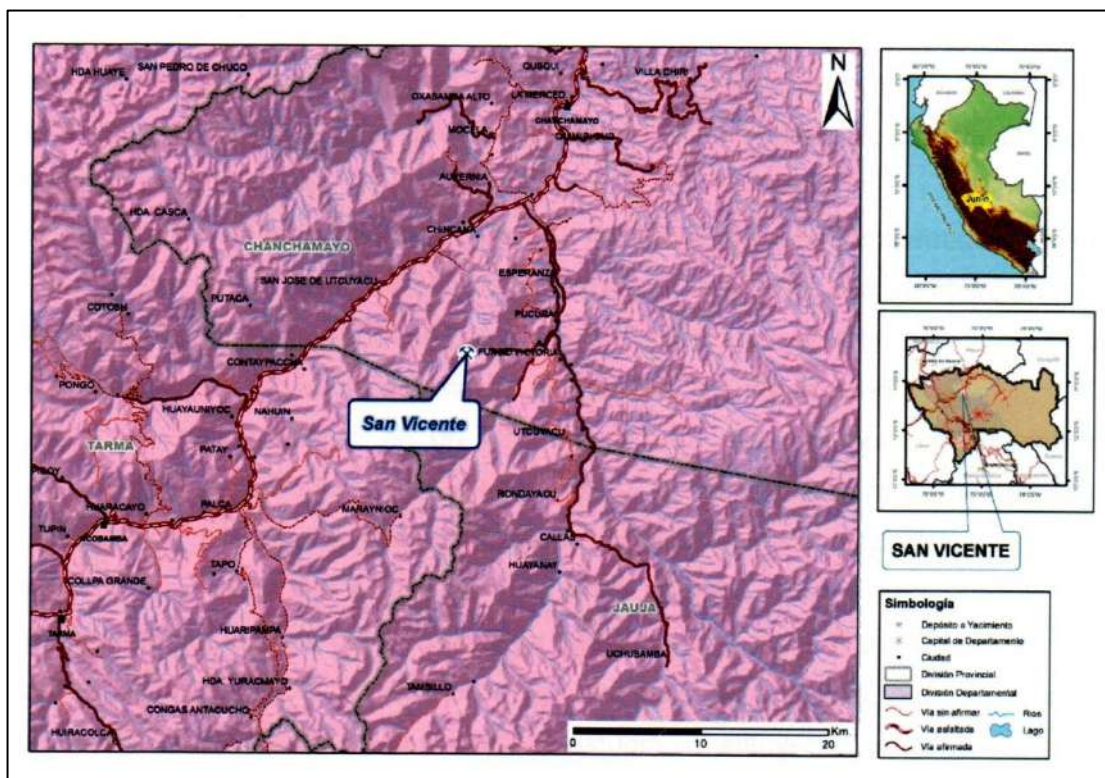
El yacimiento minero San Vicente se ubica en el distrito de Vitoc, provincia de Chanchamayo, departamento de Junín, a una cota promedio de 1500 msnm (Figura 5.22). Se ubica en la parte occidental de la hoja de La Merced (23m). Tiene como coordenada central UTM 456336.86 E y 8758190.91 N, en datum WGS84, y en coordenada geográfica 11°14'S y 75°24'O.

Desde la ciudad de Lima, se accede por la Carretera Central en vía asfaltada que pasa por La Oroya y Tarma. En el km 311, en San Ramón, existe un desvío hacia el SSE; a 17 km se ubica la Mina.

En el año 1955, el Sr. José Carpena denunció la concesión San Vicente. Luego la cedió en opción de adquisición a la firma Hochschild y se formó la

compañía Minera Chanchamina. La sociedad denominada Compañía Minera San Vicente exploró el yacimiento desde 1960 a 1963.

En octubre de 1963, ingresó a la sociedad la compañía Cerro de Pasco Corporation, Hochschild y Chanchamina. En 1966, la compañía Minera San Ignacio de Morococha formó parte de la sociedad y terminó adquiriéndola totalmente en 1973.



**Figura 5.22. Mapa de ubicación de la Mina de San Vicente en la provincia de Chanchamayo (Junín)**

### *Geología Regional*

El entorno estratigráfico, representado por el Grupo Mitu de edad Permiano superior– Triásico, está constituido por lavas de composición andesítica de color gris verdoso. El Grupo Pucará está conformado por calizas dolomíticas, mientras que la Formación La Merced está compuesta por conglomerados de edad Neógena, principalmente, fuera de la zona de trabajo (Figura 5.23).

En rocas intrusivas, el granito rojo de San Ramón y el granito gris de Tarma están comprendidos entre las edades del Permiano superior-Triásico (Monge et al., 1996).

La secuencia estratigráfica local (Figura 5.24) en la mina San Vicente está representada por 8 unidades litológicas del Grupo Pucará, de las cuales las dolomías San Judas, San Vicente, Alfonso y Colca son de facies prospectivas y con condiciones geológicas para albergar mineralización.

Para la interpretación y correlación de la secuencia estratigráfica, se utiliza la caliza negra bituminosa limoarenosa, denominada Caliza Uncush, como nivel guía regional, que permite separar la Dolomía San Vicente de la Dolomía Alfonso. En la Dolomía San Vicente existe otra capa guía, que se denomina "Nivel Fosilífero", constituida por el paso de una dolomía fina.

El cambio de facies constituye una guía muy fosilífera, a veces con pseudomorfos de sulfatos, a otra dolomía oolítica con crinoideos importantes, pues ella cumple la función de trampa de azufre reducido, que permite la precipitación de fluidos portadores de Zn y Pb que ascienden en las fracturas y capas permeables (Fontboté, 1990).

En la mina, los estratos tienen un rumbo promedio norte-sur, con buzamiento al oeste (Kohler, 1991).

Los cuerpos ígneos afloran en un 40 % en el área. Predominan los Granitos Rojos de San Ramón y el Granito Gris de Tarma, y el más reciente, el Granito de San Bartolomé. Además, se observa cuerpos subvolcánicos de composición andesítica que se emplazan a manera de sills y diques (Kohler, 1991).

Estructuralmente, el distrito minero está ubicado en un monoclinal que buza al oeste con estructuras de sobreescurrecimientos de bajo ángulo, con vergencia al oeste. Los sistemas de fracturas de alto ángulo predominantes son NE-SO y N-S. También se observan fracturas de tendencia NO-SE (Fontboté, 1990).

### *Geología Económica*

San Vicente es un yacimiento estratiforme y estratoligado con mineralizaciones de zinc, plomo y plata, dispuestos en mantos. El área mineralizada tiene 60 km y comprende las zonas San Vicente, Uncush Sur, Siete Jeringas y Chilpes (Kohler, 1991). La forma de mineralización en San Vicente es de tipo cebra, en brecha y masiva (Kohler, 1991).

Las estructuras tienen una orientación norte-sur, buzando 45° al oeste, con espesores que varían de 1 a 20 m. Tienen forma mantiforme o de cuerpos lenticulares paralelos a la estratificación.

La mineralización principalmente es de esfalerita, galena, pirita, calcopirita, pirrotita, hematita y limonita.

Para la génesis del depósito de San Vicente, se propone que los minerales se formaron después de la sedimentación del Grupo Pucará (el agua de mar concentra iones de metal y absorbe al Zn y Pb), debido a un proceso del ambiente supratidal de bajo PH y alto EH que movilizó a las partículas de Zn, Pb (Kohler, 1991). Postgenéticamente, las salmueras de la cuenca habrían sido expulsadas por compactación y habrían lixiviado a las rocas de basamento. Luego, habrían transportado elementos base por fallas y otras estructuras, para luego precipitar en las facies carbonatadas porosas en un ambiente reductor, gracias a la presencia de materia orgánica. De este modo, dolomitizó y mineralizó a las calizas con capas de esfalerita y algo de galena; por ello, se observan brechas rellenas de material mineralizante. La Formación Chambará constituye la principal unidad mineralizada.

Estudios isotópicos indican que San Vicente se formó en la etapa de diagénesis, a una profundidad de enterramiento de 2-3 km, alcanzada a fines del Jurásico (Fontboté & Gorzawski, 1990). Sin embargo, se observa un control estructural que condicionó el emplazamiento final de las menas económicas asociadas a las estructuras tipo zebra (intercalaciones rítmicas de las dolomías blancas y negras). Estas estructuras se habrían iniciado durante el fallamiento inverso regional o durante las aperturas de los planos

de debilidad preexistentes, como la estratificación, ocurridos durante el Mioceno superior (Badoux et al., 2001).

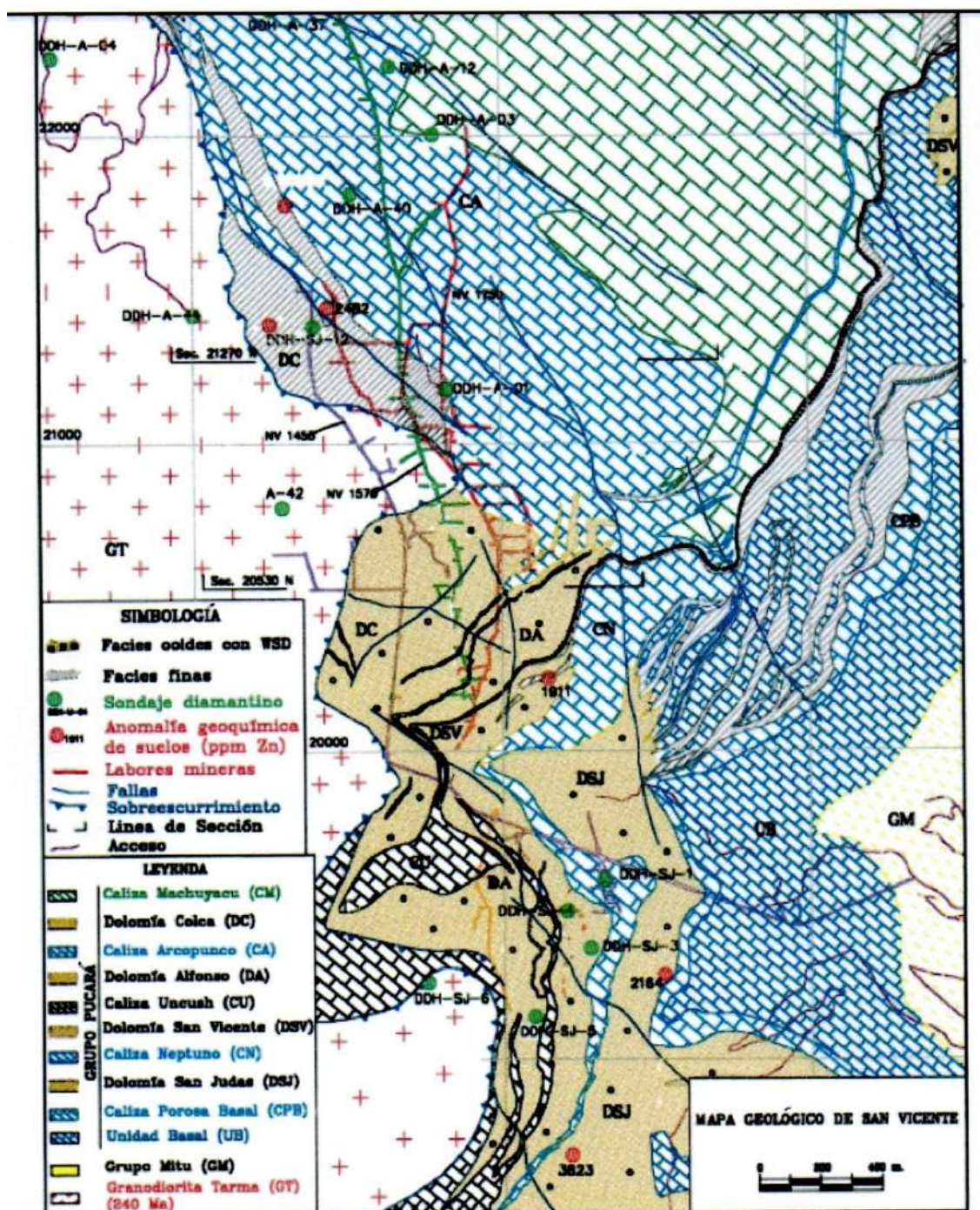


Figura 5.23. Mapa geológico de la mina San Vicente (Fuente. Dávila et al., 1999), en las calizas del Gpo. Mitu subdivididos localmente en numeras unidades calcáreas.

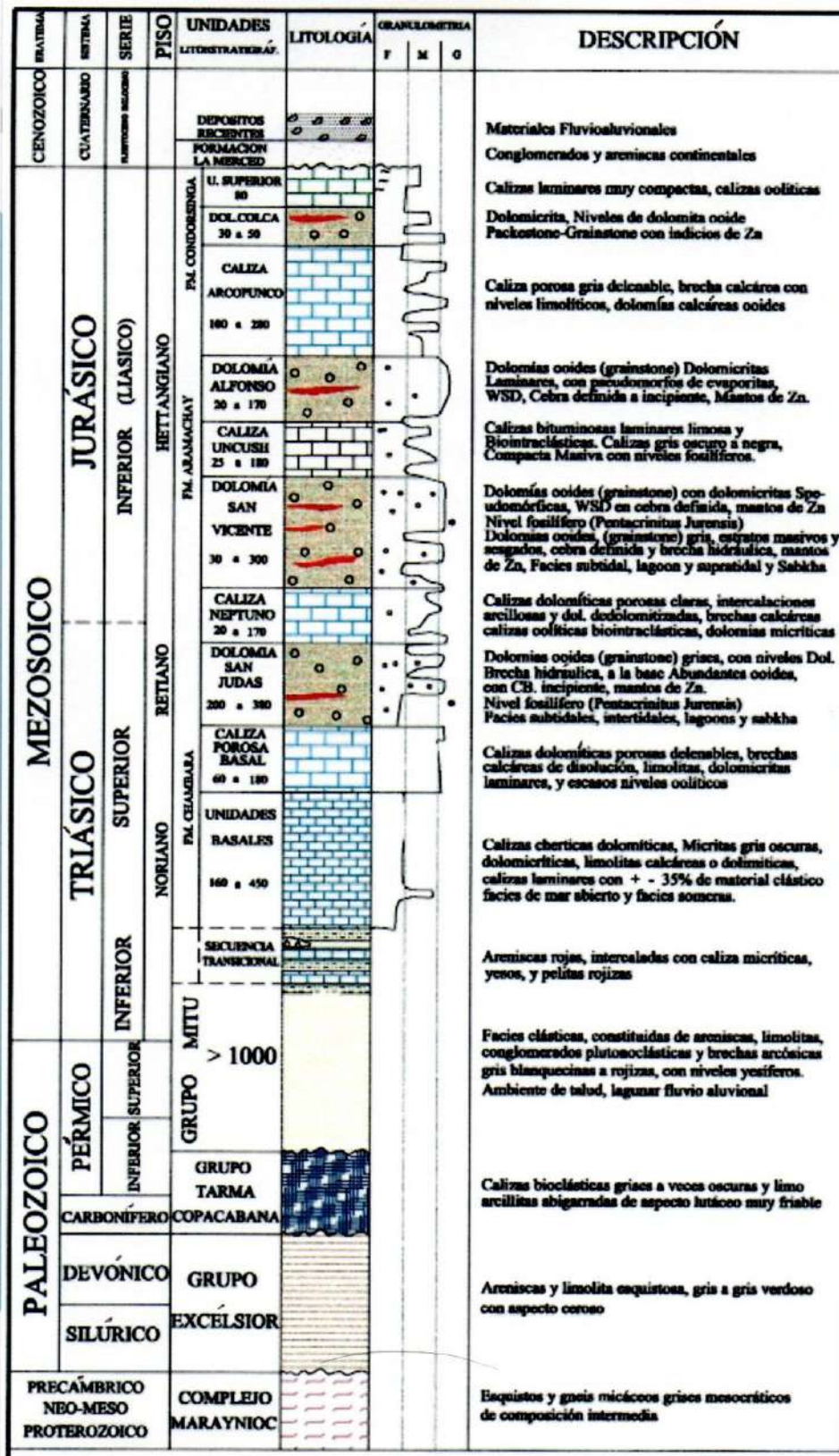


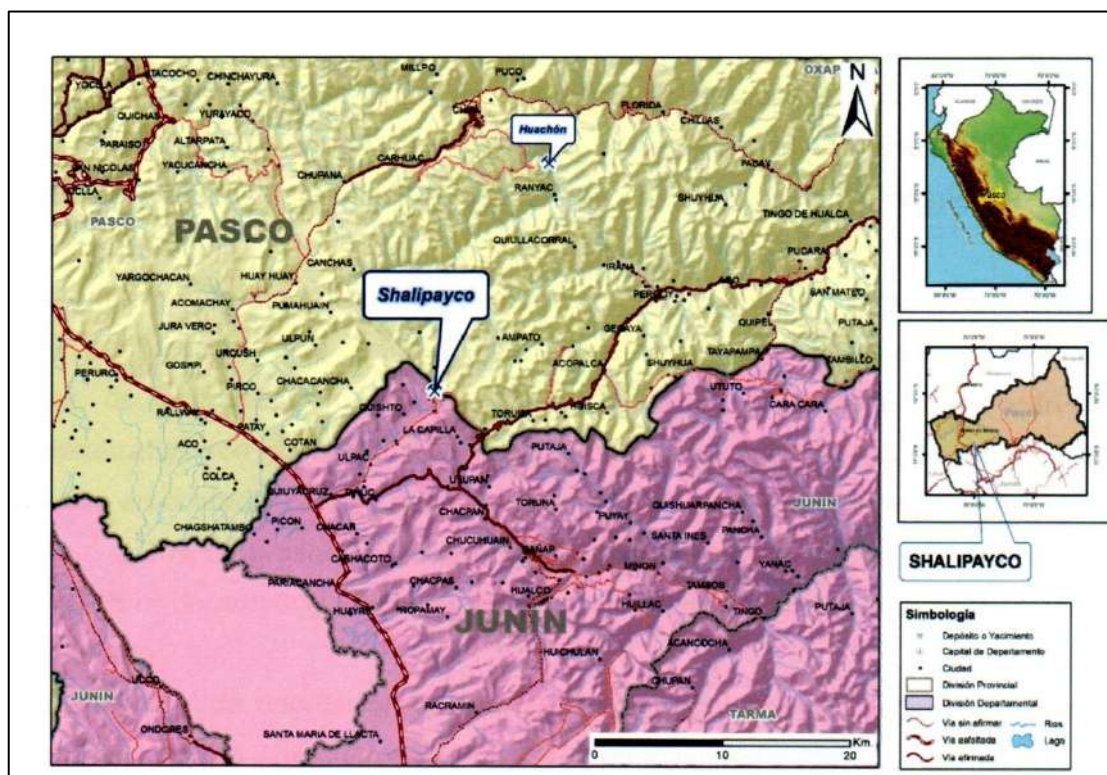
Figura 5.24. Columna estratigráfica generalizada del área San Vicente (Fuente. Dávila et al., 1999) destacando las numerosas unidades calcáreas del Gpo. Pucará.



### 5.3.3.2. Shalipayco

Se ubica a una distancia de 180 km al NE de Lima, en el límite de los departamentos de Pasco y Junín, entre las provincias de Pasco y Junín, distritos de Ninacaca y Carhuamayo, respectivamente (Figura 5.25). Se encuentra en la parte occidental de la hoja de Ulcumayo (22I). Tiene como coordenada central UTM 394334.05 E y 8802281 N en datum WGS84, y en coordenada geográfica 10° 50' S y 75° 58' O.

Desde la ciudad de Lima, se accede por la Carretera Central en vía asfaltada que pasa por La Oroya-Carhuamayo, en un total de 253 km. Desde Carhuamayo, por carretera afirmada, pasa a una distancia de 14 km (Carbajal, 2002).



**Figura 5.25. Mapa de ubicación de Shalipayco entre las regiones de Pasco y Junín**

### *Geología Regional*

Las rocas más antiguas son las lutitas devonianas del Grupo Excelsior del Paleozoico.

El Permiano superior-Triásico está representado por el Grupo Mitu. Litológicamente, está compuesto por: a) Conglomerados; b) Areniscas de grano fino a grueso con algunas intercalaciones de conglomerados de color marrón rojizo a verde olivo; c) Rocas volcánicas en la parte superior, constituidas por tobas y lavas andesíticas. Posteriormente, el Grupo Pucará se depositó como consecuencia de la transgresión Noriana, la cual dio lugar a una plataforma carbonatada extensa, elongada con dirección NNO-SSE. Se divide en tres formaciones: Chambará, Aramachay y Condorsinga (Carbajal, 2002).

- Formación Chambará: Dolomías calcáreas y calizas intercaladas.
- Formación Aramachay: lutitas y areniscas calcáreas finamente laminadas con abundante chert
- Formación Condorsinga: Compuesta mayormente por calizas y dolomías con brecha sinsedimentaria.

Los depósitos cuaternarios, comprenden depósitos glaciares (morrenas), ubicados en los alrededores de las lagunas Chaca Cancha y Yanacocha (Carbajal, 2002).

Estructuralmente, las fallas generalmente tienen orientación  $165^\circ$  y buzamiento vertical. El fracturamiento más prominente está constituido por fallas de estratificación y fallas transversales a los estratos. Los plegamientos dextrales con orientación NE han condicionado la sedimentación de las diferentes facies del Grupo Pucará, probablemente sean las mismas que condicionaron la paleogeomorfología del Grupo Mitu (Carbajal, 2002).

Los estratos en el sector de La Virgencita tienen orientación  $165^\circ$  con buzamientos de  $40^\circ$  al SO. El Manto Pucará tiene dirección  $N130^\circ$ , con buzamientos de  $35^\circ$  al SO, mientras que el Manto Resurgidora tiene  $N160^\circ$ , con buzamiento de  $33^\circ$  al SO.

### *Geología Económica*

El yacimiento está definido como de tipo Mississippi Valley, desarrollado en secuencias sedimentarias carbonatadas de dolomías y calizas dolomitizadas con bitumen de la Formación Chambará. Allí se presenta una mineralización en forma de mantos en las calizas dolomíticas del Grupo Pucará y cerca o en contacto con las rocas del Grupo Mitu infrayacente, en tres niveles: El primer manto se encuentra ubicado en la base de la Formación Chambará, sobre el Grupo Mitu. El segundo manto se ubica entre 150 y 200 m de la base de la columna estratigráfica de la Formación Chambará, en la secuencia de la Dolomía packstone bioclástica. El tercer nivel mineralizado comprende a los mantos Resurgidora y Pucará, en donde el Zn es mayor que el Pb; allí se observan pátinas y fracturas rellenas de óxido de hierro (limonita, hematita, goethita). El Manto Resurgidora tiene 6-15 m y una longitud de 2 km, mientras que el Manto Pucará tiene 1.5 m de grosor y 200 m de longitud. Otro manto, La Virgencita, tiene 1 a 2 m de grosor, con longitudes de afloramiento de 200 m.

Posteriormente, hay un evento tardío de mineralización hidrotermal con características propias de un tipo mesotermal, asociado con vetas, mantos irregulares, chimeneas irregulares, rellenos con sulfuros y sulfosales acompañados con ganga de cuarzo, calcita, pirita; estas estructuras cortan a la mineralización del tipo MVT (Carbajal, 2002).

Las teorías genéticas más aceptadas proponen una migración de salmueras de cuenca que habrían lixiviado rocas detríticas y se habrían precipitado, posteriormente, en facies carbonatadas porosas, en un ambiente reductor asociado a algas, en estructuras bird eyes y en bancos oolíticos (Carbajal, 2002).

La mineralogía consiste en esfalerita, galena, marmatita, calcopirita y smithsonita como minerales de mena; como ganga se tiene a la pirita, dolomita, especularita y a la barita (Carbajal, 2002). La galena contiene plata; la esfalerita está diseminada en las dolomías mudstone del Manto Resurgidora (Fotografía 5.10), donde también se han encontrado bismutinita

y goethita. En el Manto La Virgencita, el contenido de Pb es mayor al Zn en la galena y esfalerita (Fotografía 5.11; Chevarria, 1965). Se ha determinado una paragénesis de esfalerita-pirita-galena (Lavado, por comunicación personal).

Se tienen datos de 5 % Pb en el Manto La Virgencita. En el Manto Resurgidora se tienen leyes de Pb de 2-3 % y de Zn de 3-2 %, muy bajas. Además, muestras recolectadas (GE2712-254) dieron valores de 80 g/t de Ag en un manto mineralizado de esfalerita, también con valores de 7 ppm de U.



**Fotografía 5.10 Manto Resurgidora en Shalipayco**



**Fotografía 5.11 Galena y esfalerita y argentífera en el Manto Virgencita en Shalipayco**

#### **5.3.4. Franja XVII de epitermales de Au-Ag del Eoceno y depósitos polimetálicos del Eoceno-Oligoceno-Mioceno**

Se localiza en la Cordillera Occidental del Perú central. Su distribución espacial está controlada por las reactivaciones de las fallas NO-SE y N-S de los sistemas La Oroya-Huancavelica y Cerro de Pasco-Ayacucho. El depósito más antiguo conocido hasta la fecha es el epitermal de Au-Ag de Quicay, con una edad de mineralización en el rango de 37 y 35 Ma (Noble & Mc Kee, 1999). Este depósito está relacionado con la actividad magmática del Oligoceno, que se manifiesta principalmente por el emplazamiento de cuerpos intrusivos de composiciones variables entre dioritas y granodioritas; allí se tienen depósitos tipo skarns de Pb-Zn-Cu, en contacto con secuencias carbonatadas del Triásico superior-Jurásico inferior del Grupo Pucará, como son los depósitos El Porvenir (Milpo) y Atacocha, así como el pórfido-skarn de Vinchos. Igualmente, las intrusiones del Oligoceno están relacionadas con vetas de Pb-Zn-Cu como Machcán. Según reportes de edades radiométricas K/Ar de Soler & Bonhomme (1988), la época metalogenética para los depósitos de Pb-Zn-Cu se encontraría entre 29 y 26 Ma. Por otro lado, las intrusiones miocénicas ~20 Ma se asocian con las mineralizaciones de Pb-Zn-

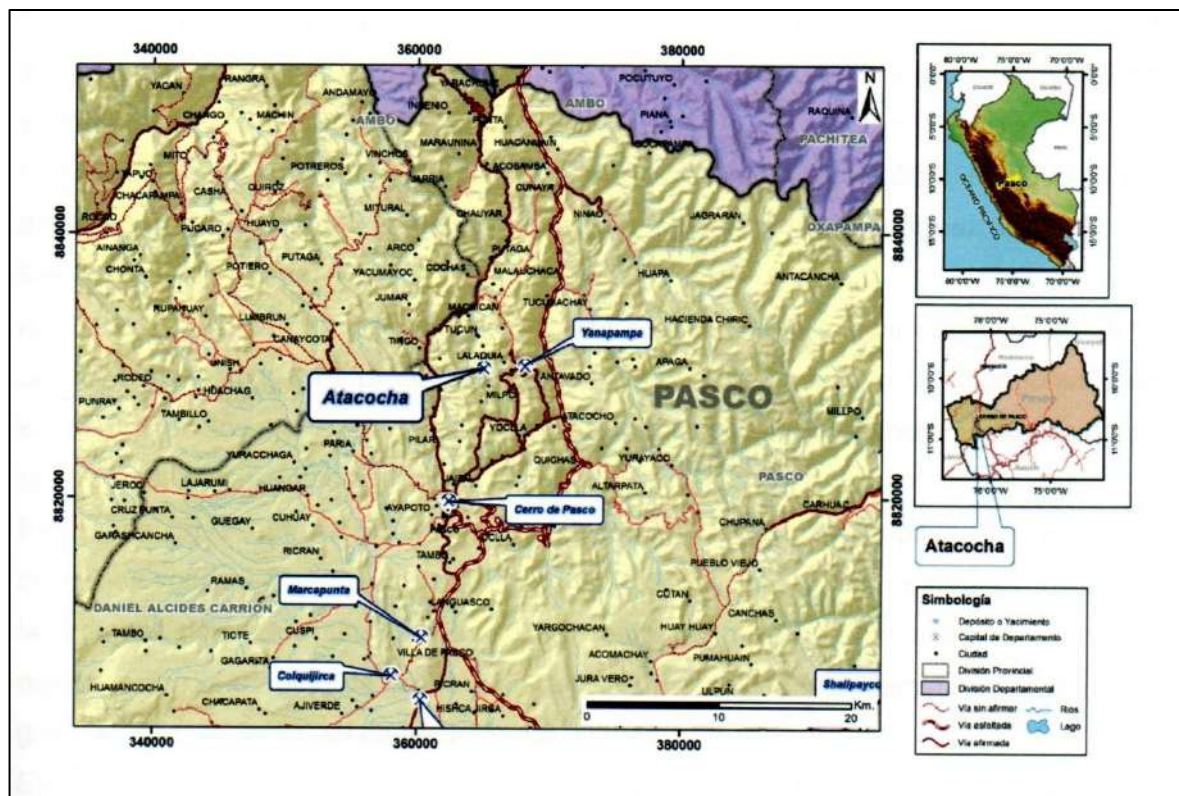
Cu. El proyecto Estrella sería un epitermal emplazado en rocas volcánicas paleozoicas del Grupo Mitu.

Como se observa, esta franja es la más compleja, debido a que se encuentran depósitos hidrotermales metálicos de diversos tipos, como pórfidos de Cu-Mo, skarns de Pb-Zn-Cu, epitermales de Au-Ag y polimetálicos de Pb-Zn (Ag). Todos ellos están relacionados con intrusiones en tres eventos magmáticos registrados en los periodos siguientes: 39-33 Ma (Eoceno), 31-25 Ma (Oligoceno) y 20-10 Ma (Mioceno), cuya distribución espacial y temporal está controlada por las reactivaciones de las fallas NO-SE y N-S de los sistemas La Oroya-Huancavelica y Cerro de Pasco-Ayacucho.

#### *5.3.4.1. Atacocha*

El distrito minero de Atacocha está localizado en el departamento y la provincia de Cerro de Pasco, a 15 km al NE de esta ciudad (Figura 5.26). Se encuentra ubicado en el extremo norte de la hoja de Cerro de Pasco (22k); tiene como coordenada central UTM 365070.46 E y 8829824.22 N en datum WGS84, y en coordenada geográfica 10° 35' S y 76° 14' O.

La altitud media es de 4000 msnm. La mina es accesible mediante la Carretera Central Lima-Cerro de Pasco, de 315 km. Desde Cerro de Pasco se continúa por carretera afirmada hasta Atacocha que se encuentra a una distancia de 15 km.



**Figura 5.26** Mapa de ubicación de la mina Atacocha al norte de la ciudad de Cerro de Pasco

### *Marco Geológico*

En los alrededores de Machcán, el Grupo Mitu piroclástico alcanza su máximo espesor de 24 m con 600 m de largo.

Otras rocas sedimentarias (Figuras 5.27 y 5.28) afloran en el área desde el Triásico Superior al Jurásico inferior (Grupo Pucará) con sus tres formaciones (Megard, 1968): Formación Chambará (calizas), Formación Aramachay (areniscas negras) y Formación Condorsinga (lutitas con calizas). El Cretáceo está representado por el Grupo Goyllarisquizga con sus formaciones Chimú, Santa, Carhuaz y Farrat, además de las formaciones Pariahuanca, Chayllacatana, Chúlec, Pariatambo y Jumasha.

El Cuaternario está representado por depósitos glaciares, fluvio-glaciares y fluviales (Cobbing et al., 1996).

Las rocas ígneas que afloran en el área corresponden al stock de Atacocha (pórfido dacítico), diques subverticales en algunos casos de naturaleza lamprófida del Paleógeno (Rodríguez & Condori, 2002; Cárdenas, 1984) y pórfidos dacíticos que se emplazan en la parte sur del distrito minero de Atacocha, así como el intrusivo de Machcán. En el suroeste, estos subvolcánicos —el más grande de los cuales tiene un diámetro de 30 m— tienen tendencia NO-SE en zonas de fallas. En general, la composición de las rocas es dacítica.

En Atacocha, las rocas mesozoicas fueron plegadas y fracturadas por esfuerzos de compresión. Tienen una orientación aproximada de N-S y probablemente de edad de fines del Mioceno, cerca de 6 Ma, tal como se aprecia en las figuras 4.17 y 4.18, tomadas de Tumialán (2003).

Las estructuras plegadas más saltantes son un anticlinal y un sinclinal, en cuyo flanco este se emplazan la mayoría de las estructuras mineralizadas (Rodríguez & Condori, 2002).

#### *Geología Económica*

Presenta pirita estratiforme junto con calcedonia en los horizontes superiores, y en menor proporción presenta galena, esfalerita, calcopirita en los niveles calcáreos, todos como cuerpos colgantes dentro del Grupo Pucará. Esta zona sería un centro de actividad volcánica eruptiva, representado por una chimenea volcánica. A medida que aumenta la distancia, alejándose desde la chimenea volcánica, la composición de los minerales de sulfuros, sufren cambios concomitantes con una disminución del tamaño de grano y su espesor. La calcedonia disminuye, mientras la galena y contenido de esfalerita aumentan hacia la chimenea (Hirdes, 1990).

Las intrusiones —y probablemente las soluciones calientes asociadas a ellas— dieron lugar a un metamorfismo de contacto que se manifiesta en una silicificación de las calizas del Grupo Pucará (zonas de skarn) y la transformación parcial de las areniscas en cuarcitas (Rodríguez & Condori, 2002).



Se tienen tres tipos de estructuras: 1) vetas de relleno y reemplazamiento, 2) diques y 3) cuerpos de metasomatismo de contacto en skarn (Cárdenas, 1984).

Los cuerpos irregulares de reemplazamiento y las vetas se encuentran emplazadas en las calizas del Grupo Pucará, y las areniscas y chert del Grupo Gollarisquizga. La mineralogía consiste en galena argentífera, esfalerita, calcopirita, con los niveles superiores más ricos en Pb y Ag, mientras que el Zn, Cu y Au aumentan en profundidad. Las leyes de Ag son relativamente estables a lo largo del sistema (Rodríguez & Condori, 2002).

Machcán (Pb-Zn) es un depósito estratiforme y de vetas. Los cuerpos estratiformes pueden ser subdivididos en cinco tipos (Hirdes, 1990):

Menas de sulfuros compuestas predominantemente de pirita en piroclásticos, en el contacto Mitu-Pucará (Manto Angélica, Manto Precaución, Manto VII, Manto Churlo).

El horizonte de calcopirita está compuesto de carbonatos finamente laminados (Manto Precaución II).

Lente de galena, esfalerita, y pirita está compuesta de carbonatos (Manto Carmen, Manto San Judas, Manto Olga, Manto Palmira).

Lentes de galena, esfalerita y pirita ocurren en el techo o en el piso de niveles volcánicos (Manto Carmen II, Manto Lizandro, Manto Ricardo).

Un horizonte que contiene menor cantidad de sulfuros; predomina en calizas bituminosas y carbonatos con un elevado contenido de dolomita.

Las mineralizaciones en vetas son:

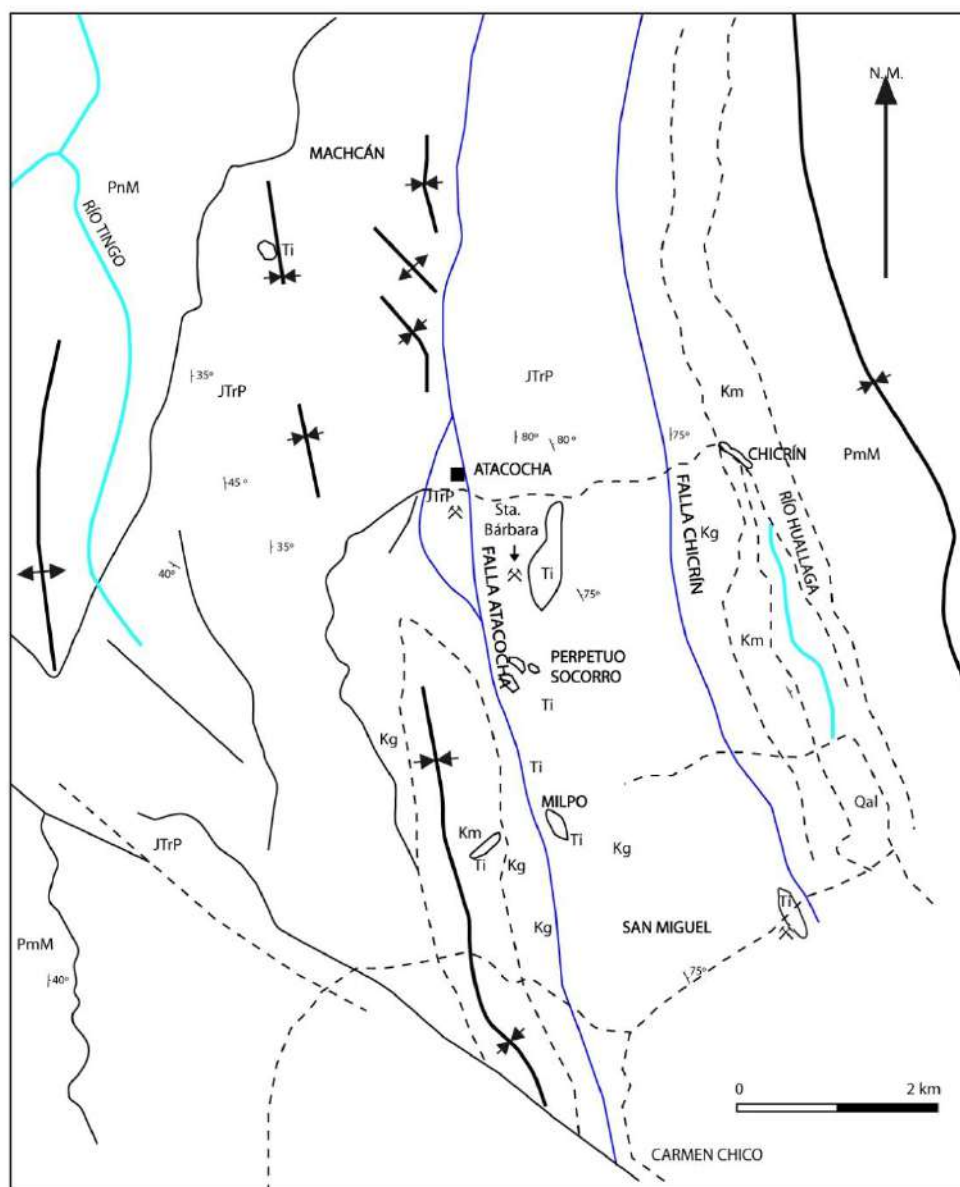
1. Vetas de orientación NO-SE galena, esfalerita en el Grupo Pucará (Veta Carmen, Veta Teulada, Veta Flecha, Veta Lizandro, Veta Don Chipi, Veta Comedor, Veta Balconcillo, Veta Milagros, Veta Cooperativa); vetas E-O (Veta Chamaco).

## 2. Calcosita de venillas rojas en el Grupo Mitu (Hirdes, 1990).

Generalizando, tenemos que la mineralogía está constituida por sulfuros de Pb, Zn, Cu, y Ag (galena argentífera, esfalerita, calcopirita); la ganga está constituida por minerales no sulfurados y pirita con calcita, rejalgar, oropimente, yeso, cuarzo, rodocrosita, fluorita y limonita (Rodríguez & Condori, 2002).

Atacocha es un depósito de origen hidrotermal epigenético (Cárdenas, 1984). Según Hirdes (1990), la génesis de Machcán comprende una primera etapa estratiforme, formada durante la transición de un ambiente continental de condiciones para depósitos vulcanoclásticos cuarzodacíticos (Grupo Mitu). Luego, continuaría la erupción de un respiradero de un paleovolcán en el arco de Machcan, para terminar en un peritidal-marino (Formación Chambará), con facies centrales caracterizadas por brechas impregnadas de pirita y sílice, hacia el final de la actividad eruptiva. En un estadio avanzado hacia la finalización del vulcanismo, se tiene una pirita masiva en horizontes. Asimismo, aparte del vulcanismo, se registran procesos bioquímicos importantes para la mineralización de sulfuros. Posteriormente, se forman los grandes cuerpos estratiformes y de vetas —como se aprecia en la Figura 4.18, tomada de Tumialán—, asociados a los fluidos de los intrusivos dacíticos que originaron el metasomatismo, en especial en el sector de Santa Bárbara. Allí se aprecia una aureola de contacto manifestada en la silicatación de las calizas del Grupo Pucará y la transformación parcial de la arenisca en cuarcita, con su mineralogía de sulfuros en carbonatos con galena argentífera, esfalerita y pirita, así como algo de oro en pirita, cuarzo y calcita, rodocrosita y fluorita (Rodríguez & Condori, 2002).

Las muestras recolectadas en menas por el método de fragmentos de rocas dieron valores de 46 g/t de Ag y 1% de Pb.



**Figura 5.27 Mapa Geológico de la mina Atacocha (Fuente. Tumialán, 2003)**

Leyenda:

PnM: Gpo. Mitu

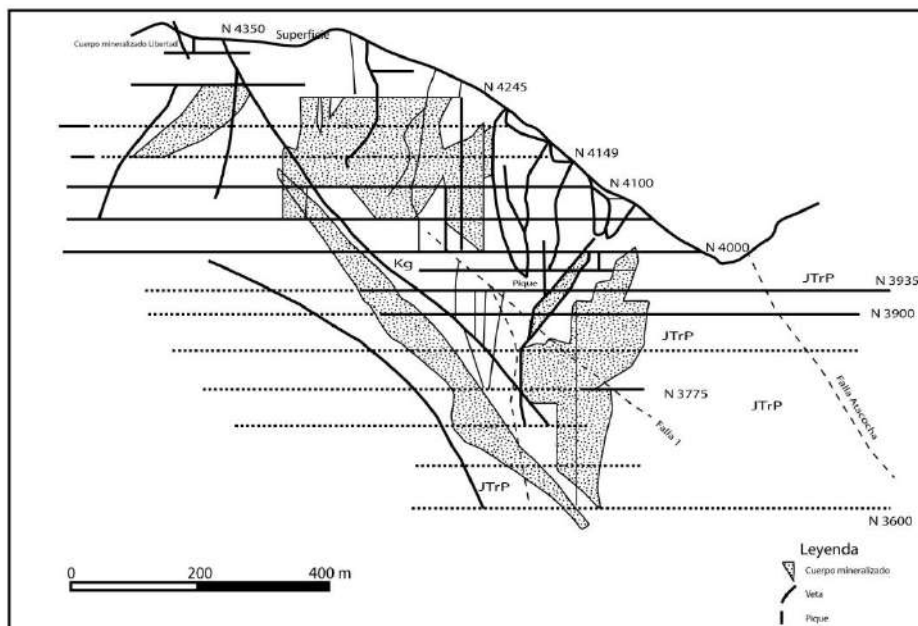
JTrP: Gpo. Pucará

Kg: Gpo. Goyllarisquizga

Km: Formaciones Pariahuanca, Chayllacatana, Chúlec, Pariatambo y Jumasha

Qal: Cuaternario

Ti: Rocas intrusivas



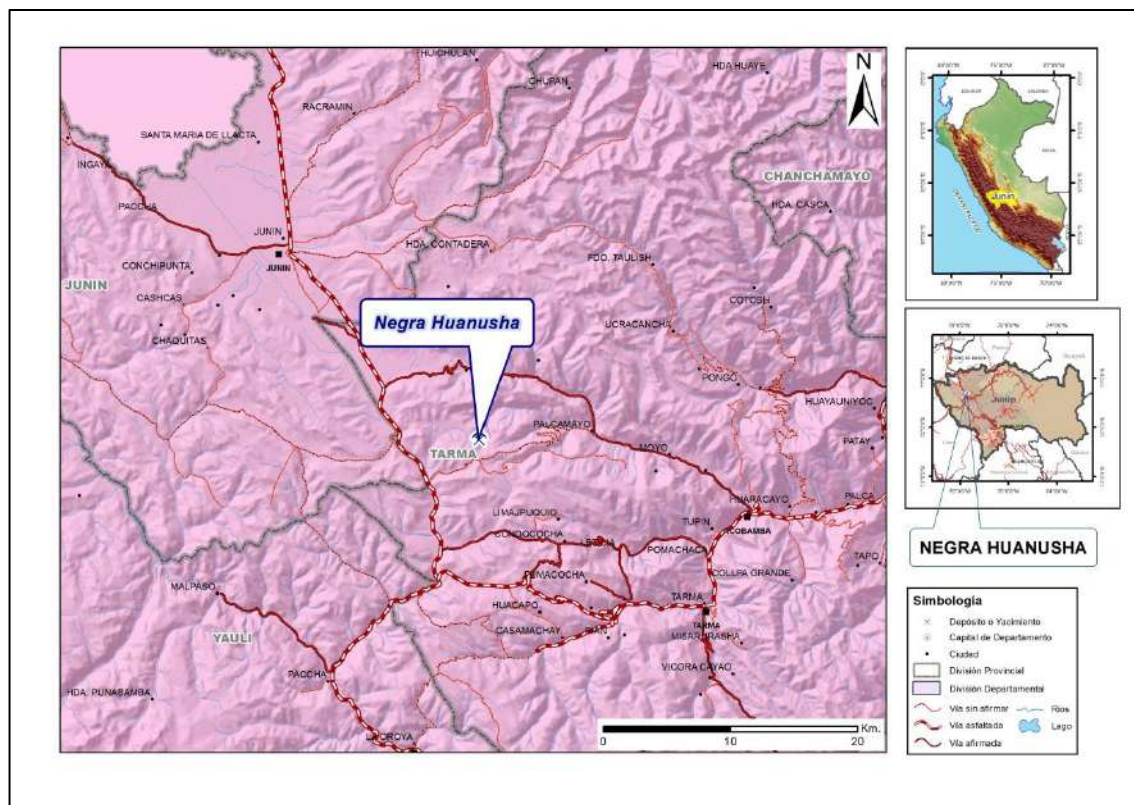
**Figura 5.28. Corte de rumbo N020°E. Muestra los cuerpos mineralizados y las principales vetas de la mina Atacocha (Fuente. Tumialán, 2003)**

Leyenda:  
 JTrP: Gpo. Pucará  
 Kg: Gpo. Goyllarizquisga

#### 5.3.4.2. Negra Huanusha

La mina Negra Huanusha se localiza en el departamento de Junín, provincia y distrito de Tarma, aproximadamente a 24.5 km en línea recta al noreste de la ciudad de La Oroya (Figura 5.29). Se encuentra en la parte occidental de la hoja de Tarma (23I) de la carta nacional, a escala 1:100 000 del IGN. Tiene como coordenada central UTM 406834 E y 8750638 N en datum WGS84, y en coordenada geográfica 11° 18' 2.44" S y 75° 51' 13.22" O.

Se parte desde La Oroya por carretera asfaltada hasta Paccha y desde allí se continúa por la carretera afirmada, pasando por Telarnioc hasta llegar al desvío que conduce a la mina, antes de la localidad de Shoclacancha.



**Figura 5.29. Mapa de ubicación de la Mina Negra Huanusha**

### *Geología Regional*

En la zona se presentan rocas metamórficas del Neoproterozoico constituidas por micaesquistos, paragneises intercalados con cuarcitas, mármoles y anfibolitas. Sobreyaciendo a estas se encuentran rocas Permiano superior-Triásico del Grupo Mitu y secuencias calcáreas del Grupo Pucará del Triásico-Jurásico, constituida por las formaciones Chambará, Aramachay y Condorsinga. El Cuaternario está conformado por los depósitos fluviales y glaciares (Megard et al., 1996).

### *Geología Local*

En la mina Negra Huanusha, se presentan areniscas arcósicas de color rojo violáceo, de grano fino, intercaladas con limoarcillitas y lutitas del Grupo Mitu (Figura 5.30; Fotografía 5.12); en algunos sectores, presentan silicificación leve.

Los intrusivos se presentan a manera de stock y consisten en dioritas con cuarzo. Un pequeño cuerpo intrusivo se localiza cerca del eje del anticlinal e intruye al Grupo Mitu (Kobe, 1990).

La estructura general en el área es un anticlinal cuyo flanco buza hacia el oeste (Kobe, 1990).

### *Geología Económica*

La mineralización se presenta a manera de estructuras tipo manto postfalla algo silicificada, siguiendo la estratificación de las areniscas, con un rumbo N-S y con buzamiento de 16° al O (Fotografías 5.13 y 5.14).

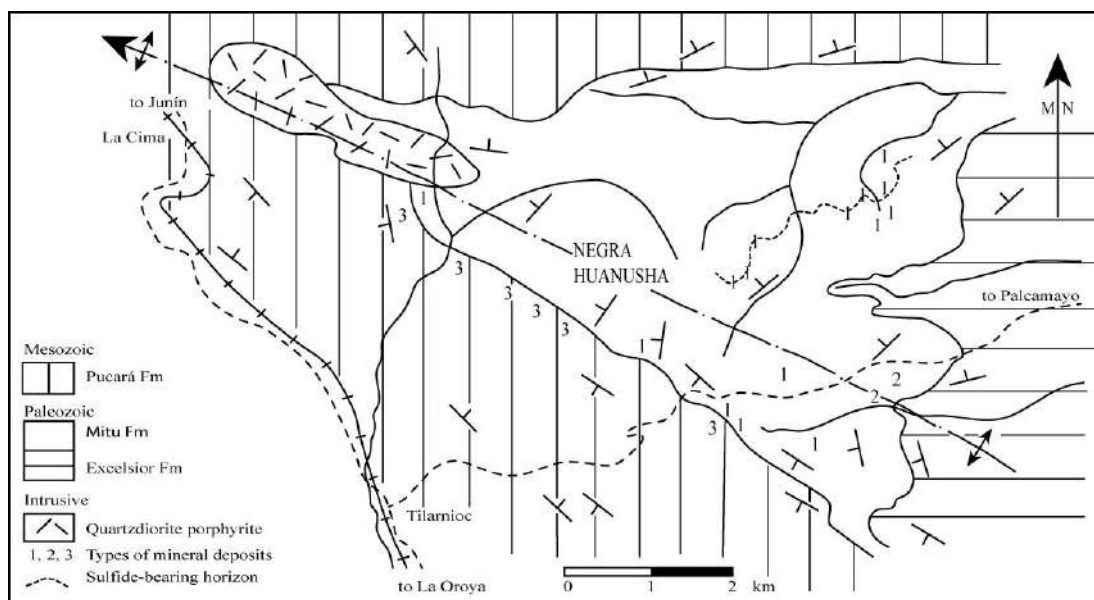
Estas estructuras presentan una leve silicificación, con espesores entre 10 y 14 cm, cuyas trazas son de carbonatos de cobre (malaquita, azurita), calcita y pirolusita.

Kobe (1990) describe tres tipos de mineralizaciones: 1) Sulfuros concentrados en zonas lixiviadas de límites irregulares que siguen aproximadamente la estratificación, con presencia de restos de plantas. Ocasionalmente, la lixiviación se extiende a lo largo de fallas y zonas milonitizadas, y presenta mineralización de calcocita, bornita y covelita; 2) Sulfuros de Cu en puntos y manchas ocurren en las areniscas rojas, raramente lixiviadas, y también presentan magnetita y hematita; y 3) Sulfuros de Cu con calcocita, malaquita y azurita se encuentran a lo largo del contacto Mitu y Pucará, en porciones de areniscas tectonizadas.

Para la mina Negra Huanusha, (Kobe, 1990) sugiere una mineralización de origen singenético, de ambiente de llanura fluvial en clima árido; sin embargo, sus límites irregulares a la estratificación y su correlación con fallas y zonas milonitizadas indicarían una mineralización epigenética. Es así que Piestrzyrski et al. (2006) relacionan este depósito con los depósitos de Cu en capas rojas de Kupperschiefer en Polonia, en donde la precipitación de sulfuros de Cu estaría controlada por difusión hacia arriba de los iones de Cu, desde las partes inferiores de las areniscas, debido a un gradiente de concentración (Sawlowicz & Wedepohl, 1992). Este gradiente contiene unos

fluidos con concentraciones saturadas de Cu de origen incierto, pero podría deberse a una fuente de diagénesis de rocas cercanas o a cuerpos ígneos (Piragno, 2009). Aunque existe un intrusivo de pórfido cuarzo diorita en las cercanías de edad desconocida (pero post-Pucará), este no pareciera haber sido la fuente y motor para removilizar los fluidos con Cu, sino que pudiera haber provenido desde una fuente de depósitos de Cu de la franja III. Posteriormente, el depósito se ha estado enriqueciendo por el fenómeno de difusión descrito en las líneas arriba, por lo que ha estado en continua evolución con los aportes de los fluidos y fuentes de Cu diversas. Es decir, Negra Huanusha sería un depósito secundario proveniente de los depósitos de Cu Permotriásicos de la franja III.

La muestra No. GE2712-098 reporta 200 g/t de Ag y 1 % de Cu en las areniscas del Grupo Mitu. A esta mineralización se le asocia una concentración de 9 ppm de U.



**Figura 5.30 Esquema geológico de la Mina Negra Huanusha (Fuente. Kobe,1990), en donde destacan el Gpo. Pucará, Gpo. Mitu y Gpo. Excelsior.**



**Fotografía 5.12 Socavón de la mina Negra Huanusha con arenisca rojo violácea del Grupo Mitu**



**Fotografía 5.13 Estructura tipo manto, post-falla, con silicificación débil**



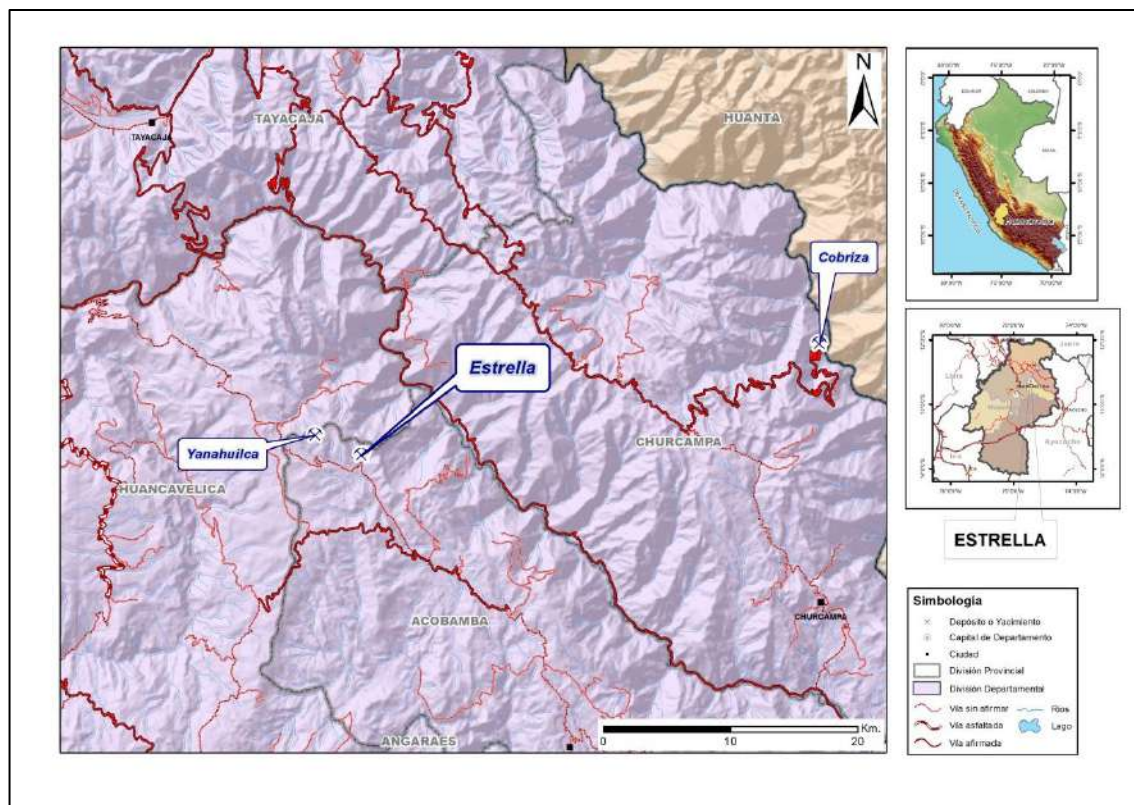


**Fotografía 5.14 Estructura tipo manto con mineralización de carbonatos de Cu en las areniscas rojas del Grupo Mitu.**

#### *5.3.4.3. Estrella*

Estrella es un proyecto minero ubicado en el distrito de Paucar, provincia de Acobamba, departamento de Huancavelica (Figura 5.31). Se encuentra en la parte norte de la hoja de Huancavelica (26n) de la carta nacional, a escala 1:100 000 del IGN. Está ubicada en las coordenadas UTM 530093 E y 8602804 N en datum WGS 1984, y en coordenada geográfica 12 38' 19.27" S y 74 43' 22.41" O. Las primeras referencias del depósito, se plasman en el proyecto de Bear Creek (ver Minerandina No.540).

Es accesible desde la localidad de Huancavelica. Se sigue por una carretera sin asfaltar que va hacia los pueblos de Yauli, Muladera y Piedra Labrada; a partir de allí se prosigue por una trocha carrozable hasta Lirio Huayco, para finalmente llegar al proyecto Estrella.



**Figura 5.31 Mapa de ubicación del proyecto Estrella al este de la ciudad de Huancavelica en la provincia de Acobamba**

### *Marco Geológico*

Estratigráficamente en la zona tenemos:

Grupo Ambo: Contiene areniscas y limolitas pardas en alternancia rítmica con limoarcillitas. Hacia la base, se observan conglomerados (Morche & Larico, 1996).

Grupo Copacabana: Se observan calizas grises y rojizas en estratos gruesos (Romero & Torres, 2003). Cerca del proyecto Estrella, se evidencian calizas micríticas de textura grainstone con silicificación, con orientaciones de  $N165^\circ$  y buzamiento de  $25^\circ$  al SO.

Grupo Mitu: Está constituido principalmente por gruesas secuencias de capas rojas (conglomerados, areniscas y lutitas) y manifestaciones de un volcanismo alcalino, que está conformado por lavas andesíticas basálticas, brechas

volcánicas y tobas soldadas (Morche & Larico, 1996). Se ha encontrado un dique máfico completamente silicificado, con alteración fílica (Fotografía 5.15), y con pirita diseminada, así como con venillas de óxido de Fe, de orientación N280° y buzamiento de 80° al NE.

Aparentemente, el proyecto estaría en el núcleo de un sinclinal conformado por tobas del Grupo Mitu, de orientación N-S, afectado por una falla de azimut N80°, con un buzamiento de 20° SE.

### *Geología Económica*

Las tobas criptocristalinas presentan clastos de lavas alteradas con argilitización de la matriz que se encuentran fuertemente diaclasadas; mientras que en las secuencias inferiores se presentan lavas andesíticas gris verdosas moderadamente cloritizadas, argilizadas y con una silicificación débil.

Como minerales de ganga, se encontró pirita diseminada y jaspe. No se ha encontrado otro mineral de importancia.

El proyecto Estrella sería un depósito epitermal emplazado en rocas paleozoicas. Algunos niveles argilizados en las tobas dieron valores de 9 g/t de Ag (GE2711-022).

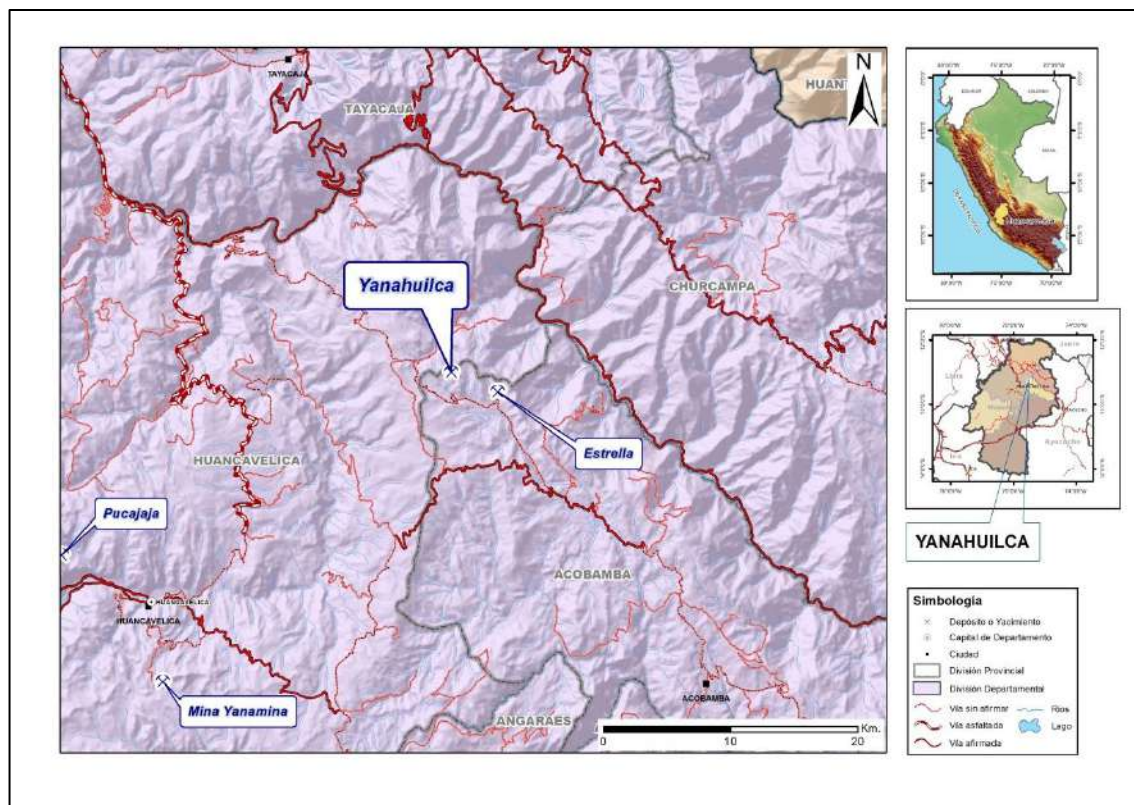


**Fotografía 5.15 Dique máfico en el proyecto Estrella que corta las tobos del Grupo Mitu**

#### *5.3.4.4. Yanahuilca*

Es una mina abandonada que está ubicada en el distrito de Acoria, provincia y departamento de Huancavelica (Figura 5.32). Se encuentra en la parte norte de la hoja de Huancavelica (26n) de la carta nacional, a escala 1:100 000 del IGN. Tiene como coordenada central UTM 526588 E y 8604462 N en datum WGS84, y en coordenada geográfica 12° 37' 25.41" S y 74° 45' 18.65" O.

Desde la localidad de Huancavelica, se toma la carretera sin asfaltar hacia los pueblos de Yauli, Muladera y Yanahuilca, en donde parte una trocha carrozable hasta la mina.



**Figura 5.32. Mapa de ubicación de la mina Yanahuilca en el distrito de Acoria, en la provincia de Huancavelica**

### *Marco Geológico*

Estratigráficamente la mina se emplaza en dos unidades:

Grupo Ambo: Está conformado por areniscas y limolitas pardas en alternancia rítmica con limoarcillitas. Hacia la base, se presentan conglomerados (Morche & Larico, 1996).

La antigua mina Yanahuilca se ubica en el contacto entre los grupos Ambo y Mitu, en un gran monoclinial de orientación N120° y buzamiento de 20° al SO.

Grupo Mitu: Está constituido principalmente por gruesas secuencias de capas rojas (conglomerados, areniscas de grano fino y lutitas verdes) y manifestaciones de un volcanismo alcalino, de lavas andesíticas basálticas, brechas volcánicas y tobas líticas de fragmentos de cuarzo y feldespatos (Morche & Larico, 1996).

### *Geología Económica*

La mineralización se presenta a manera de venillas y diseminación de malaquita y crisocola hospedada en las rocas volcánicas del Grupo Mitu, con una débil alteración argílica (Fotografía 5.16); en los niveles inferiores del Grupo Ambo, la malaquita forma pequeños mantos en las areniscas de grano fino (Fotografía 5.17).

En la muestra GE2711-028 se tiene 1 % de Cu y 200 g/t de Ag.

Yanahuilca correspondería a un depósito epitermal emplazado en rocas paleozoicas de los grupos Ambo y Mitu.



**Fotografía 5.16 Mina Yanahuilca con malaquita en las brechas volcánicas del Grupo Mitu**



**Fotografía 5.17 Mina Yanahuilca con malaquita diseminada en las areniscas del Grupo Ambo.**

### **5.3.5. Franja XXI-A de epitermales de Au-Ag hospedados en rocas volcánicas**

Se distribuye ampliamente a lo largo del volcanismo cenozoico de la Cordillera Occidental. Sus principales controles son fallas NO-SE de los sistemas Conchao-Cocachacra y Chonta, N-S del sistema Cerro de Pasco-Ayacucho y La Oroya-Huancavelica (Figura 4.3). Esta franja agrupa a depósitos de Au-Ag (Pb-Zn-Cu) de alta, baja e intermedia sulfuración. Según sus edades de mineralización, se les puede subdividir en dos épocas metalogénicas: de 18-13 Ma y 12-8 Ma. En la primera época, se tiene un pulso de mineralización de Pb-Zn (Ag) de Cerro de Pasco (12.4-10.9 Ma, Baungartner et al., 2006) y mineralización del distrito de Colquijirca (el primer pulso corresponde a un evento de superposición epitermal). Entre los paralelos 12° y 13°30', en el sistema de fallas de la Oroya-Huancavelica, de orientación NO-SE, destaca la presencia de epitermales de Au-Ag en rocas calcáreas del Triásico-Jurásico

del Grupo Pucará. Mientras, en la influencia de las fallas NO-SE del sistema Chonta y de la falla N-S Huancayo-Julcani, se tienen epitermales de Pb-Zn-Ag de alta a intermedia sulfuración como Julcani, San Genaro, Caudalosa Grande, Caudalosa Chica y otros (Quispe et al., 2008).

Así, los depósitos de Yanamina, Aparicio y Restauradora son epitermales emplazados en rocas volcánicas cenozoicas y asociados con algunos niveles sedimentarios.

#### *5.3.5.1. Cerro de Pasco*

El distrito minero de Cerro de Pasco está localizado entre los distritos de Chaupimarca y Yanacancha, de la provincia de Cerro de Pasco, del departamento de Pasco, a una altitud media de 4334 msnm. Está situado a 180 km (Figura 5.33) al NE de la ciudad de Lima. Se ubica en la parte central de la hoja de Cerro de Pasco (22k). Tiene como coordenada central UTM 363298.81 E y 8816914.49 N en datum WGS84, y en coordenada geográfica 10° 42´S y 76° 15´O.

Es accesible mediante la carretera asfaltada Lima-La Oroya-Cerro de Pasco de 315 km. También es accesible por la carretera afirmada Lima-Canta-Cerro de Pasco de 410 km; y por vía férrea, por la carretera Lima-La Oroya-Cerro de Pasco (ciudad).

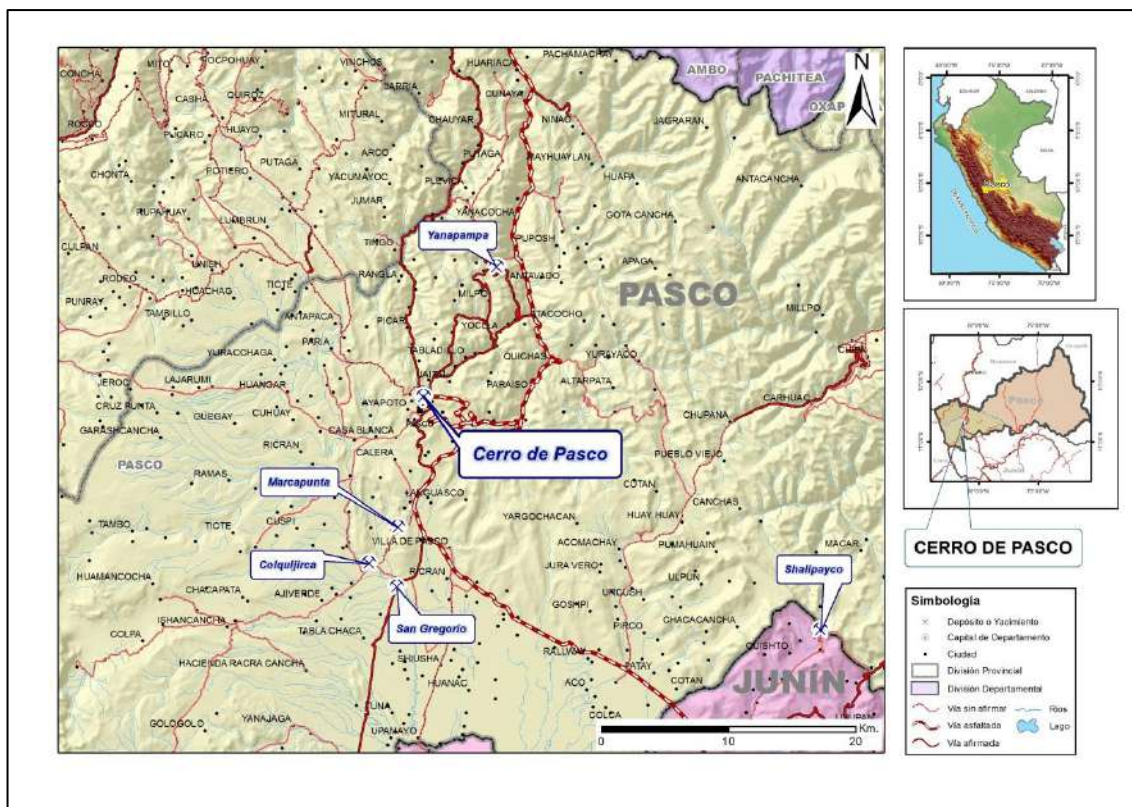
El yacimiento de Cerro de Pasco ha sido conocido desde épocas incaicas por la mineralización de plata. En este siglo se inició una explotación activa, con pequeñas interrupciones, aún vigente en el presente.

En 1902, Cerro de Pasco Copper Corporation inició la producción de cobre de las vetas y cuerpos emplazados en el borde occidental del yacimiento.

En 1956, se inició el tajo Mc. Cune, para explotar los cuerpos de Pb-Zn-Ag, que estaban ubicados en el borde oriental del yacimiento.



En 1963, se inició la concentración por flotación de los minerales de Pb-Zn en la planta concentradora Paragsha.



**Figura 5.33** Mapa de ubicación de la mina de Cerro de Pasco ubicada en las inmediaciones de la ciudad homónima

### *Geología Regional*

Las rocas sedimentarias en el área de Cerro de Pasco y sus alrededores van desde el Paleozoico inferior hasta el Cuaternario (Figura 5.34).

Entre las unidades tenemos:

Grupo Excélsior de edad Silúrico-Devoniana (Cobbing et al., 1996): Está compuesto por filitas grises, cuarcitas de grano fino y lutitas carbonáceas.

Grupo Mitu de edad Permiano-Triásico: Litológicamente, contiene areniscas, brechas sedimentarias y conglomerados rojos.

Grupo Pucará de edad Triásico-Jurásico: Está representado por el complejo calcáreo de Uliachin-Paria; sobreyace en discordancia angular al Grupo Mitu.

Grupo Goyllarisquizga: Está constituido por conglomerados y areniscas de edad Cretáceo inferior.

Formación Pocobamba, de edad Paleógena: Presenta tres unidades:

Miembro inferior: Está constituido por lutitas y areniscas frágiles de color verde.

Conglomerado Shuco: Está compuesto por bloques angulares con matriz calcárea.

Miembro Calera: Contiene intercalaciones de lodolitas, lutitas y areniscas (70 %) y calizas (30 %).

El Cuaternario: Se caracteriza porque comprende depósitos glaciares (morrenas) y depósitos fluvioglaciares (Cerro de Pasco Corporation, 1970).

En el área, la principal unidad estratigráfica está constituida por rocas calcáreas del Grupo Pucará (Jurásico-Triásico) que han sido afectadas por tectonismos ocurridos en diferentes épocas; estas han formado estructuras orientadas en dirección N-S. La actividad magmática tuvo su manifestación en la formación de las rocas volcánicas y la formación de intrusivos monzoníticos (Cerro de Pasco Corporation, 1970). Se presentan dos tipos distintos de actividad ígnea Cenozoica. La más antigua, correspondiente a una fase explosiva, está representada por:

Aglomerado Rumiallana, que ocupa la mayor parte de la chimenea volcánica de Cerro de Pasco; es de color gris oscuro y está compuesto por fragmentos angulares de filitas, cuarcitas, calizas y pórfidos monzoníticos. Presenta una matriz de las mismas rocas, del vidrio volcánico y de cristales de las rocas intrusivas.

Pórfido Monzonítico Cuarífero, que es de color gris claro, contiene fenocristales de cuarzo, plagioclasas y biotita. La matriz está compuesta de cristales de 0.02 a 0.10 mm de cuarzo, ortoclasa y oligoclasa.

Diques de Pórfido Monzonítico Cuarzífero Albitizado: Varios diques de edad postmineral se observan en el cuello volcánico; estos varían desde 0.5 a 3.0 m de espesor. Algunos de estos diques parecen haber sido inyectados a temperatura muy baja. No se observa metamorfismo en las cajas, y los xenolitos presentan el mismo grado de alteración (Cerro de Pasco Corporation, 1970).

### *Geología Económica*

En la mina de Cerro de Pasco se observan estructuras mineralizadas fuertemente silicificadas con moderada argilitización; mientras, en las calizas predomina la silicificación. En las areniscas, se tiene fuerte argilitización y moderada sericitización. Se proponen dos eventos principales de mineralización (Cerro de Pasco Corporation, 1970): El primero está relacionado al sistema volcánico que introdujo en sus últimas etapas la fase final a los cuerpos gigantes de pirita (etapa vulcanogénica metasomática); el segundo, a un evento hidrotermal que formó vetas, mantos y cuerpos polimetálicos de interés económico. Así, el yacimiento se enmarcaría dentro de un origen multifase en las etapas finales de los eventos vulcanogénicos e hidrotermales. Los procesos secundarios formaron cuerpos supérgenos de cobre y plata (Cerro de Pasco Corporation, 1970).

Las estructuras mineralizadas están presentes en forma de cuerpos, vetas y mantos, emplazadas en filitas, calizas, volcánicos y contactos; se estima que el volumen inicial de sulfuros fue superior a 1500 millones de toneladas (Cerro de Pasco Corporation, 1970).

Algunas de estas vetas tienen orientación N350° y N80° al NE con un 1 m de grosor y 50 m de longitud.

En la zona de Venenchocha, se tienen cuarcitas moderadamente craqueladas, con niveles de lutitas, con leve argilitización y óxido de fierro (limonita, jarosita, goethita) y pirolusita.

Mineralógicamente tenemos: (a) cuerpos de sílice y pirita; (b) vetas y cuerpos mineralizados de plomo y zinc; (c) vetas y cuerpos mineralizados de cobre;

(d) cuerpos mineralizados de plata; (e) cuerpos supérgenos de cobre; y (f) cuerpos oxidados argentíferos o Pacos (Chacón, 1999).

En las calizas del tajo Raul Rojas en el sector sur, tenemos esfalerita, calcopirita, abundante galena, óxido de Hierro (Fotografía 5.18), hasta dos generaciones de pirita, además de platas rojas.

Existe pizarra en el nivel 1400, cortada por vetas de pirita y cuarzo, con posibles contenidos de uraninita, con 0.04 %  $U_3O_8$  de equivalente radiométrico, y 0.007 %  $U_3O_8$  químico (Manrique, 2010).

En el presente estudio, las muestras recolectadas (GE2712-261 y GE2712-262) dieron valores de 1 % de Pb y Zn, así como de alrededor 200 g/t de Ag. Además, hay una ligera anomalía geoquímica de 19 ppm de U (GE2712-261) en una mena de galena, esfalerita, calcopirita, pirita y platas rojas.



**Fotografía 5.18. Mena del tajo Raúl Rojas de Cerro de Pasco que contiene óxido de hierro, esfalerita y galena.**

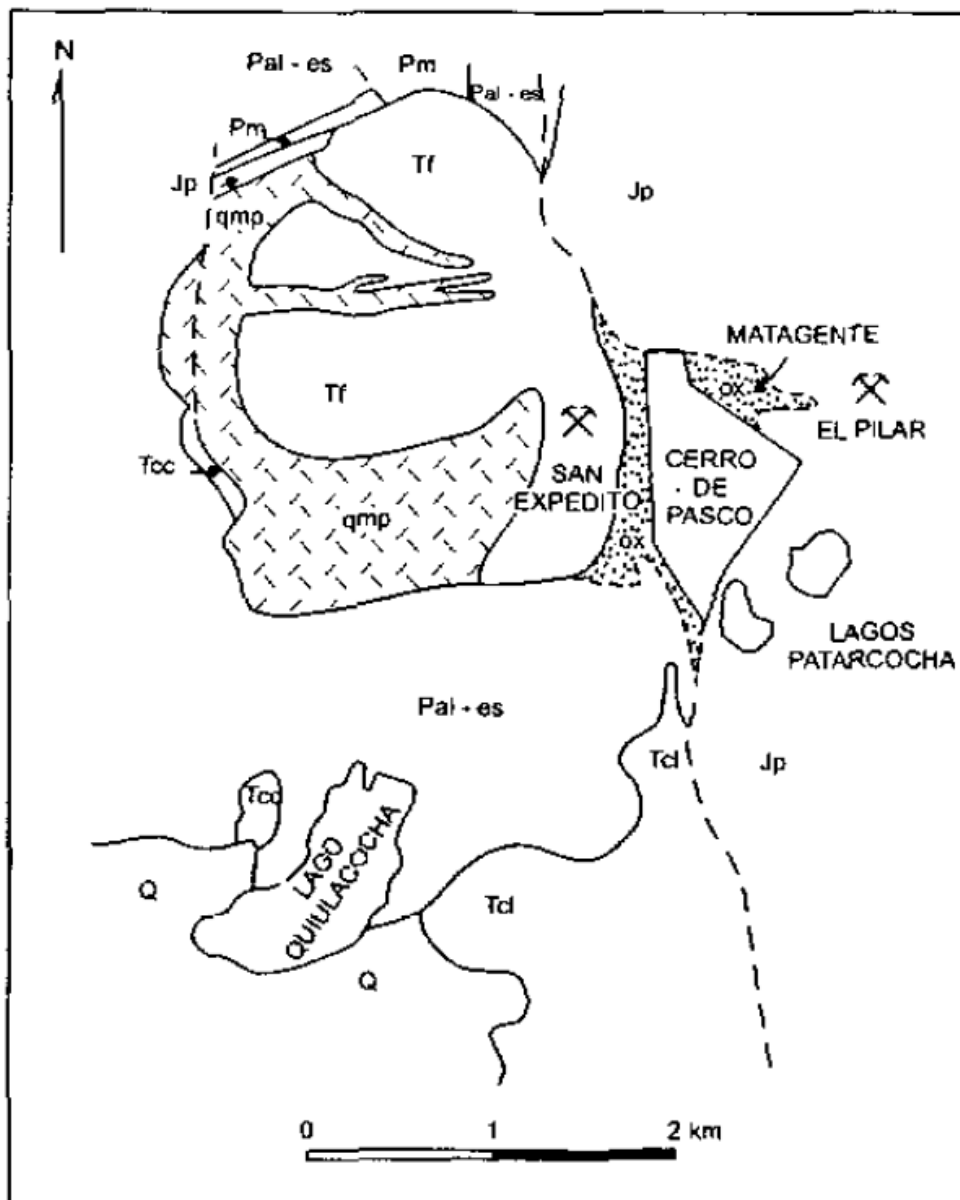


Figura 5.34 Esquema geológico de los alrededores de la mina Cerro de Pasco (Fuente. Tumialán, 2003).

Leyenda:

Plano generalizado de Cerro de Pasco. Q = Cuaternario; qmp = pórfido de cuarzo - monzonita; Tf = fragmental Lourdes y aglomerado Rumillana; Tcd = caliza Calera; Tcc = conglomerado de caliza Shuco; Jp = Formación Pucará; Pm = Formación Mitu; Pal-es = Formación Excelsior; ox = óxidos. (Petersen, U. 1965)

### 5.3.5.2. Distrito minero de Colquijirca: Colquijirca-Marcapunta-San Gregorio

El distrito minero de Colquijirca está ubicado en el distrito de Tinyahuarco, provincia de Cerro de Pasco, departamento de Pasco, a unos 12 kilómetros al sur de la ciudad de Cerro de Pasco (Figura 5.35). Se encuentra ubicado en la parte central de la hoja de Cerro de Pasco (22k) de la carta nacional 1:100 000 del IGN. Tiene como coordenada central UTM 358132 E y 8806694 N en datum WGS84, y en coordenada geográfica 10° 47' 31.99" S y 76° 17' 51.47" O.

El acceso normalmente se realiza por la Carretera Central Lima-La Oroya-Colquijirca, con un recorrido aproximado de 288 km.

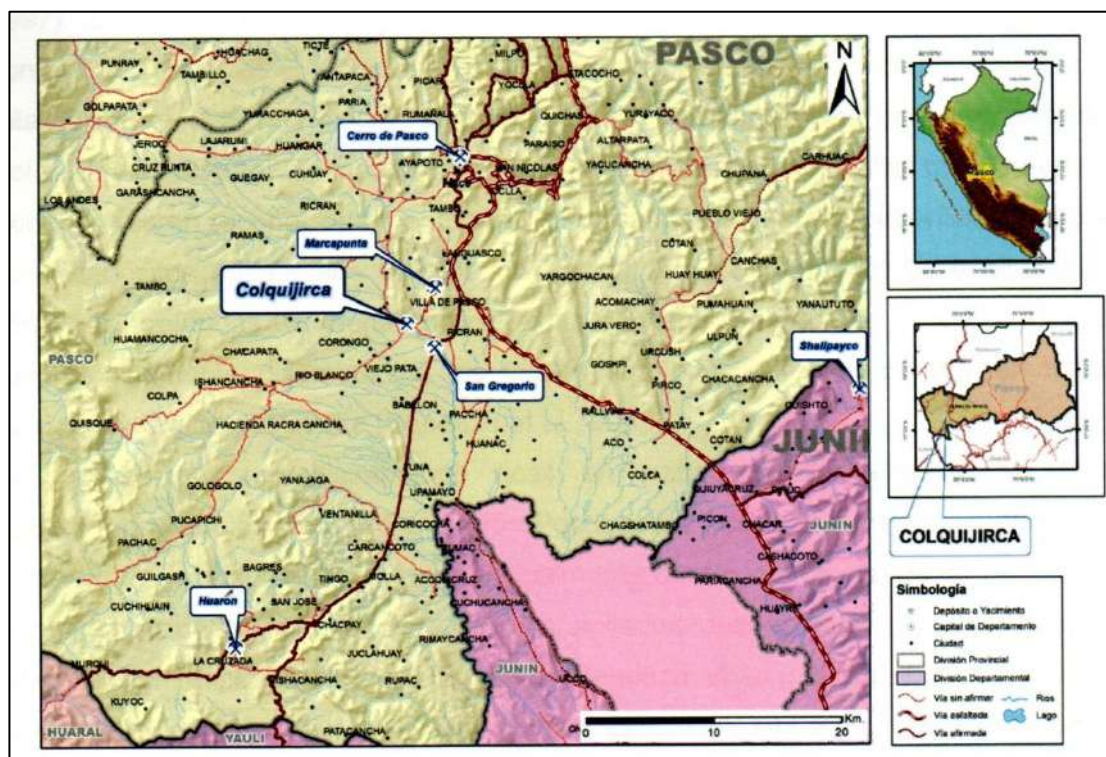
La actividad minera en Colquijirca data desde la época preinca. Los Tinyahuarcos, grupo étnico de origen aymara (perteneciente al Yaro Yanamate), asentados en Marcapunta (Putaj Marca), ya extraían plata del "cerro contiguo", es decir del cerro Colquijirca.

A partir de 1562, una gran cantidad de aventureros se afincaron en La Villa Pasco, para luego ir a trabajar a Colquijirca. La mina, al parecer, siguió produciendo hasta el año 1726; desde esa fecha hasta el año 1880, no se tiene información alguna. Al parecer, los trabajos fueron abandonados a causa de la presencia de agua en profundidad. En el año 1880, la mina Colquijirca era propiedad del ciudadano español Manuel Clotet, quien cedió dicha mina a Eulogio Fernandini.

En el año 1896, se iniciaron los trabajos en el socavón principal de Colquijirca, que posteriormente se llamó el Socavón Fernandini. La ejecución de la obra de 900 metros de longitud tomó 13 años, llegando por fin, con tenacidad y esfuerzo, a encontrar la famosa veta de plata, plomo y zinc.

En 1899, se tenía instalada la Fundición de Huaraucaca para la producción de barras de plata, cuya instalación y manejo estuvo a cargo del ingeniero Antenor Rizo Patrón. En 1921, la empresa Negociación Minera Eulogio E. Fernandini decidió cerrar la fundición y reemplazarla por una planta de flotación ubicada en el mismo lugar.

A la muerte de Eulogio Fernandini, en 1938, sus hijos se hicieron cargo de la empresa, quienes cambiaron el nombre a Negociación Minera Fernandini Clotet Hermanos. El 7 de mayo de 1956, se registró como Sociedad Minera El Brocal S.A. Finalmente, desde el 14 de abril del 2003, la razón social de la empresa es Sociedad Minera El Brocal S.A.A. (Huamán, 2007).



**Figura 5.35** Mapa de ubicación de la mina Colquijirca

### *Geología Regional*

En el centro del distrito minero de Colquijirca (Figura 5.36), el complejo de domo-diatrema Marcapunta intruye a una secuencia eocénica de más de 300 m de potencia de rocas carbonatadas plegadas, calizas continentales, margas, y sedimentos detríticos (Formación Pocobamba, con sus miembros La Calera y Shuco) hacia el norte (Figura 5.37); también intruye a calizas marinas casi puras y dolomías del Triásico-Jurásico (Grupo Pucará) y capas rojas del Permiano-Triásico del Grupo Mitu hacia el sur (Fotografía 5.19). Ambas secuencias conforman un gran anticlinal (Arenas, 1983). Las rocas sedimentarias alrededor de la diatrema, incluso las capas rojas de edad

Permiano-Triásico, tienen un espesor de cerca de 500 m en el cuello de la diatrema (Bendezú et al., 2003).

Espacialmente, el depósito está relacionado con el distrito de Cerro de Pasco por un vulcanismo calcoalcalino de composición intermedia, en especial, con un complejo de diatremas acompañado de subsecuentes domos porfiríticos de intrusión múltiple (Bendezú et al., 2003). Uno de los más grandes cuerpos subvolcánicos es el stock de Marcapunta que es una monzonita porfiroide.

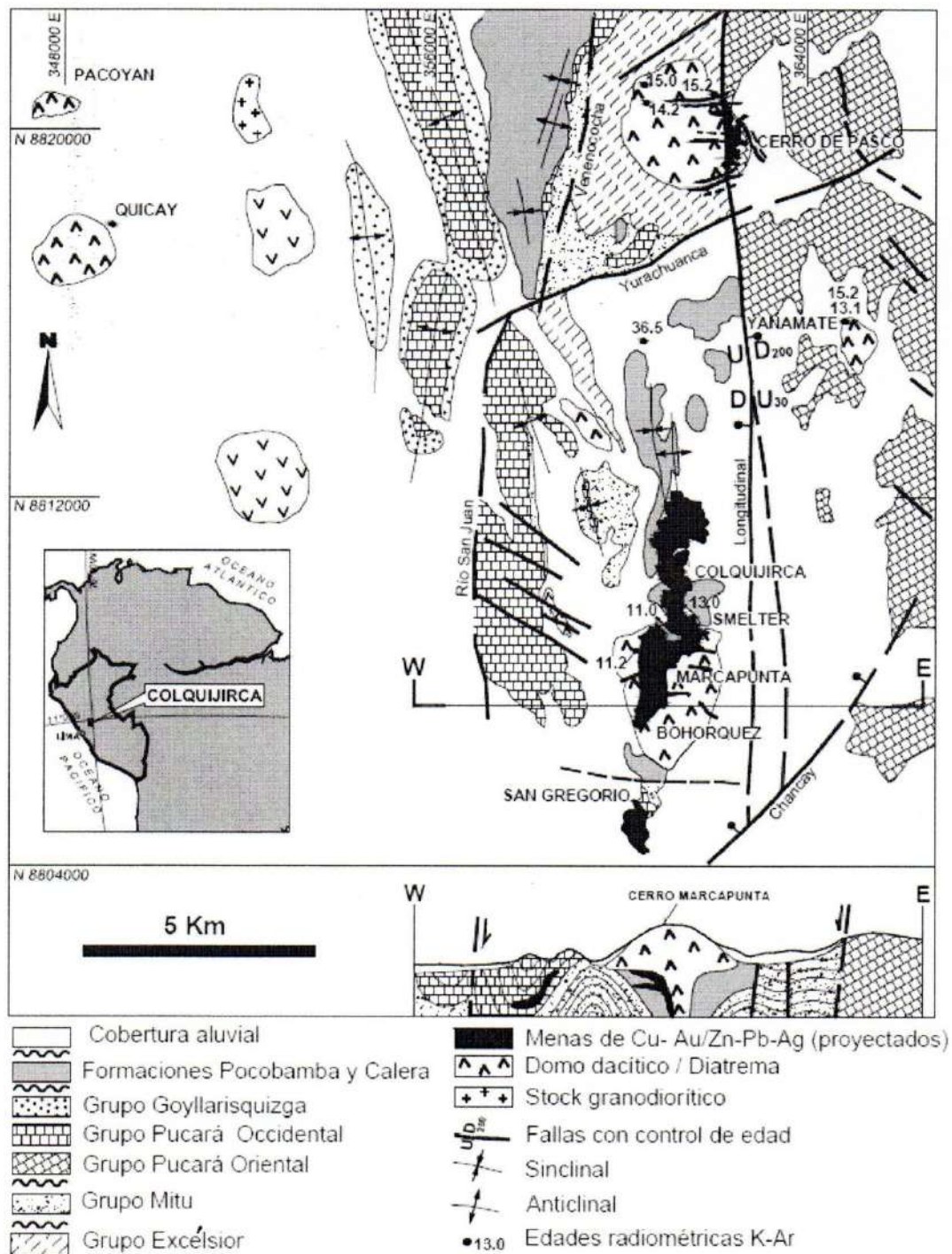
### *Geología Económica*

La mineralización de Au-(Ag) de tipo epitermal de alta sulfuración está alojada dentro de cuerpos de sílice oqueroso oxidado (Fotografía 5.20) que están emplazados superficialmente con dimensiones verticales de hasta 100 m, y valores de Au entre 1 y 2 ppm (Vidal et al., 1997). Los cuerpos han sido reconocidos principalmente en la parte central del complejo (Figura 5.38), mayormente dentro de la brecha diatrema y relleno piroclástico (Marcapunta). La morfología de los cuerpos mineralizados aparentemente está controlada por la permeabilidad litológica y estructural. Zonas auríferas, menos abundantes, en venillas completamente oxidadas, fueron reconocidas generalmente cerca de la superficie. Como en otros depósitos epitermales de alta sulfuración, porciones profundas de menas no oxidadas contienen menos del 5 % del volumen de sulfuros finamente disseminados, los cuales son principalmente pirita y, en menor cantidad, enargita y esfalerita (Bendezú et al., 2003).

Las menas por reemplazamiento, ricas en sulfuros, están alojadas en rocas carbonatadas de la Formación Pocobamba; generalmente contienen, entre 25 % y 60 % del volumen en sulfuros, principalmente dentro de los mantos elongados y de forma irregular, así como cuerpos apilados desarrollados en las márgenes externas del respiradero de la diatrema (Bendezú et al., 2003). Estas menas se caracterizan por ser de reemplazamiento masivo; sin embargo, espacios abiertos rellenos y venillas, así como brechas, son localmente importantes.



La parte norte del complejo comprende el sector de Smelter y Colquijirca, mientras que la parte sur comprende el depósito de San Gregorio. El cuerpo de reemplazamiento rico en sulfuros se extiende continuamente desde Smelter —casi 4 km al norte de Colquijirca—, donde este virtualmente alcanza la misma elevación superficial de las menas del tipo epitermal Au-(Ag) del centro del distrito minero de Colquijirca, denominado Marcapunta (Bendezú et al., 2003).



**Figura 5.36** Mapa Geológico del distrito de Colquijirca (Fuente. Vidal & Ligarda, 2004) en donde las menas se emplazan principalmente en los domos y stock intrusivos y en parte de la calizas del Gpo. Pucará.

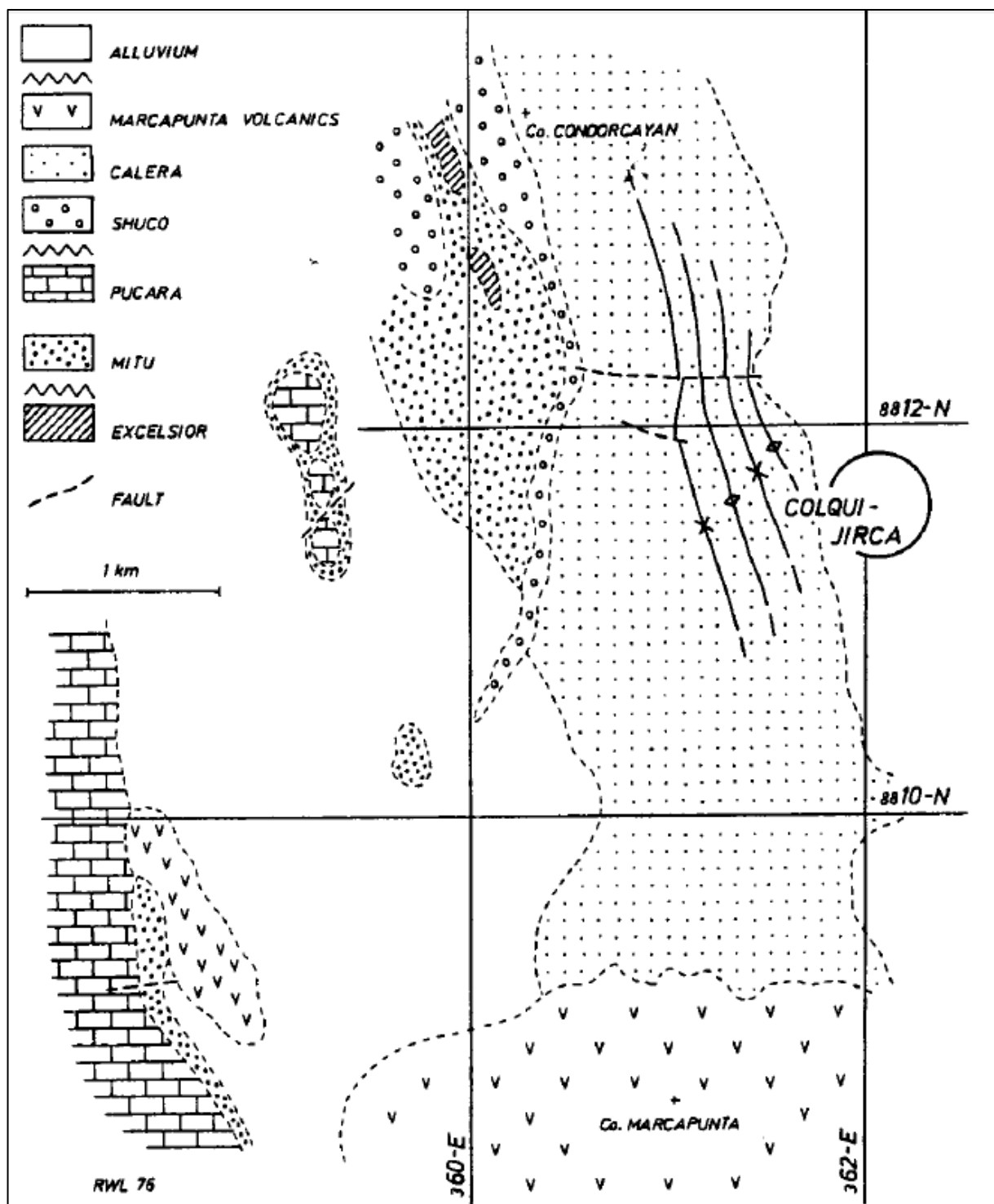
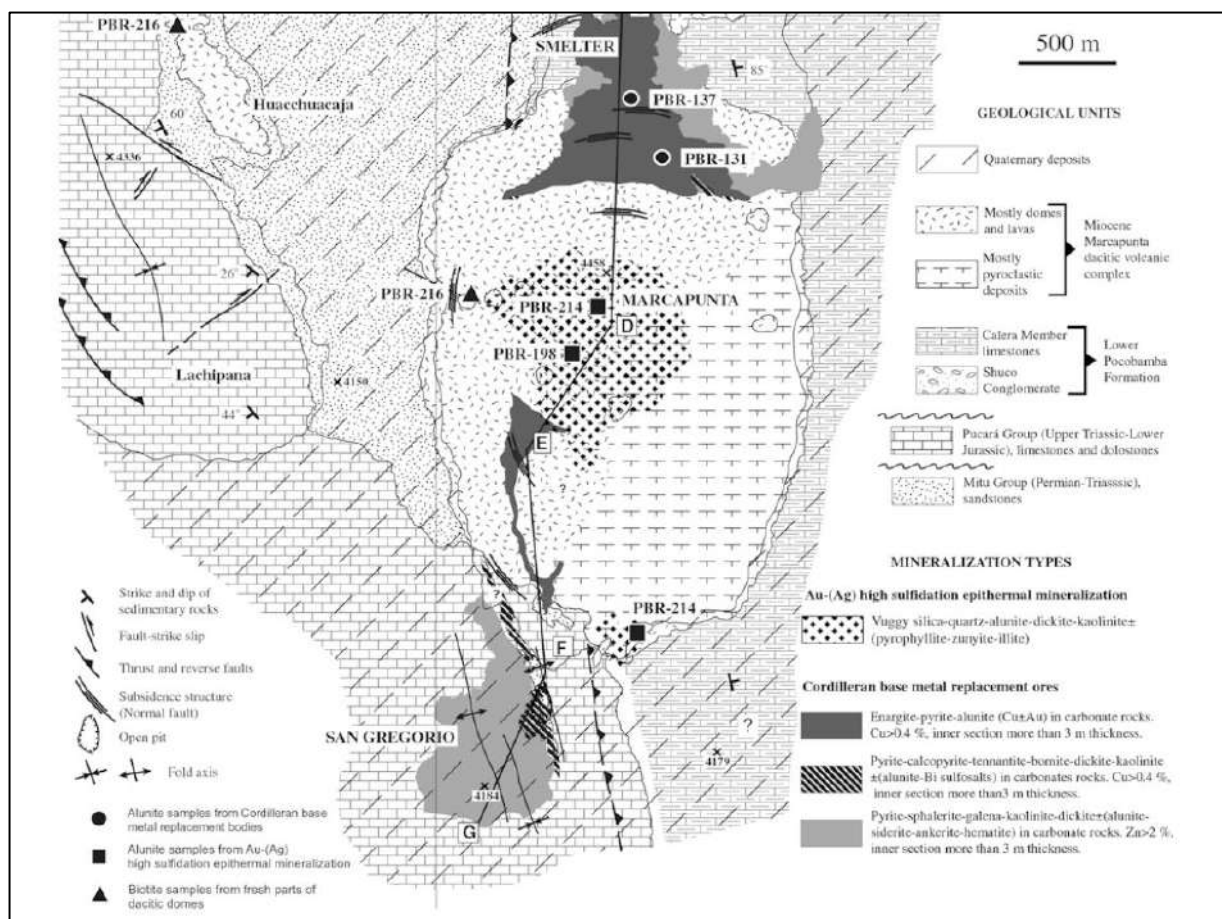


Figura 5.37 Esquema geológico en donde se observa el detalle de los alrededores de la mina Colquijirca (Fuente. Lehne, 1990)



**Figura 5.38 Detalle de la geología de Marcapunta (Fuente. Bendezú et al., 2003). Las mineralizaciones de centran en los alrededores del Complejo de Volcánico de Marcapunta.**

Una intensa alteración mayormente argílica y argílica avanzada, relacionada a la mineralización epitermal de Au-(Ag), está presente en grandes partes del complejo del domo-diatrema. Tiene una asociación de minerales de cuarzo-alunite-dickite-caolinite±(zunyita, pirofilita, illita) que ocurren dentro o rodeando áreas mineralizadas, y además una asociación de caolinita-

illita±(smectita)-sericita-clorita-calcita que ocurre en áreas débilmente mineralizadas o estériles. Asimismo, se emplazó en el nivel oxidado, cuerpos de sílice oquerosa con una dimensión vertical de 100 m (Bendezú et al., 2003). La silicificación es común en la roca volcánica, pero también en las rocas calcáreas del sector de San Gregorio.

El evento posterior de reemplazamiento polimetálico rico en sulfuros trajo alunita y caolinita contenida en los carbonatos (Bendezú et al., 2003).

El epitermal de alta sulfuración de Au-Ag ha originado cuerpos silíceos con valores de 1-2 ppm, en especial en la parte central del complejo, que comprende el sector de Marcapunta, aunque su tonelaje total de recursos no es conocido. La forma de estos cuerpos está controlada por la litología y la permeabilidad estructural. En la superficie, se ha reconocido la presencia de vetillas oxidadas que contienen oro. En profundidad, se tiene principalmente pirita; y en menor cantidad, enargita y esfalerita (Bendezú et al., 2003).

El otro evento de reemplazamiento polimetálico rico en sulfuros representa otra mineralización, característica y económicamente más importante en el distrito. Abarca dos sectores de importancia: Colquijirca al norte y San Gregorio al sur. Estos depósitos aportan al menos 150 Mt de Cu-Zn-Pb-Ag±(Au-Bi) en una mineralización en forma masiva y en otros como reemplazamiento (Bendezú et al., 2003).

A lo largo de toda su extensión, los mantos de reemplazamiento presentan zoneamientos en todas las direcciones en un núcleo compuesto de zona I de pirita-enargita-cuarzo-alunita±(luzonita, colusita, zunyita, barita), donde la pirita se encuentra diseminada en vetas y mantos, junto con la enargita en la calcita. En Marcapunta Norte se aprecia la roca dacítica lixiviada y silicificada con enargita, abundante pirita, calcopirita, calcosita, covelita y piritas diseminadas; algunas tienen hábito mineral en manchas con enargita, pirita, sulfosales de plata y hematita, además de abundante pirita, enargita, covelita, y también rutilo en volcánicos silicificados (Fotografía 5.21). Sigue la zona II compuesta de pirita-calcopirita-dickita-caolinita-siderita-cuarzo±(tenantita, sulfosales de Bi-Ag, bornita, alunita, barita, cuarzo), que se relaciona con las

menas Colquijirca tipo 2, donde también se le relaciona a la malaquita, enargita, pirita, magnetita, cobres grises y covelita, y con abundante pirita diseminada, calcopirita, esfalerita, galena, bornita, calcosita y covelita; la zona III está compuesta de pirita-esfalerita-galena-calcopirita-dickita-caolinita-cuarzo±(siderita, hematita, magnetita, alunita); y la zona IV, más externa, está compuesta de pirita-galena-esfalerita-siderita±(caolinita, dolomita, carbonatos con Zn), relacionadas a las menas Colquijirca de tipo 3, con pirita, marcasita, galena, esfalerita, así como también con el sector de San Gregorio al sur (Bendezú et al., 2003).

Se ha descrito la presencia de pechblenda, uraninita, uranofano, autunita, zeppeita. En la pechblenda tenemos playas colomorfas en el chert. La uraninita se encuentra en los sulfuros como calcopirita y en el chert tardío; la zeppeita, con típica alteración amarilla en microfracturas en otros minerales. Paragenéticamente, se ha establecido dos generaciones de uranio: una precoz y una tardía; esto es, la pechblenda de bajas temperaturas asociadas al chert, seguida de una recristalización de pechblenda en uraninita, con el aumento de temperatura (Arenas, 1983).

Debido a la ausencia de relaciones transversales directas entre la mineralización tipo epitermal de Au-(Ag) y los polimetálicos ricos en sulfuros, es difícil de establecer su tiempo relativo de ambos eventos. Sin embargo, en el flanco este del complejo volcánico, delgadas venillas de esfalerita-galena rodeadas por halos de alteración argílica a fílica cortan la periferia externa, mayormente zonas de alteración propilítica, hacia los cuerpos de Au-(Ag) alojados en sílice oquerosa. Esto tal vez representa la mejor relación de campo, por lo cual se puede sugerir que las menas polimetálicas de reemplazamiento ricas en sulfuros fueron emplazadas subsecuentemente después de la mineralización epitermal de Au-(Ag) (Bendezú et al., 2003).

Las temperaturas de estabilidad de los ensambles de alteración indican 300 °C para el complejo de domo-diatrema y 150 °C para el sistema externo (Bendezú et al., 2003).

Las edades de mineralización en el Distrito de Colquijirca revelan dos eventos separados:

Diseminación epitermal de Au-Ag más antigua de 11.3 a 11.6 Ma, y un segundo evento de 10.8-10.6 Ma de reemplazamiento de Cu-Zn-Pb-Ag-(Au-Bi) rico en sulfuros, los cuales contrastan con las edades del domo-diatrema de 12.7 Ma. Se asume que el tiempo de mineralización para el Au-Ag es de 340 000 años, mientras que el reemplazamiento polimetálico es de 270 000 años, con un espacio de 500 000 años, entre ambos eventos. Teniendo en cuenta esto podemos deducir el tiempo total de la actividad magmática-hidrotermal en 2 Ma. Por tanto, tenemos dos eventos hidrotermales que estarían ligados a dos eventos termales mayores dentro del mismo ciclo magmático (Bendezú et al., 2003).

En cuanto al uranio, se debe considerar que el stock de cuarzo-monzonita de Marcapunta, provocó una anomalía térmica que removilizó una parte de la pechblenda, lo que originó la actual presencia de uraninita y pechblenda, debido a que estas fases de uranio dependen fuertemente de la temperatura (Arenas, 1983); así, algunas muestras de mena dieron valores de 100 ppm de U.

La zona de Marcapunta presenta leyes de 1 a 2 g/t de Au y con tonelaje no reconocido del todo (Bendezú et al., 2003), pero estimaciones recientes —según comunicación personal— ofrecen 45 Mt para el sector de Marcapunta Norte, con leyes de 1.8 % Cu, 12.4 g/t de Ag, 0.5 g/t de Au; en Marcapunta Oeste, existen 75 Mt con leyes de 1.3 % Cu, 0.6 g/t de Ag, 0.8 g/t de Au, pero se tienen valores de 65 g/t de Ag. En Smelter existen 15 Mt con leyes de 1.3 % Cu, 0.6 % de Pb, 1.10 % Zn y 37 g/t de Ag. Colquijirca tiene 65 Mt, con leyes de 2.2 % Zn, 10.8 % Pb, 24.8 g/t de Ag, pero muestras tomadas para este estudio en Colquijirca presentan valores de hasta 200 g/t de Ag y 1 % de Cu para la muestra GE2712-032 de uno de los cuerpos con piritita y enargita, y valores de 1 % Pb y 1 % Zn para la muestra GE2712-031. Además, hay una ligera anomalía geoquímica con valores de 0.03 % en TREE (Total Óxidos de Tierras Raras) y de casi 100 ppm de U en una de las menas para la misma muestra GE2712-032. Finalmente, San Gregorio tiene leyes de 8 % Zn, 1 %

Pb, 31 g/t de Ag; mientras en el intrusivo de Marcapunta se tiene una muestra (GE2712-032) con un registro de 1500 ppm de Sn.



**Fotografía 5.19. Mina Colquijirca, en una vista mirando al oeste.**



**Fotografía 5.20. Sílice oquerosa en rocas volcánicas de San Gregorio**





**Fotografía 5.21. Mineralización de Cu y Ag en Marcapunta**

#### **5.4. Discusión- Consideraciones Metalogenéticas**

En base a lo expuesto, es indudable que existe un gran interesante potencial minero-energético metalogenético en la Cordillera Oriental del en el centro del Perú.

En base a la intensidad de anomalías de la prospección geoquímica de sedimentos para tierras raras, destacan: 1) Janchiscocha-San Vicente, anómalo en La (15-234 ppm), Y (30 - 167ppm), Be (1.4-5.9 ppm) en el Permotriásico batolito de San Ramón; y 2) Huarón-Alejandría-Morococha, anómalo también en La (78 ppm), Y (13 - 34.4 ppm), P (0.14 - 0.65 %), Be (1.9 y 2.5 ppm) en las secuencias sedimentarias marinas Triásico superior-Jurásico inferior.

Relacionadas a las anomalías de sedimentos, en las rocas las concentraciones más importantes para las tierras raras son de 0.133 % de

TREO (suma total de óxidos de tierras raras) para un intrusivo permotriásico, que resulta interesante considerando valores de hasta 0.13 % de TREO para depósitos reconocidos de REE en granitos y pegmatitas en otros países. Mientras, un valor de 1 % (10000 ppm) en un afloramiento del sector de La Victoria-Dos de Mayo, comparando con los valores anómalos de 0.1 a 0.03 % de U a nivel mundial, vuelve esta anomalía de U de interés. Otros valores de interés son Calabaza-Satipo con un TREO de 0.112 % en el granito rosado del Intrusivo Carrizales; y Yanamina con un TREO de 0.072 %, en un relleno hidrotermal en los volcánicos de la Formación Santa Bárbara.

Mientras en base a la intensidad de anomalías de la prospección geoquímica de rocas para uranio, se cuenta entre las principales: a la zona de La Victoria-Dos de Mayo, con valores geoquímicos de más de 1 % de U, en un nivel de arcilla y limo de cobertura en un cuerpo subvolcánico tipo pórfido dacítico que está intruyendo a los Monzogranitos de San Ramón; también se encuentra la mina Yanamina, con valores geoquímicos mayores a 500 ppm de U en los volcánicos de la Formación Santa Bárbara; y Progreso (Vía La Merced-Pichanaqui), con valores geoquímicos de 246 ppm de U.

Considerando el marco geológico vemos que hay varias unidades litológicas que son fuente de muchos de los elementos químicos presentes en la zona de estudio.

Así tenemos que en rocas intrusivas del Carbonífero, tenemos al yacimiento de oro de Huachón, emplazado en intrusivos y con fallas longitudinales normales; que conforma vetas relacionadas a intrusivos de la franja III, afines a las vetas mesotermales de oro con esfalerita, cortando a las piritas preexistentes, con una ley variable que puede alcanzar los 20 g/t Au.

En el Paleozoico, en las secuencias volcano-sedimentarias del Grupo Mitu, se encuentran los depósitos minerales de Estrella y Yanahuilca, de características geológicas parecidas, emplazados en las rocas volcánicas piroclásticas y cerca al contacto con las areniscas del Grupo Ambo (areniscas y tobas propilitizadas); no existen evidencias de actividad intrusiva cercana, excepto en un pequeño dique básico en Estrella, sin relación con la alteración.

Presenta leyes de 200 g/t de Ag y 1 % de Cu. Sus características indican epitermales de baja sulfuración relacionados a la franja XVII de Epitermales de Au-Ag.

En las capas rojas permotriásicas se observa el depósito de Cu de Negra Huanusha, que forma mantos de control litológico, con fluidos que removilizaron el Cu a partir de la difusión a niveles superiores de los iones, desde unos fluidos con concentraciones saturadas de Cu de origen incierto, pero cuya fuente podrían ser las intrusiones permotriásicas. Es decir, sería un depósito secundario de la franja III.

Por tanto, vemos que las características petrológicas, en especial de las rocas intrusivas (Mapa Geológico, Figura 4.3), controlan la distribución de los elementos químicos. Posteriormente, eventos tectónicos condicionan la distribución de estos elementos químicos, expresados en las mineralizaciones, y estos mapeados como depósitos minerales en la Cordillera Oriental del centro del Perú (Mapa Metalogenético Figura 5.10).

## CAPÍTULO 6: GEOQUÍMICA MAGMÁTICA

La geoquímica es la ciencia que estudia la distribución de los elementos químicos en la Tierra y en otros planetas, y elabora las leyes que describen dicha distribución y las hipótesis que la explican. Puesto que los yacimientos minerales constituyen concentraciones anómalas de elementos minerales o sustancias (como el carbón o el petróleo), la detección de las anomalías superficiales de estos permite la detección de yacimientos profundos ocultos o bien de depósitos superficiales situados a cierta distancia de las muestras analizadas. El segundo caso corresponde, por ejemplo, al de un yacimiento que aflora en el área de nacimiento de un río, cuyos contenidos metálicos contaminan sus aguas y sedimentos y permiten por lo tanto su detección a distancia. Los métodos geoquímicos de exploración minera se clasifican según el material muestreado y su origen. Tenemos así a) geoquímica de rocas, b) geoquímica de suelos, c) geoquímica de aguas y sedimentos (de la red de drenaje, de lagos, etc.), y d) biogeoquímica (normalmente de plantas). En este capítulo analizaremos la geoquímica de rocas para hacer determinaciones sobre el magmatismo.

Los elementos que forman parte de una roca se consideran dentro de tres grupos o categorías (Fernández & Hernández, 1991):

Mayores  $>0,1$  %

Menores  $0,1 - 0,01$  %

Trazas  $<0,01$ % (ppm)

## 6.1. Elementos Mayores

Hay una serie de elementos que se determinan rutinariamente y que por definición se consideran como mayores, aunque a veces entran en concentraciones menores. Estos elementos que constituyen los principales minerales petrográficos son (Fernández & Hernández, 1991):

> SiO<sub>2</sub>- en cuarzo y minerales silicatados.

Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, en Feldespatos, feldespatoides, zeolitas, micas, espinelas, arcillas, etc.

Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

FeO en biotita, piroxenos, anfíboles, cloritas, opacos, etc.

MnO

MgO, en biotita, piroxenos, anfíboles, cloritas, olivino, serpentina, etc.

CaO, en plagioclasa, zeolitas, piroxenos, anfíboles, melilita, calcita y dolomita.

Na<sub>2</sub>O, en feldespatos, feldespatoides, zeolitas y en piroxenos y anfíboles sódicos.

K<sub>2</sub>O, en feldespatos potásicos, leucitas y micas.

TiO<sub>2</sub>, en augita titanada, titanomagnetita, ilmenita, rutilo y esfena. /P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, en apatito, fosforita, etc.

H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> es el agua de constitución de los minerales de la roca (>110°).

H<sub>2</sub>O<sup>-</sup> es el agua de humedad. Se marcha al calentar hasta los 110°.

Además de estos óxidos que se determinan rutinariamente hay otros que se analizan según sea la naturaleza de la roca o porque presenten un interés particular. Ejemplo de estos elementos son:

CO<sub>2</sub>, en rocas carbonatadas (calizas, dolomías, carbonatitas)

S (S<sub>03</sub>), en rocas ígneas (con haüyna, noseana, sodalita) y metamórficas (con piritita).

Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y NiO, en rocas máficas y ultramáficas.

ZrO<sub>2</sub>, BaO, SrO, LiO<sub>2</sub> en rocas alcalinas y peralcalinas.

F, en rocas con mucha mica y/o anfíbol.

F, Cl y S aparecen frecuentemente como aniones, es decir ocupando el papel del oxígeno. Por tanto, cuando están presentes en gran cantidad hay que deducir una cantidad equivalente de O<sub>2</sub>.

La tendencia actual es analizar también estos elementos en todas las rocas, además de los que tienen categoría de mayores.

El resultado de los análisis químicos se expresa normalmente en óxidos, a pesar de que muchos de los elementos se determinan como tales y hay que efectuar un cálculo para pasar del elemento al óxido. Esto se hace por convenio, para poder comparar con los datos bibliográficos antiguos en que los análisis se efectuaban por métodos gravimétricos, en los que se expresaba el análisis en óxidos (Fernández & Hernández, 1991):

Además, es lógico expresarlo así, porque en las rocas los elementos están combinados con el oxígeno y es muy fácil expresar todas las fórmulas minerales en óxidos.

La suma del % peso de los óxidos analizados debe ser el 100% o una cifra muy próxima a esta. Un error de más del 1% no se debe aceptar, aunque es frecuente que aparezcan en las Tablas de análisis de los trabajos. Indica normalmente que se ha dejado de analizar algún elemento (suma <100) o que efectivamente se tiene algún error (suma >100) (Fernández & Hernández, 1991):

### ***6.1.1. Procesos Magmáticos involucrados***

La composición química y la mineralogía de la región fuente ejercen un control fundamental sobre la química de las rocas magmáticas (Rollinson, 1993). La composición principal y de oligoelementos de una fusión se determina por el tipo de proceso de fusión y el grado de fusión parcial, aunque la composición de la masa fundida se puede modificar sustancialmente en el camino a la superficie. La región de origen se caracteriza mejor por su composición de isótopo radiogénico porque las proporciones de isótopos no se modifican durante los procesos de fusión parcial y cámara de magma. La composición de la fuente en sí es una función de los procesos de mezcla en la región fuente. Esto es particularmente pertinente para los estudios del manto, y en la

última década se han realizado importantes avances en la comprensión de la dinámica del manto a través del estudio isotópico de los basaltos oceánicos derivados del manto (Rollinson, 1993).

La mayoría de las rocas magmáticas se filtran a través de una cámara de magma antes de su emplazamiento en la superficie o cerca de ella. Los procesos de la cámara de magma modifican con frecuencia la composición química del magma primario, producido por la fusión parcial de la fuente, a través de la cristalización fraccionada, mezcla de magma, contaminación o una mezcla dinámica de varios de estos procesos. La resolución de los efectos químicos de estos diferentes procesos requiere una amplia gama de herramientas geoquímicas: estudios de elementos principales y de oligoelementos, junto con la medición de composiciones isotópicas estables y radiogénicas (Cuadro 6.1) (Rollinson, 1993).

Después del emplazamiento o la erupción, las rocas ígneas pueden modificarse químicamente, ya sea por desgasificación o por interacción con un fluido. La desgasificación de rocas ígneas afecta principalmente a la química del isótopo estable, mientras que la interacción con un fluido puede afectar todos los aspectos de la química de la roca. Idealmente, las rocas ígneas seleccionadas para el análisis químico son completamente frescas, pero a veces esto no se puede lograr. Por ejemplo, las muestras del lecho marino probablemente hayan sido sometidas a la intemperie o incluso a alteraciones hidrotermales por el agua de mar. Muchos cuerpos de plutonio ígneo inician, en el emplazamiento, la circulación hidrotermal de aguas subterráneas en las rocas del campo circundante, lo que conduce a la alteración química del propio plutón ígneo. También es probable que las rocas ígneas metamorfoseadas se modifiquen químicamente por la interacción con una fase fluida, como se analiza a continuación (Rollinson, 1993).

### **Cuadro 6.1.- Procesos identificados con análisis de Elementos Mayores**

<p>A) Procesos que involucran la Cámara magmática:</p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1) Cristalización Fraccionada</li> <li>2) Asimilación y Cristalización fraccionada (AFC)</li> </ol> <p>B) Procesos de región fuente</p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1) Fusión parcial</li> </ol> <p>B) Ambiente Tectónico</p>
--

Fuente. Rollinson (1993).

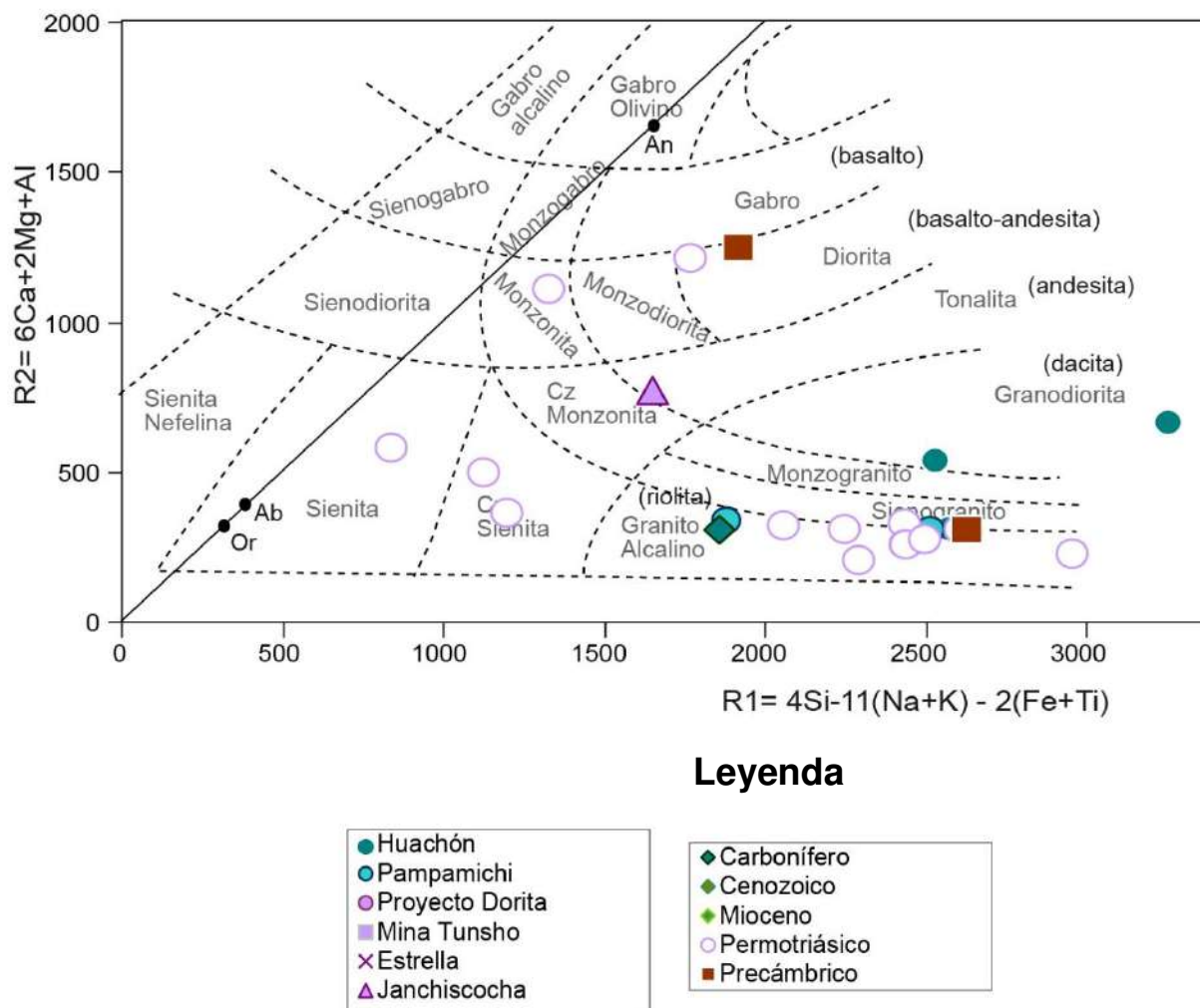
#### **6.1.2. Resultados**

En el área de estudio, se han tomado 119 muestras de campo (ver anexo 1), de las cuales 89 (ver anexo 5) de estas muestras tienen análisis por ICP-OAS de metaborato de Litio de 17 elementos y análisis por fluorescencia de rayos X con borato de Litio, con la finalidad de determinar la composición primaria de óxidos mayores de las rocas ígneas, usadas para determinaciones petroquímicas, tal como alcalinidad y aluminosidad; mientras 105 de estas muestras se analizaron por ICP-Masa Multielemental, 55 elementos por fusión de peróxido de sodio (ver anexo 4, Figura 4.3, Figura 5.9). Muchas de las muestras corresponden también a rocas ígneas relacionadas con depósitos seleccionados y representativos de cada uno de los periodos geológicos descritos.

##### *6.1.2.1 Tipo de Rocas*

Como primera metodología de estudio de las rocas usaremos el diagrama de R1-R2 (Figura 6.1) de De La Roche et al. (1980), se ha determinado que en el periodo Carbonífero se cuentan rocas graníticas entre monzogranito y sienogranito, incluso granodiorita. Casi todas las intrusiones Permotriásicas son granitos, sienogranitos, monzodioritas y hasta tonalitas y dioritas, mientras que las lavas Permotriásicas son riolíticas. Las rocas peralcalinas caen en el campo de las sienitas.





**Figura 6.1. Tipos de Rocas de la zona de estudio (De La Roche et al., 1980). Los intrusivos están descritos en el acápite de rocas intrusivas, mientras que las rocas volcánicas están descritas en la de estratigrafía.**

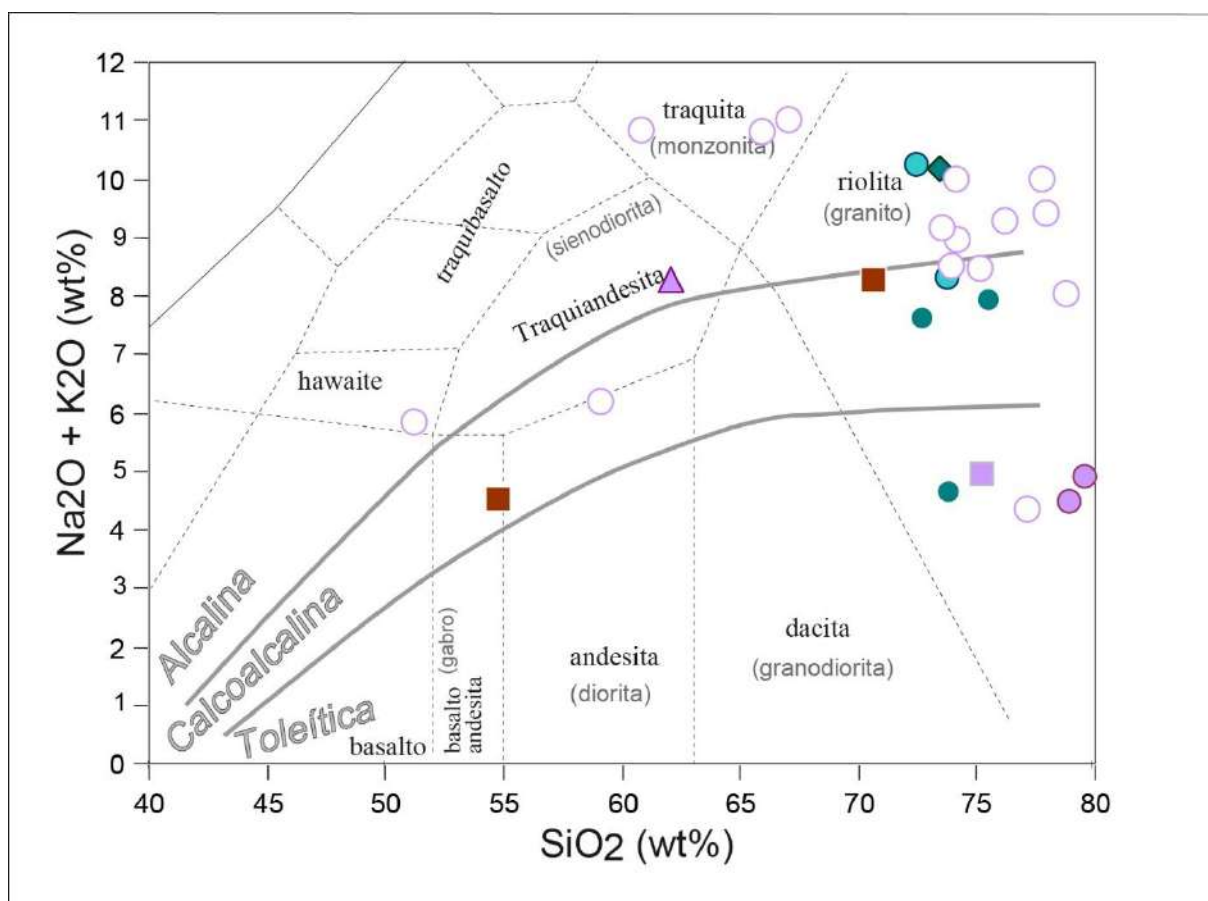
Tenemos rocas del permotriásico que son principalmente graníticas, aunque algunas monzodioritas a dioritas; así como las de otros periodos como las del carbonífero como las de los alrededores de Huachón son también graníticas.

### 6.1.2.2 Alcalinidad

En base al diagrama de álcalis totales frente a sílice (TAS) de Le Maitre et al. (1989) se ha determinado que en la zona de estudio se encuentran rocas alcalinas, calcoalcalinas y toleíticas (Figura 6.2).

En el Carbonífero, las rocas tienen una tendencia alcalina. Las rocas del Permotriásico son generalmente intrusivos alcalinos o de tendencia alcalina;

sus volcánicos son generalmente toleíticos. Asimismo, se ha reconocido una serie de rocas peralcalinas ubicadas en el extremo superior del diagrama. Las intrusiones del Cenozoico de cuerpos subvolcánicos y lavas del Cenozoico (Intrusiones Cenozoicas Menores) son calcoalcalinas; ciertas lavas y cuerpos subvolcánicos tienen tendencia alcalina, probablemente debido a cierta alteración argílica.



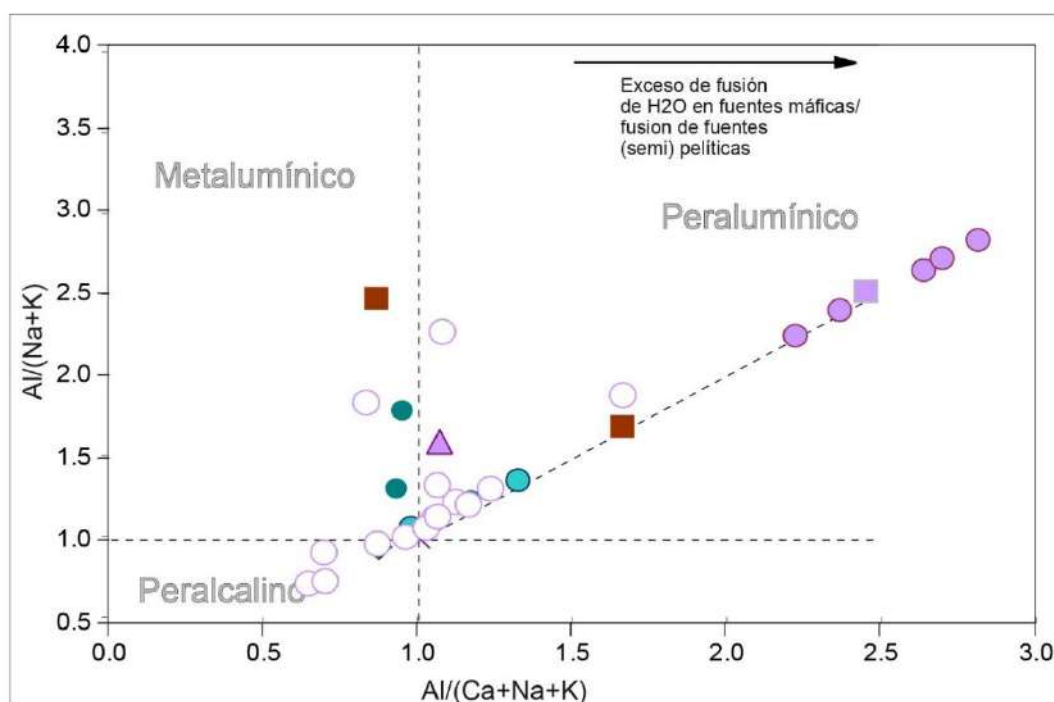
### Leyenda

● Huachón	◆ Carbonífero
● Pampamichi	◆ Cenozoico
● Proyecto Dorita	◆ Mioceno
■ Mina Tunsho	○ Permotriásico
× Estrella	■ Precámbrico
▲ Janchiscocha	

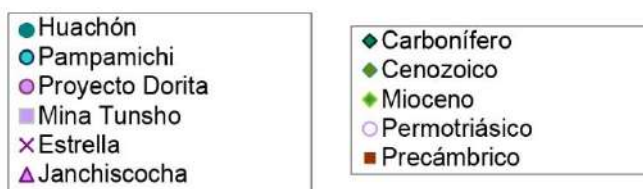
**Figura 6.2. Alcalinidad de las rocas de la zona de estudio. Las descripciones de las rocas intrusivas se encuentran en el acápite correspondiente; y las de las rocas volcánicas, en el de estratigrafía. Tenemos a la mayoría de las rocas tienen tendencia calcoalcalina. Algunas relacionadas al Gpo. Mitu muestran una tendencia toleítica; mientras algunas del permotriásico son alcalinas a fuertemente alcalinas.**

### 6.1.2.3. Aluminosidad (Índice de Saturación de Alúmina)

En base al diagrama de índice de saturación de alúmina de Shand (1969), se ha determinado que los intrusivos permotriásicos (Figura 4.3) son peraluminosos y peralcalinos. Destaca un grupo de rocas peralcalinas (Figura 6.3). Las lavas Permotriásicas son más peraluminosas. En el Carbonífero, tenemos rocas peraluminosas.



### Leyenda



**Figura 6.3. Aluminosidad de las rocas de la zona de estudio. Las descripciones de las rocas intrusivas están en el acápite correspondiente; y las de las rocas volcánicas, en el de estratigrafía.**

Tenemos a la mayoría de las rocas son peraluminosas y unas cuantas como las de alrededores de Huachón son algo metalumínicos; mientras algunas muestras del permotriásico son peralcalinas.

## **6.2. Elementos Traza**

Los elementos traza se definen como aquellos elementos que están presentes a menos del nivel de 0.1% y sus concentraciones se expresan en partes por millón (ppm) o más raramente en partes por billón (ppb; 1 billón = 10<sup>9</sup>) del elemento. Sin embargo, no siempre se sigue la convención, y a veces se citan concentraciones de oligoelementos que exceden el nivel de 0.1% (1000 ppm) (Rollinson, 1993)

Algunos elementos se comportan como un elemento principal en un grupo de rocas y como un elemento traza en otro grupo de rocas. Un ejemplo es el elemento K, que es un constituyente principal de las riolitas, que constituye más del 4% en peso de la roca y forma una parte estructural esencial de minerales como la ortoclasa y la biotita. En algunos basaltos, sin embargo, las concentraciones de K son muy bajas y no hay fases con K. En este caso, K se comporta como un elemento traza (Rollinson, 1993).

### ***6.2.1. Procesos Magmáticos involucrados***

En la siguiente tabla (Cuadro 6.2) se indican los procesos determinados con análisis de elementos traza (ver acápite 6.1.2).

**Cuadro 6.2.- Procesos identificados con análisis de Elementos Traza  
(Fuente. Rolliston, 1993)**

- A) Procesos que involucran la Cámara magmática:
  - 1) Cristalización Fraccionada
  - 2) Contaminación
  - 3) Asimilación y Cristalización fraccionada (AFC)
  - 4) Mezcla de magmas
  - 5) Procesos de apertura de sistema  
(RTF cámara magmática)
  - 6) Inmisibilidad de líquidos
  
- B) Procesos de región fuente
  - 1) Fusión parcial
  - 2) Zona de refining
  - 3) Mezcla de Fuentes
  
- C) Carácter de fuente
  
- D) Ambiente Tectónico

*6.2.1.1. Spiderdiagramas o diagramas de "tela de araña" normalizados a las abundancias condriticas.*

Para entender el aspecto de los diagramas de abundancias de elementos traza en los basaltos (o en cualquier roca ígnea) es útil tener un "diagrama patrón" de referencia con el cual las abundancias de los elementos en una roca particular se puedan comparar (Fernández & Hernández, 1991).

Como comparación se pone la estimación de abundancias de una serie de elementos traza incompatibles en la Tierra primordial. Los elementos traza que se utilizan son: Ba, Sr, U, Th, Zr, Nb, Ti y T.R (Fernández & Hernández, 1991).

Se cree que se han condensado a altas temperaturas a partir de un gas de composición solar durante la formación de los planetas (Fernández & Hernández, 1991).

Los basaltos ricos en MgO (komatitas) del Precámbrico Inferior (4000 a 2500 Ma) tienen relaciones entre estos elementos Ba/Sr, U/Th idénticas a las de los meteoritos condriticos, lo que sugiere que sus relaciones en los meteoritos se aproximarían a las del manto primordial, antes de que se formase la corteza

(Fernández & Hernández, 1991).

Sin embargo, mientras las abundancias absolutas de estos elementos en la Tierra global podrían aproximarse a los valores condriticos, las abundancias absolutas en el manto ya serían mayores debido al efecto de concentración durante la formación del núcleo (Fernández & Hernández, 1991).

Hay distintas variantes de los "spiderdiagramas" según:

- el orden en que se sitúen los elementos.
- las distintas constantes de normalización adoptadas. Constantes de normalización:

Wood et al. (1979) normalizan a una hipotética composición primordial del manto.

Thompson et al. (1984) y Sun (1980) normalizan a las abundancias condriticas con excepción del K y Rb que pueden ser volátiles durante la formación planetaria y del P que puede estar parcialmente contenido en el núcleo.

El orden de los elementos es arbitrario. Está pensado para que los MORB den una curva suave y probablemente coincide con la incompatibilidad creciente de los elementos (de derecha a izquierda) en una lertzolita de 4 fases que está sufriendo fusión parcial (Fernández & Hernández, 1991).

Todos los elementos del diagrama se comportan como incompatibles ( $D < 1$ ) durante la mayor parte de los procesos de fusión parcial y de cristalización fraccionada. Las principales excepciones son (Fernández & Hernández, 1991):

Sr que puede ser compatible con la plagioclasa. Y e Yb que pueden ser compatibles con el granate.

Ti que puede ser compatible con la magnetita.

Cuando en un diagrama de tela de araña se ven inflexiones espurias pueden ser debidas a errores analíticos. Pero una vez descartados los errores analíticos los picos, depresiones, pendientes y curvaturas de los diagramas proporcionan una información petrogenética muy valiosa relativa al equilibrio cristal- líquido (Fernández & Hernández, 1991).

Por ejemplo: en el Sr son el resultado de la cristalización fraccionada de plagioclasa (en el diagrama de muchos basaltos)

En Th y Rb combinado con otro Nb-Ta puede sugerir contaminación de un magma por la corteza continental inferior.

Una marcada depresión en el diagrama de algunas lavas ultrapotásicas de placas intercontinentales puede reflejar la existencia de flogopita residual en la fuente (Fernández & Hernández, 1991).

En la Figura 6.4, se tiene un diagrama "en tela de araña" típico (Fernández & Hernández, 1991).

Los MORB se consideran producidos por grados elevados de fusión parcial del manto. La traza de su diagrama debe reflejar la del manto del cual proceden.

En general la fusión parcial hace que los elementos menos incompatibles (a la derecha del diagrama) se enriquezcan menos en el fundido (se quedan más en el manto por lo que las curvas suelen estar inclinadas en la parte izquierda del diagrama (Fernández & Hernández, 1991).

Además, la cristalización fraccionada, una vez que el magma se ha segregado del manto acentúa el que los diagramas tengan esa inclinación a la izquierda (Fernández & Hernández, 1991).

El único mecanismo que se conoce capaz de inclinar la curva hacia abajo en la parte izquierda es la fusión parcial, capaz de crear grandes cantidades de lava en los MORB. Por tanto, el manto que se funde para dar los MORB ya debe estar empobrecido en los elementos más incompatibles tales como K y Rb y en menor proporción Nb y La (Fernández & Hernández, 1991).

Se explica este empobrecimiento por la formación de corteza continental a lo largo del tiempo geológico.

En contraste con el diagrama del MORB el de un basalto alcalino de isla oceánica (OIB) muestra grados extremos de enriquecimiento en elementos incompatibles con un pico al Nb-Ta sugiriendo que la fuente puede también estar enriquecida en elementos incompatibles. En general, los "diagramas de tela de araña" de los basaltos de islas oceánicas (tanto alcalinos como toleíticos) se aproximan a suaves curvas convexas. Comparados con las curvas relativamente suaves de los "diagramas en tela de araña" de los MORB y de los OIB los de los basaltos relacionados con el fenómeno de la subducción es muy quebrado. Los picos positivos son fundamentalmente

consecuencia de los componentes añadidos a la fuente mantélica de los basaltos por los fluidos en la zona de la subducción. El carácter más persistentemente mostrado por los diagramas en "tela de araña" de los basaltos de arcos volcánicos es la marcada depresión Nb-Ta que ha sido explicada en términos de retención de esos elementos en la fuente durante la fusión parcial. Sin embargo, una depresión similar es también una característica de los basaltos que han sufrido contaminación cortical y por tanto hay que tener precaución al interpretar estas formas (Fernández & Hernández, 1991).



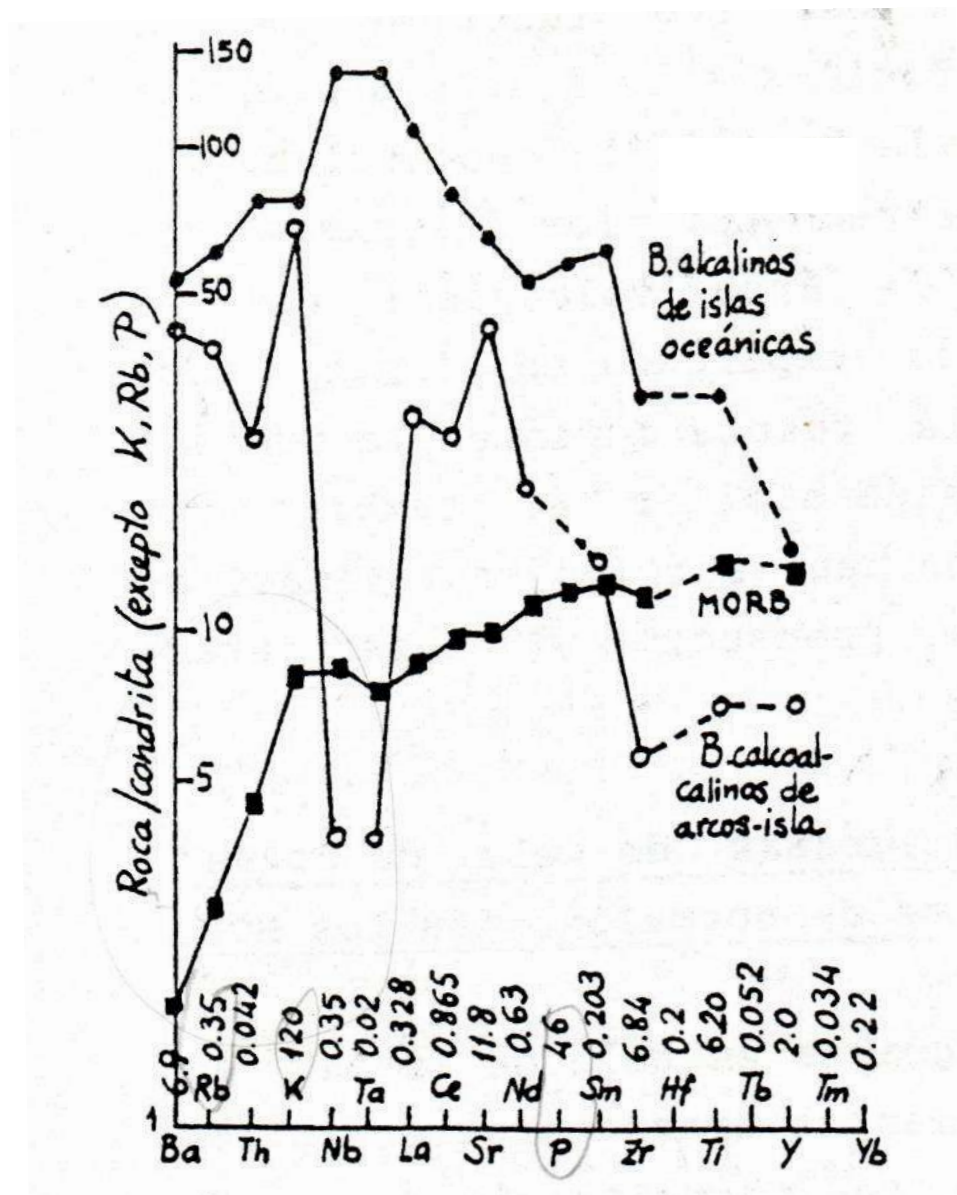


Figura 6.4 .Típica morfología del diagrama "en tela de araña" de las abundancias en REE para:

OIB: Basaltos alcalinos de Islas Oceánicas.

MORB: Basaltos de la Cordillera Mediooceánica.

AIB: Basaltos calcoalcalinos de Arcos Isla. Los números escritos sobre los elementos son los valores utilizados en la normalización formas (Fuente. Fernández & Hernández, 1991).

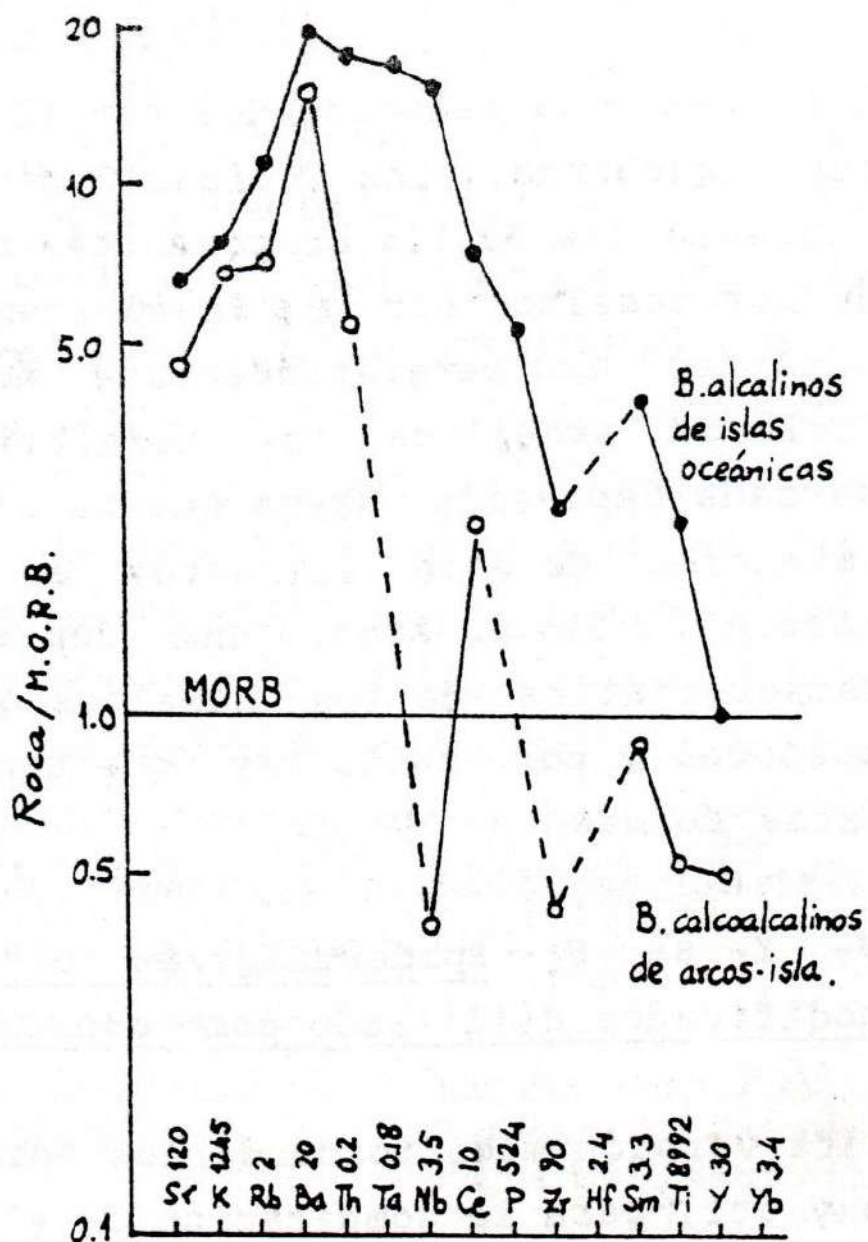


Figura 6.5. Diagrama de abundancias de T.R. en:

OIB: Basaltos alcalinos de Islas Oceánicas.

AIB: Basaltos calcoalcalinos de Arcos Isla.

Se diferencia de la Figura 6.4 en que la normalización está hecha respecto a los Basaltos de la Cordillera Mediooceánica. También varía el orden de los elementos representados.

(Fuente. Fernández & Hernández, 1991).

Los números escritos sobre los elementos son los valores utilizados en la normalización formas (Fernández & Hernández, 1991).

*6.2.1.2. Spiderdiagramas o "diagramas de tela de araña" modificados utilizando como constante de normalización los MORB.*

Esta versión modificada de los "diagramas en tela de araña" es muy útil para la comparación de elementos traza característicos de diferentes tipos de basaltos. La normalización se hace respecto a las abundancias en los basaltos MORB o a las toleítas de islas oceánicas. La secuencia de elementos que se proyectan puede ser la misma o distinta que la de los diagramas de tela de araña convencionales (Figura 6.5) (Fernández & Hernández, 1991).

En estos diagramas los elementos se dividen en dos grupos basados en su relativa movilidad en los fluidos acuosos. Sr, K, Rb y Ba son móviles y se proyectan en la parte izquierda del diagrama. Los demás elementos son inmóviles. Además, los elementos están situados de tal manera que la incompatibilidad de los elementos, móviles y de los inmóviles aumenta desde los bordes hasta el centro del diagrama (Fernández & Hernández, 1991).

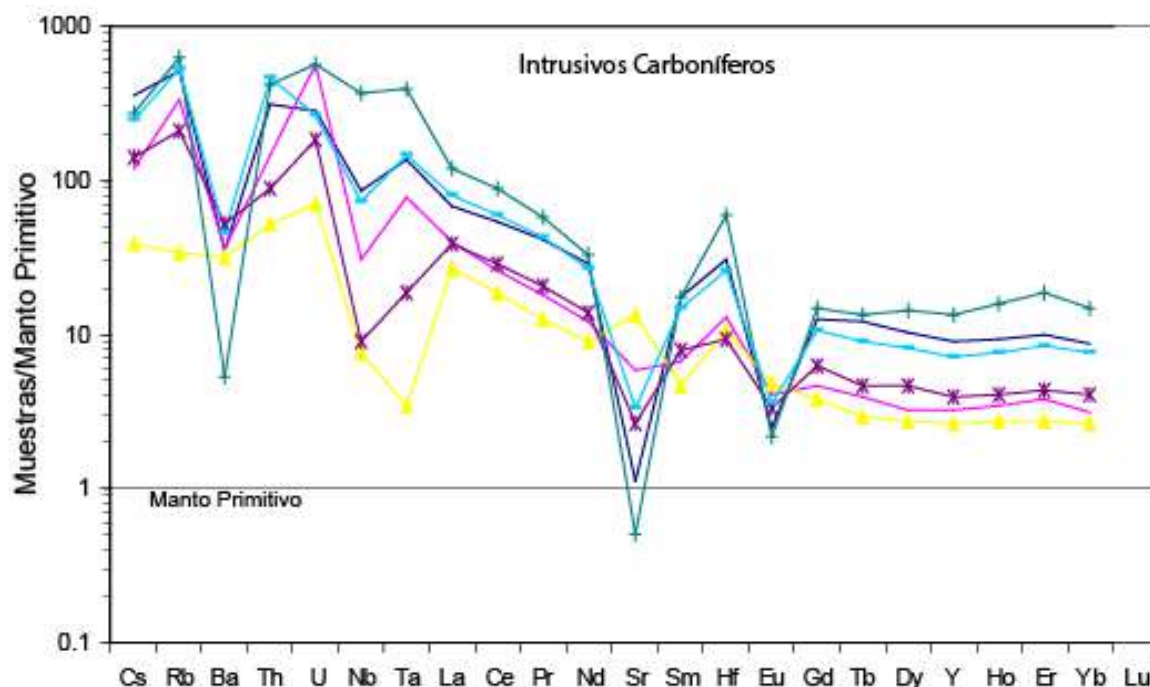
Parece que la forma de estos diagramas no se modifica ni por la cristalización fraccionada ni por grados variables de fusión parcial por lo que pueden ser usados para discutir las características de la fuente (Fernández & Hernández, 1991).

**6.2.2. Resultados - Diagramas de variación de elementos traza**

En base a los resultados de las 105 muestras analizadas por ICP-Masa se obtuvieron los siguientes resultados:

El diagrama de la Figura 6.6, muestra rocas del Paleozoico Inferior-Carboníferas (PIC) relacionadas con la franja III de depósitos de U-W-Sn-Mo, Au-Cu-Pb-Zn; presenta, anomalías negativas en Ba, Nb, Ta, Sr y Eu, en donde los valores de Sr y Eu se deben a la cristalización de plagioclasa. El Nb y Ta indican contaminación con corteza continental inferior. El fuerte

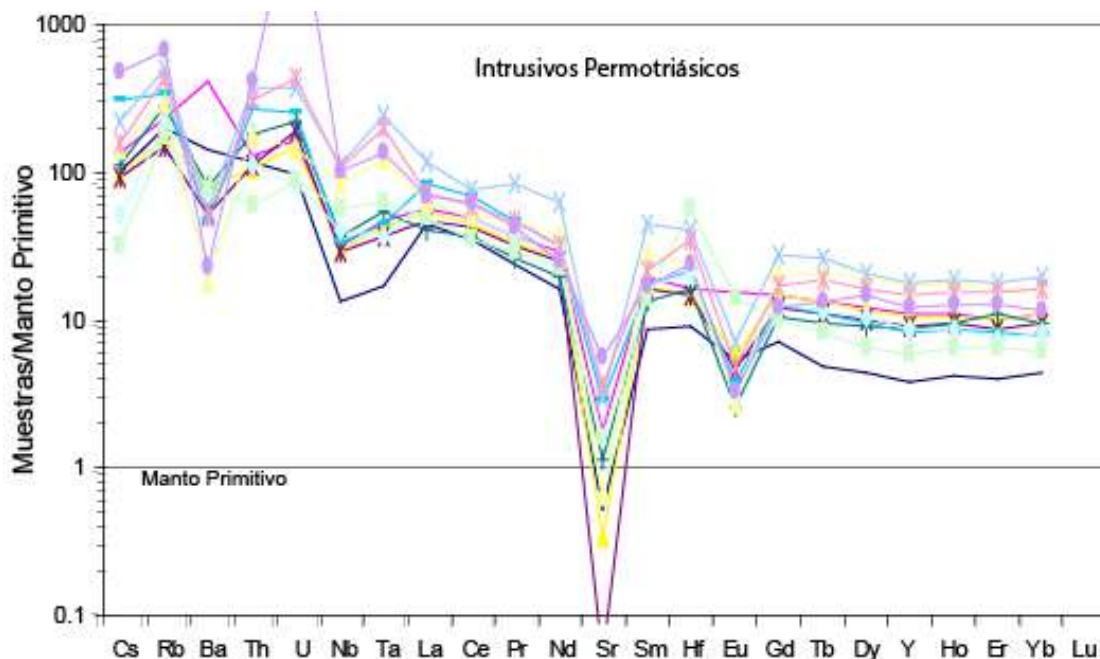
enriquecimiento en los elementos menos incompatibles (Lu, Yb, Er, Ho, Y, Dy, Tb) indican una fuente de manto primitivo con fusión parcial de los intrusivos, indicado por el enriquecimiento de los elementos incompatibles (Cs, Rb, Ba, Th, U, Nb). Se muestran anomalías positivas de U, Th y Rb, que son indicadores de un potencial depósito.



**Figura 6.6. Distribución de los elementos traza en las rocas del Paleozoico inferior-Carbonífero de la zona de estudio. Cada una de las líneas corresponde a los datos geoquímicos normalizados al Manto Primitivo de las muestras de estas rocas.**

El diagrama de la Figura 6.7 muestra intrusivos de la unidad Permotriásico-Jurásico (PETJ), también relacionada a la franja III por edad, con anomalías negativas en Ba, Nb, Ta, Sr y Eu. La anomalía negativa del Sr y Eu se debe a la cristalización de plagioclasa. La anomalía de Nb y Ta indican contaminación con corteza continental inferior. El fuerte enriquecimiento en los elementos menos incompatibles indica alta fusión parcial. La falta de una fuerte pendiente entre los elementos menos incompatibles de los más incompatibles indican intrusivos de magmatismo más primitivo (de fuente más profunda)

postorogénico. Se muestra una anomalía positiva fuerte de U, indicador de un potencial depósito.



**Figura 6.7. Distribución de los elementos traza en las rocas del Permotriásico-Jurásico de la zona de estudio. Cada una de las líneas corresponde a los datos geoquímicos normalizados al Manto Primitivo de las muestras de estas rocas.**

### 6.3. Elementos de Tierras Raras

Las Tierras Raras son los óxidos básicos de los elementos del grupo de los lantánidos. Sin embargo, en las publicaciones de geoquímica se emplea la denominación de T.R. (REE) como sinónimo de los elementos lantánidos. Comprenden un grupo de 15 elementos: lantano (La), Cerio (Ce), Praseodimio (Pm), Neodimio (Nd), Prometio (Pm), Samario (Sm), Europio (Eu), Gadolinio (Gd), Terbio (Tb), Disproso (Dy), Holmio (Ho), Erblio (Er), Tulio (Tm), Iterbio (Yb) y Lutecio (Lu) (Fernández & Hernández, 1991):.

Sus números atómicos varían desde  $Z=57$  (La) hasta  $Z=71$  (Lu). Los de  $n^{\circ}$  atómico más bajos (La a Sm) y de menor masa se llaman tierras raras ligeras (LREE). Los de  $n^{\circ}$  atómico más altos (Dy a Lu) y de mayor masa se llaman

tierras raras pesadas (HREE) y los de número atómico intermedio se denominan T.R. intermedias (MREE) (Fernández & Hernández, 1991).

Actualmente las determinaciones analíticas de T.R. son muy precisas. Por ejemplo, el método de Activación neutrónica (INAA = Instrumental Neutron Activation Analysis) es capaz de detectar ppm e incluso ppb.

Otro método que se utiliza es el de dilución isotópica y espectrometría de masas.

Todas las REE tienen propiedades químicas muy similares, pero varían mucho en abundancia. Son incompatibles, es decir que tienden a concentrarse en la fase fundida que resulte de la fusión parcial del manto y también tienden a permanecer en la fase fundida durante la cristalización fraccionada de un magma (Fernández & Hernández, 1991).

Se supone que las abundancias de REE en los meteoritos condriticos, que representan el material primitivo del Sistema Solar, deben ser iguales a las que había en la Tierra primitiva.

Estas abundancias se habrían enriquecido por igual en el primer manto silicatado, después de la diferenciación primordial núcleo - manto en un factor de 2.

Posteriormente, cualquier fusión parcial del manto tendría como consecuencia un marcado aumento de la concentración de REE en la fracción fundida (como ocurre con todos los elementos incompatibles), siendo la concentración tanto mayor cuanto menor sea la proporción del fundido (pueden alcanzarse factores de enriquecimiento de hasta 1000) (Fernández & Hernández, 1991).

Las abundancias relativas de las REE entre sí (que se ponen de manifiesto en una presentación normalizada a las condritas) deben permanecer inalteradas por la fusión parcial o por otros procesos. Los únicos procesos que pueden alterar esta proporción son el reparto diferencial de REE entre el fundido y los minerales del manto, es decir el coeficiente de reparto  $D = \text{Mineral}/\text{Fundido}$  (Fernández & Hernández, 1991).

Una de las causas que condicionan el valor de  $D$ , es decir la entrada de las REE en las redes minerales es su radio iónico (r.i.). Los r.i. de las REE van disminuyendo progresivamente desde las REE ligeras (r.i. La=1,03) hasta las

REE pesadas (r.i. Lu=0,86). Esto se denomina "efecto lantano" o "contracción lantánida".

La magnitud del efecto producido por un mineral particular en la forma del diagrama de abundancia de las REE va a depender de su abundancia relativa y del valor de su D para un particular elemento.

Las tierras raras ligeras (LREE) que tienen mayor r.i. se introducen en los feldespatos y el apatito. También en la esfena hay una fuerte concentración de REE ligeras por lo que fracciona fuertemente las REE pesadas. Además del Apatito y la esfena también el circón puede fraccionar fuertemente las REE en líquidos muy evolucionados (Fernández & Hernández, 1991).

Los feldespatos tienen baja D para todas las REE excepto para el Eu. Por tanto la cristalización de feldespatos tiene un efecto muy pequeño en el diagrama de REE del fundido residual, excepto que produce una anomalía negativa de Eu. Puesto que solo el  $E_{ii}^*$  es el que interviene en los feldespatos, cuando el magma tiene  $>f_{O_2}$  y  $>T$  el Eu está como  $Eu^{3+}$  y la anomalía negativa se hace menos marcada. El granate admite en su red las REE pesadas (HREE) que tienen un r.i. relativamente menor, pero no admite las REE ligeras que quedan por tanto relativamente concentradas en el fundido. El mismo fenómeno ocurre con el clinopiroxeno y el ortopiroxeno, pero en menor proporción ya que tanto el clinopiroxeno como el ortopiroxeno tienen generalmente  $D < 1$  siendo los valores para las REE ligeras más bajos que para las REE pesadas. El olivino no ejerce ningún efecto de fraccionamiento en las REE, ya que todas ellas tienen  $D < 0,1$  en el olivino. El coeficiente de reparto de las REE en la hornblenda depende mucho de la composición química del sistema (magma y hornblenda que cristaliza). Así, en sistemas ricos en  $SiO_2$  el D de la hornblenda puede ser  $> 10$ . Por tanto, la cristalización fraccionada de hornblenda a partir de magmas de composición intermedia puede llevar a una disminución relativa de REE intermedias (Fernández & Hernández, 1991). La biotita tiene bajos D para las REE por lo que su presencia no influye en el diagrama de las REE.

Otra de las causas que condicionan la entrada de las REE en las redes minerales es su valencia.

Bajo la mayor parte de las condiciones geológicas, todas las REE excepto el Eu y el Ce son trivalentes. El Ce, bajo condiciones fuertemente oxidantes puede ser tetravalente (Fernández & Hernández, 1991).

La distribución del Eu es particularmente interesante porque puede ser en parte divalente y en parte trivalente. La relación  $Eu^{2+}/Eu^{3+}$  depende de la fugacidad de oxígeno ( $f_{O_2}$ ) del magma.

Solo cuando es divalente, el Eu tiende a seguir al  $Sr^{2+}$  en su comportamiento geoquímico. También tiene un tamaño lo bastante próximo al del Ca para que le sea permitida su entrada en la red de la plagioclasa (Fernández & Hernández, 1991).

Por tanto, la cristalización de plagioclasa en un magma ocasiona una "anomalía negativa" de Eu en el diagrama de abundancias de las REE que se haga en el fundido resultante.

Durante los procesos secundarios que pueden afectar a las rocas después de su cristalización (alteraciones, metamorfismo), las REE pesadas se comportan como inmóviles, por lo que su estudio es especialmente interesante en series volcánicas antiguas para tratar de identificar su posición paleotectónica. En cambio, las REE ligeras probablemente son móviles y por tanto no son útiles para los diagramas discriminatorios (Fernández & Hernández, 1991).

La abundancia de las REE en las rocas ígneas puede utilizarse para deducir que minerales han estado involucrados en la fusión parcial o en los procesos de cristalización fraccionada. Se suele hacer una representación gráfica normalizada (Fernández & Hernández, 1991).

### **6.3.1. Procesos Magmáticos involucrados - Teoría**

Para esto consideraremos lo siguiente:



*6.3.1.1. Comportamiento de las T.R. durante los procesos de fusión parcial del manto y de cristalización fraccionada de un magma. Interpretación de un diagrama de T.R. en distintos tipos de basaltos (considerados primarios)*

Si en la tierra primordial las abundancias de REE eran las condriticas, durante la diferenciación primordial en núcleo y manto las REE se habrían quedado en el manto, puesto que son litófilas. Esto se traduciría en el hecho de un manto primordial con mayores abundancias de REE que las condriticas (2 o 3 veces las condriticas) pero con una forma paralela al diagrama de las condritas. La fusión parcial del manto para formar basalto ocasiona un empobrecimiento de REE ligeras en el residuo (manto) y por tanto en el curso de los tiempos geológicos, el manto se habría ido empobreciendo progresivamente en REE ligeras (Fernández & Hernández, 1991).

En un magma, el grado de enriquecimiento de una REE en particular respecto a las abundancias condriticas, es función de los siguientes factores (Fernández & Hernández, 1991):

- Concentración inicial del elemento en la fuente.
- Grado de fusión parcial
- Cristalización fraccionada de un determinado mineral.

Consideremos como va a ser la abundancia de REE en un magma formado por pequeños grados de fusión parcial del manto según que en este exista o no el granate como fase estable (Fernández & Hernández, 1991).

Fusión parcial de un manto con granate:

- Manto residual con granate (las REE pesadas se quedan en el granate).
- Magma enriquecido relativamente en REE ligeras (empobrecido en REE pesadas).

Fusión parcial de un manto sin granate

- Manto residual
- Magma enriquecido relativamente en REE pesadas (= 10 veces las abundancias condriticas).

Pero incluso en mantos con granate, si el grado de fusión parcial es lo suficientemente elevado para que se funda el granate no hay fraccionamiento

diferencial del REE ligeras y REE pesadas y por tanto la forma del diagrama de REE en el magma sería subparalelo al diagrama de REE en el manto (Fernández & Hernández, 1991).

Por tanto, si el grado de fusión parcial es relativamente grande las relaciones de REE ligeras del magma deben ser similares a las de la fuente (Fernández & Hernández, 1991).

Cuando el magma no es primario, sino que comienza a cristalizar, este proceso de cristalización fraccionada puede también modificar la forma del diagrama de abundancias de las REE. Por ejemplo, si cristaliza granate, éste admite en su red las REE pesadas y el líquido residual se empobrece en las mismas (Fernández & Hernández, 1991).

Por eso si en un diagrama existe una disminución de las REE pesadas (<10 veces las abundancias condriticas) se puede interpretar que el granate ha quedado como fase residual en la región fuente o bien que el granate se fraccionó en un primer estadio de la cristalización magmática, según que se considere que el magma es primario o que ya ha sufrido diferenciación por cristalización fraccionada (Fernández & Hernández, 1991).

De manera análoga, la presencia o ausencia de la anomalía del Europio es indicativa del papel de los feldespatos y puede dar información acerca de las condiciones de oxidación en la región de la fuente magmática (Fernández & Hernández, 1991).

Si el magma se considera primario, una anomalía negativa del Eu puede interpretarse como indicativo, de que el magma ha estado en equilibrio con una fuente mantélica en la que existía plagioclasa (Fernández & Hernández, 1991).

En cambio si se acepta que el magma no es primario, significaría que a partir del magma primario cristalizó plagioclasa y ya nos ha llegado un magma residual empobrecido en Eu (Fernández & Hernández, 1991).

En la Figura 6.8 se ha representado distintas rocas basálticas consideradas magmas primarios:

- *MORB (Mid Oceanic Ridge Basalts)*

El diagrama de REE de los Basaltos de Ridge medio-oceánico presenta una característica muy especial: empobrecimiento en REE ligeras. Para las mineralogías comunes del manto (olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno, granate, espinela) no hay ninguna fase que concentre preferencialmente las REE ligeras en relación a las pesadas; por tanto, la única interpretación posible es que se hayan formado de una fuente (manto) ya empobrecida en REE ligeras (Fernández & Hernández, 1991).

Es el diagrama más similar al de la condrita (que sería una línea horizontal en el valor 1 de ordenadas) por lo que se considera el magma menos evolucionado. La ligera anomalía del Eu puede también interpretarse debida a que el magma haya estado en equilibrio con una fuente mantélica en la que existía plagioclasa (Fernández & Hernández, 1991).

- *OIT (Oceanic Icelandic Toleitias)*

La roca toleítica de Islandia, toleitias más ricas en Fe que las anteriores, muestra un diagrama de REE ligeras plano o ligeramente enriquecido (Fernández & Hernández, 1991).

Esto se interpreta como resultado de que procedan de una fuente mantélica de mayor profundidad que las MORB (Fernández & Hernández, 1991).

- *Basalto alcalino-1.*

Muestra un fuerte enriquecimiento en REE ligeras lo que sugiere que se ha formado por pequeños grados de fusión parcial de una fuente ya enriquecida en REE ligeras. El que la concentración de REE pesadas sea  $\approx 10$  se interpreta en el sentido de que el granate estaba ausente del magma original o fuente mantélica (Fernández & Hernández, 1991).

- *Basalto alcalino-2.*

El enriquecimiento en REE ligeras se interpreta igual que en el caso anterior. El empobrecimiento en REE pesadas (<10) sugiere presencia de granate residual en la fuente (Fernández & Hernández, 1991).

- *Nefelinita*

También está fuertemente enriquecida en REE ligeras (Fernández & Hernández, 1991).

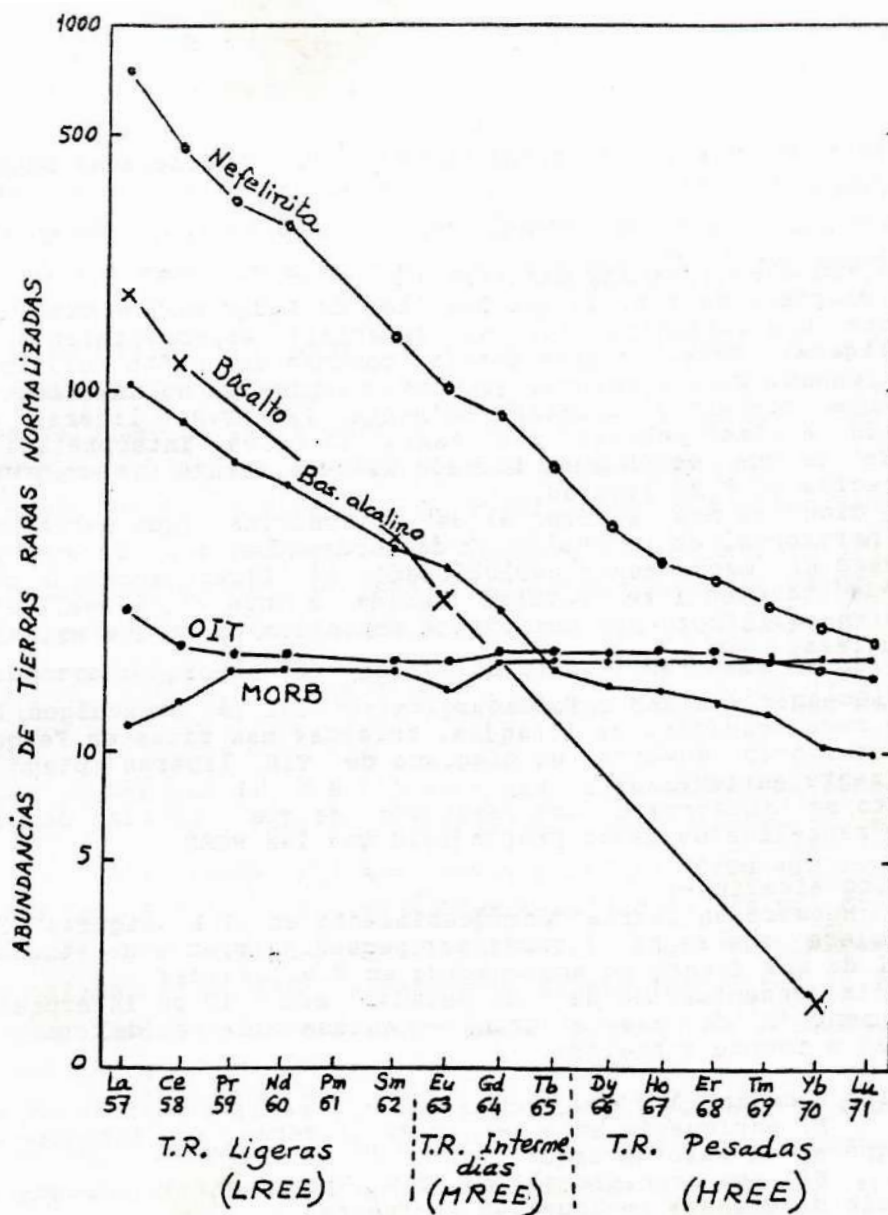


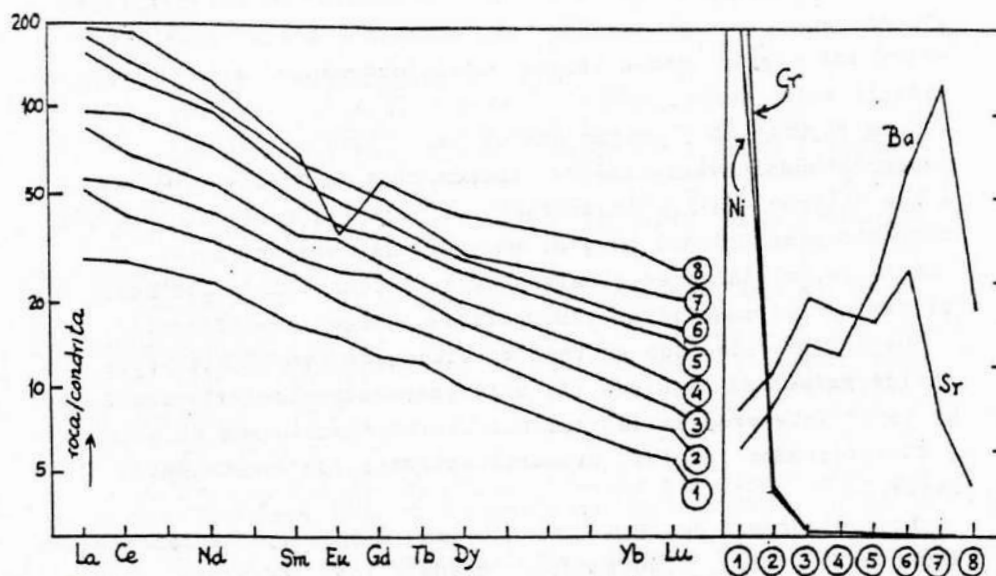
Figura 6.8. Esquema de abundancias representativas de T.R. normalizadas en MORB (Basaltos de la Cordillera Mediooceánica), OIT (Toleitas de Islas Oceánicas), Basaltos Alcalinos y Nefelinitas. El basalto (x) fuertemente enriquecido en T.R. ligeras y con muy bajas concentraciones de T.R. pesadas sugiere la presencia de granate residual en la fuente, en tanto que concentraciones de T.R. pesadas de 10 veces las condriticas sugieren que la fuente estaba desprovista de granate (Fuente. Fernández & Hernández, 1991).

### 6.3.1.2. Interpretación de un diagrama de REE en distintos términos de una misma serie volcánica.

Si los términos individuales de una serie de rocas volcánicas están relacionados entre sí por procesos de cristalización fraccionada, sus contenidos en elementos traza y relaciones entre los mismos deben variar consistentemente a lo largo de toda la serie (Fernández & Hernández, 1991). En la Figura 6.9 (Fernández & Hernández, 1991) se ha representado la variación de abundancias de REE (normalizadas a los valores de las condritas) así como la variación de los contenidos en Cr, Ni, Ba y Sr en una serie volcánica. La serie volcánica es alcalina y está constituida por Basalto olivínico (1), Hawaiitas y Mugearitas y Traquitas (7) y (8). La disminución tan extrema en elementos compatibles Cr y Ni en los primeros líquidos (1) a (3) demuestra la existencia de un importante proceso de cristalización fraccionada de olivino y clinopiroxeno en los primeros estadios de evolución de la serie.

Los diagramas de REE tienen una disposición subparalela aumentando los contenidos desde los términos menos evolucionados hasta los más evolucionados. Esto se explica porque las REE son incompatibles respecto a los principales minerales que están cristalizando (olivino, clinopiroxeno, plagioclasa, feldespatos alcalinos y magnetita) y por lo tanto, van aumentando su concentración en los líquidos residuales más evolucionados (Fernández & Hernández, 1991).

La forma de la línea (1) correspondiente al basalto sugiere que el magma primario se ha originado en un manto peridotítico sin granate, ya que la concentración de REE pesadas es cercana a 10. Tanto la caída drástica de Sr al llegar a las traquitas (7) y (8) como la anomalía negativa del Europio en (8) nos indican que en estos estadios finales se ha separado plagioclasa y posiblemente Apatito. La caída de Ba en la muestra (8) también nos sugiere que se ha separado feldespato potásico (Fernández & Hernández, 1991).



**Figura 6.9.** Variación en el contenido en REE en los distintos términos de xana serie volcánica alcalina. La diferenciación progresa desde las rocas basálticas más primitivas (1) y (2) a las rocas sálicas más diferenciadas (7), (8) pasando por el resto de términos intermedios (Fuente. Fernández & Hernández, 1991).

### 6.3.1.3. Resumen de las principales interpretaciones en un diagrama de REE

- Cuanto menos evolucionado esté un magma su diagrama de REE será más parecido al de las condritas (Fernández & Hernández, 1991).
- Un empobrecimiento en REE pesadas (por debajo de 10) sugiere presencia de granate residual en la fuente, en tanto que contenidos en REE pesadas de  $\gg 10$  sugieren que la fuente estaba desprovista de granate.
- La disminución absoluta o relativa de algún elemento específico significa el fraccionamiento de las fases en las cuales puede haberse acumulado.

Por ejemplo, el Eu en la plagioclasa y el apatito, las REE pesadas en el granate y en menor medida en los clinopiroxenos, etc (Fernández & Hernández, 1991).

Por tanto, la forma del diagrama nos va a dar idea de la profundidad de origen de la fuente y del grado de fusión parcial que ha sufrido.

c1) En la corteza continental profunda y por debajo de unos 100 km en el manto, las fases residuales que quedan en la fuente después de sufrir pequeños grados de fusión parcial (hasta 15-20% se puede fundir una peridotita granatífera sin que se agote el granate) son el granate y el clinopiroxeno (Fernández & Hernández, 1991).

El granate acomoda fácilmente en su red las REE pesadas de r.i. menor, pero no las más ligeras, de modo que el granate retiene las REE pesadas por lo que el fundido se empobrece en las mismas (Fernández & Hernández, 1991). Cuando el grado de fusión parcial aumenta, la proporción de granate residual disminuye y también las REE pesadas pasan al fundido (Fernández & Hernández, 1991).

c2) A profundidades menores de 40 km, la plagioclasa es una fase estable y va a ejercer un control significativo en la variación de los elementos traza porque su coeficiente de reparto para REE, Sr y Ba varían mucho de los de otros minerales

El efecto distintivo de los feldespatos es su preferencia por el Eu +2 comparado con las otras REE (Fernández & Hernández, 1991).

Cuando hay anomalía positiva de Eu junto con alto Sr es que se trata de rocas con acumulación de feldespatos, por ejemplo, gabros feldespáticos (Fernández & Hernández, 1991).

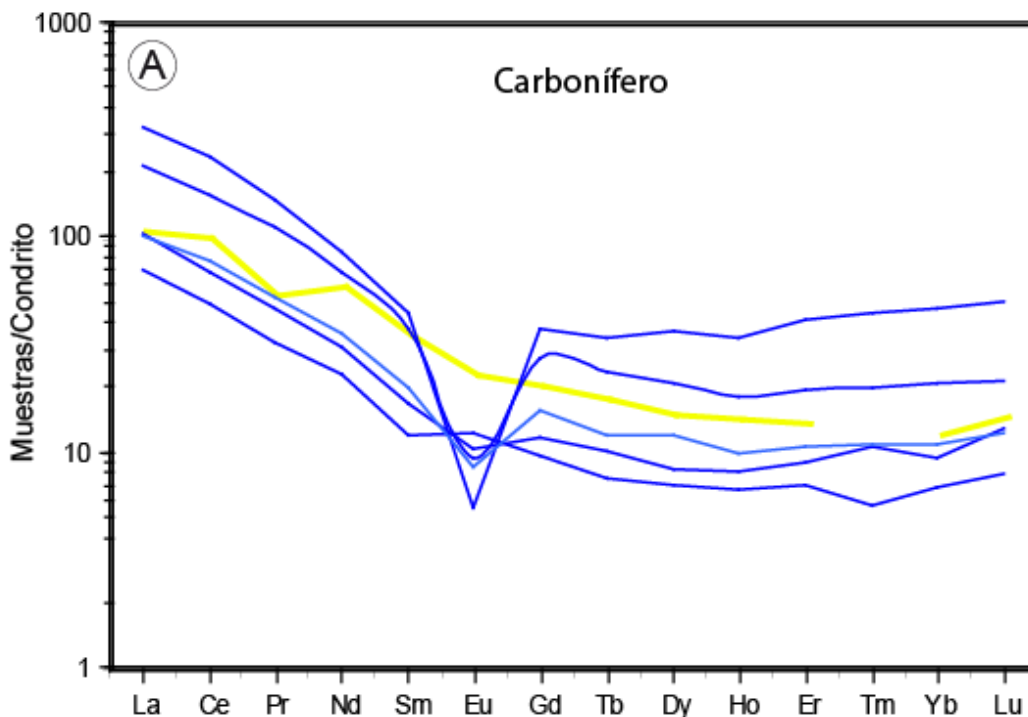
Pequeñas anomalías positivas de Eu en los basaltos pueden haber resultado de la exclusión de Eu\* por clinopiroxeno residual en la región fuente (Fernández & Hernández, 1991).

### **6.3.2. Resultados – Diagramas de tierras raras**

Las 105 muestras analizadas se obtuvieron mediante un muestreo selectivo de rocas (ver Anexo I y Mapa 4.3) relacionadas a los depósitos y su probable edad de mineralización. Como resultado tenemos que las rocas Paleozoico inferior-Carboníferas (PIC) relacionadas con la franja III de depósitos de U-W-Sn-Mo, Au-Cu-Pb-Zn, muestran un diagrama de REE (Figura 6.10) normalizadas al Condrito, de rocas bastante evolucionadas, con enriquecimiento de REE pesadas, indicativo de ausencia de granate en la roca

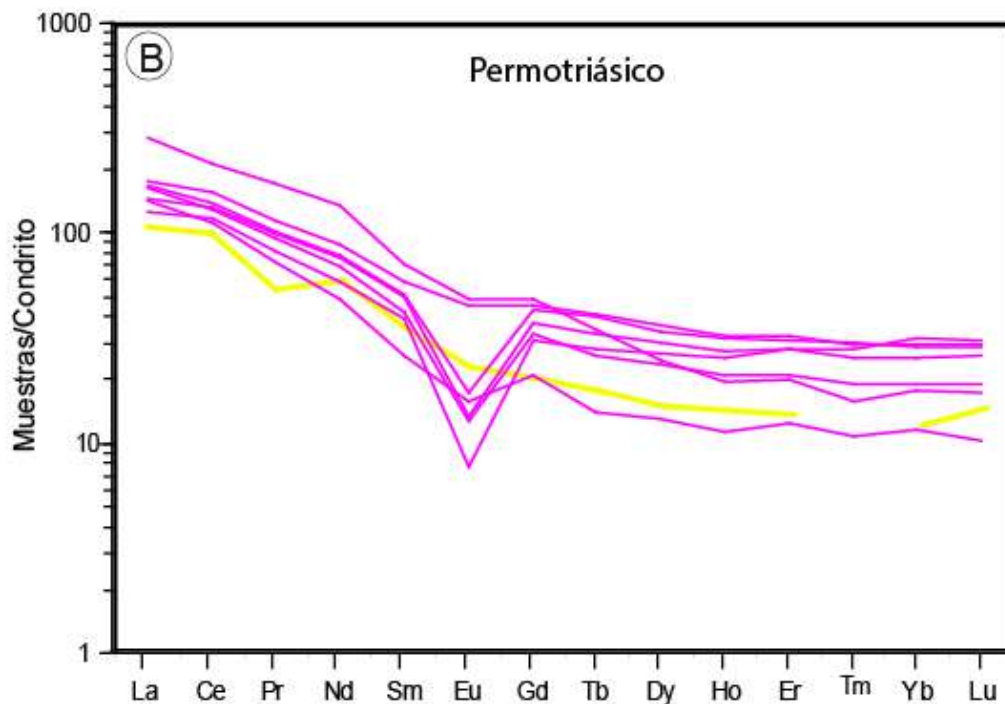


fuente y posible contaminación cortical. La anomalía negativa de Eu indica fraccionamiento (con formación) de las plagioclasas en el intrusivo. En general, muestran un ligero enriquecimiento en relación a la media de la corteza.



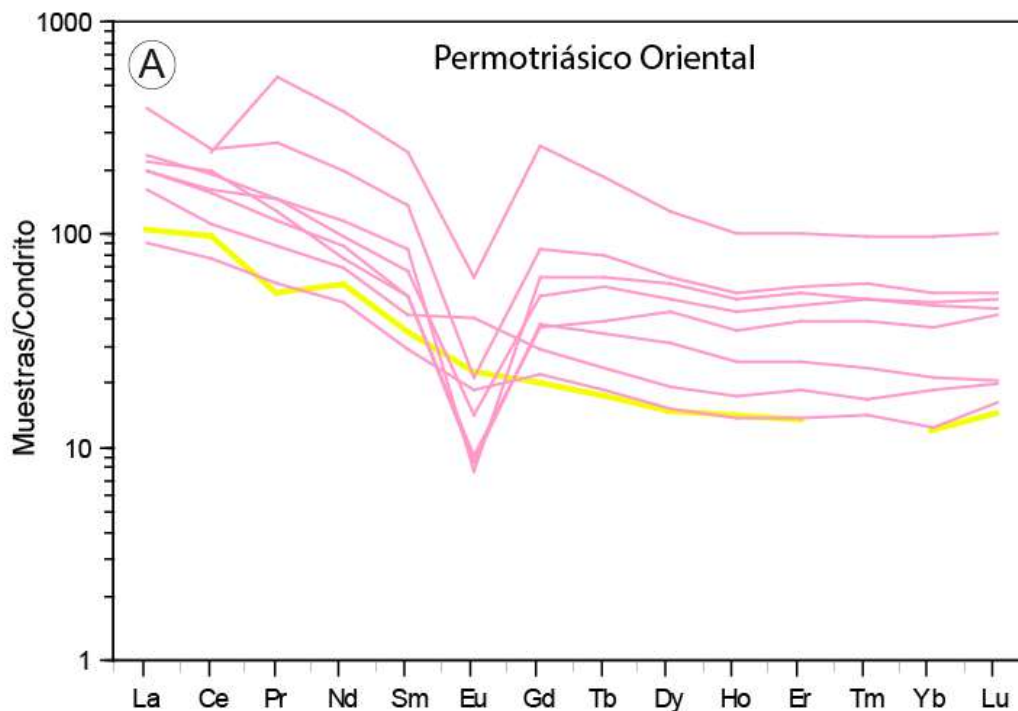
**Figura 6.10. Las REE de rocas del Paleozoico inferior-Carbonífero. Composición media de la corteza en amarillo. Cada una de las líneas corresponde a los datos geoquímicos normalizados al Condrito de las muestras de estas rocas.**

En las rocas del Permotriásico-Jurásico (PETJ) de la Cordillera Occidental, el diagrama (Figura 6.11) muestra rocas también bastante evolucionadas con enriquecimiento de REE pesadas, indicando ausencia de granate en la roca fuente y posible contaminación cortical. La anomalía negativa de Eu indica fraccionamiento de las plagioclasas en el intrusivo; mientras las que no presentan la anomalía de Eu, indican neutralización por enriquecimiento debido a la presencia de las rocas alcalinas ricas en feldespatoides. Se observa un mayor enriquecimiento de las REE con relación al promedio de la corteza.



**Figura 6.11. Las REE de rocas del Permotriásico-Jurásico de la Cordillera Occidental. Composición media de la corteza en amarillo. Cada una de las líneas corresponde a los datos geoquímicos normalizados al Condrito de las muestras de estas rocas.**

Las rocas del Permotriásico-Jurásico de la Cordillera Oriental, relacionadas también a la franja III, muestran en el diagrama de REE (Figura 6.12) unas rocas intrusivas bastante evolucionadas con enriquecimiento de REE pesadas, mucho mayor que las rocas permotriásicas occidentales. Esto es un indicativo de ausencia de granate en la roca fuente y una mayor contaminación cortical, debido a que se encuentra en una zona pericratónica. La anomalía negativa de Eu indica fraccionamiento de las plagioclasas en el intrusivo. Las muestras que no presentan la anomalía de Eu indican neutralización por enriquecimiento por presencia de las rocas alcalinas ricas en feldespatoides. La anomalía en Ce, en una muestra que presenta cierto grado de metamorfismo, estaría relacionada con la presencia de diques pegmatíticos con probable presencia de monacita. Todas las muestras evidencian un fuerte enriquecimiento de REE con respecto al promedio de la corteza.



**Figura 6.12. Las REE de rocas del Permotriásico-Jurásico de la Cordillera Oriental. Composición media de la corteza en amarillo. Cada una de las líneas corresponde a los datos geoquímicos normalizados al Condrito de las muestras de estas rocas.**

#### 6.4. Discriminantes de Ambientes Tectónicos

El primer estudio sistemático de la geoquímica de granitos de configuraciones tectónicas conocidas fue realizado por Pearce et al. (1984), quien definió el término granito muy vagamente como 'cualquier roca plutónica que contenga más del 5 por ciento de cuarzo modal'. Clasificaron los granitos en cresta oceánica, arco volcánico, dentro de la placa y tipos de colisión, cada categoría se subdividió en otras muchos más que en os mostrado en Tabla 3 (Rollinson, 1993).

#### **6.4.1. Procesos Magmáticos involucrados**

Un reconocimiento previo de concentraciones de elementos traza contra el contenido de sílice de un conjunto de 600 granitos seleccionados reveló que los elementos Y, Yb, Rb, Ba, K, Nb, Ta, Ce, Si Zr y Hf discriminan con mayor efectividad entre granitos de diferentes composiciones. Estas variables son utilizadas por Pearce et al. (1984) en dos conjuntos de diagramas de variantes para clasificar los granitos según su configuración tectónica en Cuadro 6.3 (Rollinson, 1993).

#### **Cuadro 6.3.- Tipos de granitos clasificados de acuerdo con la configuración tectónica (Fuente. Pearce et al., 1984)**

<u>Granitos de dorsal oceánica (ORG)</u>
Granitos asociados con dorsales oceánicas normales
Granitos asociados con dorsales oceánicas anómalas
Granitos asociados con dorsales de cuencas de retrocesos
Granitos asociados con dorsales de cuencas de arco anterior
<u>Granitos de arco volcánico (VAG)</u>
Granitos en arcos oceánicos dominados por basalto toleítico
Granitos en arcos oceánicos dominados por basalto calco-alcálico
Granitos en márgenes continentales activas
<u>Granitos de intraplaca (WPG)</u>
Granitos en complejos de anillo intracontinentales
Granitos en la corteza continental atenuada
Granitos en islas oceánicas
<u>Granitos colisionales (COLG)</u>
Granitos sintectónicos asociados con colisión continente-continente
Granitos post-tectónicos asociados con colisión continente-continente
Granitos sintectónicos asociados con colisión de arco-continente

#### 6.4.1.1. Diagramas de discriminación para granitos basados en las variaciones Rb-Y-Nb y Rb-Yb-Ta (Pearce et al., 1984)

De la lista de elementos dada anteriormente, los elementos Rb, Y (y su análogo Yb) y Nb (y su análogo Ta) se seleccionaron como los discriminantes más eficientes entre la mayoría de los tipos de granito oceánico (ORG), granitos dentro de intraplaca (WPG), granitos de arco volcánico (VAG) y granitos sin-colisionales (syn-COLG). Los granitos post-orogénicos y un grupo de granitos de dorsales oceánicas -la zona supra-subductiva, los granitos de la cuenca retroarco- dan un resultado más ambiguo. Los granitos post-orógenos no pueden distinguirse de los granitos de arco volcánico y de granitos sin-colisión en los diagramas siguientes, pero pueden identificarse en el diagrama Hf-Rb-Ta. Los granitos de la zona de supra-subducción solo pueden identificarse satisfactoriamente cuando hay evidencia geológica de un océano. Entonces pueden identificarse en un diagrama Nb-Y desde su contenido Y más bajo (Rollinson, 1993).

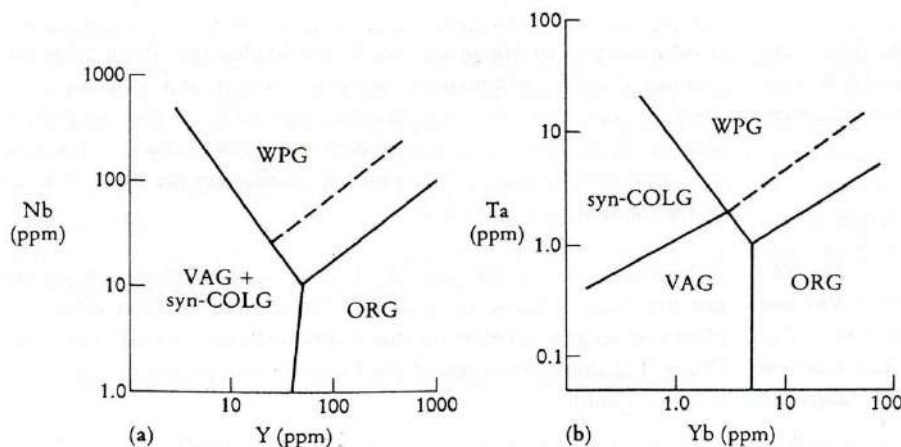
##### El diagrama discriminante Nb-Y y Ta-Yb

El gráfico binario Nb-Y y A de Nb e Y se puede subdividir en tres campos en los que se distinguen granitos oceánicos (ORG), granitos de intraplaca (WPG) y granitos de arco volcánico (VAG) junto con sin-colisionales (syn-COLG) (Figura 6.13a). Un gráfico similar para Ta e Yb permite separar los campos de los granitos sin-colisionales y de arco volcánico (Figura 6.13b) (Rollinson, 1993).

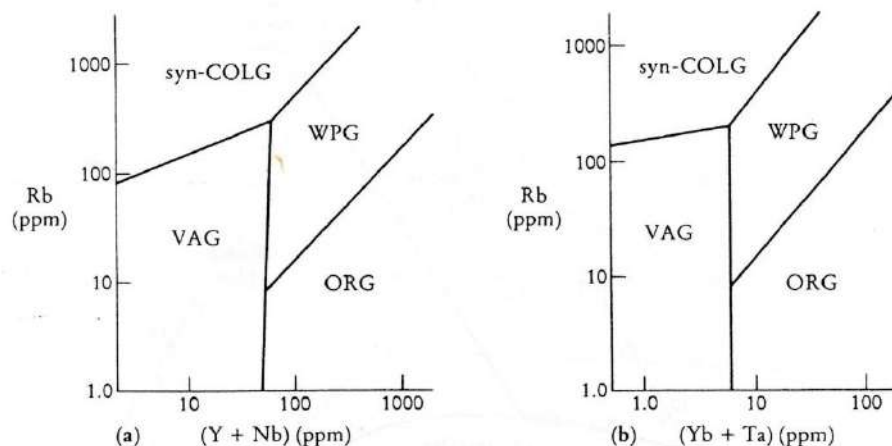
##### El diagrama discriminante Rb-(Y+Nb) y Rb-(Y+Ta)

Un gráfico bivalente de Rb y (Y + Nb) separa de manera más eficiente los granitos sin-colisión de los granitos de arco volcánico. También hay una división clara entre los granitos de intraplaca y los granitos oceánicos en este diagrama (Figura 6.14a). El diagrama análogo usando la discriminación (Yb +

Ta) a lo largo del eje x de la gráfica bivariada, produce un conjunto muy similar de campos (Figura 6.14b) (Rollinson, 1993).



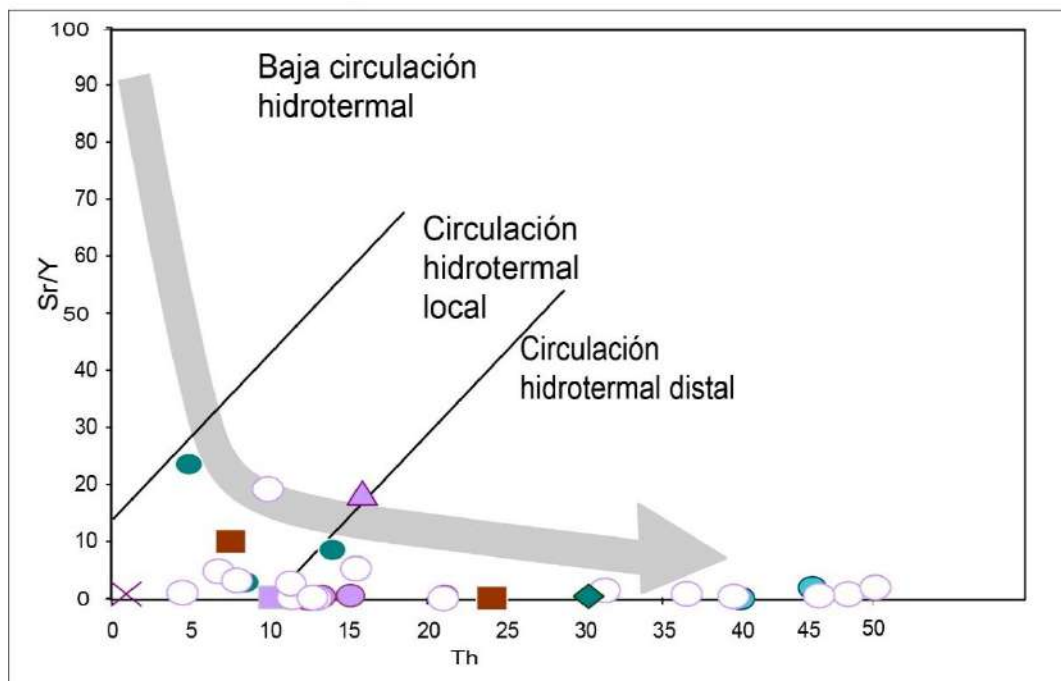
**Figura 6.13. a) El diagrama de discriminación Nb-Y para granitos (después de Pearce et al., 1984), que muestra los campos de granitos de arco volcánico (VAG), granitos sincolisionales (syn-COLG), granitos de intraplaca (WPG) y granitos de dorsal oceánica (ORG). La línea discontinua es el límite del campo para ORG de dorsales anómalas. Las coordenadas de trazado (Y, Nb) son las siguientes (después de Pearce et al., 1984) 1,2000 a 50,10; 40,1 a 50,10; 50,10 a 1000,100; 25,25 a 1000,400; (b) El diagrama de discriminación Ta-Yb para granitos (después de Pearce et al., 1984), que muestra los campos de granitos de arco volcánico (VAG), granitos sincolisionales (syn-COLG), granitos dentro de la placa (WPG) y granitos oceánicos (ORG). La línea discontinua es el límite del campo para ORG de crestas anómalas. Las coordenadas de trazado (Yb, Ta) son las siguientes (después de Pearce et al, 1984): 0,55, 20 a 3,2; 0.1,0.35 a 3,2; 3,2 a 5,1; 5,0,5 a 5,1; 5,0.05 a 100,7; 3,2 a 100,20 (Fuente. Rollinson, 1993).**



**Figura 6.14. a) El diagrama de discriminación Rb- (Y + Nb) para granitos (después de Pearce et al., 1984) que muestra los campos de granitos sincolisionales (syn-COLG), granitos dentro de la placa (WPG), granitos de arco volcánico (VAG) y granitos oceánicos (ORG). Las coordenadas de trazado [(Y + Nb), Rb] para los límites del campo (tomado de Pearce et al, 1984) son: 2,80 a 55,300; 55,300 a 400,2000; 55,300 a 51,5,8; 51.5, 8 a 50, 1; 51.5,8 a 2000, 400. (b) El diagrama de discriminación Rb-(Yb + Ta) para granitos (después de Pearce et al., 1984), que muestra los campos de granitos sincolisionales (syn-COLG), de intraplaca granitos (WPG), granitos de arco volcánico (VAG) y granitos de dorsal oceánica (ORG). Las coordenadas de trazado [(Yb + Ta), Rb] para los límites del campo (tomados de Pearce et al, 1984) son: 0,5,140 a 6,200; 6,200 a 50,200; 6,200 a 6,8; 6,8 a 6,1; 6.8 a 200.400 (Fuente. Rollinson, 1993).**

#### **6.4.2. Resultados**

Algunos de los elementos trazas de rocas relacionadas a estos depósitos pueden mostrar patrones como el de la razón de Sr/Y versus Th, un discriminante que indica las características de la circulación hidrotermal en la zona de estudio. Así, el diagrama de la Figura 6.15, muestra en el Carbonífero y Permotriásico las evidencias que serían de un hidrotermalismo más distal, más relacionado al magmatismo de ambientes tectónico de rifts continental y apertura oceánica.



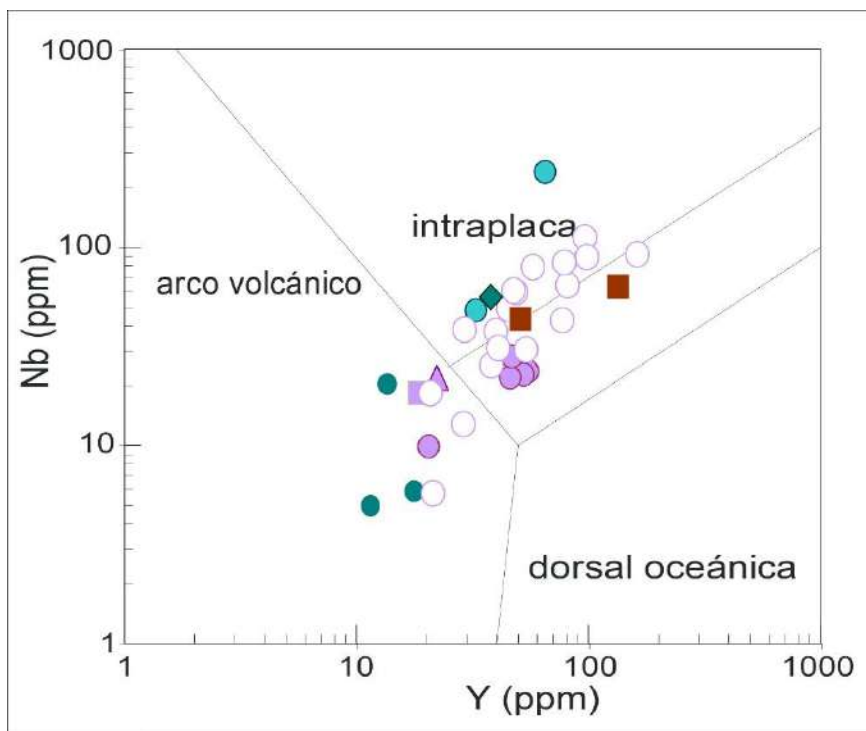
**Figura 6.15 Relación entre la circulación hidrotermal y los depósitos. Los datos geoquímicos de las muestras en el Carbonífero y Permotriásico evidencian un hidrotermalismo más distal, más relacionado al magmatismo de ambientes tectónico de rifts continental y apertura oceánica, que las muestras de otras edades.**

### Leyenda

● Huachón	◆ Carbonífero
● Pampamichi	◆ Cenozoico
● Proyecto Dorita	◆ Mioceno
● Mina Tunsho	○ Permotriásico
× Estrella	■ Precámbrico
▲ Janchiscocha	

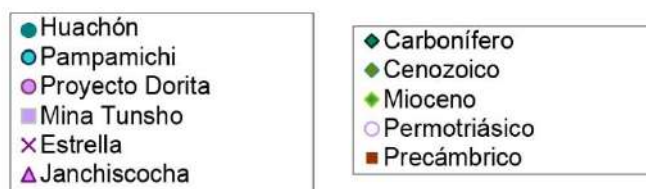
Finalmente, un patrón de tendencia de elemento traza discriminante para determinar el tipo de ambiente tectónico es el diagrama Nb versus Y (Figura 6.16) en donde se evidencia que los depósitos relacionados a eventos del Carbonífero y Permotriásico son de ambiente de intraplaca, pero con procesos de fusión parcial por probable subducción en este último periodo, lo que se correlaciona con lo conocido para ambos ambientes tectónicos para estas épocas. Estas características evidencian un ambiente de borde de placas con magmatismo profundo, en donde los intrusivos presentan una fuerte contaminación cortical (rocas peraluminosas, ver Figura 6.3).





**Figura 6.16 Ambiente tectónico relacionado con los depósitos de la zona de estudio. Como dato principal se evidencia que los datos geoquímicos de los depósitos relacionados a eventos del Carbonífero y Permotriásico son de ambiente de intraplaca, que las muestras de otras edades..**

### Leyenda



## 6.5. Discusión - Consideraciones Geoquímicas

Las características geoquímicas de la Cordillera Oriental, comprende intrusivos Paleozoicos del Carbonífero que muestran características de granodioritas, calcoalcalinas, metaluminosas, evolucionados con procesos de cristalización y con procesos de fusión parcial por subducción, que es susceptible de un hidrotermalismo distal en un ambiente de corteza

continental gruesa y relacionada a la franja III, en donde se emplaza el depósito de Huarón.

Las rocas permotriásicas son sienogranitos, alcalinos, peraluminosos, bastante evolucionados por procesos de cristalización y segregación que originaron las rocas peralcalinas y peraluminosas, rocas de fuente más profunda más primitiva, que es susceptible a un amplio hidrotermalismo, en un ambiente de borde de placas, con magmatismo profundo, lo que trajo una fuerte contaminación de los intrusivos relacionados a las principales anomalías de U y tierras raras. Estas son las características de intrusivos fértiles para generar depósitos de Uranio y ocurrencias de tierras raras. Están relacionadas a las franjas I, III y XVI, en donde se emplazan depósitos como Cobriza y San Vicente.

Las ocurrencias y depósitos de tierras raras (REE) y uranio se encuentran en rocas muy diferenciadas (peralcalinas y peraluminosas, respectivamente), favorables para contener este tipo de depósitos y muy presentes en la zona estudiada; por tanto, existe un gran potencial para encontrar depósitos de tierras raras y uranio en la parte oriental del área de estudio.

Por tanto, observamos que las características magmáticas de las rocas ígneas controlan la distribución de los elementos químicos (metalogenia) está definidas por la distribución de sus elementos mayores (Geoquímica de elementos mayores) y la distribución de elementos traza, en especial las tierras raras en rocas ígneas (Geoquímica de elementos Traza y Geoquímica de tierras raras), que indican procesos como cristalización fraccionada, contaminación, asimilación y fusión parcial.

## **CAPÍTULO 7: EVOLUCIÓN TECTÓNICA-METALOGENÉTICA**

Estableceremos una interpretación estructural y evolución tectónica en base al análisis de imágenes satelitales por tanto aclararemos algunos conceptos al respecto.

### **7.1. Anomalías espectrales de Imágenes Satelitales**

#### ***7.1.1. Tipos de alteraciones***

Los sistemas hidrotermales dejan como remanente rocas alteradas y, eventualmente, depósitos minerales genéticamente relacionados. Las asociaciones de minerales de alteración nos proporcionan una idea de las condiciones de la formación de los depósitos. Estas alteraciones hidrotermales son la fílica, la propilítica y argílica. Se relaciona con estas alteraciones la ocurrencia de una meteorización (alteración supergénica), que es una importante guía de exploración.

#### *7.1.1.1. Alteración Fílica*

La alteración fílica pertenece a una etapa hidrotermal, principal al sistema que se desarrolla, en la medida en que los fluidos hidrotermales migran desde el magma fuente y comienzan a enfriarse bajo ciertas condiciones.

La alteración fílica (cuarzo-sericita) es un tipo de alteración presente en una variedad de depósitos minerales, y se forma en un amplio rango de temperatura por hidrólisis de los feldespatos, para formar sericita (mica blanca de grano fino), con minerales de cuarzo, clorita, pirita, enargita, esfalerita y galena. Este tipo de alteración se encuentra en pórfidos cupríferos, en depósitos mesotermiales de metales preciosos (Au-Ag), generalmente en depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos.

La principal característica de la alteración fílica es que una produce una acción destructora de feldespatos. A temperaturas más bajas, se presenta illita (200°-250°C) o illita-smectita (100°-200 °C). A temperaturas mayores de los 450 °C, se presenta sericita con andalucita ( $Al_2 SiO_5$ ; silicato de Al) asociadas con corindón ( $Al_2O_3$ ; óxido de Al).

#### *7.1.1.2. Alteración Propilítica*

La alteración propilítica es probablemente la forma más extendida de alteración y es una forma débil de alteración con temperaturas bajas a intermedias (200-350 °C). Se presenta en zonas marginales de pórfidos cupríferos y en depósitos epitermales de metales preciosos.

En la alteración propilítica, se forman minerales de clorita, epidota, albita, calcita, montmorillonita, clinzoisita y zoisita. Este tipo de alteración se establece en condiciones de pH neutro a alcalino y rangos de temperatura baja a intermedia (200°-250 °C, hasta 350 °C).

La alteración propilítica ocurre, por lo general, como halo gradacional y distal, de alteración potásica y/o cuarzo-sericítica. En zonas más distales, se observa asociaciones de epidota-clorita-albita-carbonatos, gradando a zonas progresivamente más ricas en clorita, formadas en condiciones de baja temperatura.

### *7.1.1.3. Alteración Argílica*

Esta alteración forma parte de una etapa hidrotermal tardía; es decir, que estaría en la última fase de la alteración hidrotermal que afecta a los sistemas porfídicos. La fase hidrotermal tardía se produce por la acción de fluidos muy ácidos y relativamente oxidados.

#### Alteración Argílica intermedia

La alteración argílica intermedia consiste en la formación de minerales de arcilla de los grupos caolinita y esmectita, principalmente montmorillonita, a partir de las plagioclasas. Se forma típicamente a 250 °C por metasomatismo y se presenta en los márgenes de pórfidos cupríferos.

En la alteración argílica intermedia, se forma minerales de arcillas: caolinita, montmorillonita, muscovita, calcita ± cuarzo. Se desarrolla en rangos de pH entre 4 y 5, y puede coexistir con la alunita, en un rango transicional de pH entre 3 y 4. La halloysita (Grupo Caolín) se presenta como alteración supérgena.

#### Alteración Argílica Avanzada

La alteración argílica avanzada es una forma extrema de lixiviación de bases (hidrólisis) en la que las rocas han perdido los elementos alcalinos por la circulación de fluidos muy ácidos y con altas razones de agua/roca. Se asocia con depósitos epitermales de metales preciosos formados cerca de la superficie.

La alteración argílica avanzada se caracteriza por formar minerales de arcillas: caolinita, dickita (dependiendo de la temperatura), pirofilita, muscovita, alunita junto con cuarzo y turmalina. Ocurre dentro de un amplio rango de temperatura, pero a condiciones de pH, entre 1 y 3.5 (fluidos muy ácidos).

## Alteración supergénica – Óxidos

Con respecto al estudio espectral por óxidos, se observa la presencia de este tipo de alteración, por lo que evidencia la presencia de minerales de hierro.

### **7.1.2. Análisis espectral de concentraciones de óxidos y arcillas**

En la zona de estudio encontramos diferentes concentraciones de óxidos y arcillas (Mapa 3.1) relacionadas a ocurrencias y yacimientos minerales.

#### *7.1.2.1. Arcillas*

En la zona de estudio, al sur de Cerro de Pasco, se encuentran en las capas rojas de la Formación Casapalca. Entre Tarma, Jauja y Concepción están relacionadas con los depósitos cuaternarios del valle del Mantaro, con los afloramientos de esquistos y lutitas del Grupo Excelsior y con las capas rojas del Grupo Mitu, donde se encuentran las minas de Chuco y Tunsho. Al este de la laguna de Huarmicocha, los depósitos de arcillas están relacionados con alteraciones de depósitos vulcanosedimentarios miocénicos. Al norte de Pilpichaca (SE de Huancavelica), se encuentran en los cerros Senegayoc, en las tobas oxidadas de la Formación Sacsaquero; en Ayacucho, en los ríos Occopa y río Vinchos, estos depósitos están relacionados con los depósitos más recientes de ambos valles.

#### *7.1.2.2. Óxidos*

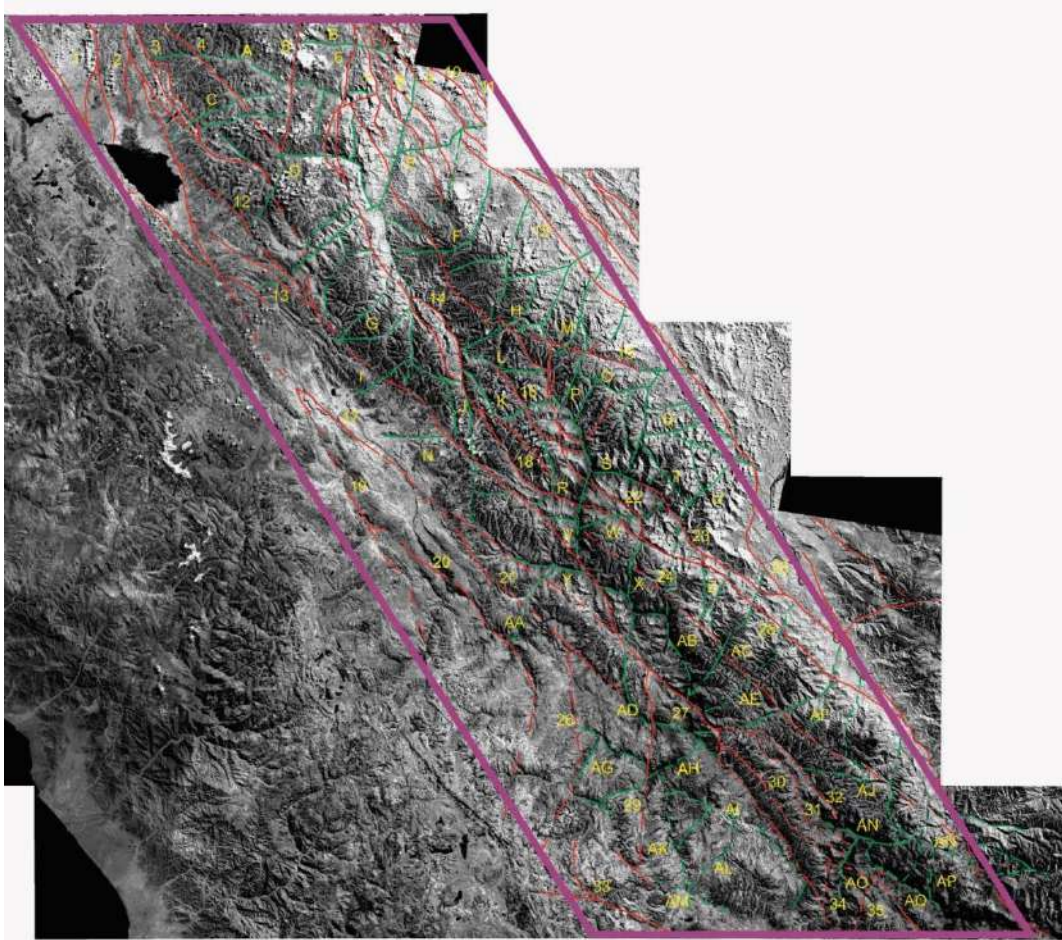
Se encuentra en los óxidos en las calizas de la Formación Condorsinga en las inmediaciones de La Oroya. Entre Tarma, Jauja y Concepción se encuentran los niveles oxidados de depósitos cuaternarios del valle del Mantaro y afloramientos del Grupo Excelsior compuestos de esquistos y lutitas; en el valle del Mantaro, al sur de Huancayo y en Chupaca, se encuentran los depósitos cuaternarios. Al este de la laguna de Huarmicocha, en el límite entre Lima y Huancavelica, se encuentran depósitos vulcanosedimentarios

miocénicos; en Alljahuasi, en las alturas de Huancavelica, se encuentran rocas volcánicas bastante oxidadas de la Formación Castrovirreyna; al norte de Pilpichaca, en los cerros Senegayoc, se encuentran las tobas de la Formación Sacsaquero oxidadas. Al oeste y este de Ayacucho, en las tobas y rocas volcánicas alteradas miocénicas, también se observan óxidos.

## **7.2. Análisis de las Estructuras**

### ***7.2.1. Interpretación estructural en Imagen Satelital***

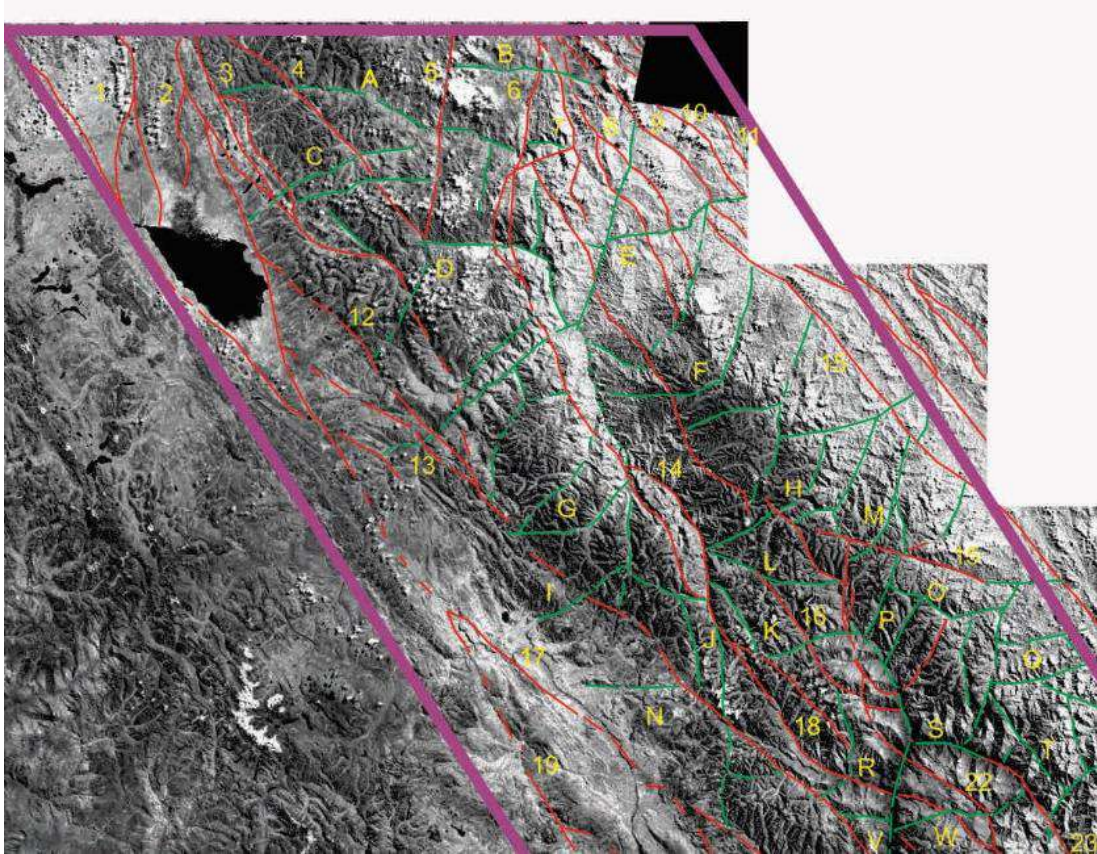
Para el presente estudio empleamos una imagen Landsat Banda 4 ideal para el análisis de estructuras (Figura 7.1).



**Figura 7.1. Mapa de análisis de estructuras en imágenes Landsat banda 4 de la zona de estudios (línea magenta). Se aprecia fallas reconocidas (líneas rojas) y Fallas inferidas y lineamientos (líneas verdes) numerados en amarillo para las estructuras longitudinales NO-SE (en números 1,2,3,etc) y transversales (en letras como A,B,C, etc). Ver las figuras 7.2 y 7.3.**



La zona norte (Figura 7.2) comprende estructuras regionales de direcciones NO-SE como los alineamientos 1,2,3,4,12,13,17 y 19 de la zona intracordillerana al borde occidental de la zona de estudio y relacionado con el Sistema de Fallas Ayacucho-Cerro de Pasco. Sus orientaciones predominantes son 160°, 150°, 170°, 120°. Mientras al borde oriental tenemos también estructuras regionales de dirección NO-SE como los alineamientos 7,8,9,10 y 11 de la zona de faja subandina y relacionados al Sistema de Fallas San Francisco que pasa a Falla Satipo más al sur, identificadas como 14,15,16,18 y 22. Sus orientaciones predominantes son 120°, 150°, 180°.

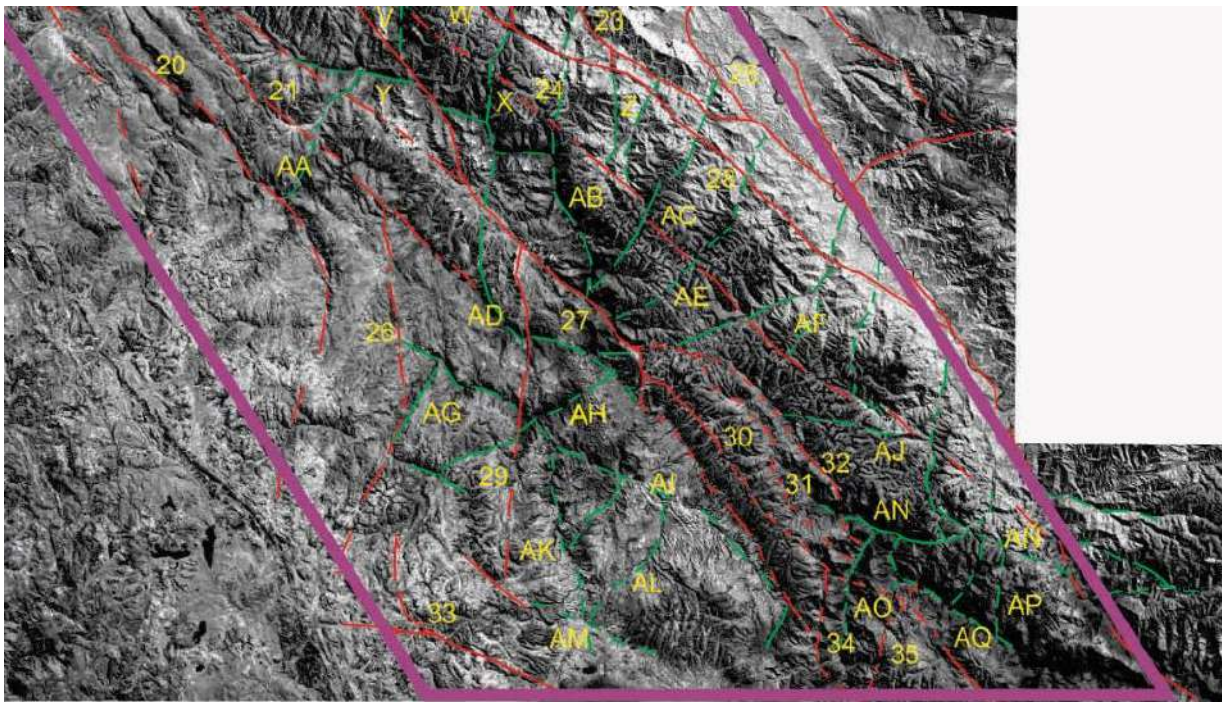


**Figura 7.2. Mapa de análisis de estructuras parte norte de la zona de estudios (línea magenta). Se aprecia fallas reconocidas (líneas rojas) y Fallas inferidas y lineamientos (líneas verdes) numerados en amarillo para las estructuras longitudinales NO-SE (en números 1,2,3,etc) y transversales (en letras como A,B,C, etc).**

Mientras en esta misma zona norte las estructuras transversales de orientación NE-SO y E-O destacan las etiquetadas como A, B, C, D, E, F, G, H, M, I, J, K, L, N, O, P, Q, R, S, T, V, W. Se presentan de más corta extensión y como sistemas de fallas con trazas discontinuas segmentadas y de orientaciones variables destacando los de  $045^{\circ}$ ,  $030^{\circ}$ ,  $080^{\circ}$ ,  $090^{\circ}$ ,  $110^{\circ}$  y  $120^{\circ}$  (ver Figura 7.2).

En la zona sur (Figura 7.3) en su borde occidental tenemos estructuras regionales de dirección NO-SE como los alineamientos 20, 21 relacionadas al sistema de fallas Huancavelica-La Oroya; fallas de orientación NE-SO como la 26, del Sistema de Fallas Lircay, y la prolongación sur del Sistema de Fallas Ayacucho-Cerro de Pasco de orientación NE-SO debido a la presencia de más al sur de la denominada Deflexión de Abancay. Las orientaciones que predominan son  $120^{\circ}$ ,  $150^{\circ}$ ,  $180^{\circ}$  y algunos  $200^{\circ}$ . En el borde oriental tenemos a los alineamientos de dirección NO-SE 24,28,23,25 y se relacionan al Sistema de Fallas Satipo. Sus orientaciones predominantes son  $120^{\circ}$ ,  $150^{\circ}$  y  $160^{\circ}$ .

En el sector sur (ver Figura 7.3) las estructuras transversales comprenden los alineamientos Y, X, V, W, Z, AB, AC, AD, AE, AF, AG, AH, AK, AI, AL, AM, AJ, AN, AO, AQ, AP de dirección NE-SO predominante. Sus orientaciones predominantes son  $045^{\circ}$ ,  $060^{\circ}$ ,  $080^{\circ}$ ,  $100^{\circ}$ ,  $120^{\circ}$ ,  $020^{\circ}$ ,  $010^{\circ}$ .



**Figura 7.3. Mapa de análisis de estructuras parte sur de la zona de estudios (línea magenta). Se aprecia fallas reconocidas (líneas rojas) y Fallas inferidas y lineamientos (líneas verdes) numerados en amarillo para las estructuras longitudinales NO-SE (en números 1,2,3,etc) y transversales (en letras como A,B,C, etc).**

### **7.2.2. Evolución Estructural**

En el mapa geológico (ver Figura 4.3) de la zona de estudio, ubicada entre la Cordillera Occidental y la Cordillera Oriental tenemos la continuación del Jurásico inferior que depositó secuencias carbonatadas (Grupo Pucará). Fontboté (1990) distingue dos facies: una occidental, con carbonatos de plataforma, y lutitas con algunos niveles volcanoclásticos provenientes de un volcanismo de tipo intraplaca (Rosas et al., 1997); y una facie oriental que contiene dolomías, sedimentos clásticos y evaporitas. Los movimientos epirogenéticos del Jurásico medio condicionan la deposición de facies en donde persisten las facies carbonatadas (Fm. Chunumayo y Fm. Cercapuquio).

Estructuralmente, hacia el este de la zona intracordillerana, se emplazan grábenes y horst heredados de los rifts permotriásicos, y sobre los que se emplazan los sistemas de fallas La Oroya-Huancavelica y Cerro de Pasco. El magmatismo Eoceno del Batolito de la Costa (Pitcher, 1985; Soler & Bonhomme, 1990) afectó esta zona mediante stocks y centros volcánicos. Este magmatismo continuó en el Mioceno, como en Cerro de Pasco, donde tenemos complejos y domos del Mioceno medio.

En la Cordillera Oriental se emplaza una serie de rocas, especialmente pelíticas, denominadas Grupo Excélsior. Seguidamente, tenemos las unidades del Paleozoico superior como los grupos Ambo, Tarma y Mitu predominantemente de areniscas, las cuales se encuentran intruidas por un magmatismo representado por rocas plutónicas del Carbonífero-Permotriásico; se manifiesta como leucogranitos y granitos rojos de Tarma, San Ramón, Chaglla (Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico, 1995). Posteriormente, tenemos a las calizas del Grupo Pucará fuertemente plegadas y falladas, que se relacionan con la deformación tectonomagmática del Eoceno y Mioceno de la Orogenia Andina. Finalmente, en la Cordillera Oriental, tenemos una serie de unidades continentales muy recientes que se relacionan con el piedemonte de la Cordillera. Producto de su elevación toman diversas denominaciones.

Por otro lado, en el extremo Nororiental en la Faja Subandina se encuentran secuencias cretácicas de areniscas y lutitas replegadas y falladas por la tectónica andina y representadas por el Grupo Oriente.

Como se aprecia las principales estructuras comprenden dos sistemas de estructuras principales de NO-SE que son longitudinales, generalmente plurikilométricas. El otro sistema de estructuras es la de NE-SO. Finalmente, algunas estructuras tienen la dirección N-S.

Como se ha explicado la zona es geológicamente compleja con unidades geológicas de diversas edades. De igual forma las principales estructuras tienen diversas edades, destacándolas de orientación Andina como las últimas expresiones de la Tectónica Andina principalmente Cenozoica (Eocena-Miocena). Sin embargo, muchas de las estructuras son heredadas de un basamento Paleozoico, principalmente Permotriásico que también tienen orientación NO-SE. A esto se suman las diversas estructuras de dirección NE-SO extensionales y de corta duración, probablemente de reacomodó y cizallamiento, de forma de Riedel antitético por su amplio ángulo de cruce con las fallas regionales andinas. Muchas de estas evolucionaron para formar cuencas intramontañosas a la manera de grábenes y pilares de edad más reciente.

En el extremo oriental las estructuras Andinas comprenden muchas fallas inversas y sobreescurrecimientos, característico de la Faja Subandina, denominada Faja Plegada y Corrida, y que se formaron en el Eoceno-Mioceno (Palacios,1995).

Finalmente, al extremo sur, existe una desviación de las estructuras al N-S debido a la presencia de la Deflexión de Abancay que modifica las direcciones de todas las estructuras del Sur del Perú y del que se le asume una edad Eoceno-Mioceno (Palacios,1995).

Es especialmente en tiempos del Mioceno-Plioceno son marcado por una fuerte subsidencia flexural, originando una gruesa acumulación de depósitos clásticos de antepaís; mientras en tiempos más recientes están marcados por fuerte decrecimiento de la tasa de sedimentación y local elevación (Jaillard et al, 2000).

### 7.3. Discusión - Consideraciones Tectónica-Metalogenéticas

Como se aprecia en las imágenes analizadas y comparadas con el mapa geológico (Figura 4.3) existen dos direcciones predominantes de las estructuras: la andina de NO-SE y las antiandinas NE-SO, y que comparando con el mapa metalogenético (Figura 5.10) se aprecia controlan la distribución de los depósitos minerales y sus anomalías de sedimentos y rocas.

Así, las muestras recolectadas de rocas tienen correlación con las zonas anómalas determinadas por los sedimentos de quebrada, en especial para el Área prospectiva de Janchiscocha-San Vicente para los elementos Y, Be, La y Nb; esto es una prueba de que la zona es potencial para depósitos de REE. Las rocas con anomalías de uranio en sedimentos, correlacionan muy bien en los sectores de San Alberto y norte de Janchiscocha; no se evidencia lo mismo en el resto de anomalías e indican una pobre correlación entre rocas y sedimentos, probablemente debido a la alta movilidad del uranio. Esto indicaría que las fuentes primarias de uranio podrían permanecer no reconocidas.

Las anomalías de uranio en rocas no necesariamente muestran una buena correlación con las de anomalías de rocas en REE. Las mejores correlaciones fueron en San Alberto, en Yanamina cerca a Huancavelica, en los intrusivos de tendencia alcalina, cerca de San Vicente, así como cerca de Colquijirca y Parag.

Por tanto, la distribución de pliegues y fallas con su evolución en el tiempo controlan la metalogenia, y por tanto la distribución de los elementos químicos en la Cordillera Oriental del centro del Perú.

## **CAPÍTULO 8: CARACTERÍSTICAS PETROMINERAGRÁFICAS DE LOS DEPÓSITOS**

En este capítulo analizaremos petrográficamente algunas muestras de los depósitos minerales del área estudiada, y sobre el que determinaremos los procesos exogénicos-supergénicos que finalmente sellaron los procesos metalogénicos de los depósitos minerales.

### **8.1. Procesos Exógenos**

Son todos los procesos cuyos agentes se relacionan con la atmósfera y el clima (agentes atmosféricos) como el agua, de lluvia, hielo, viento, lagos, mares. Estos procesos se subdividen en: denudación que comprende la meteorización o intemperismo y erosión; transporte, y sedimentación que comprende la acumulación de fragmentos transportados mecánicamente, en solución y en suspensión y sedimentados en un determinado lugar por su peso específico, por precipitación y decantación respectivamente (Rivera, 2001).

#### ***8.1.1. Procesos a Baja Temperatura y la Meteorización***

La meteorización es el proceso de desintegración física, química y biológica de los materiales sólidos en o cerca de la superficie de la Tierra, bajo la acción de los agentes atmosféricos (Gagliuffi, 2017).



También puede definirse como la descomposición de la roca, *in situ*, es decir, es un proceso estático por el cual la roca se rompe en pequeños fragmentos, se disuelve, se descompone y se forman nuevos minerales (Gagliuffi, 2017). La meteorización reduce la consistencia de las masas pétreas.

### **8.1.2. Tipos de Meteorización - Teoría**

Hay tres tipos principales de meteorización:

- Físico – mecánico.
- Químico.
- Biológico.

En la realidad estos tipos se combinan, lo que hace difícil definir cuál de ellos actuó en determinado proceso de alteración.

#### a) Meteorización Física

La meteorización física tiene lugar mediante una serie de procesos, ellos son:

#### Desarrollo de Junturas:

Las cuales son fracturas o agrietamientos regularmente espaciados en las rocas, donde las partes no muestran desplazamientos. Las junturas se forman como resultado de la expansión debido al enfriamiento o liberación de la presión cuando las rocas sobreyacentes son removidos por la erosión. Las junturas forman espacios libres en las rocas por los cuales otros agentes de meteorización física o química pueden ingresar (Gagliuffi, 2017).

#### Crecimiento de cristales:

Cuando el agua que se percola a través de las fracturas y espacios porosos los iones que puede contener se pueden precipitar para formar cristales. Cuando estos cristales crecen, ellos pueden ejercer una fuerza hacia el exterior que pueden expandirse o debilitar a las rocas (Gagliuffi, 2017).

### La crioclastia o gelifracción:

Se considera a este proceso el más eficaz para el caso de las fragmentaciones mecánicas. Consiste en la ruptura de las rocas como consecuencia de la congelación, y el deshielo del agua introducido en los huecos o fisuras superficiales existentes en las rocas. Por tanto, la clastia es de origen térmico, pero en las que las variaciones de la temperatura no actúan directamente sino a través del comportamiento en relación con ellas de un agente, el agua (Gagliuffi, 2017).

El agua al pasar del estado líquido al sólido sufre un aumento de volumen del orden del 10%, de tal manera que la congelación producida por el descenso de la temperatura por debajo de los 0º somete a las paredes de los poros y diaclasas de las rocas a unas presiones que pueden llegar a los 15 gr/cm<sup>2</sup>, estos efectos mecánicos son capaces de separar fragmentos de la roca o de producir la disyunción de los elementos o granos (Gagliuffi, 2017).

### Hidroclastía:

Este proceso es el de mayor importancia causado por la acción directa del agua, recibe el nombre de hidroclastía, es decir, el cuarteamiento o la desagregación superficial de ciertas rocas como consecuencia de variaciones marcadas en su contenido de humedad (Gagliuffi, 2017). Algunos minerales que constituyen las rocas, en especial los de naturaleza arcillosas, son altamente higrófilos pudiendo en relación con esta capacidad absorber agua hincharse incrementando significativamente su volumen, igualmente al desecarse por evaporación, tiende a recuperar su volumen inicial mediante una dinámica de retracción (Gagliuffi, 2017).

Consecuencia del incremento y la retracción en el volumen se derivan tensiones en el espesor rocoso alcanzado por la humedad y los cambios térmicos ambientales, capaces de generar importantes sistemas de rupturas. La actividad de este proceso se limita, a las rocas en cuya composición entran las arcillas o minerales susceptibles a transformarse en arcillas (Gagliuffi, 2017).

### Termoclastía:

Se denomina termoclastía a la fragmentación o desagregación superficial de una roca coherente como consecuencia directa de los cambios de temperatura que la afectan, estos son capaces de provocar una alternancia de fenómenos de dilatación y retracción que, al afectar de forma desigual a la masa rocosa debido a su limitada conductividad térmica, se traducen en tensiones mecánicas mientras que en los niveles externos se registran variaciones de volumen (Gagliuffi, 2017).

El diferente comportamiento de los niveles de la roca es susceptible de desembocar en un efecto de separación de las partículas superficiales que puede manifestarse en una desagregación granular (desprendimiento de granos o elementos pequeños), en una descamación o en un cuarteamiento (fragmentación superficial de clastos de tamaño medio) (Gagliuffi, 2017).

Probablemente para nuestro país el cambio de temperatura deba ser el proceso que altere mayormente a las rocas, ya que durante el día las rocas se calientan y durante la noche se enfrían, de tal manera que la diferencia de temperatura puede alcanzar 30 o más grados centígrados, como las rocas son agregados de minerales que tienen diferente coeficiente de dilatación, con los cambios de temperatura tiende a producirse grietas y fisuras favoreciendo la desintegración (Gagliuffi, 2017).

#### b) Meteorización Química

La meteorización química es el conjunto de los procesos llevados a cabo por medio del agua o por los agentes gaseosos de la atmósfera como el oxígeno y el dióxido de carbono (Gagliuffi, 2017).

Desde que las rocas y minerales son formados bajo condiciones presentes profundas dentro de la Tierra, cuando ellos llegan cerca de la superficie como resultado del levantamiento y erosión, ellos encuentran condiciones muy diferentes de aquellas bajo las cuales ellos se formaron originalmente (Gagliuffi, 2017).

Entre las condiciones presentes cerca de la superficie de la Tierra que son diferentes de aquellas profundas dentro de la Tierra, están (Gagliuffi, 2017):

- Temperaturas más bajas (Cerca de la superficie  $T = -20$  á  $50^{\circ}\text{C}$ )
- Presiones más bajas (Cerca de la superficie  $P = 1$  hasta varios cientos de atmósferas).
- Alta agua libre (Hay abundante cantidad de agua líquida cerca de la superficie, comparada con las de las profundidades de la Tierra).
- Alto oxígeno libre (A pesar de que el O, es el elemento más abundante en la corteza, mucho de éste está ligado a los minerales de silicatos y a los óxidos, en la superficie hay mucho más oxígeno libre, particularmente en la atmósfera).

A causa de las condiciones diferentes, los minerales en las rocas reaccionan con su nuevo medio ambiente para producir nuevos minerales que son estables bajo condiciones cerca de la superficie (Gagliuffi, 2017).

Los minerales que son estables bajo las condiciones de P, T,  $\text{H}_2\text{O}$  y O, cerca de la superficie son, en orden del más estable al menos estable (Gagliuffi, 2017):

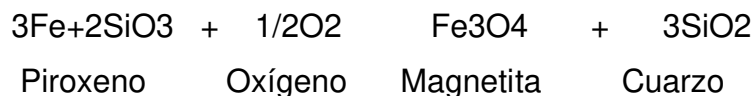
- Los óxidos de hierro y de aluminio, tales como la hematita  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y la gibbsita  $\text{Al}(\text{OH})_3$ .
- El cuarzo\*
- Minerales de arcilla.
- La muscovita\*
- El feldespato alcalino\*
- La biotita\*
- Los anfíboles\*
- Los piroxenos\*
- Las plagioclasas ricas en calcio\*
- El olivino\*

Note los minerales sin el asterisco, son los que cristalizan a partir de líquidos. Note que los minerales con asterisco son los minerales que cristalizan a altas temperaturas a partir del magma, los que en la superficie a bajas temperaturas son menos estables.



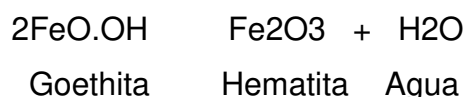


En la profundidad de la Tierra el estado de oxidación más común del Fe es el Fe<sup>+2</sup>.



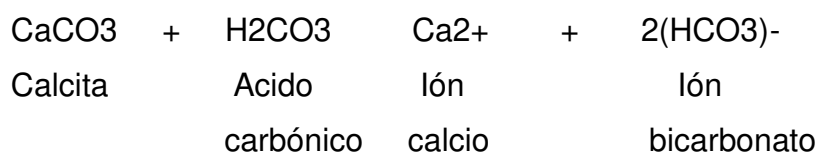
### Deshidratación

Es la remoción del H<sub>2</sub>O o del ión OH a partir de un mineral (Gagliuffi, 2017).



### Disolución Completa

Es cuando todo el mineral está completamente disuelto por el agua (Gagliuffi, 2017).



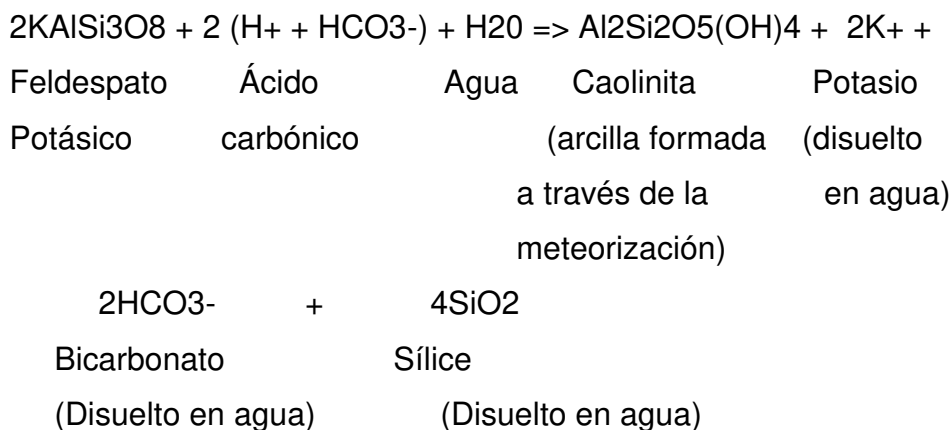
### Meteorización Química y Minerales de Arcilla

Bajo condiciones de calor y humedad, la roca encajante granito meteorizará en algunos lugares hasta que los feldespatos se alteran a arcillas suaves (Gagliuffi, 2017).

La roca meteorizada se llama saprolito, un término que indica roca fragmentada.

En algunas áreas donde están cubiertas por el granito (y otras rocas ígneas y metamórficas), una zona delgada de suelo de roca meteorizada o saprolito se ha desarrollado (Gagliuffi, 2017).

Donde las rocas encajantes que contienen a los minerales portadores de hierro (tales como biotita, anfíbol, o piroxeno), los cuales meteorizaron a óxidos de hierro, el saprolito ha sido coloreado a color rojo intenso (Gagliuffi, 2017).



### c) Meteorización Biológica

Los organismos provocan también la meteorización de las rocas, en dos vertientes: una biofísica y otra bioquímica (Gagliuffi, 2017).

En el apartado biofísico tenemos fundamentalmente la acción de las raíces de árboles y arbustos, que al introducirse en el subsuelo ensanchan las grietas que puedan existir y colaboran en la fracturación de las rocas (Gagliuffi, 2017). También podemos señalar el papel de algunos animales, sobre todo los que excavan madrigueras, o los organismos costeros que viven sobre las rocas perforando pequeñas oquedades, contribuyendo de forma muy marcada a la acción erosiva del oleaje. Papel aparte merece la acción erosiva desarrollada por el hombre que, con sus obras, construcciones, ente otros, provoca tantos y tan variados efectos erosivos (Gagliuffi, 2017).

En el apartado bioquímico, las propias raíces de árboles y plantas actúan químicamente con las rocas, captando cationes y contribuyendo a la alteración de los minerales (Gagliuffi, 2017).

Los líquenes, famosos por su capacidad de colonizar las superficies de todo tipo de rocas, segregan ácidos que permiten su fijación al sustrato rocoso (Gagliuffi, 2017).

Por otra parte, los productos metabólicos de los organismos que viven sobre las rocas incluyen productos muy agresivos para éstas, que favorecen su descomposición (Gagliuffi, 2017).



## 8.2. Petrografía de muestras

Para determinar la influencia de los procesos exogénicos-supergénicos en los depósitos minerales, recolectaremos muestras de los mismos y haremos estudios minerográficos para análisis de secuencias paragenéticas para determinar el orden de aparición de los minerales económicos (elementos anómalos) y un análisis estadístico descriptivo para determinar cuál y cuanto de anómalos son estos elementos.

### **8.2.1. Franja I de Au en rocas meta-sedimentarias del Ordovícico y Siluro-Devónico**

Se describió la siguiente muestra mediante las secciones delgadas (Cuadro 8.1):

**Cuadro 8.1.- Petrografía de Franja I.**

Ocurrencia/mina	Código	Unidad Geol.	DESCRIPCION
Comas	GE2712-061	Secuencia Metamórfica Marairazo-Huaytapallana	Esquisto micáceo cortado por vetas de cuarzo lechoso. Metamorfismo regional cuarzo-cordierita-biotita-granate-sillimanita que proviene de asociación típica de rocas pelíticas y correspondería a una granulita. Alteraciones argílica, sericítica y clorítica

### **8.2.2. Franja III de depósitos de U-W-Sn-Mo, Au-Cu-Pb-Zn relacionados con intrusivos y pórfidos skarns Cu-Ag del Pérmico Triásico.**

Se describieron las siguientes muestras mediante las secciones delgadas (Cuadro 8.2):

### Cuadro 8.2.- Petrografía de Franja III.

Ocurrencia/mina	Código	Unidad Geol.	DESCRIPCION
Huachón	22i-R-078A	Granodiorita Paucartambo	Intrusivo sienogranito con feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, biotita cloritizándose y minerales opacos diseminados. Todo con fuerte argilitización supérgena. Máficos epidotizados (Fotografía 8.13).
	GE2711-062	Granodiorita Paucartambo	Granito con horblenda serpentinizada
	GE2711-064	Monzogranito Ranyac	Sienogranito inalterado
Mina Tunsho	GE2712-063	Gpo. Mitu	Andesita con venillas de cuarzo, trazas de óxido de Fe. Protolito: cuarzo riolita porfírica
Proyecto Dorita	GE2712-076	Gpo. Mitu	Dacita con fuerte silicificación con traza de pirita terrosa, calcita y patinas de jarosita. (Fotografía 8.1))
	GE2712-082	Gpo. Mitu	Pórfido dacítico con óxido de Mn (Limonita, hematita y jarosita), Silicificación y Argilitización. Probable riolita porfírica

#### **8.2.3. Franja XVI de depósitos tipo Mississippi Valley (MVT) de Pb-Zn del Eoceno-Mioceno**

Se describió la siguiente muestra mediante las secciones delgadas (Cuadro 8.3):

### Cuadro 8.3.- Petrografía de Franja XVI.

Ocurrencia/mina	Código	Unidad Geol.	DESCRIPCION
Proyecto Shalipayco	GE2712-255A	Fm. Chamará	Dolomía inalterada. Moderada dolomitización.

#### **8.2.4. Franja XVII de epitermales de Au-Ag del Eoceno y depósitos polimetálicos del Eoceno-Oligoceno-Mioceno**

Se describieron las siguientes muestras mediante las secciones delgadas (Cuadro 8.4):

### Cuadro 8.4.- Petrografía de Franja XVII.

Ocurrencia/mina	Código	Unidad Geol.	DESCRIPCION
Mina Negra Huanusha	GE2712-098	Manto en Gpo. Mitu	Manto de arenisca silicificada con trazas de malaquita, azurita, óxido de Fe (Limonita), calcosita, covelita, bornita. Débil argilización. Protolito: Arenisca subarcosa de grano fino
Estrella	GE2711-021	Gpo. Mitu	Toba criptocristalina con clastos más alterados con argilitización que la matriz oscura.
	GE2711-022	Gpo. Mitu	Toba lítica con clastos de volcánicos más alterados, de posibles lavas, con fuerte diaclasamiento
	GE2711-023	Dique	Dique silicificado con alteración filica
	GE2711-024	Gpo. Mitu	Nivel volcánico andesita argilizado y cloritizado
Yanahuilca	GE2711-031	Gpo. Ambo	Areniscas de grano fino y limolitas verdes

### 8.2.5. Franja XXI-A de epitermales de Au-Ag hospedados en rocas volcánicas

Se describieron las siguientes muestras mediante las secciones delgadas (Cuadro 8.5):

### Cuadro 8.5.- Petrografía de Franja XXI-A.

Ocurrencia/mina	Código	Unidad Geol.	DESCRIPCION
Cerro de Pasco	GE2712-260	Gpo. Excelsior	Zona de Venenococha. Cuarzitas con niveles de lutitas, leve agilitación, óxido de Fe (limonita, jarosita, goethita) y pirrolusita. Moderadamente craquelada. Fuerte argilización y moderada sericitización. Protolito: Probable limolita.
Marcapunta	GE2712-040	Int. Marcapunta	Roca volcánica porfirítica fuertemente silicificada con "ojos" de cuarzo, alunita, y argilización
San Gregorio	GE2712-041	Int. Marcapunta	Roca volcánica silicificada argilizada con sericita y presencia de hematita. Se menciona la presencia de dique dacítico.
	GE2712-042	Gpo. Pucará	Caliza micrítica silicificada
Zona de Ninacaca	GE2712-258	Fm. Gollarisquizga	Arenisca cuarzosa alterada. Fuerte silicificación.

### 8.2.6. Áreas de Interés en Uranio

Se describieron las siguientes muestras mediante las secciones delgadas (Cuadro 8.6):

**Cuadro 8.6.- Petrografía de Áreas de interés de Uranio.**

Ocurrencia/mina	Código	Unidad Geol.	DESCRIPCION
Afloramiento en Huachón	GE2711-064	Monzogranito Ranyac	Sienogranito inalterado
Pampamichi	GE2712-115	Dique en granito de San Ramón	Roca volcánica andesítica afanítica obliterada fuertemente silicificada, argilizada y epidotizada (Fotografía 8.5).
Mina Negra Huanusha	GE2712-098	Manto en Gpo. Mitu	Manto de arenisca silicificada con trazas de malaquita, azurita, óxido de Fe (Limonita), calcosita, covelita, bornita. Débil argilización. Protolito: Arenisca subarcosa de grano fino
Pampa Hermosa	GE2712-241	Int. Carrizales	Granito fuertemente alterado (meteorizado). Presenta estructuras gneisificadas. Textura cataclástica, biotita oxidada y presencia de minerales opacos. Feldespatos con pertitas y antipertitas. Texturas de exsolución gráfica y cuniforme. (Fotografía 8.9).
Carretera Calabaza-Satipo	GE2712-236	Int. Carrizales	Granito moderadamente meteorizado con trazas de calcopirita. Conteo 150 c/min (Fotografía 8.8).
Fundo Carhuaz	GE2711-040	Gpo. Mitu	Lavas porfíricas con fenos de feldespatos y mucha arcilla. Niveles alterados del Gpo. Mitu. Metavolcanita argilitizada
	GE2711-041	Venilla	Venilla de carbonato contenida en lavas porfíricas alteradas
	GE2711-043	Gpo. Mitu	Lavas Andesita porfírica con más de un evento de cuarzo
	GE2711-045	Intrusivo de Villa Azul	Sienogranito de grano grueso
	GE2711-046	Gpo. Cabanillas	Pizarras moteadas con estructuras mineralizadas y aparente restos de raíces
Comas	GE2712-061	Secuencia Metamórfica Marairazo-Huaytapallana	Esquisto micáceo cortado por vetas de cuarzo lechoso. Metamorfismo regional cuarzo-cordierita-biotita-granate-sillimanita que proviene de asociación típica de rocas pelíticas y correspondería a una granulita. Alteraciones argílica, sericitica y cloritica
Mina Janchiscocha	GE2712-093	Gpo. Mitu	Dacita porfírica con fuerte clarificación y epidotización. Aloja vetas de cuarzo con molibdenita, calcopirita y pirita. Charpas de pirita y calcopirita. Microvenillas de epidota con sutura de calcopirita. Sericitización-argilización y epidotización-cloritización. Protolito: Pórfido cuarzo riolita
Urco	GE2712-104	Int. Pemotriásico	Diorita con trazas de epidota y óxido de Fe, fuertemente seritizada con máficos como anfíboles y piroxenos con epidotización (Fotografía 8.2).
Puente Paloma-Jesus María	GE2712-105	Int. San Ramón	Granito rosado de grano grueso oxidado (meteorización) con feldespatos potásicos con intercrecimiento de plagioclasas (pertita) de fuerte argilitización con presencia de calcita epidotizándose (Fotografía 8.3).
Pampamichi	GE2712-117	Int. San Ramón	Granito rosado de grano grueso +- biotita oxidada y feldespatos de textura de exsolución con plagioclasas con antipertitas y feldespatos con pertitas, plagioclasas argilizadas y venillas de cuarzo. Plagioclasas con crecimiento zonal (Fotografía 8.6).
Vía Progreso	GE2712-119	Int. San Ramón	Granito rosado de grano grueso +- biotita oxidada, feldespatos con textura exsolución, venillas de cuarzo y arcillas. Plagioclasas con antipertitas y feldespatos con pertitas. Pequeñas diseminaciones de minerales opacos (Fotografía 8.7).
La Victoria - 2 de Mayo	GE2712-124	Int. San Ramón	Probable diorita, moderada meteorización. Débil argilización. Protolito: toba litocrystalina soldada.
Santa Ana	GE2712-238	Int. Carrizales	Zona de contacto entre cuarcitas e intrusivo con contenido de óxido de Fe y Ox Mn como patinas y rellenando fracturas. Conteo 200c/min. Fuerte alteración cuarzo-sericitica. Protolito. Brecha monolítica
Santa Ana	GE2712-243	Dique Pegmati. en Int. Dior.Santa Ana	Dique granito pegmatítico que corta el intrusivo gneisificado de 2 cm potencia. Débil sericitización.
Vilcabamba	GE2712-247	Int. Dior-paleozoico	Intrusivo monzodiorita de grano medio con abundantes máficos, biotita y muscovita cloritizándose. Argilitización selectiva en algunas plagioclasas, y vetas de cuarzo de 1 - 1.5 cm (Fotografía 8.11).
Alto Chavini	GE2712-249	Int. Granítico Chavini	Granito gneisificado con biotitas pequeñas algo oxidadas. Plagioclase microclina con textura laminar enrejada y algunas vermiculares. Cuarzo engolfados por metamorfismo (Fotografía 8.12).

### 8.2.7. Áreas de Interés en REE

Se describieron las siguientes muestras mediante las secciones delgadas (Cuadro 8.7):

**Cuadro 8.7.- Petrografía de Áreas de Interés en REE.**

Ocurrencia/mina	Código	Unidad Geol.	DESCRIPCION
Pampa Hermosa	GE2712-241	Int. Carrizales	Granito fuertemente alterado (meteorizado). Presenta estructuras gneisificadas.
Santa Ana	GE2712-242	Int. Dior. Santa Ana-Paleozoico	Monzodiorita gneisificada con feldespato potásico y plagioclasas equigranulares, con abundantes arcillas y cloritas, abundantes minerales opacos diseminados. Cierta foliación (Fotografía 8.10).
Puente Paloma-Jesus Maria	GE2712-106	Granito de San Ramón	Sienita porfírica roja con fenos de cuarzo y feldespato. Presenta microfracturas rellenas de óxido de Fe. Trazas de psilomelano y pirrolusita. Débil a moderada argilización. Protolito: Pórfido sienita alcalina
Proyecto Dorita	GE2712-076	Gpo. Mitu	Dacita con fuerte silicificación con traza de piritita terrosa, calcita y patinas de jarosita.
Vilcabamba	GE2712-248	Int. Dior-paleozoico	Intrusivo granítico con micas que está cortando a las dioritas. Grano medio con abundante biotitas oxidadas y argilitizadas. Los feldespatos con textura gráfica pero en menor grado que los anteriores. Presencia de minerales opacos.
Pampamichi	GE2712-115	Granito de San Ramón	Sienogranito microporfírica levemente silicificada.
Coviriaqui	GE2712-245	Int. de Carrizales	Rodados de monzogranito, moderadamente con sericitización y cloritización.
Mina Janchiscocha	GE2712-093	Gpo. Mitu	Dacita porfírica con fuerte cloritización y epidotización. Aloja vetas de cuarzo con molibdenita, calcopirita y piritita. Charpas de piritita y calcopirita. Microvenillas de epidota con sutura de calcopirita. Sericitización-argilización y epidotización-cloritización. Protolito: Pórfido cuarzo riolita
Fundo Carhuaz	GE2711-045	Intrusivo de Villa Azul	Sienogranito de grano grueso
Huajoto	GE2711-032	Fm. Caudalosa	Andesita porfírica de matriz negra, moderadamente argilitizada y cloritizada
	GE2711-033	Fm. Caudalosa	Andesita porfírica con fuerte alteración argílica avanzada y argílica intermedia, presenta algunas patinas de óxido de Fe
	GE2711-034	Fm. Caudalosa	Toba litocristalina alterada argilización y silicificación
	GE2711-035	Fm. Caudalosa	Andesita porfírica argilitizada y silicificada alterado (argilizado)
	GE2711-036	Fm. Caudalosa	Toba de textura obliterada con por lo menos dos generaciones de cuarzo, silicificada y argilitizada
	GE2711-037	Fm. Caudalosa	Volcánicos silicificados, estructura de relleno hidrotermal con fuerte silicificación y moderada alunitización
	GE2711-038	Fm. Condorsinga	Caliza-skarn. Intrusivo monzodiorita cortando calizas con piroxenos con evidencias de skarn progrado
	GE2711-039	Fm. Condorsinga	Caliza-skarn. Presencia de granates y anfíboles
Camino a Gavilan Alto	GE2712-113	Granito de San Ramón	Granito rojo de grano grueso +- biotita, levemente meteorizado con feldespatos de textura de exsolución de antiperititas en plagioclasas y perititas en feldespato potásicos (Fotografía 8.4).
Mina Tunsho	GE2712-063	Gpo. Mitu	Andesita con venillas de cuarzo, trazas de óxido de Fe. Protolito: cuarzo riolita porfírica

### 8.3. Minerografía de muestras

#### 8.3.1. Franja III de depósitos de U-W-Sn-Mo, Au-Cu-Pb-Zn relacionados con intrusivos y pórfidos skarns Cu-Ag del Pérmico Triásico.

Se describió la siguiente muestra mediante una sección pulida (Cuadro 8.8):

**Cuadro 8.8.- Minerografía de Áreas de Interés en REE.**

Ocurrencia/mina	Código	Unidad Geol.	DESCRIPCION
Huachón	GE2711-059	Veta en Intrusivo Ranyac	Veta de cuarzo conteniendo vetillas polimetálicas de pirita, esfalerita, galena. Oro diseminado pirita. Vetillas de pirita aparentemente cortadas por venillas de esfalerita, asociadas al oro. Caja intrusiva intermedicamente metamorizada.
	22i-R-078B	Granodiorita Paucartambo	Vetilla de cuarzo con sulfuros que comprende una pirita reemplazando a la calcopirita. Esta pirita tiene aureola de alteración que contiene minerales hipógenos con bornita, covelita, esfalerita, calcosita (Fotografía 8.14).

#### 8.3.2. Franja XVI de depósitos tipo Mississippi Valley (MVT) de Pb-Zn del Eoceno-Mioceno

Se describieron las siguientes muestras mediante las secciones pulidas (Cuadro 8.9):

**Cuadro 8.9.- Minerografía de Franja XVI.**

Ocurrencia/mina	Código	Unidad Geol.	DESCRIPCION
Proyecto Shalipayco	GE2712-254	Manto en Fm. Chambará	Manto virgencita. Manto de galena argentífera muy abundante, esfalerita muy abundante cristalizada muy fina, 200 m de longitud y hasta 1 m de potencia. Paragénesis: esfalerita-pirita-galena
	GE2712-256	Manto en Fm. Chambará	Manto Pucará. Manto alojado en dolomías, la mineralización es esfalerita muy abundante, trazas de carbonatos de Zn (esmectita), óxido de Fe (limonita, hematita, goethita). Presenta cristales de calcita y venillas de óxido de Fe.
	GE2712-257	Manto en Fm. Chambará	Manto Resurgidora, alojado en caliza mudstone. Manto de hasta 2 km longitud y 6-15 m potencia. Contiene galena y esfalerita muy fina diseminada, galena, trazas de pirita, bismutinita y goethita.

### **8.3.3. Franja XVII de epitermales de Au-Ag del Eoceno y depósitos polimetálicos del Eoceno-Oligoceno-Mioceno**

Se describió la siguiente muestra mediante una sección pulida (Cuadro 8.10):

**Cuadro 8.10.- Mineragrafía de Franja XVII.**

Ocurrencia/mina	Código	Unidad Geol.	DESCRIPCION
Mina Negra Huanusha	GE2712- 098	Manto en Gpo. Mitu	Manto de arenisca silicificada con trazas de malaquita, azurita, óxido de Fe (Limonita), calcosita, covelita, bornita. Débil argilización. Protolito: Arenisca subarcosa de grano fino

### **8.3.4. Franja XXI-A de epitermales de Au-Ag hospedados en rocas volcánicas**

Se describieron las siguientes muestras mediante las secciones pulidas (Cuadro 8.11):

**Cuadro 8.11.- Minerografía de Franja XXI-A.**

Ocurrencia/mina	Código	Unidad Geol.	DESCRIPCION
Cerro de Pasco	GE2712-261	Mena en Fm. Chambará	Tajo Raul Rojas al sur. Mena de esfalerita, calcopirita, galena muy abundante, óxido de Fe, pirita I y II, contenidos en caliza. Presencia de platas rojas
	GE2712-262	Mena en Fm. Chambará	Tajo Raul Rojas lado central. Mena de galena, esfalerita, calcopirita, óxido de Fe, en caliza silicificada. Muestras donadas. Tenemos platas rojas, pirita I y II.
Colquijirca	GE2712-030	Gpo. Pucará	Mena de cancha de tipo "mixto" en caja silicificada de caliza. Presencia de enargita, pirita, magnetita, cobres grises y covelita.
	GE2712-031	Gpo. Pucará	Mena de cancha de "tipo 3" de metales base en una caja de caliza silicificada roja en parte craquelada. Pirita, marcasita, galena, esfalerita
	GE2712-032	Gpo. Pucará	Muestra de cancha de "tipo 2" con más cobre que anteriores tipos. Presencia de sulfuros en oquedades, también sulfatos. Pirita abundantes, calcopirita, esfalerita, galena, bornita, calcosita, covelita
	GE2712-033	Gpo. Pucará	Roca calcárea con alteración filica. Pirita, calcopirita, hematita, calcosita, covelita
Marcapunta Norte	GE2712-034	Int. Marcapunta	Mena de canche de Marcapunta Norte. Se aprecia pirita abundante, calcopirita, enargita, calcosita, covelita
	GE2712-035	Gpo. Pucará	Roca alterada con pirita y alunita en matriz calcárea silicificada. Pirita mu abundante, calcopirita, enargita abundante
	GE2712-037	Int. Marcapunta	Muestra de cancha con más pirita y rocas silicificadas. Algunas rocas lixiviadas aparentemente son dacitas con pirita muy abundante. Además calcosita y covelita
	GE2712-038	Int. Marcapunta	Roca con mineralización en manchas en cancha Marcapunta Oeste. Tenemos descritos enargita, pirita, sulfosales de plata, hematita
	GE2712-039	Int. Marcapunta	Vetilla en volcánicos silicificados con diseminaciones finas de pirita muy abundantes, enargita, covelita, y también rutilo

**8.3.5. Áreas de Interés en Uranio**

Se describieron las siguientes muestras mediante las secciones pulidas (Cuadro 8.12):

**Cuadro 8.12.- Minerografía de Áreas de Interés de Uranio**

Ocurrencia/mina	Código	Unidad Geol.	DESCRIPCION
Colquijirca	GE2712-032	Gpo. Pucará	Muestra de cancha de "tipo 2" con más cobre que anteriores tipos. Presencia de sulfuros en oquedades, también sulfatos. Pirita abundantes, calcopirita, esfalerita, galena, bornita, calcosita, covelita
Cerro de Pasco	GE2712-261	Mena en Fm. Chambará	Tajo Raul Rojas al sur. Mena de esfalerita, calcopirita, galena muy abundante, óxido de Fe, pirita I y II, contenidos en caliza. Presencia de platas rojas
Mina Negra Huanusha	GE2712-098	Manto en Gpo. Mitu	Manto de arenisca silicificada con trazas de malaquita, azurita, óxido de Fe (Limonita), calcosita, covelita, bornita. Débil argilización. Protolito: Arenisca subarcosa de grano fino
Yanapampa (Atacocha)	GE2712-143	Fm. Chambará	Caliza gris oscura tipo mudstone con pirrotita I, calcopirita I diseminada cortada por vetillas de calcita con pirrotita II, calcopirita II, sulfosales de plata.



### 8.3.6. Áreas de Interés en REE

Se describieron las siguientes muestras mediante las secciones pulidas (Cuadro 8.13):

**Cuadro 8.13.- Mineralografía de Áreas de Interés de REE**

Ocurrencia/mina	Código	Unidad Geol.	DESCRIPCION
Zona de Santa Ana	GE2712-242	Int. Dior. Santa Ana-Paleozoico	Intrusivo gneisificado micáceo cortado por veta de granito pegmatítico de cuarzo, 10 cm potencia. Presenta trazas de pirita, pirrotita, calcopirita, bornita.
Cerro de Pasco	GE2712-261	Mena en Fm. Chamará	Tajo Raul Rojas al sur. Mena de esfalerita, calcopirita, galena muy abundante, óxido de Fe, pirita I y II, contenidos en caliza. Presencia de platas rojas

### 8.4. Enriquecimiento de depósitos.

El basamento en la zona de estudio comprende al Complejo del Marañón del Proterozoico de gneises y esquistos que conforman diversos macizos; son las manifestaciones más occidentales del Cratón Amazonian (escudo brasileño), y representarían a una zona intermedia entre un arco volcánico y una faja fallada de edad Mesoproterozoica. Además, se tienen afloramientos de lutitas y areniscas paleozoicas del Grupo Excelsior (Jaillard et al., 2000).

A los afloramientos ubicados a ambos flancos de la Cordillera Oriental se los relaciona con la Franja I de Au en rocas metasedimentarias, tentativamente del Ordovícico y Siluro-Devónico.

Hacia el sector más oriental, se observa una serie de intrusiones carboníferas (intrusivo de Ranyac) que estaría relacionada en edad con el Batolito de Pataz, y en donde se emplazaría el depósito de Huachón. Este magmatismo estaría representado por un plutonismo Carbonífero-Permotriásico, que en el centro del Perú se manifiesta como leucogranitos y de granitos rojos de Tarma, San Ramón, Chaglla (Sánchez & León, 1995); un intrusivo asociado a este plutonismo habría generado el skarn de Cobriza.

Están relacionados con los depósitos de la franja III de U-W-Sn-Mo, Au-Cu-Pb-Zn asociados con intrusivos y pórfidos skarns Cu-Ag del Pérmico Triásico. En las capas rojas permotriásicas, se tiene al depósito de capas rojas de Negra Huanusha. Allí, la mineralización de cobre está impregnada en las areniscas, producido por procesos continuos de acumulación y diagénesis de capas rojas, producto de la erosión post-Pérmica y actividad magmática contemporánea (Kobe, 1990).

Más al norte, en la misma Cordillera Oriental, en las cuencas permotriásicas, se encuentran los depósitos de San Vicente (datado en aproximadamente 40 Ma por Moritz et al., 1996), Shalipayco y Pichita Caluga, que contienen varios cuerpos estratiformes de Zn-Pb hospedados en facies dolomíticas de la Formación Chambará.

Los estudios de isótopos de plomo indican una lixiviación de material volcánico infrayacente y una precipitación en horizontes dolomíticos sulfatados (Quispe et al., 2007), los cuales pueden estar relacionados, por lo menos distalmente, con las deformaciones tectonomagmáticas del Eoceno y Mioceno (Megard, 1987) de la

Orogenia Andina (Fases Inca y Quechua). Se los relaciona con la franja XVI de depósitos tipo Mississippi Valley (MVT) de Pb-Zn del Eoceno-Mioceno.

Más al occidente, tenemos a Huarón y a una serie de intrusiones relacionadas al vulcanismo responsable de la generación del epitermal de Quicay y los skarn de Atacocha- Milpo, más relacionado con la franja XVII de epitermales de Au-Ag del Eoceno y los depósitos polimetálicos del Eoceno-Oligoceno-Mioceno. Finalmente, en el Mioceno-Plioceno tenemos una serie de cuerpos subvolcánicos y diatremas que han generado los epitermales de Julcani, Colquijirca, Cerro de Pasco, comprendidos dentro de la franja XXI-A de Epitermales de Au-Ag, hospedados en rocas volcánicas, y en el depósito relacionado a intrusivos de San Genaro, de la franja XXIII de epitermales de Au-Ag del Mio-Plioceno.

Estratigráficamente, tenemos como parte del basamento de las cordilleras Occidental y Oriental a una cuenca que, durante el Jurásico inferior, depositó en una plataforma continental entre 500 y 2000 m de rocas carbonatadas (Grupo Pucará). En el Cretáceo superior, se pasan de secuencias marinas

calcáreas a secuencias terrígenas continentales, con varios episodios transgresivos y regresivos (Grupo Goyllarisquizga, Formación Pariahuanca, Formación Chúlec, Formación Pariatambo, Formación Jumasha, Formación Celendín).

Sobreyaciendo a estas unidades, tenemos al suroeste de la zona, durante el Paleógeno, el emplazamiento de una cadena volcánica de naturaleza calcoalcalina con estratovolcanes y calderas asociadas a derrames, y piroclásticos andesíticos hasta riolíticos, con niveles intercalados de lutitas lagunares (Zappettini et al., 2001). Está conformada de tobas del Paleoceno, en aproximadamente 60 Ma (Noble et al., 2005b), de lavas eocenas (Formación Tantará y Formación Sacsaquero) en 45 y 37 Ma (Noble et al., 1979), de tobas, de aglomerados y lavas (Formación Castrovirreyna) del Oligoceno-Mioceno (Salazar et al., 1993) y de tobas con lavas miocenas (Formación Caudalosa).

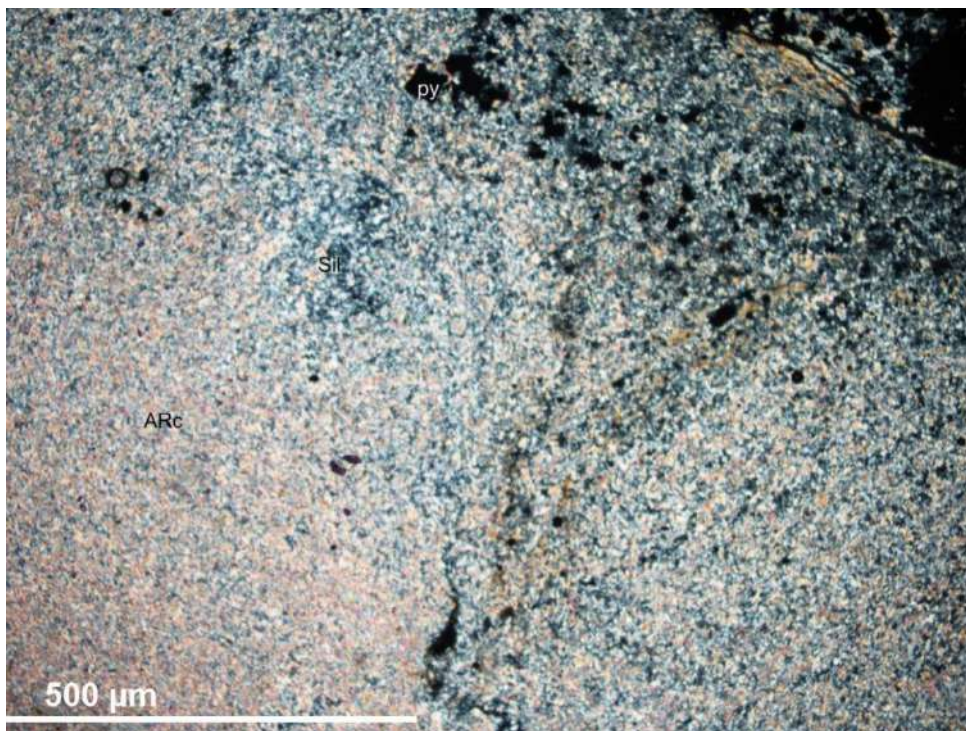
En el Eoceno-Oligoceno ocurre una deformación de tipo compresivo de gran envergadura, denominada Fase Inca. El engrosamiento cortical habría estado acompañado, según algunos autores, por una disminución del ángulo de subducción (Zappettini et al., 2001).

Posteriormente, en el Mioceno, se producen deformaciones a las que Steinman denominó Fase Quechua que generó pliegues más abiertos y fallamientos reactivados. Estas deformaciones habrían generado el denominado corredor estructural Huaytará-Tantará.

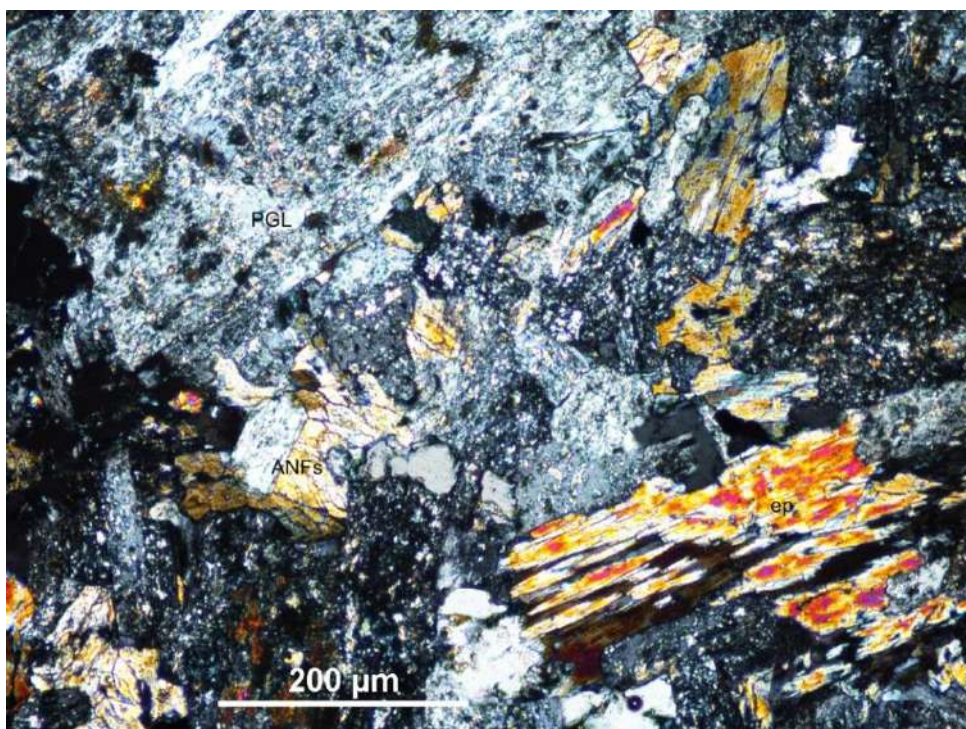
Entre la Cordillera Occidental y la Cordillera Oriental, en el Jurásico inferior, depositaron secuencias carbonatadas (Grupo Pucará), en donde Fontboté (1990) distingue dos facies: una occidental con carbonatos de plataforma y lutitas con algunos niveles volcanoclásticos provenientes de un volcanismo de tipo intraplaca (Rosas et al., 1997) y una facie oriental que contiene dolomías, rocas clásticas y evaporitas. Los movimientos epirogenéticos del Jurásico medio condicionan la deposición de facies, en donde persisten las facies carbonatadas (Formación Chunumayo y Formación Cercapuquio, mayormente detrítica).

Los sistemas de fallas La Oroya-Huancavelica y Cerro de Pasco, están relacionados a altos como los de Yauli y Malpaso. El magmatismo Eoceno

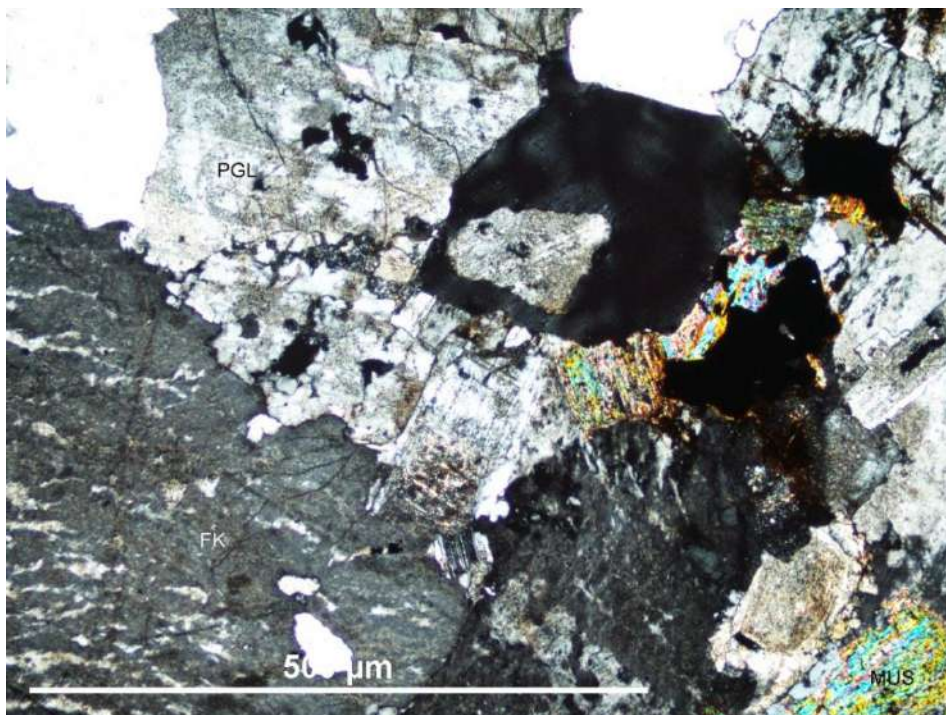
afectó esta zona mediante stocks y centro volcánicos, generando la mineralización de alta sulfuración de Au- Ag-Cu de Quicay (datado en 37.5 Ma por Giletti & Day, 1968), y que continuó en el Mioceno con la mineralización del skarn de Zn- Pb-Ag-Cu de Milpo-Atacocha (datado en  $25.9 \pm 1.5$  y  $29.8 \pm 2.5$  Ma por Soler et al., 1988) y los demás skarn de Machcan-Atacocha (de edad Oligoceno y Mioceno, según Hirdes,1990) y de Vinchos (datado en 23 Ma por Lavado & Farfán, 2008). Todos estos depósitos se relacionan con la Franja XVII. En Cerro de Pasco existen depósitos epitermales y polimetálicos, relacionados con complejos y domos del Mioceno medio que generaron los yacimientos polimetálicos de Pb-Zn-Cu de Cerro Pasco (datado en aproximadamente 14.5-10.9 Ma por Baumgartner et al., 2006), de Colquijirca (datado en 10.6–10.8 Ma por Bendezú et al., 2003) y el pórfido de Cu de Puy (datado en 7 Ma por Singer et al., 2005) de la franja XXI-A. Más al sur de estos yacimientos, se observa el depósito relacionado con intrusivos de San Genaro (datado en  $11.1 \pm 0.3$  Ma por Wise, 2005).



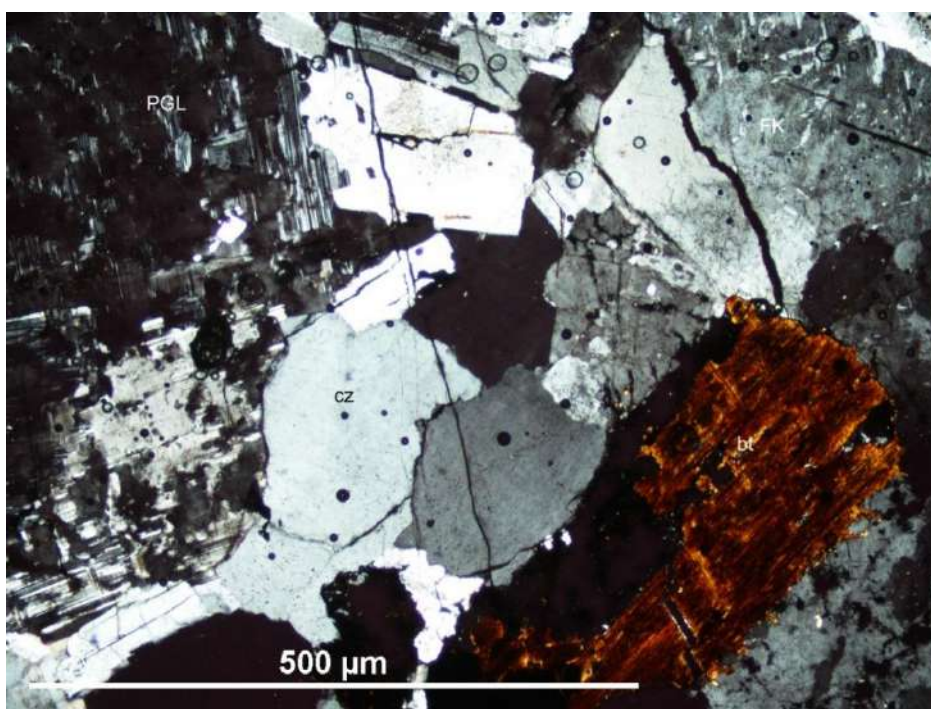
Fotografía 8.1.- Dacita con fuerte silicificación (sil) con traza de pirita (py) terrosa, calcita, patinas de jarosita y arcillas (Arc). Muestra GE2712-076



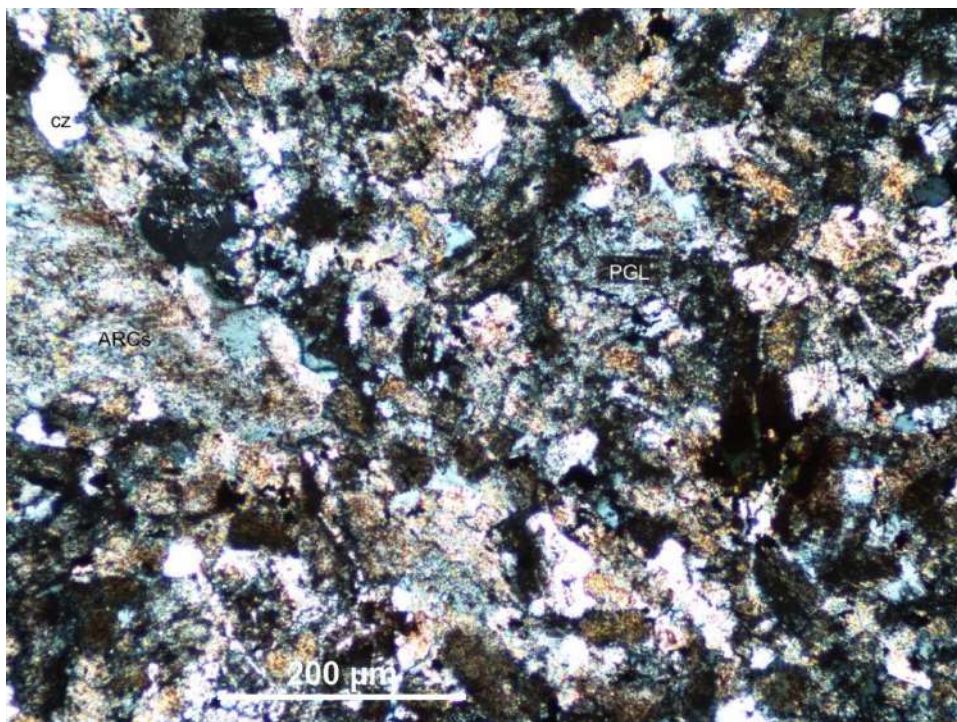
Fotografía 8.2.- Diorita con trazas de epidota (ep) y óxido de Fe, fuertemente sericitizada con máficos como anfíboles (ANFs) y piroxenos con epidotización. Presencia de plagioclasas (PGL) alteradas. Muestra GE2712-104



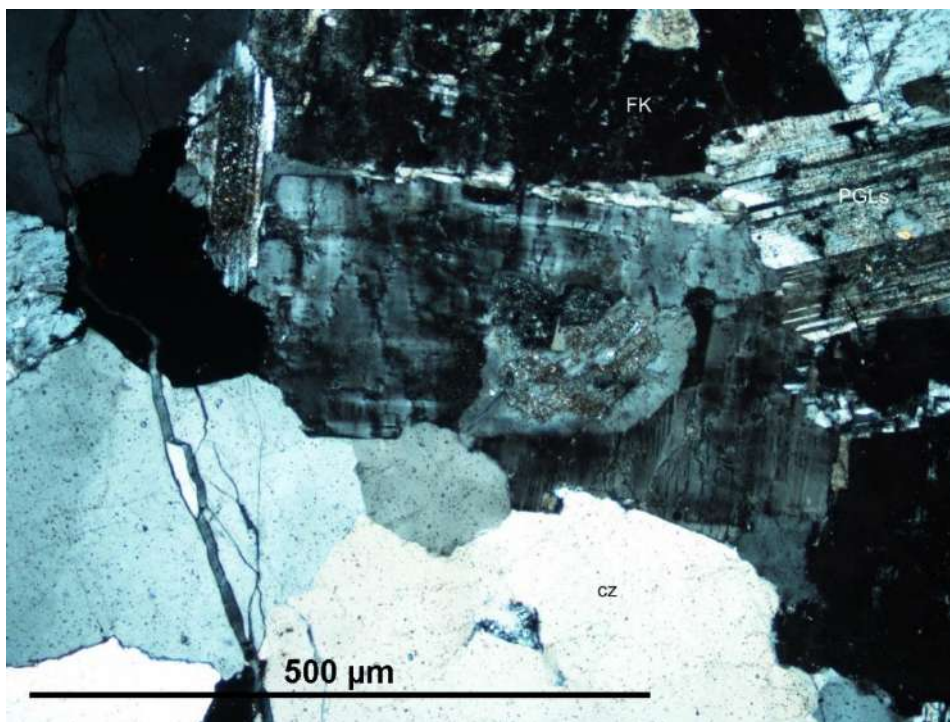
**Fotografía 8.3.- Granito rosado de grano grueso oxidado (meteorización) con feldespatos potásicos (FK) con intercrecimiento de plagioclasas (PGL) como pertita, de fuerte argilitización con presencia de calcita epidotizándose. Presencia de muscovita (MUS).Muestra GE2712-105**



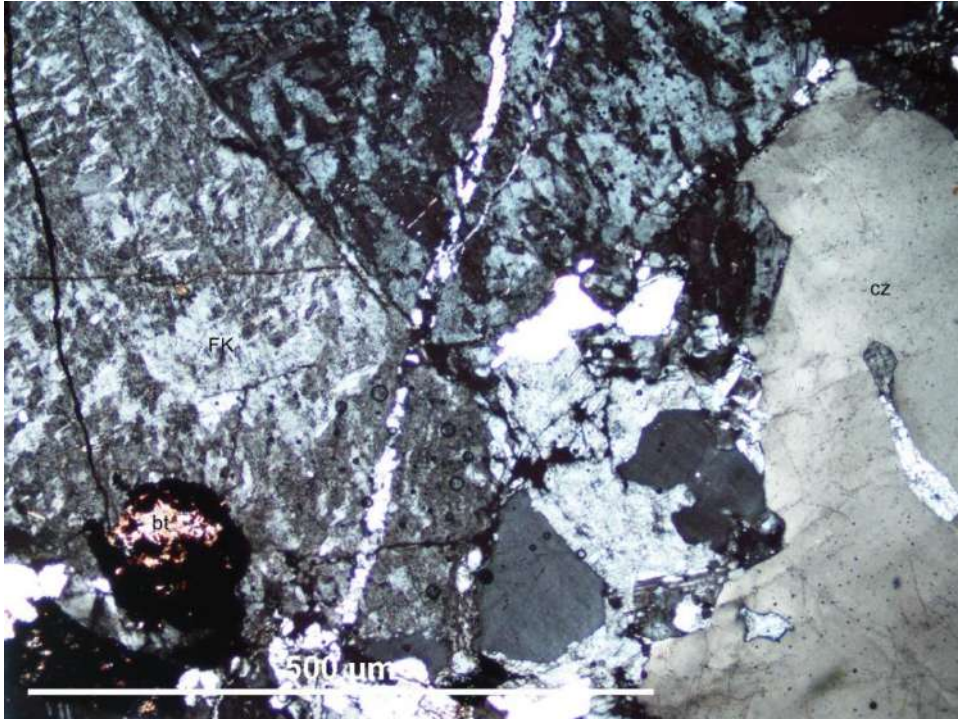
**Fotografía 8.4.- Granito rojo de grano grueso +- biotita (bt), levemente meteorizado con feldespatos de textura de exsolución de antipertitas en plagioclasas (PGL) y pertitas en feldespato potásicos (FK). Se observa el cuarzo xenomorfo (cz) Muestra GE2712-113**



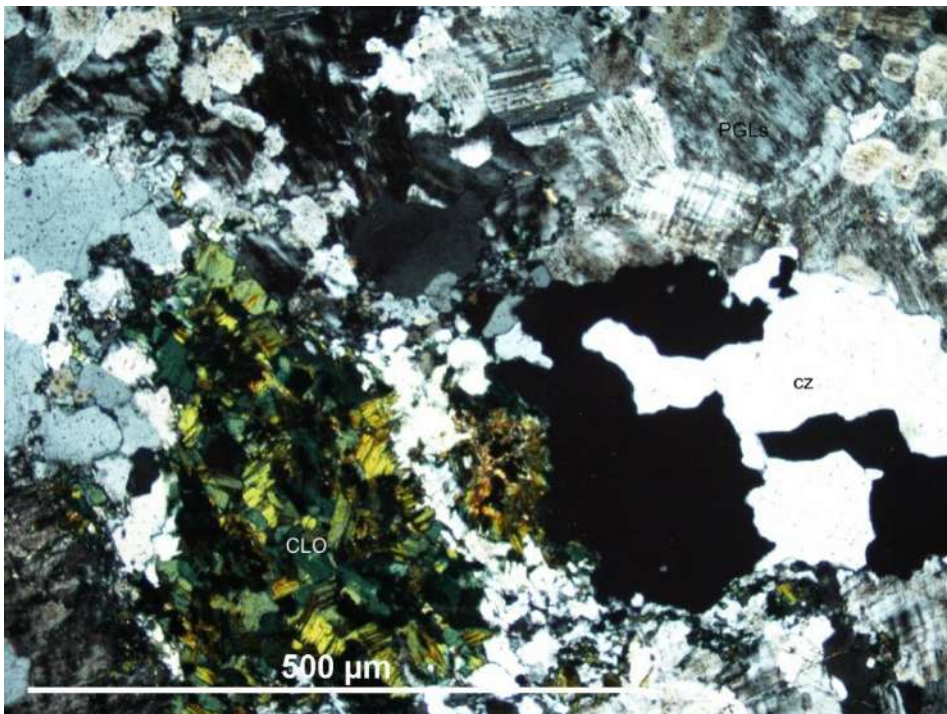
**Fotografía 8.5.- Roca volcánica andesítica afanítica obliterada fuertemente silicificada, argilizada (ARC) y epidotizada. Se observa el cuarzo (cz) xenomorfo y las plagioclasas (PGL) alteradas. Muestra GE2712-115**



**Fotografía 8.6.- Granito rosado de grano grueso +- biotita oxidada y feldespatos (FK) de textura de exsolución con plagioclasas con antipertitas y feldespatos con pertitas, plagioclasas argilizadas y venillas de cuarzo (cz). Plagioclasas (PGL) con crecimiento zonal. Muestra GE2712-117**

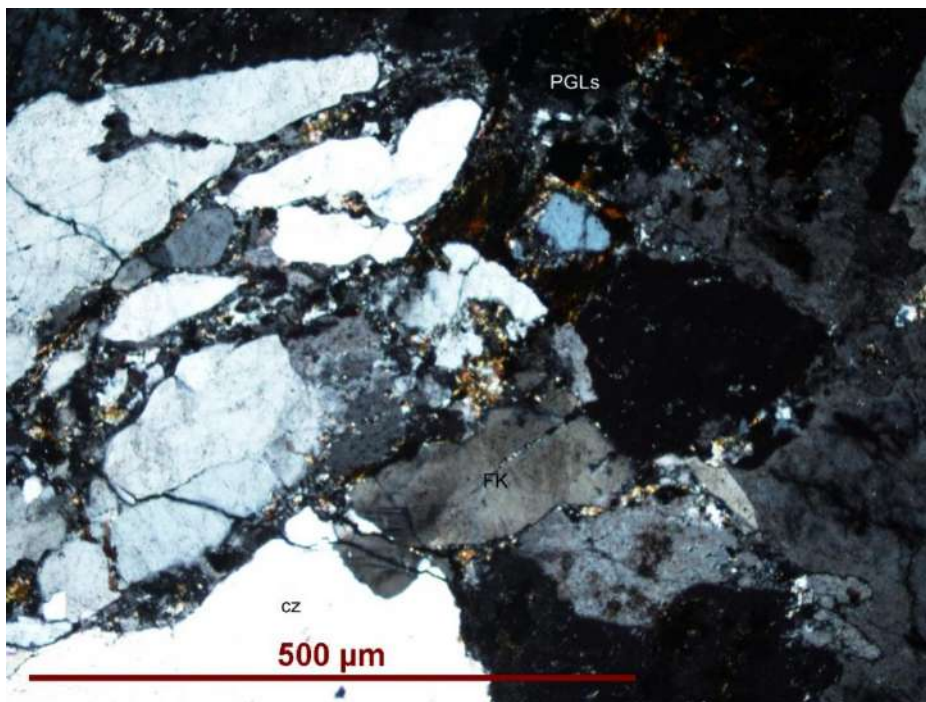


**Fotografía 8.7.- Granito rosado de grano grueso +- biotita (bt) oxidada, feldspatos (FK) con textura exsolución, venillas de cuarzo y arcillas. Plagioclasas con antipertitas y feldspatos con pertitas. Pequeñas diseminaciones de minerales opacos. Muestra GE2712-119**

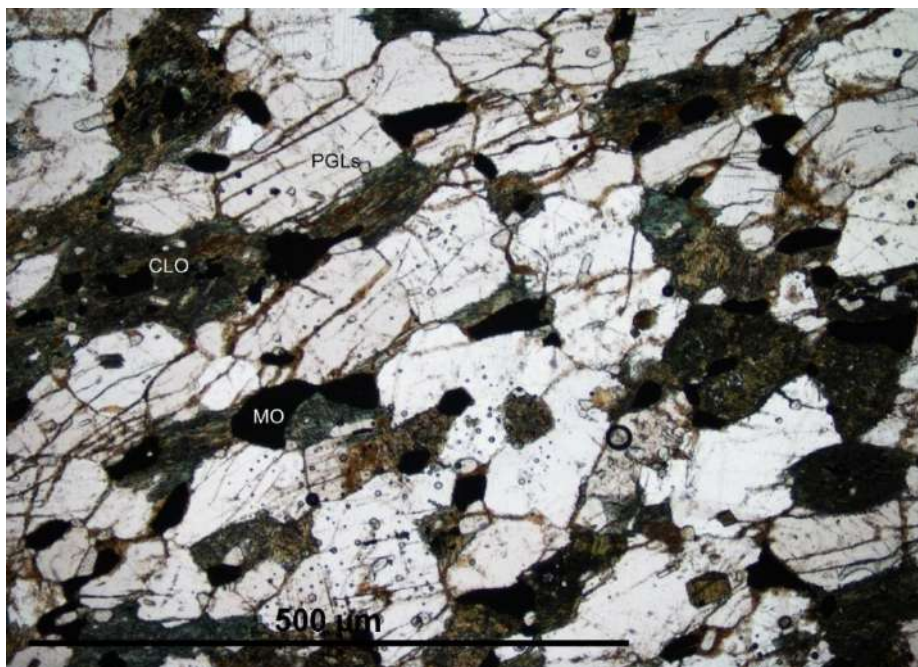


**Fotografía 8.8.- Granito moderadamente meteorizado con trazas de calcopirita. Cuarzo (CZ) xenomorfo y presencia de cloritas (CLO). Muestra GE2712-236**

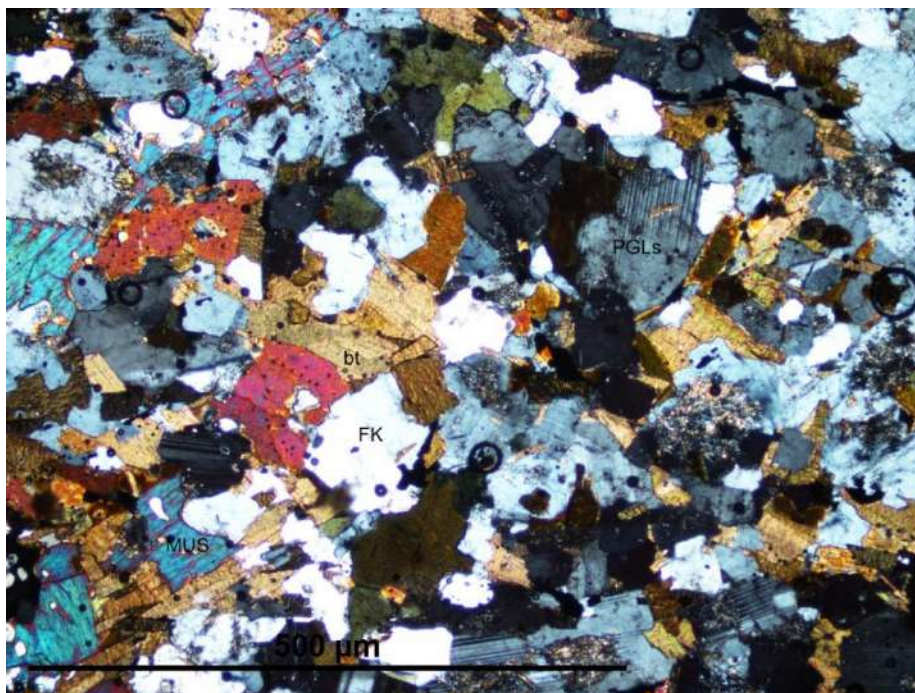




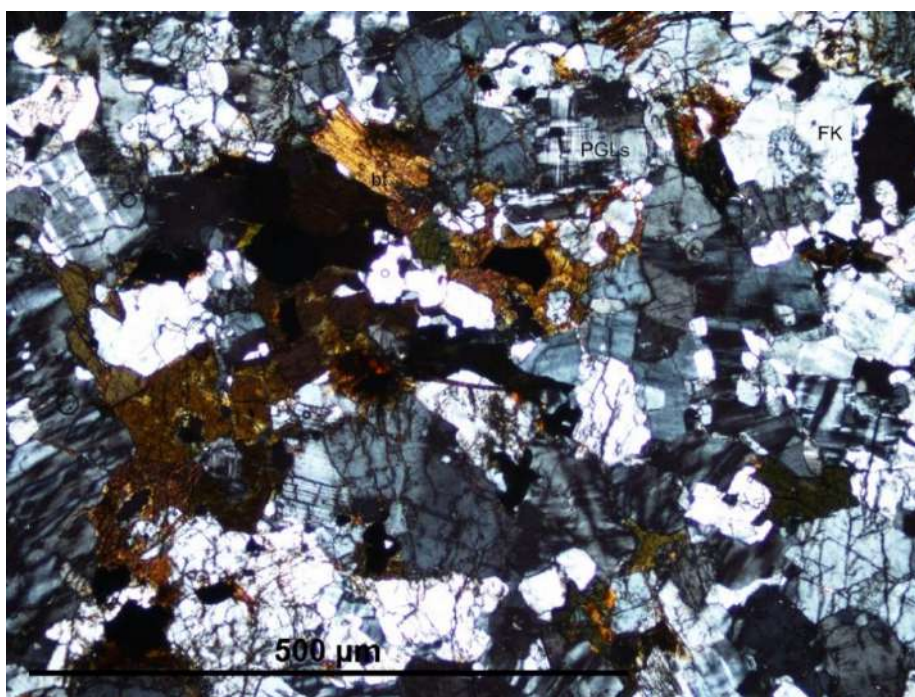
**Fotografía 8.9.- Granito fuertemente alterado (meteorizado). Presenta estructuras gneisificadas. Textura cataclástica, biotita oxidada y presencia de minerales opacos. Feldespatos con pertitas y antipertitas. Texturas de exsolución gráfica y cuniforme. Se aprecia el cuarzo (cz) y la plagioclasa (PGLs). Muestra GE2712-241**



**Fotografía 8.10.- Monzodiorita gneisificada con feldespato potásico y plagioclasas (PGLs) equigranulares, con abundantes arcillas y cloritas (CLO), abundantes minerales opacos (MO) diseminados. Cierta foliación. Muestra GE2712-242**



**Fotografía 8.11.-** Intrusivo monzodiorita de grano medio con abundantes máficos, biotita (bt) y muscovita (MUS) cloritizándose. Argilitización selectiva en algunas plagioclasas, y vetas de cuarzo de 1 - 1.5 cm. Se aprecia el feldespato potásico (FK). Muestra GE2712-247



**Fotografía 8.12.-** Granito gneisificado con biotitas (bt) pequeñas algo oxidadas. Plagioclasa (PGLs) microclina con textura laminar enrejada y algunas vermiculares. Cuarzo engolfados por metamorfismo y feldespato potásico (FK). Muestra GE2712-249



**Fotografía 8.13.- Intrusivo sienogranito con feldespato potásico (FK), plagioclasa (PGL), cuarzo, biotita (bt) cloritizándose y minerales opacos diseminados. Todo con fuerte argilitización supérgena. Máficos epidotizados. Muestra 22i-R-078A**



**Fotografía 8.14.- Vetilla de cuarzo con sulfuros que comprende una pirita (py) reemplazando a la calcopirita (cp). Esta pirita tiene aureola de alteración que contiene minerales hipógenos con bornita (bn), covelita, esfalerita, calcosita. Muestra 22i-R-078B**

## 8.5. Discusión - Consideraciones Petromineragráficas

En la muestra petromineragráfica de franja I de rocas metamórficas (acápite 8.2.1, muestra GE2712-061), se aprecia alteraciones argílica de arcillas de rocas pelíticas, que es producto de la meteorización química de los feldespatos en un clima lluvioso de selva alta. Las vetas de cuarzo que contienen estas sufren incremento y la retracción en el volumen por su naturaleza arcillosa de su roca caja, altamente higrófilos debido a su capacidad de absorber agua hinchándose, derivándose en tensiones en el espesor rocoso alcanzado por la humedad y los cambios térmicos ambientales, capaces de generar importantes sistemas de rupturas y que pueden produce en material fluvial, materia prima de los placeres de oro.

En la franja III, también apreciamos una fuerte alteración supérgena de las arcillas (Fotografía 8.13, muestra 22i-R-078A) producto de la meteorización hidrolítica de determinados elementos de los minerales, que tiene como consecuencia la ruptura de los sistemas de cristalización de éstos componentes silicatados y alumínicos silicatados de las rocas (micas, feldespatos, etc.), destruyendo su estructura cristalina originaria y dando lugar a la progresiva separación de sílice de los elementos con los que se combina, a la neoformación de minerales arcillosos y a la liberación de los elementos metálicos en forma de hidróxidos. Adicionalmente ocurrió un proceso previo de meteorización biológica, por la acción de las raíces de árboles y arbustos, que al introducirse en el subsuelo ensanchan las grietas que puedan existir y colaboran en la fracturación de las rocas.

En esta franja, las condiciones del intrusivos tipo granito como roca fuente de uranio (rocas fértiles), hacen posible la existencia a partir de estos de depósitos de uranio relacionados a la presencia de rocas sedimentarias recientes, producto de la disgregación mecánica (meteorización física). Estos procesos originan los depósitos tipo Uranio en areniscas, asociados con depósitos con abundante material orgánico de plantas (Pirajno, 2009), característicos del clima lluvioso de selva alta de este sector.

La franja XVI de depósitos tipo Mississippi Valley en donde se propone que los minerales se formaron después de la sedimentación del Grupo Pucará (el agua de mar concentra iones de metal y absorbe al Zn y Pb), debido a un proceso del ambiente supratidal de bajo PH y alto EH que movilizó a las partículas de Zn, Pb (Kohler, 1991). Post-genéticamente, las salmueras de la cuenca habrían sido expulsadas por compactación y habrían lixiviado a las rocas de basamento. Luego, habrían transportado elementos base por fallas y otras estructuras, para luego precipitar en las facies carbonatadas porosas en un ambiente reductor, gracias a la presencia de materia orgánica. De este modo, dolomitizó (acápite 8.2.3) y mineralizó a las calizas con capas de esfalerita y algo de galena; por ello, se observan brechas rellenas de material mineralizante. Otra vez las características ambientales superficiales contemporáneas con la mineralización de edad Eoceno-Mioceno (Acosta et al.,2009) y que prácticamente han permanecido hasta la actualidad, ha posibilitado la formación de este depósito.

Para la franja XVII, las actuales condiciones ambientales difieren de la parte oriental, sin embargo antiguos paleoambientes originaron en Negra Huanusha, la precipitación de sulfuros de Cu estaría controlada por difusión hacia arriba de los iones de Cu (acápite 8.2.4, muestra GE2712-098), desde las partes inferiores de las areniscas, debido a un gradiente de concentración (Sawlowicz & Wedepohl, 1992). Este gradiente contiene unos fluidos con concentraciones saturadas de Cu de origen incierto, pero podría deberse a una fuente de diagénesis de rocas cercanas a cuerpos ígneos (Pirajno, 2009). Para la franja de epitermales XXI-A y los demás depósitos de uranio las condiciones superficiales-ambientales influyen menos y en todo caso incluyen otros procesos hidrotermales hipógenos y supergénicos discutidos en otros capítulos.

Por todo lo expuesto, vemos que los procesos supergénicos (exogénicos) han influido en la generación de depósitos de la parte oriental de la zona de estudio, donde las condiciones lluviosas de Selva Alta predominan. De esta forma estos procesos contribuyen con distribuir los elementos químicos concentrándolas debido a características climáticas diferentes de otros

segmentos de nuestro territorio, generando la actual distribución de depósitos minerales (Metalogenia) en la Cordillera Oriental del centro del Perú.

## CONCLUSIONES

En este estudio que tiene por objetivo establecer la relación entre los eventos tectónicos, magmáticos y procesos superficiales con la mineralización en los diferentes periodos geológicos ocurridos en la Cordillera Oriental del centro del Perú tenemos que: 1) las características petrológicas controlan la distribución de los elementos químicos, y del mismo modo eventos tectónicos posteriores lo condicionan; 2) las características magmáticas controlan la distribución de elementos mayores y traza, indicando procesos como cristalización fraccionada, contaminación, asimilación y fusión parcial; 3) la distribución de pliegues y fallas y su evolución, controlan la metalogenia (distribución de elementos); 4) procesos supergénicos (exogénicos) contribuyeron con distribuir elementos, concentrándolos debido a características climáticas particulares, diferentes de otros segmentos de nuestro territorio.

- **Las características petrológicas, en especial de las rocas intrusivas (Mapa Geológico), controlan la distribución de los elementos químicos. Posteriormente, eventos tectónicos condicionan la distribución de estos elementos químicos, expresados en las mineralizaciones, y estos mapeados como depósitos minerales en la Cordillera Oriental del centro del Perú (Mapa Metalogenético).**
- **Asimismo, las características magmáticas de las rocas ígneas, controlan la distribución de los elementos químicos**

**(metalogenia), y están definidas por la distribución de sus elementos mayores (Geoquímica de elementos mayores) y la distribución de elementos traza, en especial las tierras raras en rocas ígneas (Geoquímica de elementos Traza y Geoquímica de Tierras Raras), que indican procesos como cristalización fraccionada, contaminación, asimilación y fusión parcial.**

Entre las anomalías de sedimentos para tierras raras, destacan: 1) Janchiscocha-San Vicente (provincia de Chanchamayo, Junín), anómalo en La (15-234 ppm), Y(30 - 167ppm), Be (1.4-5.9 ppm) en el Permotriásico batolito de San Ramón (provincia de Chanchamayo, Junín); y 2) Huarón-Alejandría-Morococha (La Oroya, provincia de Yauli, Junín), anómalo también en La (78 ppm), Y (13 - 34.4 ppm), P (0.14 - 0.65 %), Be (1.9 y 2.5 ppm) en las secuencias sedimentarias marinas Triásico superior-Jurásico inferior. Mientras para rocas las concentraciones más importantes para las tierras raras son de 0.133 % de TREO (suma total de óxidos de tierras raras) para un intrusivo permotriásico, relevante considerando valores de hasta 0.13 % de TREO para depósitos reconocidos de REE en granitos y pegmatitas en otros países; al mismo tiempo, un valor de 1 % (10000 ppm) en un afloramiento del sector de La Victoria-Dos de Mayo (Oxapampa, Pasco), comparando con los valores anómalos de 0.1 a 0.03 % de U a nivel mundial, vuelve esta anomalía de U de interés. Para el uranio tenemos: la zona de La Victoria–Dos de Mayo (Oxapampa, Pasco), con valores geoquímicos de más de 1 % de U, en un nivel de arcilla y limo de cobertura en un cuerpo subvolcánico tipo pórfido dacítico intruyendo a los Monzogranitos de San Ramón.

Metalogenéticamente, en las rocas intrusivas del Carbonífero, tenemos al yacimiento de oro de Huachón (provincia de Pasco), con vetas relacionadas a intrusivos, afines a las vetas mesotermiales de oro con esfalerita, cortando a las piritas preexistentes, con una ley variable que puede alcanzar los 20 g/t Au. En las rocas del Paleozoico, en las secuencias volcano-sedimentarias del Grupo Mitu, se encuentran los depósitos minerales de Estrella (provincia de Acobamba,



Huancavelica) y Yanahuilca (provincia de Huancavelica), emplazados en las rocas volcánicas piroclásticas y cerca al contacto con las areniscas del Grupo Ambo (areniscas y tobas propilitizadas); en donde no existen evidencias de actividad intrusiva cercana, excepto en un pequeño dique básico en Estrella, sin relación con la alteración, y que presenta leyes de 200 g/t de Ag y 1 % de Cu, característicos de epitermales de baja sulfuración. Finalmente, en las capas rojas permotriásicas se observa el depósito de Cu de Negra Huanusha (provincia de Tarma, Junín), que forma mantos con fluidos que removilizaron el Cu a partir de la difusión, a niveles superiores, de los iones, desde unos fluidos con concentraciones saturadas de Cu de origen incierto.

Las características geoquímicas de intrusivos Paleozoicos del Carbonífero en la Cordillera Oriental, las muestran como granodioritas, calcoalcalinas, metaluminosas, evolucionados con procesos de cristalización y con procesos de fusión parcial por subducción, que es susceptible de un hidrotermalismo distal en un ambiente de corteza continental gruesa y relacionada a la franja III, en donde se emplaza el depósito de Huarón (La Oroya, provincia de Yauli, Junín). Las rocas permotriásicas son sienogranitos, alcalinos, peraluminosos, bastante evolucionados por procesos de cristalización y segregación que originaron las rocas peralcalinas y peraluminosas, rocas de fuente más profunda más primitiva, que es susceptible a un amplio hidrotermalismo, en un ambiente de borde de placas, con magmatismo profundo, lo que trajo una fuerte contaminación de los intrusivos relacionados a las principales anomalías de U y tierras raras. Estas últimas son las características de intrusivos fértiles para generar depósitos de Uranio y ocurrencias de tierras raras. Están relacionadas a las franjas I, III y XVI, en donde se emplazan depósitos como Cobriza (provincia de Tayacaja, Huancavelica) y San Vicente (La Oroya, provincia de Yauli, Junín).

Las ocurrencias y depósitos de tierras raras (REE) y uranio se encuentran en rocas muy diferenciadas (peralcalinas y peraluminosas, respectivamente), favorables para contener este tipo de depósitos y muy presentes en la zona estudiada; por tanto, existe un gran potencial para encontrar depósitos de tierras raras y uranio en la parte oriental del área de estudio.

- **La distribución de pliegues y fallas con su evolución en el tiempo, controlan la metalogénia, y por tanto la distribución de los elementos químicos en la Cordillera Oriental del centro del Perú.**

Para Tierras Raras (REE), las muestras recolectadas de rocas, tienen correlación con las zonas anómalas determinadas por los sedimentos de quebrada, en especial para el área prospectiva de Janchiscocha-San Vicente (La Oroya, provincia de Yauli, Junín) para los elementos Y, Be, La y Nb; mientras que para Uranio las rocas con anomalías en sedimentos, correlacionan muy bien en los sectores de San Alberto (provincia de Oxapampa, Pasco) y norte de Janchiscocha (provincia de Jauja, Junín). No se evidencia lo mismo en el resto de anomalías que indican una pobre correlación entre rocas y sedimentos, probablemente debido a la alta movilidad del uranio. Esto indicaría que las fuentes primarias de uranio podrían permanecer no reconocidas.

Las anomalías de uranio en rocas, no necesariamente muestran una buena correlación con las de anomalías de rocas en REE.

- **Los procesos supergénicos (exogénicos) han influido en la generación de depósitos de la parte oriental de la zona de estudio, donde las condiciones lluviosas de Selva Alta predominan. De esta forma estos procesos contribuyen con distribuir los elementos químicos concentrándolas debido a características climáticas diferentes de otros segmentos de nuestro territorio, generando la actual distribución de depósitos minerales (Metalogénia) en la Cordillera Oriental del centro del Perú.**

En la muestra petrominerográfica de franja I de rocas metamórficas, se aprecia alteraciones argílica de arcillas de rocas pelíticas, que es

producto de la meteorización química de los feldespatos en un clima lluvioso de selva alta, que produce en material fluvial, materia prima de los placeres de oro. Mientras en la franja III, también apreciamos una fuerte alteración supérgena de las arcillas, producto de la meteorización hidrolítica de determinados elementos de componentes silicatados y alumínicos silicatados de las rocas (micas, feldespatos, etc.), dando lugar a la progresiva separación de sílice de los elementos con los que se combinan; finalmente las condiciones del intrusivos tipo granito como roca fuente de uranio (rocas fértiles), que hacen posible la existencia de depósitos de uranio relacionados a la presencia de rocas sedimentarias recientes, producto de la disgregación mecánica (meteorización física). Estos procesos originan los depósitos tipo Uranio en areniscas, asociados con depósitos con abundante material orgánico de plantas (Pirajno, 2009), característicos del clima lluvioso de selva alta de este sector. Por último, en la franja XVI de depósitos tipo Mississippi Valley, los minerales se formaron después de la sedimentación del Grupo Pucará por procesos post-genéticos de salmueras de la cuenca, que habrían sido expulsadas por compactación y habrían lixiviado a las rocas de basamento; luego, habrían transportado elementos base por fallas y otras estructuras, para luego precipitar en las facies carbonatadas porosas en un ambiente reductor, gracias a la presencia de materia orgánica y que de este modo se dolomitizó (acápite 8.2.3) y mineralizó a las calizas con capas de esfalerita y algo de galena; por ello, se observan brechas rellenas de material mineralizante. A estos procesos se le asume una edad Eoceno-Mioceno (Acosta et al.,2009) con condiciones ambientales que prácticamente han permanecido hasta la actualidad.

**En conclusión, en base a lo expuesto, es indudable que existe un interesante potencial metalogenético pobremente conocido en la Cordillera Oriental del Centro del Perú, por lo que es recomendable continuar las investigaciones metalogenéticas, tanto para depósitos polimetálicos como para el uranio y las Tierras Raras (REE).**

## **RECOMENDACIONES:**

- Continuar las investigaciones metalogenéticas, tanto para depósitos polimetálicos como para el uranio y las Tierras Raras (REE).
- Realizar un cartografiado geológico más detallado a escalas 1:50 000 y en partes 1:25 000 para definir mejor las unidades geológicas.
- Realizar más levantamientos radiométricos con uso de escintilómetro en perfiles-secciones específicas.
- Utilizar otros métodos de prospección geoquímica como el muestreo de suelos para determinar anomalías.
- Utilizar imágenes radar para ayudarse a determinar estructuras en zonas con amplia cobertura vegetal.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Acosta, J. (2006a) - *Características metalogénicas de los yacimientos asociados a los arcos magmáticos mesozoicos y cenozoicos del sur del Perú*, informe inédito. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Dirección de Geología Económica y Prospección Minera, 26 p.
- Acosta, J. (2006b) - *Características metalogénicas de los yacimientos asociados a los arcos magmáticos mesozoicos y cenozoicos del sur del Perú (Latitudes 14° - 16°S)*, informe inédito. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Dirección de Geología Económica y Prospección Minera, 20 p.
- Acosta, J. y Santisteban, A. (2007) - *Estudio de los arcos magmáticos del Mesozoico y Cenozoico del sur del Perú*, informe inédito. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Dirección de Recursos Minerales y Energéticos, 21 p.
- Acosta, J.; Quispe, J.; Santisteban, A. y Acosta, H. (2008) - *Épocas metalogenéticas y tipos de yacimientos metálicos en la margen occidental del Sur del Perú: latitudes 14°S - 18°S. (CD-ROM). Congreso Peruano de Geología, 14 y Congreso Latinoamericano de Geología, 13, Lima, 2008. Resúmenes*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, 6 p.
- Acosta, J.; Rivera, R.; Valencia, M.; Chirif, H.; Huanacuni, D.; Rodriguez, I.; Villarreal, E.; Paico, D. y Santisteban, A. (2009) – *Memoria del Mapa Metalogenético del Perú 2009*. Ingemmet. 17 p.

- Alpaca, F. (1998) - *Consideraciones geológicas y ambientales de la Compañía Minera Huarón S.A.* Tesis Ing. Geólogo, Universidad Nacional de San Agustín, Arequipa, 85 p.
- Álvarez, A. (2000) - Yacimiento Toromocho. En: Congreso Internacional de Prospectores y Exploradores, 1, Lima, 1999. *Primer volumen de monografías de yacimientos minerales peruanos: historia, exploración y geología*. Lima: Instituto de Ingenieros de Minas del Perú, p. 205-225.
- Antón, E. (1971) - *Estudio geológico preliminar del área Oyama-Triunfo, distrito minero de San Cristóbal, Yauli-Junín*. Tesis Bach. Geología, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, 32 p.
- Atherton M.P. y Webb, S. (1989) - Volcanic facies, structure, and geochemistry of the marginal basin rocks of central Peru. *Journal of South American Earth Sciences*, 2(3): 241-261.
- Badoux, V.; Moritz, R. y Fontboté, L. (2001) - The mississippi valley-type Zn-Pb deposit of San Vicente, central Peru; an Andean syntectonic deposit. Piestrzynski, A. ed, *Mineral deposits at the beginning of the 21st century*. Amsterdam: Balkema, pp. 191-195.
- Baumgartner, R.; Fontboté, L.; Álvarez, H.; Page, L.; Ovtcharova, M., et al. (2006) - Geochronological, fluid Inclusion and isotopic constraints in the Cerro de Pasco district, Peru. *Congreso Peruano de Geología, 13, Lima, 2006, Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, pp. 700-703
- Baumgartner, R.; Fontboté, L. y Vennemann, T. (2008) - Mineral zoning and geochemistry of epithermal polymetallic Zn-Pb-Ag-Cu-Bi mineralization at Cerro de Pasco, Peru. *Economic Geology*, 103(3): 493-537
- Bendezú, R.; Fontboté, L. y Cosca, M.A. (2003) - Relative age of cordilleran base metal lode and replacement deposits, and high sulfidation Au-(Ag) epithermal mineralization in the Colquijirca mining district, central Peru. *Mineralium Deposita*, 38(6): 683-694.
- Bendezú, A.; Catchpole, H.; Kouzmanov, K.; Fontboté, L. y Astorga, C. (2008) - Miocene magmatism and related porphyry and polymetallic

mineralization in the Morococha district, Central Peru (CD-ROM). *Congreso Peruano de Geología, 14 y Congreso Latinoamericano de Geología, 13, Lima, 2008. Resúmenes*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, 6 p.

- Beuchat, S. (2003) - *Geochronological, structural, isotopes and fluid inclusion constrains of the polymetallic Domo de Yauli district, Peru*. Thèse Docteur, Université de Genève, Section des Sciences de la Terre, Terre and Environnement, 41, 130 p.
- Bissig, T.; Ullrich, T.D.; Tosdal, R.M.; Friedman, R.M. y Ebert, S.W. (2008) - The time-space distribution of Eocene to Miocene magmatism in the central Peruvian polymetallic province and its metallogenetic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 26(1): 16-35.
- Brack, A. (1986) – *La Gran Geografía del Perú*. Edit. Manfer-Mejía Baca.
- Bussell, M.A.; Alpers, C.N.; Petersen, U.; Shepherd, T.J.; Bermúdez, C. y Baxter, A.N. (1990) – The Ag-Mn-Pb-Zn vein, replacement, and skarn deposits of Uchucchacua, Peru: Studies of structure, mineralogy, metal zoning, Sr isotopes, and fluid inclusions. *Economic Geology*, 85(7): 1348-1383.
- Calvo, G. (2010). Aspectos Geoquímicos y Metalogenéticos de las Tierras Raras. *Congreso Peruano de Geología, 15, Octubre 2010. Resúmenes extendidos*. Sociedad Geológica del Perú, Publicación Especial, 9, 388-391.
- Carbajal, V. (2002) - *Estudio de orientación geoquímica de sedimentos fluviales del yacimiento "Mississippi Valley Type" de Shalipayco-Carhuamayo*. Tesis Ing. Geólogo, Universidad Nacional Daniel Alcides Carrión, Cerro de Pasco, 104 p.
- Cárdenas, J. (1984) - *La mineralización de la mina Atacocha*. Tesis Bach. Ing. Geológica, Universidad Nacional San Antonio Abad, Cusco, 68 p.
- Cardona, A. (2006) - *Reconhecimento da evolução tectônica da proto-margem Andina do centro-norte Peruano, baseada em dados geoquímicos e isotópicos do embasamento da Cordilheira Oriental na*

*região de Huánuco-La Unión*. Tese de Doutoramento, Universidade de São Paulo Instituto de Geociências, São Paulo, 198 p.

- Carlotto, V.; Jaillard, E.; Carlier, G.; Cárdenas, J.; Cerpa, L., et al. (2005) - Las cuencas terciarias sinorogénicas en el Altiplano y en la Cordillera Occidental del sur del Perú. En Arce, J., (Ed.) *Alberto Giesecke Matto*. Lima: *Sociedad Geológica del Perú, Volumen Especial 6*, pp. 103-126.
- Carrera, L. (1960) - Estudio geológico sobre la región minera de Morococha. *Convención de Ingenieros de Minas, 6, Lima, 1960. Anales*. Lima: Instituto de Ingenieros de Minas del Perú, pp. 29-69.
- Cedillo, E. (1990) - Stratabound lead-zinc deposits in the Jurassic Chaucha Formation, central Peru. En Fontboté, L.; Amstutz, G.C.; Cardozo, M.; Cedillo, E. y Frutos, J.(Eds.) *Stratabound ore deposits in the Andes*. Berlin: Springer-Verlag, pp. 537-553.
- Cerro de Pasco Corporation (1970) - *Geología de los yacimientos minerales operados por la Cerro de Pasco Corporation*. La Oroya: Cerro de Pasco Corporation, 155 p.
- Cerrón, F. y Ticona, P. (2003) - *Memoria descriptiva de la revisión y actualización del cuadrángulo de Pampas (25-n), Escala 1:100,000*, informe inédito. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, 18 p.
- Chacón, B. (1999).- *Geología y evaluación económica de la ampliación del tajo Raúl Rojas hacia Matagente - Cerro de Pasco*. Tesis Ing. Geólogo, Universidad Nacional de San Agustín, 122 p.
- Chevarria, A. (1965) – *Shalipayco*, informe inédito. La Oroya: Cerro de Pasco Corporation, 11 p. (Archivo Ingemmet C11424)
- Chew, D.M.; Schaltegger, U.; Kosler, J.; Fontignie, D.; Spikings, R.A. y Misković, A. (2005) - Evolution of the Gondwanan margin of the northern Andes. *Swiss Geoscience Meeting, 3, Zurich, 2005. Abstracts*. Zürich: Geoforum, 2 p.
- Cobbing, E.J., Pitcher, W.S. y Garayar, J. (1973) - Geología de los cuadrángulos de Barranca, Ámbar, Oyón, Huacho, Huaral y Canta. *Servicio de Geología y Minería, Boletín, 26*, 172 p.



- Cobbing, E.; Quispesivana, L. y Paz, M. (1996) - Geología de los cuadrángulos de Ambo, Cerro de Pasco y Ondores. *Ingemmet, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional*, 77, 238 p.
- Cooke, D.R.; Hollings, P.N. y Walshe, J.L. (2005) - Giant porphyry deposits: characteristics, distribution, and tectonic controls. *Economic Geology*, 100(5): 801-818.
- Cuney, M. y Kyser, T.K., eds. (2009) - *Recent and not-so-recent developments in uranium deposits and implications for exploration*. Quebec: Mineralogical Association of Canada, 257 p., Short Course Series, 39.
- Dalheimer, M. (1990) - The Zn-Pb-(Ag) deposits Huaripampa and Carahuacra in the mining district of San Cristobal, Central Peru. En Fontboté, L.; Amstutz, G.C.; Cardozo, M.; Cedillo, E. y Frutos, J. (Eds.) *Stratabound ore deposits in the Andes*. Berlin: Springer-Verlag, pp. 279-291.
- Dávila, J. (1992). *Diccionario geológico*. Lima: Multi Rey, 1992.
- Dávila, D.; Febres, O.; Fontboté, L. y Oldham, L. (2000) - Exploración y geología del yacimiento San Vicente. Congreso Internacional de Prospectores y Exploradores, 1, Lima, 1999, *Primer volumen de monografías de yacimientos minerales peruanos: historia, exploración y geología*. Lima: Instituto de Ingenieros de Minas del Perú, pp. 305-328.
- Défago, M.; Moritz, R. y Puente, J. (2006) - The Huachón gold prospect, Eastern Andean Cordillera of Peru: the southern extension of a 400 km long Carboniferous orogenic gold province? *Swiss Geoscience Meeting 4, Bern, 2006. Abstracts*. Bern: Universität de Bern, 3 p.
- De La Roche, H.; Leterrier, J.; Grandclaude, P. y Marchal, M. (1980) - A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29(1-4): 183-210.
- Díaz, J. (2001) – *Geología y alteraciones hidrotermales del Proyecto Mario relacionados a depósitos tipo CRD*. Tesis Ing. Geólogo, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, 51 p.

- Eyzaguirre, V.; Montoya, D.; Silberman, M.L. y Noble, D.C. (1975) - Age of igneous activity and mineralization, Morococha District, Central Peru. *Economic Geology*, 70(6): 1123-1125.
- Fernández, A.; Foster, J. y Blackwell, J. (2006) - Proyecto Tucumachay - Junín, un nuevo descubrimiento aurífero: oro en calizas del Grupo Pucará. *Congreso Peruano de Geología, 13, Lima, 2006. Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, pp. 732-734.
- Fernández, S. y Hernández, A. (1991) – *Cálculos y Diagramas Geoquímicos. Apuntes para la asignatura de Geoquímica de Procesos Endógenos de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid*. Informe inédito. 340 p.
- Flores, G. (1990) - Geology of Iscaycruz ore deposits in the Santa Formation, Central Peru. En Fontboté, L.; Amstutz, G.C.; Cardozo, M.; Cedillo, E. y Frutos, J. (Eds.) *Stratabound ore deposits in the Andes*. Berlin: Springer-Verlag, pp. 583-594.
- Fontboté, L. (1990) - Stratabound ore deposits in the Pucará basin: An overview. En Fontboté, L.; Amstutz, G.C.; Cardozo, M.; Cedillo, E. y Frutos, J. (Eds.) *Stratabound ore deposits in the Andes*. Berlin: Springer-Verlag, pp. 253-266.
- Fontboté, L. y Gorzawski, H. (1990) - Genesis of the Mississippi Valley-type Zn-Pb deposit of San Vicente, Central Peru: geologic and isotopic (Sr, O, C, S, Pb) evidence. *Economic Geology*, 85(7): 1402-1437.
- Gabelman, J.W. y Beard, R.R. (1962) - *Uranium in Peru*. Washington, D.C.: U.S. Atomic Energy Commission. 162 p., RME 4581.
- Gagliuffi, P. (2017) – *Curso de Alteraciones Hidrotermales, parte 2 y 3*. Inédito. Curso de Actualización Profesional 2017-I. UNMSM. Febrero 2017. 138 p.
- Gilletti, B.J. y Day, H. (1968) - Potassium-argon ages of igneous intrusive rocks in Peru. *Nature*, 220: 570-572.
- Guizado, J. y Landa, C. (1966) - Geología del cuadrángulo de Pampas. *Comisión Carta Geológica Nacional, Boletín*, 12, 75 p.
- Haeberlin, Y. (2002) - *Geological and structural setting, age, and geochemistry of the orogenic gold deposits at the Pataz Province*,

*Eastern Andean Cordillera, Peru*. Thèse Docteur, Université de Genève, Département de Minéralogie Genève, Terre and Environnement, 36, 182 p.

- Halley, S. (2013). Calculated Mineralogy and its Applications (en línea). Recuperado de <http://www.scotthalley.com.au/public/documents/5/16/Calculated-Mineralogy-and-its-Applications.pdf>
- Hellman, P.L. y Duncan, R.K. (2014) - Evaluation of rare earth element deposits. *Applied Earth Science*, 123(2): 107-117.
- Hirdes, W. (1990) - Machcán Mine: a Pb-Zn deposit in Pucará sediments of the Atacocha district, Central Peru. En Fontboté, L.; Amstutz, G.C.; Cardozo, M.; Cedillo, E. y Frutos, J. (Eds.) *Stratabound ore deposits in the Andes*. Berlin: Springer-Verlag, pp. 293-303.
- Hollings, P. y Wyman D. (2004). The Geochemistry of Trace Elements in Igneous Systems: Principles and Examples from Basaltic Systems. En Linnen, R y Samson, I. (Eds.). *Rare-Element: Geochemistry and Mineral Deposits*. Geological Association of Canada. Short Course Notes. Vol. 17, pp.1-16.
- Huamán, G. (2007) – *Diseño de una subestación eléctrica considerando el control de energía en un proceso minero*. Tesis Ing. Electricista, Universidad Nacional de Ingeniería, Lima, 145 p.
- Huamán, M.; Antunez de Mayolo, E. y Rivera, A. (1990) - Geology of the Cu-(Ag, Bi) stratabound deposit Cobriza, Central Peru. En Fontboté, L.; Amstutz, G.C.; Cardozo, M.; Cedillo, E. y Frutos, J., (Eds.) *Stratabound ore deposits in the Andes*. Berlin: Springer-Verlag, pp. 129-136.
- Injoque, J.; Ríos, A.; Torres, J. y Vargas, C. (2000) - Palma, yacimiento de tipo VMS distal formado en un ambiente sedimentario intravolcánico del Grupo Casma, Cretáceo Medio, Cuenca Huarmey, Lima. *Congreso Peruano de Geología, 10, Lima, 2000. Trabajos Técnicos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, pp. 1060-1072.
- Injoque, J. (2002a) - Fe Oxide-Cu-Au deposits in Peru: an integrated view. En Porter, T.M. (Ed.) *Hydrothermal iron oxide copper-gold related*

*deposits: a global perspective*. Linden Park, SA: PGC Publishing, vol. 2, pp. 97-113.

- Injoque, J. (2002b) - Yacimientos de óxido Fe-Cu-Au en el Perú, una visión integral (CD-ROM). *Congreso Peruano de Geología, 11. Lima, 2002. Trabajos científicos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, pp. 429-448.
- Instituto Geológico Minero Y Metalúrgico (1995) - Geología del Perú. *Ingemmet, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional, 55*, 177 p.
- Instituto Geológico Minero Y Metalúrgico (2002) - Estudio de los recursos minerales del Perú, Franja No. 2. *Ingemmet, Boletín, Serie B: Geología Económica, 11*, 392 p.
- Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (2003) - Estudio de los recursos minerales del Perú, Franja No. 3. *Ingemmet, Boletín, Serie B: Geología Económica, 12*, 421 p.
- Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (2005) - Estudio de los recursos minerales del Perú, Franja No. 4. *Ingemmet, Boletín, Serie B: Geología Económica, 14*, 422 p.
- International Atomic Energy Agency (2003) - *Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data*. Vienna: IAEA, 173 p. IAEA-TECDOC-1363.
- Jaillard, E., Hérial, G., Monfret, T., Díaz-Martínez, E.; Baby, P., et al. (2000) - Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia and northernmost Chile. En Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A. y Campos, D.A., (Eds.) *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, pp. 481-559.
- Jenner, G. (1996). Trace Element Geochemistry of Igneous Rocks: Geochemical Nomenclature and Analytical Geochemistry, En: Trace element geochemistry of volcanic rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration. Wyman D. (Ed.) *Geological Association of Canada. Short Course Notes Volumen 12*, 51-77.
- Kerrich R. y Wyman D. (1996). The Trace Element Systematic of Igneous Rocks in Mineral exploration: An Overview. En Trace element geochemistry of volcanic rocks: Applications for Massive Sulphide

Exploration. Wyman D. (Ed.) *Geological Association of Canada. Short Course Notes Volumen 12*. 1-50.

- Kirkham, R.V. y Dunne, K.P.E. (2000) - World distribution of porphyry, porphyry-associated skarn, and bulk-tonnage epithermal deposits and occurrences: *Geological Survey of Canada Open File 3792a*, 26 p.
- Kobe, H. (1960) - Cu-Ag deposits of the Red-beds type at Negra Huanusha in Central Peru. *Schweizerische Mineralogische und Petrologische Mitteilungen*, 40(1): 163-176.
- Kobe, H. (1990) - Stratabound Cu- (Ag) deposits in the Permian Mitu Red-bed formations, Central Peru. En Fontboté, L.; Amstutz, G.C.; Cardozo, M.; Cedillo, E. y Frutos, J. (Eds.) *Stratabound ore deposits in the Andes*. Berlin: Springer-Verlag, pp. 123-127
- Kohler, S. (1991) - *Estudio geológico y geoestadístico de la estructura San Vicente - Zona norte Mina San Vicente, Provincia de Chanchamayo (Junín)*. Tesis Ing. Geólogo, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, 155 p.
- Kontak, D.J.; Clark, A.H. y Farrar, E. (1984) - The magmatic evolution of the Cordillera Oriental, southeastern Peru. En Harmon, R.S. y Barreiro, B.A., (Eds.) *Andean magmatism: chemical and isotopic constraints*: Nantwich: Shiva Publishing, pp. 203-219.
- Kontak, D.J.; Clark, A.H.; Farrar, E. y Strong, D.J. (1985) - The rift-associated permo-triassic magmatism of the Eastern Cordillera: a precursor to the andean orogeny. En Pitcher, W.S.; Atherton, M.P.; Cobbing, E. J. y Beckinsale, R.D. (Eds.). *Magmatism at a plate edge: The Peruvian Andes*. Glasgow: Blackie, pp. 36-44.
- Kummel, B. (1946) - *Petroleum geology of the Santa Clara region, report on geological field studies*. Lima: Departamento de Petróleo, Campo Santa Clara, 163 p.
- Lavado, M. y Farfán, C. (2008) - Reinterpretación geológica; aspectos geoeconómicos, retos y logros en la exploración del yacimiento Vinchos. *Congreso Peruano de Geología, 14; Congreso Latinoamericano de Geología, 13, Lima, 2008. Resúmenes*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, 6 p.

- Lehne, R.W. (1990) - The polymetallic ore deposit of Colquijirca, Central Peru. En Fontboté, L.; Amstutz, G.C.; Cardozo, M.; Cedillo, E. y Frutos, J.(Eds.) *Stratabound ore deposits in the Andes*. Berlin: Springer-Verlag, pp. 615-620.
- Lehmann, B. (2008). Uranium Ore Deposits. *Reviews in Economic Geology. AMS on-line. Education. Mineral Resources*. Clausthal. University of Technology. Germany.
- Le Maître, R.W., ed. (1989) - *A classification of Igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommision on the Systematics of Igneous Rocks*. Oxford: Blackwell, 193 p.
- Linnen, R.L. y Cuney, M. (2004) - Granite-related rare-element deposits and experimental constraints on Ta-Nb-W-Sn-Zr-Hf mineralization. En Linnen, R.L. y Samson, I.M. (Eds.) *Rare-element geochemistry and mineral deposits*. Newfoundland: Geological Association of Canada, Short Course Notes 17, pp. 45-68.
- Llerena, F. (1980) - Geología del depósito de plata Candelaria. En: *Convención de ingenieros de Minas, 15, Trujillo, 1980. Trabajos técnicos*. Lima: Instituto de Ingenieros de Minas del Perú, pp. 1-5.
- Lira, R. (1987). Episenitas feldespáticas y su relación con depósitos uraníferos en el batolito de Achala, Provincia de Córdoba. *Asociación Geológica Argentina*. Rev. 42 (3-4), 388-406.
- London, D. (2004). Geochemistry of alkali and alkaline earth elements in ore-forming granites, pegmatites, and rhyolites. En Linnen, R y Samson, I. (Eds.) *Rare-Element: Geochemistry and Mineral Deposits*. Geological Association of Canada. Short Course Notes. Vol 17, 17-43
- Long, K.R.; Van Gosen, B.S.; Foley, N.K. y Cordier, D. (2010) - The principal rare earth elements deposits of the United States—A summary of domestic deposits and a global perspective. *U.S. Geological Survey, Scientific Investigations Report 2010–5220*, 104 p.
- López, J.C.; Cerrón, F.; Carpio, M. y Morales, M. (1996) - Geología del cuadrángulo de Huanta. *Ingemmet, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional*, 72, 205 p.

- Lyons, W.A. (1968) - The geology of the Carahuacra mine, Perú. *Economic Geology*, 63(3): 247-256.
- Manrique, M. (2010) - *Ocurrencias de uranio en el Centro del Perú*, informe inédito. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, 68 p.
- Mamani, M., Navarro, P., Carlotto, V., Acosta, H. y Rodriguez, R. (2010) - Arcos Magmáticos Meso-Cenozoicos del Perú. *Congreso Peruano de Geología, 15, Octubre 2010. Resúmenes Extendidos*. Sociedad Geológica del Perú, Pub. Esp. 9, 563-566
- Marocco, R.; Lipa, V. y Quispe, L. (1996) - Geología del cuadrángulo de San Miguel. *Ingemmet, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional*, 83, 131 p.
- Mckee, E.H.; Noble, D.C. y Vidal, C. (1986) - Timing of volcanic and hydrothermal activity, Huancavelica mercury district, Peru. *Economic Geology*, 81(2): 489-492.
- McLaughlin, D.H. (1924) - Geology and physiography of the Peruvian Cordillera. Departments of Junin and Lima. *Geological Society of America Bulletin*, 35(3): 591-632.
- Mégard, F. (1968) - Geología del cuadrángulo de Huancayo. *Servicio de Geología y Minería, Boletín* 18, 123 p.
- Mégard, F. (1979) - Estudio geológico de los Andes del Perú Central. *Ingemmet, Boletín, Serie D: Estudios Especiales*, 8, 227 p.
- Mégard, F. (1987) - Cordilleran Andes and marginal Andes: a review of Andean geology north of the Arica elbow (18°S). En Monger, J.W.H. y Francheteau, J.(Eds.) *Circum-Pacific orogenic belts and evolution of the Pacific Ocean Basin*. Washington, DC: American Geophysical Union, Geodynamic Series, 18, p. 71-95.
- Mégard, F.; Caldas, J.; Paredes, J. y De la Cruz, N. (1996) - Geología de los cuadrángulos de Tarma, La Oroya y Yauyos. *Ingemmet, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional*, 69, 293 p.
- Milla, D. (1994) - *Estudio geológico estructural entre las minas Animón y Huarón (Provincia de Pasco-Departamento de Pasco)*. Tesis Ing. Geólogo, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, 68 p.

- Misković, A. (2009) - *Magmatic Evolution of the Peruvian Eastern Cordilleran Intrusive belt: Insights into the growth of continental crust and tectonism along the proto-Andean Western Gondwana*. Thèse Docteur, Université de Genève, Section des Sciences de la Terre, Genève, 267 p.
- Monge, R.; León, W. y Chacón, N. (1996) - Geología de los cuadrángulos de Chuchurras, Ulcumayo, Oxapampa y La Merced. *Ingemmet, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional*, 78, 183 p.
- Montreuil Diaz, Luis de (1980). Algunos aspectos mineralógicos de la Cordillera Oriental del Perú. *Minería* 161,13-22.
- Moore, N.D. (1979) - *The geology and geochronology of the Arequipa segment of the coastal batholith of Peru*. PhD Thesis, University of Liverpool, Liverpool, 505 p.
- Morche, W.; La Torre, O.; De La Cruz, N. y Cerrón, F. (1996) - Geología del cuadrángulo de Huachocolpa. *Ingemmet, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional*, 63, 132 p.
- Morche, W. y Larico, W. (1996) - Geología del cuadrángulo de Huancavelica. *Ingemmet, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional*, 73, 172 p.
- Moritz, R.; Fontboté, L.; Spangenberg, J.; Rosas, S.; Sharp, Z.D. y Fontignie, D. (1996) - Sr, C and O isotope systematics in the Pucará Basin, central Peru: comparison between Mississippi Valley-type deposits and barren areas. *Mineralium Deposita*, 31(3): 147-162.
- Moulin, N. (1989) - *Faciès et séquences de dépôt de la plate-forme du Jurassique moyen à l'Albien, et une coupe structurales des Andes du Pérou central*. Thèse Docteur, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Académie de Montpellier, 287 p.
- Muñoz, C. (1994) - *Geologische, mineralogische und metallogenetische Untersuchungen des Jatunhuasi-Azulcocha-Chuquipita Gebietes, mit besonderer Berücksichtigung der Zn-As-(Au)-Lagerstätte Azulcocha, Zentralperu*. Doctoral Dissertation, Ruprecht-Karls-Universität, Heidelberg, 379 p.



- Muñoz, C. y Fontboté, L. (1995) - El yacimiento de Zn-As-(Au) Azulcocha asociado a la falla de desgarre Cochabamba-Gran Bretaña (Perú central). En *Sociedad Geológica del Perú, Volumen Jubilar Alberto Benavides*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, pp. 205-230.
- Newell, N.D.; Chronic, J. y Roberts, T.G. (1953) - *Upper Paleozoic of Peru*. New York: Geological Society of America, Memoir 58. 276 p.
- Noble, D.C.; McKee, E.H. y Mégar, F. (1979) - Early Tertiary "Incaic" tectonism, uplift, and volcanic activity, Andes of Central Peru. *Geological Society of America Bulletin*, 90(10): 903-907.
- Noble, D.C. y Silberman, M.L. (1984) - Evolución volcánica e hidrotermal y cronología de K-Ar del distrito minero de Julcani. En *Sociedad Geológica del Perú, Volumen Jubilar LX Aniversario, homenaje al Dr. Georg Petersen G.* Lima: Sociedad Geológica del Perú, fasc. 5, 35 p.
- Noble, D.C. y McKee, E.H. (1999) - The Miocene metallogenic belt of central and northern Peru. En Skinner, B.J. (Ed.) *Geology and ore deposits of the Central Andes*. Littleton, CO: Society of Economic Geologists, Special Publication 7, pp. 155-193.
- Noble, D.C.; Ríos, A.; Vidal, C.; Spell, T.L.; Zanetti, K.A., et al. (2005a) - Late Cretaceous basalt in the rio Mala valley, central Perú: evidence for extension and mafic magmatism prior to late Cretaceous - Paleocene plutonism and silicic volcanism. En Arce, J. (Ed.) *Alberto Giesecke Matto*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, Volumen Especial, 6, pp. 141-148
- Noble, D.C.; Vidal, C.; Ángeles, C.; Wise, J.M.; Zanetti, K.A. y Spell, T.L. (2005b) - Caldera-related ash-flow tuff of Paleocene age in central Perú and its significance for late Cretaceous and Paleocene magmatism, sedimentation and tectonism. En Arce, J. (Ed.) *Alberto Giesecke Matto*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, Volumen Especial, 6, pp. 127-140.
- Palacios, O.; Caldas, J. y Vela, Ch. (1992) - Geología de los cuadrángulos de Lima, Lurín, Chancay y Chosica. *Ingemmet, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional*, 43, 163 p.

- Palacios, O.; De La Cruz, J.; De La Cruz, N.; Klinck, B.A.; Allison, R.A. y Hawkins, M.P. (1993) - Geología de la Cordillera Occidental y Altiplano al oeste del Lago Titicaca – Sur del Perú (Proyecto Integrado del Sur). *Ingemmet, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional*, 42, 257 p.
- Palacios, O. (1995). Geología Histórica y Evolución Tectónica - Estratigrafía *Geología del Perú*. Ingemmet Bol.Cart.Geol.Nac. N°55.. Serie A, pp.15-84.
- Paredes, J. (1972) - *Étude géologique de la feuille de Jauja au 1:100,000 (Andes du Pérou Central)*. Thèse Docteur, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Académie de Montpellier, 79 p.
- Paredes, J. (1994) - Geología del cuadrángulo de Jauja. *Ingemmet, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional*, 48, 104 p.
- Pearce, J.; Harris, N. y Tindle, A. (1984) – Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. En *Journal of Petrology* 25. pp. 956-983
- Petersen, U. (1965) - Regional geology and major ore deposits of Central Peru. *Economic Geology*, 60(3): 407-476.
- Piestrzynski, A.; Pieczonka, J.; Dunin-Borkowski, E.; Lutynski, P.; Wagner, M. y Durand, A. (2006) - Mitu-Kupferschiefer formations: similarities and differences Peru-Poland. En *Congreso Peruano de Geología, 13, Lima, 2006. Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, pp. 772-775.
- Pirajno, F. (2009) - *Hydrothermal processes and mineral systems*. Berlin: Springer, 1250 p.
- Pitcher, W.S. (1979) - Anatomía de un batolito. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (60): 13-60.
- Pitcher, W.S. (1985) - A multiple and composite batholith: En Pitcher, W.S.; Atherton, M.P.; Cobbing, E. J. y Beckinsale, R.D. (Eds.) *Magmatism at a plate edge: The Peruvian Andes*. Glasgow: Blackie, pp. 93-101.

- Polliand, M.; Schaltegger, U.; Frank, M. y Fontboté, L. (2005) - Formation of intra-arc volcanosedimentary basins in the western flank of the central Peruvian Andes during late Cretaceous oblique subduction: field evidence and constraints from U-Pb ages and Hf isotopes. *International Journal of Earth Sciences*, 94(2): 231-242.
- Quispe J. (2004) - *Petrografía, geoquímica e implicancias metalogenéticas de los volcánicos cenozoicos del sureste del Perú: zona de Mazo Cruz (Puno)*. Tesis Ing. Geólogo, Universidad Nacional de Ingeniería, Lima, 165 p.
- Quispe, J. (2006) - *Características estructurales e isótopos de plomo de las mineralizaciones auríferas de la franja Huaytará-Tantará, Huancavelica (Perú)*. Tesis Maestría Aprovechamiento Sostenible de los Recursos Minerales, RED DESIR, Lima, 88 p.
- Quispe, J.; Carlotto, V.; Rodríguez, R. y Huanacuni, D. (2007) - *Informe sobre la metalogenia del Perú Central-Norte*, informe inédito. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, 31 p.
- Quispe, J.; Santisteban, A.; Huanacuni, D. y Villarreal, E. (2007).- *Depósitos de uranio en el Perú y su potencial económico*, informe inédito. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, 14 p.
- Quispe, J.; Carlotto, V.; Acosta, J.; Macharé, J.; Chirif, H., et al. (2008) - Mapa metalogenético del Perú 2008 (CD ROM). *Congreso Peruano de Geología, 14; Congreso Latinoamericano de Geología, 13, Lima, 2008. Resúmenes*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, 6 p.
- Rankama, K. y Sahama, Th.G. (1954) – *Geoquímica*. Madrid: Aguilar, 862 p.
- Regan, P. (1985) - The early basic intrusions. En Pitcher, W.S.; Atherton, M.P.; Cobbing, E. J. y Beckinsale, R.D. (Eds.) *Magmatism at a plate edge: The Peruvian Andes*. Glasgow: Blackie, p. 72-89.
- Reed, M. (1994). Hydrothermal Alteration in Active Continental Hydrothermal Systems. En *Alteration and Alteration Processes Associated with ore-forming systems*. Lentz R. (Ed.) Short Course Notes Volume 11, 315-337.

- Richards, J. P., Mumin, A. H. (2013). Magmatic-hydrothermal processes within an evolving Earth, iron oxide-copper-gold and porphyry Cu ± Mo ± Au. *Deposits. Geology*, vol. 41, (7), 767-770.
- Rivera, A.; Huamán, M.; Antúnez de Mayolo, E. y Kobe, H.W. (1989) - Manto Cobriza: mineralización estratoligada y estratiforme en los sedimentos del Grupo Tarma. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (79): 23-32.
- Rivera, H. (2001) – *Geología General*. Asamblea Nacional de Rectores. UNMSM, 2001. 420 p.
- Rivera, R. y Condori, N. (2009) - *Geología, caracterización geoquímica, isotópica y petromineralógica de los depósitos de uranio del sureste del Perú y su comparación con los modelos actuales*, informe inédito. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, 22 p.
- Robb, L. (2005) - *Introduction to ore-forming processes*. Oxford: Blackwell Science, 2005.
- Rodríguez, M. y Condori, J. (2002) - Geología del yacimiento de Atacocha: nuevos horizontes mineralizados en el distrito minero de Atacocha (CD-ROM). *Congreso Peruano de Geología, 11. Lima, 2002. Trabajos científicos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 549-561.
- Rollinson, H.R (1993) - *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Essex: Longman, 352 p.
- Romaní, M. (1983) - Pulsaciones magmáticas en la alta Cordillera Occidental entre 10°30' y 10°55', mineralogía, petrología y geoquímica. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (72): 323-337.
- Romero, D. y Torres, V. (2003).- *Revisión y actualización del cuadrángulo de Huancavelica (26-n), Escala 1:50 000*, informe inédito. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, 27 p.
- Romero, D. (2007) - *La cuenca Cretácico Superior-Paleoceno del Perú central: un metalotecto para la exploración del SMV., ejemplo mina María Teresa*. Tesis Maestría, Universidad Politécnica de Madrid, Red DESIR, 100 p.
- Romero, D.; Quispe, J.; Carlotto, V. y Tassinari, C. y (2008) - Los depósitos de la cuenca Maastrichtiano-Daniano: relación con los

- yacimientos tipo SMV; Perú central. *Congreso Peruano de Geología, 14 y Congreso Latinoamericano de Geología, 13, Lima, 2008. Resúmenes*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, 6 p.
- Rosas, S. (1989) – *Sedimentologische Untersuchung der Formationen Cercapuquio und Chaucha im Gebiet der Erzlagerstätte Azulcocha - Zentral Peru*. Diplom Arbeit, Ruprecht-Karls-Universität, Heidelberg, 126 p.
  - Rosas, S.; Fontboté, L. y Morche, W. (1997) - Vulcanismo de tipo intraplaca en los carbonatos del Grupo Pucará (Triásico superior-Jurásico inferior, Perú central) y su relación con el vulcanismo del Grupo Mitu (Pérmico superior-Triásico). *Congreso Peruano de Geología, 9, Lima, 1997. Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, pp. 393-396.
  - Rye, R.O. y Sawkins, F.J. (1974) - Fluid inclusion and stable isotope studies on the Casapalca Ag-Pb-Zn-Cu deposit, Central Andes, Peru. *Economic Geology*, 69(2): 181-205.
  - Salas, E. (2000) - Yacimiento polimetálico Iscaycruz. En: Congreso Internacional de Prospectores y Exploradores, 1, Lima, 1999. *Primer volumen de monografías de yacimientos minerales peruanos: historia, exploración y geología*. Lima: Instituto de Ingenieros de Minas del Perú, pp. 275-300.
  - Salazar, H. (1983) - Geología de los cuadrángulos de Matucana y Huarochirí. *Ingemmet, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional*, 36, 68 p.
  - Salazar, H. y Landa, C. (1993) - Geología de los cuadrángulos de Mala, Lunahuaná, Tupe, Conaica, Chincha, Tantará y Castrovirreyna. *Ingemmet, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional*, 44, 97 p.
  - Salinas, E. (2000) - Geología y mineralización del yacimiento de Carahuacra - San Cristobal – Andaychagua. *Congreso Peruano de Geología, 10, Lima, 2000. Resúmenes*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 222.
  - Sánchez, A. (1982) - Edades Rb-Sr en los segmentos Arequipa-Toquepala del batolito de la costa del Perú. *Congreso Latinoamericano*

*de Geología, 5. Buenos Aires, 1982. Actas. Buenos Aires: Servicio Geológico Nacional, t. 3., pp. 487-504.*

- Sánchez, A. y León, W. (1995). Rocas Ígneas En *Geología del Perú*. Bol.Cart.Geol.Nac. N°55. Ingemmet Serie A, pp. 87-129.
- Samson, I. y Wood, S. (2004). The Rare Earth Elements: Behaviour in Hydrothermal Fluids and Concentration in Hydrothermal Mineral Deposits, exclusive of Alkaline settings. En Linnen, R y Samson, I. (Eds.) *Rare-Element: Geochemistry and Mineral Deposits*. Geological Association of Canada. Short Course Notes. Vol 17. 269-297.
- Sawlowicz, Z. y Wedepohl, K.H. (1992) - The origin of rhythmic sulphide bands from the Permian sandstones (Weissliegendes) in the footwall of the Fore-Sudetic "Kupferschiefer" (Poland). *Mineralium Deposita*, 27(3): 242-248.
- Scott H. (2015). Footprints: Hydrothermal Alteration and Geochemical Dispersion Around Porphyry Copper Deposits. *Newsletter SEG, No 100*, Enero 2015.
- Shand, S. (1969) - *The eruptive rocks: their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorites*. New York: Hafner Publishing, 488 p.
- Sillitoe, R.H. (1999). Styles of High-Sulphidation Gold, Silver and Copper Mineralization en Porphyry and Epithermal Environments. *PACRIM '99 Congress: International Congress on Earth Science, Exploration and Mining around the Pacific Rim, Bali, Indonesia*, 29-44.
- Singer, D.A.; Berger, V.I.; Menzie, W.D. y Berger, B.R. (2005) - Porphyry copper deposit density. *Economic Geology*, 100(3): 491-514.
- Soler, P. y Bonhomme, M.G. (1988) - Oligocene magmatic activity and associated mineralization in the polymetallic belt of central Peru. *Economic Geology*, 83(3): 657-663.
- Soler, P. y Bonhomme, M.G. (1990) - Relation of magmatic activity to plate dynamics in Central Peru from Late Cretaceous to present. En Kay, S.M. y Rapela, C.W. (Eds.) *Plutonism from Antarctica to Alaska*.

Boulder, CO: Geological Society of America, Special Paper 241, p. 173-192.

- Soulas, J.P. (1975) - Fases tectónicas jóvenes de los Andes Centrales del Perú. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (50): 77-86.
- Stanley, C y Madeisky, H (1994). Lithogeochemical Exploration for Hydrothermal Ore Deposits using Pearce Element Ratio Analysis. En *Alteration and Alteration Processes Associated with ore-forming systems*. Lentz R. ed. *Short Course Notes* Volume 11, 193-21
- Steinmann, G. (1930) - *Geología del Perú*. Heidelberg: Carl Winters Universitätsbuchhandlung, 448 p.
- Steinmüller, K. (1987) - *Beitrage zur metallogenese der baryt-sulfid-lagerstätten in der ostlichen Casma-Gruppe Zentralperus*. Heidelberg: Ruprecht-Karls Universität, 112 p.
- Steinmüller, K. y Wauschkuhn, A. (1990) – Palma: A nonmetamorphic Stratabound Massive Zn-Ba Occurrence in the eastern Casma Group of Central Perú. En Fontboté, L.; Amstutz, G.C.; Cardozo, M.; Cedillo, E. y Frutos, J. (Eds.) *Stratabound ore deposits in the Andes*. Berlin: Springer-Verlag, pp. 413-420.
- Tafur, R. (1994). *Introducción a la investigación científica*. Editorial Mantaro. Lima.
- Tafur, R. (1995). *La Tesis Universitaria. La tesis doctoral, la tesis de maestría, el informe., la monografía*. Editorial Mantaro. Lima.
- Terrones, A. (1949).- Estratigrafía del distrito minero de Morococha. En *Sociedad Geológica del Perú, Volumen Jubilar XXV Aniversario*. Lima: *Sociedad Geológica del Perú*, p. II, fasc. 8, pp. 1-15.
- Thompson, J., Sillitoe, R., Baker, T., Lang, J. y Mortensen, J. (1999). Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces. *Mineralium Deposita*, 34, 323–334.
- Tumialán, P. (2003) - Compendio de yacimientos minerales del Perú. *Ingemmet, Boletín, Serie B: Geología Económica*, 10, 620 p.
- Unger, T. (2009). Las Tierras Raras. En Diario *El Comercio*. 17 Nov 2009.

- Valdez, M. (1983) - Alteración y mineralización hidrotermal del manto Cobriza - Mina Cobriza. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (72): 111-126.
- Valencia, M.; Santisteban, A. y Manrique, M. (2017) - Reconocimiento geológico y prospección de los depósitos metálicos y de elementos traza (tierras raras y U) en el centro del Perú. Ingemmet. Boletín. Serie B: Geología Económica, 47, 280 p.
- Varas, M. (1979) - *Geología y técnica de exploración del depósito de cobre porfirítico de Toro-Mocho, Morococha-Junín*. Tesis Bachiller, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, 47 p.
- Vena Resources (2012) – *Azulcocha Oeste* (en línea). (consulta 10 de junio 2016). Disponible en <http://www.venaresources.com/es/propiedades/forrester-propiedades/azulcocha-oeste-zincocha> >
- Vera, F. (1971) - *Geología y depósitos minerales del área de San Florencio-Morococha*. Tesis Bachiller, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, 38 p.
- Vidal, C. (1987) - Kuroko type deposits in the middle Cretaceous marginal basin of Central Peru. *Economic Geology*, 82(6): 1409-1430.
- Vidal, C.; Proaño, J. y Noble, D.C. (1997) - Geología y distribución hidrotermal de menas con Au, Cu, Zn, Pb y Ag en el distrito minero Colquijirca, Pasco. *Congreso Peruano de Geología, 9, Lima, 1997, Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, pp. 217-219.
- Vidal, C. y Ligarda, R. (2004) - Depósitos de enargita-Au en Marcapunta, distrito minero Colquijirca, Perú Central: zoneamiento mineralógico y geoquímico en depósitos de reemplazamiento en calizas subvolcánicas tipo epitermal de alta sulfuración. *Congreso Peruano de Geología, 12, Lima, 2004, Resúmenes extendidos*, Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 743-745.
- Vilca, J. (1995) - *Geología y evaluación de la mina Rosaura-Centromín Perú, Distrito minero de Casapalca*. Tesis Ing. Geólogo, Universidad Nacional de San Agustín, 86 p.



- Wafforn, M.; Steinmann, M. y Delgado, A. (2014) - *Technical report for the Huaron Property, Pasco, Peru* (en línea). Vancouver: Pan American Silver Corp., 61 p. (consulta. febrero 2016). Disponible en: <<https://es.scribd.com/document/330353857/Huaron-Technical-Report-Oct-2014-pdf>>
- Welter, O.A. (1946) – Apuntes sobre la geología de los alrededores de Huachón. *Instituto Geológico del Perú, Boletín 6*, 6 p.
- Weng, Z.; Jowitt, S.M.; Mudd, G.M. y Haque, N. (2015) – A detailed assessment of global rare earth element resources: opportunities and challenges. *Economic Geology*, 110(8): 1925–1952.
- Wilson, J.J. (1963) - Cretaceous stratigraphy of Central Andes of Peru. *Bulletin American Association of Petroleum Geologists*, 47(1):1-34.
- Winter, J. (2001). *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall. New Jersey. 697 p.
- Wise, J.M. (2005) - Undulatory silver-rich polymetallic veins of the Castrovirreyna district, Central Peru: fault growth and mineralization in a perturbed local stress field. *Economic Geology*, 100(4): 689-705.
- Young-seog, K., Peacock, D. y Sanderson, D. (2004). Fault damage zones. *Journal of Structural Geology*, 26, 503-517
- Zapata, A.; Rosell, W. y Abarca, F. (2003) - *Memoria descriptiva de la revisión y actualización del cuadrángulo de Ambo (21-k), Escala 1:100 000*, informe inédito. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, 28 p.
- Zappettini, E.; Godeas, M.; Seggiaro, R.; Korzeniewski, L.; Rubiolo, D., et al. (2001) - *Mapa metalogénico de la región fronteriza entre Argentina, Bolivia, Chile y Perú (14°S-28°S)*. Santiago: Servicio Nacional de Geología y Minería, 222 p., Publicación Geológica Multinacional, 2.
- Zegarra, E. (1973) – *Mina Chanca: cálculo de reservas de mineral diciembre – 1972*, informe inédito. Lima: Compañía Minera Raura, 42 p. (Archivo Ingemmet C08649).

# ANEXOS

Anexo 1.- Base de Datos de Muestras

N°	Muestras	Ubicación		Unidad Geológica	Ocurrencia / Mina	DESCRIPCION
	Código	Este	Norte			
1	GE2711-021	530093	8602804	Volcánico alterado	Estrella	Toba criptocristalina con clastos mas alterados con argilitización que la matriz oscura.
2	GE2711-022	530119	8602816	Volcánico alterado	Estrella	Toba litica con clastos de volcánicos mas alterados, de posibles lavas, con fuerte diaclasamiento
3	GE2711-023	530145	8602912	Dique	Estrella	Dique silicificado con alteración filica
4	GE2711-024	530145	8602912	Grupo Mitu	Estrella	Clorificado. Nivel volcánico andesítico argilitizado y clorificado.
5	GE2711-027	526508	8604462	Grupo Mitu	Yanahulica	Brecha volcánica
6	GE2711-028	526588	8604462	Grupo Mitu	Yanahulica	Diseminación y venillas de malaquita y crisocola en roca volo. Alterada
7	GE2711-031	526518	8604494	Grupo Ambo	Yanahulica	Areniscas de grano fino y limolitas verdes
8	GE2711-032	486487	8602956	Fm. Caudalosa	Huajoto	Andesita porfírica de matriz negra, moderadamente argilitizada y clorificada
9	GE2711-033	486487	8602950	Fm. Caudalosa	Huajoto	Roca volcánica de andesita porfírica con fuerte alteración argílica avanzada y argílica intermedia presenta algunas patinas de óxido de Fe
10	GE2711-034	488682	8604284	Fm. Caudalosa	Huajoto	Toba litocristalina alterada argilitización y silicificación
11	GE2711-035	489491	8604440	Fm. Caudalosa	Huajoto	Probable andesita porfírica argilitizada y silicificada alterada.
12	GE2711-036	490687	8605122	Fm. Caudalosa	Huajoto	Probable toba de textura oblitterada con por lo menos dos generaciones de cuarzo, silicificada y argilitizada
13	GE2711-037	490687	8605122	Fm. Caudalosa	Huajoto	Volcánicos silicificados, estructura de relleno hidrotermal con fuerte silicificación y moderada alunitización
14	GE2711-038	490687	8606240	Fm. Condorsinga	Huajoto	Caliza-skam. Intrusivo cortando calizas. Monzodiorita con piroxeno con evidencias de skam progrado
15	GE2711-039	493691	8610000	Fm. Condorsinga	Huajoto	Caliza-skam. Presencia de granates y anfíboles
16	GE2711-040	529314	8635644	Grupo Mitu	Fundo Carhuaz	Lavas porfíricas con fenos de feidspatos y mucha arolia. Niveles alterados del Gpo. Mitu. Metavolcánica argilitizada
17	GE2711-041	529314	8635644	Venilla	Fundo Carhuaz	Venilla de carbonato contenida en lavas porfíricas alteradas
18	GE2711-042	529314	8635644	Panizo en falla	Fundo Carhuaz	Panizo
19	GE2711-043	527743	8636012	Grupo Mitu	Fundo Carhuaz	Lavas andesita porfírica con mas de un evento de cuarzo.
20	GE2711-045	532804	8632556	Intrusivo de Villa Azul	Fundo Carhuaz	Sienogranito de grano grueso
21	GE2711-046	534007	8678642	Grupo Cabanillas	Fundo Carhuaz	Pizarras moteadas con estructuras mineralizadas y aparente restos de raíces
22	GE2711-059	402479	8819620	Veta en Intrusivo Ranyac	Huachón	Veta de cuarzo conteniendo vetillas polimetálicas de pirita, esfalerita, galena. Oro diseminado en pirita. Vetillas de pirita aparentemente cortadas por venillas de esfalerita, asociadas al oro. Caja intrusiva metamorfizada.
23	GE2711-061	402978	8820824	Monzogranito Ranyac	Huachón	Granito metamorfizado con panizo de falla
24	GE2711-062	404187	8821780	Granodiorita Paucartambo	Aforamiento en Huachón	Granito con horbienda serpentizada?
25	GE2711-064	396565	8822188	Monzogranito Ranyac	Aforamiento en Huachón	Sienogranito inalterado
26	GE2712-030	358132	8806694	Grupo Pucará	Colquijirca	Mena de cancha de tipo "mixto" en caja silicificada de caliza. Presencia de enargita, pirita, magnetita, cobres grises y covelita.
27	GE2712-031	358132	8806694	Grupo Pucará	Colquijirca	Mena de cancha de "tipo 3" de metales base en una caja de caliza silicificada roja en parte craquelada. Pirita,marcasita,galena,esfalerita
28	GE2712-032	358132	8806734	Grupo Pucará	Colquijirca	Muestra de cancha de "tipo 2" con mas cobre que anteriores tipos. Presencia de sulfuros y enargita en oquedades, también sulfatos. Pirita, calcopirita,esfalerita,galena,bornita,calcosita,covelita
29	GE2712-033	358236	8806734		Colquijirca	Roca calcárea con alteración filica. Pirita, calcopirita,hematita,calcosita,covelita
30	GE2712-034	360416	8809550	Int. Marcapunta	Marcapunta Norte	Mena de canche de Marcapunta Norte. Se aprecia pirita,calcopirita,enargita,calcosita, covelita
31	GE2712-035	360416	8809550	Grupo Pucará	Marcapunta Norte	Roca alterada con pirita y alunita en matriz calcárea silicificada. Pirita abundante,calcopirita,enargita.
32	GE2712-037	360382	8809418	Int. Marcapunta	Marcapunta Oeste	Muestra de cancha con más pirita y rocas silicificadas. Algunas rocas lixiviadas aparentemente son dacitas con pirita abundante. Además calcosita y covelita
33	GE2712-038	360382	8809418	Int. Marcapunta	Marcapunta Oeste	Roca con mineralización en manchas en cancha Marcapunta Oeste. Tenemos desortos enargita, pirita, sulfosales de plata, hematita
34	GE2712-039	360382	8809418	Int. Marcapunta	Marcapunta Oeste	Vetilla en volcánicos silicificados con diseminaciones finas de calcopirita. Pirita,enargita,covelita, y también rutilo
35	GE2712-040	360768	8807448	Int. Marcapunta	Marcapunta	Roca volcánica porfírica fuertemente silicificada con "ojos" de cuarzo. Alunitizadas y argilitizadas.
36	GE2712-041	360334	8804832	Int. Marcapunta	San Gregorio	Roca volcánica silicificada, serlitzada y argilitizada con presencia de hematita. Se menciona la presencia de dique dacítico.
37	GE2712-042	360334	8804832	Grupo Pucará	San Gregorio	Testigo de roca calcarea micrítica silicificada.
38	GE2712-059	490535	8705968	Grupo Copacabana	Comas - Puente	Esquistos, pizarras con alteración argílica, algo silicificadas. Óxido de Fe en trazas.

N°	Muestras	Ubicación		Unidad Geológica	Ocurrencia / Mina	DESCRIPCION
	Código	Este	Norte			
39	GE2712-060	489258	8704704	Secuencia Metamórfica Marairazo-Huaytapallana	Comas	Veta de cuarzo lechoso con feldespatos y micas (muscovita), óxido de Fe en trazas.
40	GE2712-061	489258	8704704	Secuencia Metamórfica Marairazo-Huaytapallana	Comas	Esquisto micáceo cortado por vetas de cuarzo lechoso. Metamorfismo regional cuarzo-cordierita-biotita-granate-sillimanita que proviene de asociación típica de rocas pelíticas y correspondiente a una granulita. Alteraciones argílica, sericitica y cloritica
41	GE2712-062	459966	8712355	Granito Sucliamachay	Mina Tunsho	Brecha hidrotermal polimictica con matriz silicea y venillas de cuarzo. Trazas de bornita, calcopirita, pirita, molibdenita, psilomelano, carbonatos de Cu y óxidos de Fe.
42	GE2712-063	459966	8712355	Granito Sucliamachay	Mina Tunsho	Roca alterada probable andesta cortada por venillas de cuarzo, trazas de óxidos de Fe. Protolito: cuarzo rolita porfirítica
43	GE2712-065	459966	8712355	Granito Sucliamachay	Mina Tunsho	Cuerpo mineralizado con fuerte silicificación. Presenta pirita, calcopirita, arsenopirita, calcantita, molibdenita y óxidos de Fe (Limonita, jarosita, hematita y goethita).
44	GE2712-066	455550	8703654	Fm. Concepción	Anomala Colpa	Roca silicificada y lixiviada con escasas oquedades rellenas de limonitas. Trazas de jarosita, goethita y hematita.
45	GE2712-067	464482	8699468	Fm. Chambara	Mina Chuco II	Mena de Fe. Contiene magnetita, jarosita, oligisto, goethita, limonita y cuarzo.
46	GE2712-068	464482	8699468	Fm. Chambara	Mina Chuco II	Areniscas y lutitas con magnetita, jarosita, oligisto, goethita, limonita y cuarzo.
47	GE2712-069	464403	8699446	Fm. Chambara	Mina Chuco II	Material chancado con 50% Fe preparado para separación magnética. Contiene magnetita, jarosita, oligisto, goethita y limonita.
48	GE2712-072	464003	8706810	Grupo Mitu	Proyecto Dorita	Volcánico dacítico con fuerte silicificación, también presenta argilización. Trazas de pirita, calcantita, jarosita y óxidos de Fe (limonita, hematita y goethita). Presenta oquedades rellenas de óxidos de Fe-talco y pirofilita.
49	GE2712-073	464012	8706781	Grupo Mitu	Proyecto Dorita	Volcánico dacítico con fuerte silicificación, también presenta argilización. Trazas de pirita, calcantita, jarosita y óxidos de Fe (limonita, hematita y goethita). Presenta oquedades rellenas de óxidos de Fe-talco y pirofilita.
50	GE2712-074	464024	8706735	Grupo Mitu	Proyecto Dorita	Volcánico dacítico con fuerte silicificación, también presenta argilización. Trazas de pirita, calcantita, jarosita y óxidos de Fe (limonita, hematita y goethita). Presenta oquedades rellenas de óxidos de Fe-talco y pirofilita.
51	GE2712-075	463979	8706774	Grupo Mitu	Proyecto Dorita	Volcánico dacítico con fuerte silicificación, también presenta argilización. Trazas de pirita, calcantita, jarosita y óxidos de Fe (limonita, hematita y goethita). Presenta oquedades rellenas de óxidos de Fe-talco y pirofilita.
52	GE2712-076	463970	8706799	Grupo Mitu	Proyecto Dorita	Dacita con fuerte silicificación con traza de pirita terrosa, calcita y patinas de jarosita.
53	GE2712-079	463936	8706477	Grupo Mitu	Proyecto Dorita	Dique dacítico brechado.
54	GE2712-080	464142	8705268	Grupo Mitu	Proyecto Dorita	Mineral de cancha, filitas con sericita y arcillas. Presenta galena, estalerita, trazas de pirita y enargita.
55	GE2712-081	464142	8705268	Grupo Mitu	Proyecto Dorita	Mineral de cancha, filitas silicificadas con trazas de calcopirita y pirita.
56	GE2712-082	463918	8706490	Grupo Mitu	Proyecto Dorita	Porfido dacítico con óxido de Mn (Limonita, hematita y jarosita), Silicificación y argilización.
57	GE2712-085	465851	8700451	Grupo Mitu	Viscachán	Vetas carbonatadas con óxidos de Fe (Limonita, hematita, silomelano), malaquita y azurita en trazas.
58	GE2712-086	465085	8701177	Grupo Mitu	Viscachán	Veta de calcita con óxidos de Fe.
59	GE2712-087	465092	8701227	Grupo Mitu	Viscachán	Veta de carbonatos con cuarzo, presenta óxidos de Fe (limonitas, hematitas), óxido de Mn.
60	GE2712-088	464294	8702384	Grupo Mitu	Camino Viscachán-Camicero	Venillas de calcita con trazas de calcopirita, galena, óxidos de Fe (limonita, hematita, goethita), óxido de Mn.
61	GE2712-089	464516	8702132	Grupo Mitu	Camino Viscachán-Camicero	Panizo con óxido de Fe en zonas algo silicificadas y cloritizadas.
62	GE2712-091	464996	8704308	Grupo Mitu	Camino Viscachán-Camicero	Veta de cuarzo con trazas de galena y pirita.
63	GE2712-092	469406	8705570	Granito Sucliamachay	Mina Janchiscocha (Abandonada)	Vetas de cuarzo lechoso con charpas de molibdenita, calcopirita y pirita.
64	GE2712-093	469406	8705570	Granito Sucliamachay	Mina Janchiscocha (Abandonada)	Roca dacítica porfirítica con fuerte cloritización y epidotización. Ajoja vetas de cuarzo con molibdenita, calcopirita y pirita. Charpas de pirita y calcopirita. Microvenillas de epidota con sutura de calcopirita. Sericitización-argilización y epidotización-cloritización. Protolito: Porfido cuarzo rolita
65	GE2712-094	406834	8750638	Grupo Mitu	Mina Negra Huanusha	Veta falla constituida por areniscas violáceas rojizas moderadamente silicificadas con trazas de malaquita, azurita, calcita y pirrolusita.
66	GE2712-095	406834	8750638	Grupo Mitu	Mina Negra Huanusha	Areniscas violáceas rojizas moderadamente silicificadas.
67	GE2712-098	406847	8750677	Grupo Mitu	Mina Negra Huanusha	Manto de arenisca silicificada con trazas de malaquita, azurita, óxido de Fe (limonita), calcosita, covelita, bornita. Débil argilización. Protolito: Arenisca subarcosa de grano fino
68	GE2712-099	406847	8750677	Grupo Mitu	Mina Negra Huanusha	Arenisca leve silicificada gris verdosa.
69	GE2712-100	404504	8750063	Fm. Chambara	Mina Rosasmarca	Panizo con malaquita, azurita, calcantita.
70	GE2712-101	404504	8750063	Fm. Chambara	Mina Rosasmarca	Calizas con venillas de calcita y trazas de calcopirita.
71	GE2712-102	404504	8750063	Fm. Chambara	Mina Rosasmarca	Areniscas y lodolitas del Gpo. Mitu.

N°	Muestras	Ubicación		Unidad Geológica	Ocurrencia / Mina	DESCRIPCION
	Código	Este	Norte			
72	GE2712-104	455236	8768571	Microdiorita	Zona de Urco	Diorita con trazas de epidota y óxidos de Fe.
73	GE2712-105	462474	8768272	Granito de San Ramón	Puente Paloma-Jesús María	Granito rosado de grano grueso oxidado (meteorización).
74	GE2712-106	462338	8768321	Granito de San Ramón	Puente Paloma-Jesús María	Sienita? porfírica roja con fenos de cuarzo y feldespatos. Presenta microfracturas rellenas de óxidos de Fe. Trazas de silomelano y pirolusita. Débil a moderada argilización. Protolito: Biotita sienita alcalina
75	GE2712-107	464125	8772431	Granito de San Ramón	Camino a Santa Cruz	Veta de cuarzo lechoso y cristalino con trazas de magnetita, especularita y óxidos de Fe (Hematita).
76	GE2712-108	464125	8772431	Granito de San Ramón	Camino a Santa Cruz	Granito rosado de grano grueso +- biotita cortado por vetas de cuarzo lechoso y cristalino con trazas de magnetita, especularita y óxido de Fe (Hematita). Corteo 300-350c/seg.
77	GE2712-111	463819	8772543	Granito de San Ramón	Camino a Santa Cruz	Granito rojo de grano grueso meteorizado.
78	GE2712-113	474941	8788211	Granito de San Ramón	Camino a Gavilan Alto	Granito rojo de grano grueso con biotita, levemente meteorizado.
79	GE2712-114	473491	8787621	Granito de San Ramón	Camino a Gavilan Alto	Veta de cuarzo lechoso-cristalino con trazas de óxidos de Fe.
80	GE2712-115	473159	8789433	Dique en Granito de San Ramón	Pampamochi (Vía La Merced-Pichanaqui)	Roca volcánica andesítica afanítica obliterada fuertemente silicificada, argilizada y epidotizada.
81	GE2712-117	473162	8789472	Granito de San Ramón	Pampamochi (Vía La Merced-Pichanaqui)	Granito rosado de grano grueso con biotitas.
82	GE2712-118	469455	8788906	Granito de San Ramón	Zona Vía Progreso (Vía La Merced-Pichanaqui)	Granito rosado de grano grueso con trazas de óxidos de Fe, la muestra se tomo en eje de quebrada.
83	GE2712-119	469941	8788483	Granito de San Ramón	Zona Vía Progreso (Vía La Merced-Pichanaqui)	Granito rosado de grano grueso con biotita.
84	GE2712-120	465303	8779788	Granito de San Ramón	Zona Vía Progreso (Vía La Merced-Pichanaqui)	Granito rosado de grano grueso con biotita moderadamente meteorizado, presenta palina de óxidos de Fe.
85	GE2712-121	463478	8775709	Granito de San Ramón	Zona Vía Progreso (Vía La Merced-Pichanaqui)	Granito rosado de grano grueso con biotita con fuerte meteorización. Presenta trazas de óxidos de Fe.
86	GE2712-124	449198	8828699	Granito de San Ramón	La Victoria - 2 de Mayo	Probable diorita, moderada meteorización. Débil argilización.
87	GE2712-125	449403	8828754	Granito de San Ramón	La Victoria - 2 de Mayo	Suelo arcilloso, limoso. Posible pechblenda, autunita y otros minerales secundarios de U. Zona de contacto intrusivo - caliza.
88	GE2712-126	449411	8828754	Granito de San Ramón	La Victoria - 2 de Mayo	Suelo arcilloso, limoso con clastos de caliza. Zona de contacto intrusivo - caliza.
89	GE2712-127	450536	8837465	Granito de San Ramón	Zona Gramazú	Suelo arcilloso arenoso producto de meteorización del granito.
90	GE2712-128	450216	8825140	Grupo Mito	Sector San Martín (Qda. Churumazú)	Areniscas arcillosas conglomerádicas del Gpo. Mito.
91	GE2712-141	368189	8829998	Fm. Chambará	Yanapampa	Calizas, marmol con calcopirita, pirita, bornita, esferita y galena en charpas y en trazas. Pirita II, sulfosales de plata, enargita
92	GE2712-143	368189	8829998	Fm. Chambará	Yanapampa	Caliza gris oscura tipo mudstone y con pirrotita I-calcopirita I diseminada cortada por vetillas de calcita con pirrotita II-calcopirita II-sulfosales de plata.
93	GE2712-144	398281	8824337	Complejo Maraynioc	Mina Pistamina	Veta de cuarzo con trazas de calcopirita, pirita (masiva y cristalizada), galena, marmatita, malaquita, azurita y óxidos de Fe.
94	GE2712-145	398262	8824319	Monzogranito Ranyac	Mina Pistamina	Veta de cuarzo con trazas de galena, malaquita y óxidos de Fe (jarosita, limonita)
95	GE2712-147	397546	8823761	Monzogranito Ranyac	Mina Pistamina	Veta de cuarzo con fracturas rellenas de óxido de Fe (limonita, hematita, jarosita, goethita).
96	GE2712-236	521110	8728934	Int. Carrizales	Carretera Calabaza-Satipo	Granito moderadamente meteorizado con trazas de calcopirita.
97	GE2712-237	522239	8732522	Int. Carrizales	Carretera Calabaza-Satipo	Granodiorita con trazas de pirita.
98	GE2712-238	527767	8742383	Int. Carrizales	Zona de Santa Ana	Zona de contacto entre cuarzos e intrusivo con contenido de óxido de Fe y óxido de Mn como patinas y relleno de fracturas. Fuerte alteración cuarzo-sericitita. Protolito. Brecha monolítica matriz sostenida
99	GE2712-241	526733	8741282	Int. Carrizales	Zona de Pampa Hermoza	Granito fuertemente alterado (meteorizado). Presenta estructuras gneisificadas.
100	GE2712-242	529185	8743543	Int. Dior. Santa Ana-Paleozoico	Zona de Santa Ana	Intrusivo gneisificado micaseo cortado por veta de granito pegmatítico de cuarzo, 10 cm potencia. Presenta trazas de pirita, pirrotita, calcopirita, bornita
101	GE2712-243	529252	8743607	Dique Pegmati en Int. Dior. Santa Ana	Zona de Santa Ana	Dique granito cuarzosos pegmatítico que corta el intrusivo gneisificado. Débil sericitización.
102	GE2712-244	540053	8755975	Grupo Mito ?	Carretera a Sangomachari	Conglomerados polimicticos con clastos milimétricos a centimétricos, angulosos a subangulosos.
103	GE2712-245	513285	8765984	Int. De Carrizales	Zona de Covriachi	Rodados de monzogranito, moderadamente con sericitización y cloritización (intrusivo carrizales).
104	GE2712-247	550712	8726926	Int. Dior-paleozoico	Zona de Vilcabamba	Intrusivo diorítico con abundante mica, biotita y cortado un dique apilto y por vetas de cuarzo de 1 - 1.5 cm.
105	GE2712-248	551070	8727839	Int. Dior-paleozoico	Zona de Vilcabamba	Intrusivo granítico con micas que esta cortando a las dioritas.

N°	Muestras		Ubicación		Unidad Geológica	Ocurrencia / Mina	DESCRIPCION
	Código	Este	Norte				
106	GE2712-249	547890	8731610	Int. Granítico Chavini	Zona de Aito Chavini	Diorita? con trazas de óxido de Fe (limonita).	
107	GE2712-251	547373	8738249	Int. Granítico Blanco de Laylla	Zona de Camantaro	Granito de grano grueso con micas alteradas.	
108	GE2712-254	393644	8801460	Manto en Fm. Chambara	Proyecto Shalipayco	Manto Virgenota. Manto de galena argentífera, esfalerita abundante cristalizada muy fina, 200 m de longitud y hasta 1 m de potencia. Paragénesis: esfalerita-pirita-galena	
109	GE2712-255	393644	8801460	Fm. Chambara	Proyecto Shalipayco	Dolomita con patinas y fracturas rellenas de óxido de Fe (limonita, hematita, goethita).	
110	GE2712-255A	393644	8801460	Fm. Chambara	Proyecto Shalipayco	Caliza dolomitizada.	
111	GE2712-256	393468	8800721	Manto en Fm. Chambara	Proyecto Shalipayco	Manto Pucará alojado en dolomías, la mineralización es esfalerita abundante, trazas de carbonatos de Zn (esmectita), óxido de Fe (limonita, hematita, goethita). Presenta cristales de calcita y venillas de óxido de Fe.	
112	GE2712-257	393755	8799793	Manto en Fm. Chambara	Proyecto Shalipayco	Manto Resurgidora, alojado en caliza mudstone. Manto de hasta 2 km longitud y 6-15 m potencia. Contiene galena y esfalerita muy fina diseminada, galena, trazas de pirita, bismutinita y goethita	
113	GE2712-258	377349	8802405	Fm. Gollarisquiza	Zona de Ninacaca	Arenisca cuarzo silicificada.	
114	GE2712-260	360100	8823160	Grupo Excelsior	Cerro de Pasco	Zona de Venenococha. Cuarzitas con niveles de lutitas, leve argilización, óxido de Fe (limonita, jarosita, goethita) y pirousita. Moderadamente craquelada. Fuerte argilización y moderada sericitización. Protolito: probable limolita.	
115	GE2712-261	362442	8819810	Mena en Fm. Chambara	Cerro de Pasco	Tajo Raul Rojas al sur. Mena de esfalerita, calcopirita, galena, óxido de Fe, pirita I y II, contenidos en caliza. Muestras donadas. Presencia de platas rojas	
116	GE2712-262	362442	8819810	Mena en Fm. Chambara	Cerro de Pasco	Tajo Raul Rojas lado central. Mena de galena, esfalerita, calcopirita, óxido de Fe, en caliza silicificada. Platas rojas. Pirita I y II.	
117	GE2712-263	361304	8821487	Estructura en Fm. Chambara	Cerro de Pasco	Estructura fuertemente silicificada con moderada argilización. Presenta óxido de Fe (limonita, hematita, goethita), OxMn y alunita. 1 m de potencia, 50 m longitud.	
118	22i-R-078A	397710	8831609	Granodiorita Paucartambo	Huachón	Intrusivo sienogranito con feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, biotita cloritizándose y minerales opacos diseminados. Todo con fuerte argilización	
119	22i-R-078B	397710	8831609	Granodiorita Paucartambo	Huachón	Vetilla de cuarzo en intrusivo con sulfuros que comprende una pirita reemplazando a la calcopirita. Esta pirita tiene aureola de alteración que contiene minerales hipógenos con bornita, covelita, esfalerita, calcosita.	

Anexo 2.- Base de Datos de Análisis por Elementos Traza

N°	Codigo	Ag	As	Ba	Be	Bi	Ca	Co	Ce	Co	Cr	Cs	Cu	Dy	Er	Eu	Gd	Hf	Ho	K	La	Li	Lu
		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	ppm	ppm
1	GE2711-022	9.90	543.00	1159.00	1.70	5.00	0.04	1.00	5.41	2.00	228.00	12.00	753.00	2.87	2.09	0.80	1.73	2.69	0.65	2.64	2.71	66.00	0.39
2	GE2711-023	0.20	1924.00	509.00	3.10	5.00	0.12	5.00	18.05	18.00	47.00	0.70	146.00	1.44	0.66	1.16	2.43	3.72	0.25	0.20	9.61	5.00	0.07
3	GE2711-024	0.20	5.00	17.00	0.50	5.00	0.03	1.00	0.49	2.00	240.00	0.22	34.00	0.05	0.01	0.01	0.05	0.12	0.02	0.02	0.46	5.00	0.02
4	GE2711-027	0.70	6.00	129.00	1.00	5.00	1.86	1.00	21.73	15.00	97.00	2.70	510.00	2.33	1.68	0.68	2.72	3.00	0.50	0.54	10.19	77.00	0.22
5	GE2711-028	200.00	2102.00	61.00	0.70	93.00	0.91	1.00	21.34	95.00	133.00	2.60	10000.00	2.39	1.62	0.67	2.59	2.79	0.47	0.46	9.80	107.00	0.21
6	GE2711-031	1.50	18.00	293.00	1.90	5.00	0.65	1.00	43.27	10.00	145.00	9.30	134.00	3.16	2.18	1.03	3.94	6.64	0.63	2.36	21.94	94.00	0.33
7	GE2711-032	0.20	9.00	909.00	2.00	5.00	2.66	1.00	81.65	13.00	83.00	4.40	50.00	3.48	1.58	1.53	5.51	4.95	0.61	2.61	41.84	12.00	0.24
8	GE2711-035	1.40	58.00	2578.00	1.70	5.00	0.08	1.00	52.66	1.00	45.00	5.00	20.00	1.65	0.92	1.04	3.17	7.43	0.28	8.94	70.24	12.00	0.22
9	GE2711-036	1.00	35.00	897.00	1.30	5.00	0.17	1.00	94.88	1.00	61.00	2.60	73.00	1.56	0.94	1.03	4.00	7.80	0.23	3.15	51.51	5.00	0.17
10	GE2711-037	2.70	176.00	535.00	0.90	5.00	0.03	1.00	79.98	1.00	152.00	0.62	84.00	2.16	0.98	1.34	4.68	7.09	0.32	1.90	44.83	10.00	0.18
11	GE2711-039	1.00	84.00	292.00	0.70	5.00	15.00	1.00	27.01	1.00	77.00	1.40	17.00	2.06	1.03	1.11	3.07	4.70	0.34	0.87	11.25	7.00	0.14
12	GE2711-040	1.30	5.00	474.00	1.70	5.00	1.16	1.00	44.69	5.00	136.00	22.00	35.00	1.72	1.07	0.70	2.72	4.46	0.32	4.59	26.19	9.00	0.18
13	GE2711-041	0.20	5.00	456.00	1.20	5.00	7.57	1.00	37.66	4.00	103.00	17.00	51.00	6.77	3.38	1.70	6.35	3.49	1.20	3.51	18.71	8.00	0.38
14	GE2711-042	0.80	8.00	576.00	1.70	5.00	0.41	1.00	79.51	5.00	129.00	27.00	17.00	2.63	1.50	1.13	4.27	4.81	0.44	4.63	54.28	12.00	0.21
15	GE2711-043	0.90	8.00	951.00	1.10	5.00	0.27	1.00	47.45	8.00	59.00	10.00	14.00	2.94	1.59	1.36	3.75	4.88	0.56	2.41	22.55	18.00	0.29
16	GE2711-045	0.20	5.00	368.00	3.00	5.00	0.37	1.00	136.83	2.00	124.00	7.90	32.00	7.38	4.21	0.64	7.75	7.18	1.36	4.88	65.32	31.00	0.68
17	GE2711-059	200.00	438.00	52.00	0.50	57.00	0.01	739.00	1.09	27.00	248.00	0.46	5632.00	0.10	0.02	0.06	0.09	0.22	0.02	0.05	0.91	5.00	0.02
18	GE2711-061	0.80	18.00	345.00	3.00	5.00	0.17	1.00	48.74	1.00	124.00	3.00	50.00	3.16	1.82	0.52	3.37	2.66	0.58	2.53	24.96	8.00	0.32
19	GE2711-062	1.00	5.00	213.00	1.80	5.00	2.73	1.00	31.17	5.00	163.00	0.81	25.00	1.84	1.22	0.74	2.05	3.07	0.39	0.42	17.47	9.00	0.21
20	GE2711-084	0.80	5.00	242.00	2.70	5.00	1.02	1.00	44.12	3.00	137.00	2.50	33.00	2.22	1.53	0.63	2.52	3.67	0.48	3.60	25.74	9.00	0.34
21	GE2712-030	200.00	10000.00	174.00	0.50	303.00	0.20	3.00	2.53	1.00	383.00	0.38	10000.00	0.75	0.26	4.29	0.59	0.49	0.06	0.02	2.20	5.00	0.08
22	GE2712-031	31.40	52.00	1146.00	0.50	5.00	0.25	11.00	16.58	1.00	291.00	0.96	185.00	5.54	2.89	8.08	3.48	0.54	0.94	0.02	8.43	13.00	0.38
23	GE2712-032	200.00	10000.00	393.00	0.50	546.00	0.02	7.00	14.10	4.00	359.00	0.54	10000.00	21.76	16.42	4.80	10.54	1.16	4.74	0.02	6.32	22.00	2.07
24	GE2712-034	64.90	10000.00	178.00	0.50	244.00	0.03	2.00	60.94	5.00	289.00	0.59	10000.00	5.98	3.25	1.54	7.19	5.64	1.03	0.21	28.72	5.00	0.40
25	GE2712-035	44.50	10000.00	188.00	0.50	123.00	0.05	2.00	12.42	3.00	298.00	0.10	10000.00	1.33	0.42	1.18	3.71	1.28	0.11	0.48	6.22	8.00	0.05
26	GE2712-037	21.60	1650.00	67.00	0.50	93.00	0.02	3.00	7.36	41.00	427.00	0.55	10000.00	0.61	0.43	0.16	0.72	3.71	0.12	0.06	3.91	5.00	0.08
27	GE2712-041	24.30	317.00	752.00	0.50	272.00	0.20	1.00	52.52	1.00	227.00	0.65	351.00	6.13	1.55	1.84	8.04	2.42	0.69	0.07	24.68	5.00	0.18
28	GE2712-059	0.20	6.00	19.00	3.30	5.00	0.25	1.00	58.86	1.00	251.00	5.40	14.00	14.10	9.85	0.12	10.42	6.14	3.13	3.50	22.87	9.00	1.65
29	GE2712-060	0.50	8.00	1116.00	2.20	5.00	1.37	1.00	40.45	4.00	250.00	2.90	13.00	3.01	1.55	1.50	3.38	2.60	0.57	3.22	20.92	18.00	0.21
30	GE2712-062	30.10	15.00	57.00	1.30	41.00	0.02	1.00	22.74	4.00	333.00	2.30	3421.00	1.59	0.93	0.23	1.96	1.46	0.33	0.75	11.64	33.00	0.13
31	GE2712-063	1.60	40.00	367.00	3.40	5.00	0.06	1.00	90.21	7.00	193.00	8.30	234.00	6.03	3.48	0.74	6.81	4.28	1.19	3.53	39.90	23.00	0.48
32	GE2712-065	24.50	141.00	42.00	1.00	23.00	0.06	1.00	9.07	4.00	386.00	1.80	2372.00	0.86	0.48	0.06	0.82	0.53	0.14	0.45	4.48	40.00	0.03
33	GE2712-066	0.20	194.00	165.00	1.00	5.00	0.28	1.00	33.49	10.00	327.00	2.20	40.00	1.36	0.90	0.56	2.47	4.62	0.24	1.15	15.55	5.00	0.11
34	GE2712-067	0.20	5.00	7.00	0.50	5.00	0.01	1.00	0.97	7.00	102.00	0.27	3.00	0.18	0.08	0.01	0.15	0.28	0.02	0.08	0.57	5.00	0.02
35	GE2712-068	0.20	5.00	89.00	0.50	5.00	0.01	1.00	5.54	27.00	132.00	0.51	5.00	0.57	0.38	0.12	0.58	1.74	0.09	0.66	2.75	5.00	0.04
36	GE2712-069	6.10	5.00	72.00	0.50	5.00	0.02	1.00	5.03	34.00	122.00	0.82	7.00	0.67	0.44	0.11	0.65	1.23	0.09	0.42	2.45	5.00	0.03
37	GE2712-072	0.80	11.00	3449.00	2.50	5.00	0.01	1.00	96.91	1.00	116.00	3.50	21.00	9.19	5.34	2.66	9.25	5.21	1.84	3.23	43.04	5.00	0.75
38	GE2712-073	0.20	8.00	623.00	2.10	5.00	0.01	1.00	87.13	1.00	167.00	2.40	21.00	8.70	5.17	1.01	8.89	4.71	1.77	2.93	40.71	5.00	0.73
39	GE2712-074	0.20	7.00	394.00	1.70	5.00	0.01	1.00	81.59	1.00	154.00	2.30	14.00	7.69	4.51	0.77	7.51	4.68	1.54	2.86	35.52	5.00	0.66
40	GE2712-075	0.20	7.00	1144.00	1.40	5.00	0.01	1.00	69.80	1.00	170.00	2.50	17.00	3.27	2.02	0.92	4.29	2.92	0.63	2.82	34.54	5.00	0.26
41	GE2712-076	0.30	35.00	1212.00	1.40	5.00	0.02	1.00	188.59	1.00	30.00	15.00	26.00	6.30	4.77	1.05	6.91	9.07	1.40	7.20	128.79	5.00	0.89
42	GE2712-079	0.20	5.00	271.00	2.30	5.00	0.02	1.00	79.94	1.00	145.00	3.10	16.00	10.27	7.36	0.44	8.47	4.47	2.37	3.04	35.04	7.00	1.10
43	GE2712-080	1.30	168.00	592.00	3.70	5.00	0.01	1.00	99.47	22.00	232.00	8.80	197.00	5.84	3.15	1.21	7.32	4.83	1.10	3.63	43.01	21.00	0.42
44	GE2712-081	9.90	1372.00	269.00	2.00	5.00	0.65	6.00	56.30	36.00	436.00	3.60	1625.00	3.79	2.00	0.76	4.44	3.22	0.66	1.90	24.89	34.00	0.28
45	GE2712-082	0.20	5.00	629.00	3.00	5.00	0.02	1.00	73.51	1.00	145.00	2.90	14.00	6.83	4.87	0.44	6.34	5.21	1.44	3.15	30.27	7.00	0.79
46	GE2712-085	44.70	500.00	50.00	0.50	13.00	15.00	7.00	4.80	40.00	30.00	0.67	2466.00	0.49	0.25	0.14	0.65	1.05	0.06	0.29	2.79	5.00	0.03
47	GE2712-086	2.00	20.00	10.00	0.50	5.00	15.00	1.00	3.09	1.00	10.00	0.51	35.00	0.27	0.18	0.05	0.25	0.43	0.02	0.15	1.81	5.00	0.02
48	GE2712-087	3.30	32.00	1125.00	2.10	5.00	0.09	1.00	137.82	11.00	57.00	5.20	234.00	7.59	4.32	2.20	10.41	9.75	1.37	6.47	66.34	6.00	0.61
49	GE2712-088	74.60	416.00	150.00	0.50	5.00	15.00	42.00	4.35	1.00	19.00	0.72	827.00	0.43	0.30	0.09	0.46	0.47	0.05	0.11	2.75	5.00	0.02
50	GE2712-089	3.70	13.00	1897.00	3.00	5.00	0.19	1.00	120.98	5.00	133.00	9.00	28.00	8.30	4.39	2.39	10.46	9.01	1.46	5.56	59.50	35.00	0.62
51	GE2712-091	2.90	36.00	323.00	2.30	5.00	0.14	77.00	78.59	18.00	219.00	4.30	135.00	6.26	3.23	1.06	6.55	5.49	1.03	2.87			

N°	Código	Ag	As	Ba	Be	Bi	Ca	Cd	Ce	Co	Cr	Cs	Cu	Dy	Er	Eu	Gd	Hf	Ho	K	La	Li	Lu
		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm
68	GE2712-114	0.20	5.00	126.00	4.80	5.00	0.16	1.00	37.40	4.00	296.00	0.83	43.00	4.22	2.75	0.16	3.25	2.00	0.88	0.71	16.60	92.00	0.40
69	GE2712-115	0.20	5.00	35.00	3.80	5.00	0.05	1.00	149.32	1.00	94.00	5.80	12.00	9.58	7.01	0.33	8.00	16.89	1.99	4.31	79.91	13.00	1.33
70	GE2712-117	0.20	5.00	302.00	6.70	5.00	0.43	1.00	99.32	1.00	164.00	5.30	15.00	5.56	3.34	0.56	5.85	7.52	1.07	4.97	52.66	7.00	0.57
71	GE2712-118	0.20	5.00	152.00	5.20	5.00	0.12	1.00	81.03	1.00	178.00	7.81	15.00	10.10	6.01	0.53	9.22	5.59	2.20	4.21	51.84	6.00	1.02
72	GE2712-119	0.20	5.00	119.00	4.40	5.00	0.08	1.00	54.78	1.00	188.00	3.20	13.00	5.96	3.56	0.48	6.90	5.04	1.31	3.94	30.17	12.00	0.57
73	GE2712-120	0.20	5.00	193.00	5.90	5.00	0.16	1.00	105.10	1.00	148.00	5.43	12.00	7.65	4.89	0.53	6.87	7.47	1.74	4.45	37.93	9.00	0.88
74	GE2712-121	0.60	5.00	175.00	6.00	5.00	0.11	1.00	123.70	2.00	170.00	12.40	52.00	11.10	6.45	0.54	7.59	7.93	2.03	4.00	51.82	23.00	1.07
75	GE2712-124	0.20	19.00	54.00	1.80	5.00	0.02	1.00	51.86	1.00	170.00	4.66	20.00	4.60	3.26	0.31	4.03	4.58	1.01	1.22	20.31	96.00	0.59
76	GE2712-125	62.50	592.00	983.00	4.50	59.00	0.12	1.00	122.20	8.00	241.00	3.19	2686.00	21.30	8.87	3.47	13.60	0.73	3.29	0.61	43.89	13.00	1.07
77	GE2712-126	50.00	337.00	2362.00	5.80	5.00	0.14	2.00	36.32	337.00	105.00	1.53	1599.00	8.02	2.63	1.83	6.84	1.19	1.09	0.25	12.30	48.00	0.36
78	GE2712-127	0.30	5.00	764.00	2.20	5.00	0.02	1.00	70.88	3.00	99.00	9.26	12.00	9.45	5.50	1.59	8.91	6.68	1.95	5.25	34.89	17.00	0.89
79	GE2712-128	0.60	5.00	143.00	2.60	5.00	0.03	1.00	142.50	4.00	32.90	21.20	10.00	7.23	3.96	0.88	7.05	11.88	1.50	2.68	61.20	41.00	0.67
80	GE2712-141	46.70	1027.00	20.00	0.50	82.00	11.48	30.00	27.32	10.00	129.00	12.00	1371.00	1.71	0.89	0.66	2.06	0.84	0.28	0.20	14.78	7.00	0.11
81	GE2712-143	1.90	200.00	11.00	0.60	5.00	15.00	6.00	17.39	3.00	56.00	1.40	206.00	1.56	0.97	0.31	1.64	1.26	0.28	0.07	10.72	5.00	0.11
82	GE2712-144	8.90	15.00	62.00	0.50	5.00	0.06	132.00	0.31	4.00	203.00	0.24	215.00	0.02	0.01	0.01	0.04	0.03	0.02	0.03	0.42	5.00	0.02
83	GE2712-145	4.40	25.00	122.00	1.00	5.00	0.03	1.00	5.09	18.00	210.00	1.20	52.00	0.72	0.36	0.20	0.75	0.57	0.08	0.71	2.48	5.00	0.03
84	GE2712-147	1.00	7.00	128.00	0.50	5.00	0.02	1.00	7.57	2.00	252.00	0.49	22.00	0.72	0.47	0.17	0.82	0.32	0.13	0.25	4.59	5.00	0.05
85	GE2712-236	1.90	21.00	377.00	1.80	5.00	0.45	7.00	165.51	1.00	276.00	0.10	13.00	26.88	16.24	0.78	21.06	13.59	5.32	4.00	77.98	6.00	1.58
86	GE2712-237	2.00	13.00	580.00	2.80	5.00	1.49	1.00	362.24	1.00	119.00	0.22	11.00	20.56	11.08	4.32	27.17	36.06	3.50	4.78	172.75	5.00	1.32
87	GE2712-238	1.60	14.00	791.00	1.40	5.00	0.34	1.00	47.04	8.00	297.00	2.50	35.00	3.94	2.33	1.11	4.55	13.20	0.79	3.19	22.00	41.00	0.42
88	GE2712-241	187.40	5.00	480.00	4.00	5.00	0.04	1.00	150.17	2.00	196.00	3.60	8.00	32.58	16.96	3.69	54.34	13.08	5.73	6.78	434.30	8.00	2.58
89	GE2712-242	1.00	5.00	718.00	2.10	5.00	4.83	1.00	172.57	25.00	150.00	0.56	44.00	10.65	5.12	3.21	14.43	9.84	1.82	1.02	82.60	22.00	0.64
90	GE2712-243	0.40	12.00	2698.00	1.80	5.00	1.11	1.00	30.14	4.00	280.00	0.46	18.00	0.61	0.27	4.62	1.15	0.80	0.05	2.49	22.24	9.00	0.02
91	GE2712-244	1.80	5.00	451.00	5.40	5.00	0.08	1.00	66.76	9.00	231.00	4.60	10.00	5.09	3.23	0.96	5.33	10.05	1.00	4.61	32.07	20.00	0.50
92	GE2712-245	2.80	5.00	136.00	2.00	5.00	0.24	1.00	100.68	3.00	295.00	3.60	12.00	15.05	6.87	0.45	12.93	8.32	2.84	4.38	48.07	29.00	1.29
93	GE2712-247	0.20	5.00	676.00	2.90	5.00	3.52	1.00	99.98	36.00	145.00	1.60	31.00	11.19	6.29	3.43	12.47	8.20	2.07	2.00	48.12	33.00	0.74
94	GE2712-248	0.20	5.00	2473.00	2.80	5.00	1.24	1.00	147.66	1.00	107.00	0.99	8.00	10.26	5.50	4.38	12.54	20.50	1.79	5.15	83.23	10.00	0.79
95	GE2712-249	0.20	5.00	170.00	2.30	5.00	0.43	1.00	95.09	1.00	257.00	1.30	7.00	7.81	4.19	0.51	7.92	6.75	1.45	4.30	47.86	14.00	0.53
96	GE2712-251	0.20	5.00	3267.00	3.60	5.00	0.78	1.00	69.50	7.00	62.00	1.08	19.00	5.37	3.02	4.83	6.55	15.80	0.97	4.94	39.20	7.00	0.47
97	GE2712-254	83.70	91.00	5.00	0.50	5.00	8.04	712.00	3.80	3.00	61.00	0.28	14.00	0.15	0.08	0.02	0.24	0.51	0.02	0.14	2.33	5.00	0.02
98	GE2712-255	5.90	59.00	9.00	0.50	5.00	15.00	141.00	3.15	2.00	48.00	0.30	12.00	0.29	0.11	0.05	0.42	0.29	0.02	0.17	1.91	5.00	0.02
99	GE2712-256	44.60	36.00	6.00	0.50	5.00	15.00	369.00	3.22	5.00	31.00	0.21	15.00	0.39	0.21	0.10	0.53	0.47	0.03	0.08	3.88	5.00	0.02
100	GE2712-257	32.60	327.00	75.00	0.50	5.00	12.62	259.00	4.21	1.00	27.00	0.49	5.00	0.18	0.05	0.12	0.29	0.24	0.02	0.16	3.77	5.00	0.02
101	GE2712-258	1.60	230.00	203.00	1.70	5.00	0.80	3.00	30.42	33.00	320.00	2.50	154.00	2.76	1.63	0.70	3.39	3.09	0.50	0.29	16.07	22.00	0.20
102	GE2712-260	1.60	1691.00	215.00	1.30	5.00	0.06	1.00	63.05	1.00	103.00	4.50	11.00	3.90	2.12	0.88	5.34	4.65	0.61	0.31	28.74	68.00	0.28
103	GE2712-261	200.00	167.00	74.00	0.90	638.00	0.24	776.00	7.27	2.00	33.00	1.40	274.00	39.40	24.38	3.61	13.82	0.87	8.78	0.01	3.52	46.00	2.81
104	GE2712-262	197.80	63.00	26.00	0.70	5.00	0.24	960.00	4.37	1.00	70.00	2.20	167.00	2.36	1.23	0.29	1.10	0.33	0.42	0.01	3.31	6.00	0.08
105	GE2712-263	1.10	64.00	292.00	0.60	5.00	0.03	2.00	57.93	1.00	357.00	2.30	16.00	4.53	2.77	0.84	4.19	13.50	0.83	0.75	24.38	5.00	0.44



Nº	Código	Mo	Nb	Nd	Ni	Pb	Pr	Rb	Sb	Sc	Sm	Sn	Sr	Ta	Tb	Th	Tm	U	V	W	Y	Yb	Zn	Zr
		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
1	GE2711-022	10.00	7.22	2.81	15.00	46.00	0.67	151.08	175.00	16.00	0.99	10.00	10.00	0.44	0.41	2.14	0.33	1.74	143.00	4.20	16.03	2.37	41.00	129.08
2	GE2711-023	100.00	1.69	13.05	27.00	53.00	3.05	6.58	74.00	1.00	3.10	10.00	22.00	0.02	0.31	1.68	0.07	2.20	31.00	2.50	5.08	0.62	343.00	443.40
3	GE2711-024	10.00	0.52	0.18	31.00	10.00	0.03	1.21	10.00	1.00	0.08	10.00	8.00	0.02	0.01	0.22	0.01	0.08	3.00	0.20	0.30	0.02	39.00	13.35
4	GE2711-027	17.00	5.55	12.54	32.00	25.00	2.85	16.68	11.00	7.00	2.90	10.00	84.00	0.23	0.41	2.66	0.20	1.72	65.00	0.05	13.50	1.52	233.00	133.67
5	GE2711-028	12.00	5.12	12.34	72.00	46.00	2.78	16.17	41.00	13.00	3.00	10.00	79.00	0.20	0.39	2.74	0.19	1.66	114.00	0.05	13.04	1.51	612.00	139.23
6	GE2711-031	10.00	12.11	21.46	36.00	22.00	5.37	90.42	7.00	8.00	4.60	10.00	43.00	0.84	0.58	9.12	0.27	2.27	80.00	0.90	16.09	2.18	159.00	266.42
7	GE2711-032	12.00	16.16	36.05	31.00	36.00	9.40	82.82	5.00	10.00	6.50	10.00	807.00	1.12	0.74	10.10	0.24	3.68	121.00	2.20	16.61	1.51	140.00	209.56
8	GE2711-035	13.00	23.45	25.64	13.00	18.00	8.02	442.91	8.00	1.00	3.50	10.00	242.00	1.62	0.32	14.93	0.15	5.94	26.00	19.00	9.01	1.25	25.00	338.96
9	GE2711-036	13.00	26.87	34.03	13.00	31.00	10.09	102.19	19.00	2.00	4.80	10.00	109.00	2.05	0.33	24.34	0.14	5.35	14.00	3.80	7.11	1.34	21.00	332.36
10	GE2711-037	14.00	23.09	30.22	22.00	179.00	8.27	12.08	48.00	2.00	5.10	10.00	665.00	1.77	0.50	16.36	0.13	5.54	33.00	9.50	7.66	1.24	35.00	304.84
11	GE2711-039	12.00	20.60	18.13	15.00	55.00	3.98	19.49	11.00	1.00	3.80	10.00	120.00	1.17	0.41	10.31	0.13	1.93	55.00	3.00	11.02	1.02	89.00	214.57
12	GE2711-040	11.00	8.34	17.37	31.00	18.00	4.74	119.84	6.00	5.00	3.00	10.00	33.00	0.47	0.33	7.67	0.13	1.53	79.00	1.50	10.39	1.14	65.00	199.78
13	GE2711-041	9.00	6.77	19.39	21.00	15.00	4.59	92.72	5.00	4.00	5.30	10.00	186.00	0.42	1.17	5.76	0.41	1.22	49.00	3.10	37.82	2.89	45.00	139.76
14	GE2711-042	11.00	7.54	29.76	29.00	26.00	8.48	125.46	5.00	6.00	4.90	10.00	44.00	0.58	0.53	8.19	0.20	1.64	67.00	1.50	14.07	1.60	60.00	224.42
15	GE2711-043	8.00	9.76	20.85	24.00	46.00	5.69	75.11	6.00	4.00	3.80	10.00	142.00	0.67	0.53	6.05	0.25	2.09	61.00	1.00	15.39	1.55	71.00	198.03
16	GE2711-045	10.00	25.49	45.28	21.00	31.00	14.14	257.61	5.00	5.00	7.90	10.00	61.00	1.91	1.23	32.43	0.61	6.41	5.00	6.30	37.84	4.08	49.00	368.34
17	GE2711-049	19.00	0.98	0.39	32.00	10000.00	0.11	3.68	591.00	1.00	0.07	10.00	11.00	0.02	0.01	0.99	0.01	2.63	5.00	2.40	0.55	0.02	10000.00	6.89
18	GE2711-061	8.00	5.88	17.33	22.00	499.00	5.20	128.22	7.00	3.00	3.20	10.00	53.00	0.70	0.46	8.83	0.29	3.74	6.00	1.40	17.59	1.94	313.00	76.62
19	GE2711-062	11.00	4.98	11.26	22.00	56.00	3.18	20.37	5.00	7.00	1.90	10.00	271.00	0.13	0.29	5.11	0.15	1.45	35.00	1.30	11.42	1.22	85.00	138.66
20	GE2711-064	10.00	20.53	15.08	20.00	33.00	4.57	199.67	5.00	3.00	2.70	10.00	118.00	2.86	0.39	14.54	0.28	11.59	19.00	2.10	13.50	1.66	59.00	111.06
21	GE2712-030	14.00	1.22	1.80	9.00	205.00	0.35	1.31	587.00	1.00	0.74	351.00	52.00	0.30	0.07	0.21	0.03	8.37	171.00	25.60	2.31	0.24	2549.00	6.47
22	GE2712-031	9.00	0.26	14.40	6.00	10000.00	2.75	2.44	34.00	11.00	3.20	10.00	46.00	0.29	0.73	0.84	0.35	61.41	43.00	4.30	24.49	2.14	10000.00	9.61
23	GE2712-032	19.00	2.61	24.48	12.00	332.00	3.11	2.01	1421.00	5.00	11.00	149.00	41.00	0.36	2.84	1.57	2.26	97.87	93.00	97.90	133.73	14.55	5232.00	28.89
24	GE2712-034	7.00	14.47	34.11	8.00	830.00	8.28	17.50	1745.00	4.00	7.80	1469.00	156.00	1.37	1.05	10.47	0.40	3.62	74.00	3.70	29.06	2.76	374.00	332.05
25	GE2712-035	8.00	1.71	10.64	11.00	927.00	2.04	1.15	851.00	5.00	3.60	745.00	416.00	0.14	0.38	1.66	0.03	10.76	56.00	43.60	3.83	0.50	153.00	42.90
26	GE2712-037	10.00	6.13	3.30	34.00	180.00	0.88	1.02	81.00	1.00	0.61	293.00	50.00	0.76	0.10	2.67	0.07	1.90	8.00	46.00	3.23	0.51	140.00	123.62
27	GE2712-041	15.00	4.98	30.36	5.00	2673.00	7.56	2.14	284.00	2.00	6.50	28.00	990.00	0.55	1.34	6.03	0.17	8.84	47.00	37.50	15.54	1.17	22.00	80.88
28	GE2712-059	8.00	56.03	30.81	8.00	22.00	7.69	395.45	5.00	2.00	9.30	10.00	12.00	7.91	2.11	44.85	1.54	16.98	2.00	12.10	97.93	10.72	22.00	140.57
29	GE2712-060	9.00	11.60	15.87	13.00	46.00	4.46	81.44	5.00	4.00	3.20	10.00	287.00	2.13	0.52	7.91	0.23	1.81	30.00	1.00	16.30	1.59	38.00	113.85
30	GE2712-062	49.00	7.10	8.87	11.00	326.00	2.48	50.54	5.00	3.00	1.80	29.00	10.00	0.46	0.28	3.01	0.14	1.08	13.00	3.80	8.97	0.88	186.00	58.52
31	GE2712-063	16.00	18.52	32.47	11.00	77.00	9.14	221.43	5.00	9.00	6.50	10.00	13.00	1.35	0.97	10.62	0.48	3.11	36.00	2.70	34.94	3.24	328.00	144.52
32	GE2712-065	25.00	2.90	3.97	10.00	385.00	1.01	29.34	9.00	1.00	0.85	15.00	10.00	0.02	0.11	2.24	0.05	0.58	6.00	2.60	4.77	0.45	288.00	16.64
33	GE2712-066	10.00	6.02	13.53	20.00	18.00	3.66	53.30	15.00	3.00	2.60	10.00	17.00	0.30	0.26	4.43	0.09	1.16	38.00	3.30	7.47	0.85	45.00	199.98
34	GE2712-067	11.00	2.10	0.45	1.00	32.00	0.08	3.78	20.00	10.00	0.12	168.00	2.00	0.02	0.01	1.86	0.01	2.18	155.00	205.00	1.12	0.06	26.00	10.50
35	GE2712-068	9.00	5.34	2.72	11.00	32.00	0.65	22.14	15.00	7.00	0.57	66.00	10.00	0.08	0.07	4.01	0.03	1.48	94.00	111.80	3.71	0.42	26.00	70.31
36	GE2712-069	13.00	4.11	2.37	13.00	43.00	0.58	14.80	19.00	7.00	0.50	119.00	10.00	0.02	0.07	2.56	0.03	2.77	99.00	306.70	4.40	0.45	35.00	44.37
37	GE2712-072	8.00	23.80	41.54	4.00	70.00	10.98	166.41	23.00	7.00	9.00	10.00	37.00	2.07	1.53	15.73	0.75	4.00	6.00	5.90	54.35	4.96	41.00	144.83
38	GE2712-073	10.00	22.92	37.30	4.00	6.00	9.78	126.45	5.00	6.00	7.90	10.00	7.00	1.82	1.49	12.82	0.76	3.74	6.00	4.20	52.12	4.89	32.00	130.18
39	GE2712-074	9.00	22.17	36.05	6.00	13.00	9.62	111.14	5.00	6.00	7.60	10.00	1.00	1.59	1.25	13.08	0.65	4.70	6.00	2.90	45.52	4.34	13.00	123.95
40	GE2712-075	9.00	9.89	23.01	6.00	13.00	6.96	144.01	5.00	2.00	4.00	10.00	11.00	0.72	0.52	13.83	0.27	2.31	2.00	1.20	20.33	1.96	21.00	87.59
41	GE2712-076	14.00	33.02	37.82	1.00	24.00	14.72	275.22	5.00	7.00	4.50	10.00	13.00	2.67	0.91	31.44	0.81	7.87	3.00	5.70	43.80	5.47	7.00	277.38
42	GE2712-079	11.00	24.96	32.90	6.00	10.00	8.95	181.78	5.00	2.00	7.20	10.00	1.00	2.06	1.57	19.68	1.08	5.54	4.00	1.90	81.99	7.17	37.00	139.02
43	GE2712-080	14.00	24.10	37.89	28.00	842.00	10.62	192.80	8.00	11.00	6.90	10.00	11.00	1.49	1.01	14.76	0.43	3.22	95.00	4.00	33.27	2.94	220.00	187.60
44	GE2712-081	11.00	13.54	22.61	72.00	3574.00	6.14	105.74	9.00	11.00	4.40	10.00	28.00	0.74	0.63	8.77	0.27	1.68	84.00	4.10	20.17	1.82	1469.00	123.08
45	GE2712-082	10.00	28.33	27.51	5.00	15.00	7.83	205.89	6.00	3.00	6.00	10.00	24.00	2.38	1.05	21.90	0.71	5.59	3.00	1.60	46.32	5.39	46.00	141.46
46	GE2712-085	6.00	1.78	2.10	7.00	513.00	0.62	12.70	25.00	1.00	0.52	10.00	128.00	0.06	0.09	1.61	0.05	1.65	9.00	1.50	3.46	0.26	691.00	60.70
47	GE2712-086	5.00	0.72	1.34	2.00	312.00	0.35	6.56	5.00	1.00	0.25	10.00	238.00	0.02	0.03	0.83	0.01	1.80	13.00	0.40	2.69	0.13	104.00	12.19
48	GE2712-087	7.00	32.23	60.44	7.00	55.00	16.39	177.64	5.00	3.00	11.00	10.00	44.00	2.13	1.32	13.11	0.60	3.48	16.00	1.50	43.24	4.00	75.00	379.42
49	GE2712-088	7.00	0.43	2.19	3.00	10000.00																		

N°	Código	Mo	Nb	Nd	Ni	Pb	Pr	Rb	Sb	Sc	Sm	Sn	Sr	Ta	Tb	Th	Tm	U	V	W	Y	Yb	Zn	Zr
		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
67	GE2712-113	11.00	56.65	36.61	26.00	20.00	10.49	305.49	5.00	1.00	7.10	10.00	22.00	5.02	1.19	31.35	0.60	5.81	3.00	2.10	37.61	4.37	41.00	303.00
68	GE2712-114	16.00	20.10	14.60	29.00	12.00	4.27	64.90	5.00	9.70	3.30	10.00	39.00	2.39	0.70	15.20	0.46	4.39	9.00	2.76	28.50	2.72	11.00	53.00
69	GE2712-115	12.00	243.38	41.52	17.00	16.00	14.56	375.21	5.00	1.00	7.10	10.00	10.00	14.65	1.32	41.35	1.16	11.47	3.00	2.00	64.47	8.28	101.00	477.23
70	GE2712-117	12.00	48.31	33.51	24.00	29.00	10.97	320.79	5.00	2.00	6.00	10.00	67.00	5.35	0.91	46.05	0.53	5.32	7.00	2.10	32.47	3.73	28.00	251.34
71	GE2712-118	17.00	59.91	39.54	22.00	18.00	13.40	324.00	5.00	1.00	8.39	10.00	28.00	5.43	1.79	379.70	1.07	18.90	6.00	10.61	48.30	6.01	24.00	155.70
72	GE2712-119	12.00	38.58	32.90	24.00	17.00	9.45	293.00	5.00	1.00	7.11	10.00	22.00	5.21	1.20	96.00	0.61	8.30	4.00	6.88	29.00	3.42	21.00	102.00
73	GE2712-120	12.00	49.33	28.53	19.00	19.00	9.00	358.00	5.00	1.00	7.00	10.00	41.00	5.98	1.27	48.40	0.81	8.39	6.00	3.45	44.70	5.25	29.00	191.00
74	GE2712-121	13.00	80.10	36.58	23.00	34.00	12.44	516.00	5.00	1.00	8.02	10.00	121.00	6.23	1.49	50.20	1.02	246.00	7.00	3.85	57.10	6.37	46.00	226.00
75	GE2712-124	10.00	12.85	17.18	6.00	13.00	5.30	65.30	7.00	4.00	3.85	10.00	156.00	1.46	0.79	16.10	0.50	1.98	12.00	1.58	28.70	3.38	39.00	135.00
76	GE2712-125	133.00	7.53	60.25	18.00	3464.00	14.80	25.00	6.00	38.00	14.10	10.00	7909.00	0.90	3.27	9.90	1.15	10000.00	58.00	8.00	74.30	6.87	106.00	38.90
77	GE2712-126	26.00	1.98	20.77	44.00	1489.00	4.30	11.90	7.00	4.00	7.25	10.00	1721.00	0.03	1.19	2.70	0.32	548.20	24.00	1.39	30.90	2.10	506.00	28.50
78	GE2712-127	10.00	13.99	33.15	15.00	16.00	9.02	181.00	5.00	4.00	8.41	10.00	60.00	1.36	1.62	14.40	0.80	12.25	19.00	2.05	51.90	5.05	36.00	194.00
79	GE2712-128	8.00	23.27	52.67	11.00	17.00	16.48	241.00	5.00	4.00	8.01	10.00	10.00	2.38	1.05	47.60	0.61	9.26	34.00	3.88	36.90	4.31	38.00	366.00
80	GE2712-141	15.00	2.32	11.91	15.00	10000.00	3.21	18.04	77.00	1.00	2.40	129.00	83.00	0.02	0.26	2.07	0.10	5.13	23.00	23.10	11.08	0.90	4235.00	28.58
81	GE2712-143	10.00	3.85	8.73	17.00	486.00	2.24	4.27	14.00	3.00	1.60	10.00	1021.00	0.11	0.23	3.39	0.11	10.72	38.00	5.40	12.86	0.90	1451.00	51.32
82	GE2712-144	10.00	1.37	0.14	31.00	6461.00	0.02	2.06	23.00	1.00	0.04	10.00	4.00	0.02	0.01	0.10	0.01	2.59	2.00	2.30	0.28	0.02	10000.00	2.39
83	GE2712-145	9.00	4.95	2.51	65.00	1205.00	0.56	43.07	12.00	3.00	0.63	10.00	16.00	0.08	0.08	0.43	0.02	6.36	28.00	7.30	3.48	0.38	369.00	26.15
84	GE2712-147	10.00	2.67	3.74	31.00	11.00	1.08	10.56	5.00	1.00	0.84	10.00	13.00	0.02	0.09	0.65	0.04	1.39	3.00	1.20	4.53	0.47	25.00	15.52
85	GE2712-236	9.00	93.19	74.38	5.00	183.00	19.42	133.84	20.00	1.00	18.00	10.00	31.00	3.55	3.86	13.48	1.94	3.96	1.00	0.05	160.57	12.34	102.00	309.90
86	GE2712-237	8.00	113.37	169.10	1.00	100.00	43.21	125.50	12.00	3.00	28.00	10.00	35.00	6.22	3.67	11.91	1.28	0.99	1.00	0.05	95.51	9.17	281.00	1558.42
87	GE2712-238	8.00	18.46	22.65	22.00	103.00	5.58	153.78	10.00	5.00	4.50	10.00	25.00	1.32	0.71	4.70	0.37	1.60	53.00	1.20	20.65	2.15	1768.00	512.56
88	GE2712-241	9.00	63.63	176.10	3.00	36.00	52.75	319.82	5.00	2.00	37.00	10.00	27.00	6.77	6.91	25.02	2.52	7.81	8.00	3.80	133.00	16.44	41.00	419.78
89	GE2712-242	5.00	43.86	85.80	13.00	361.00	21.53	50.99	5.00	21.00	15.00	10.00	514.00	3.05	1.94	7.86	0.66	0.81	142.00	0.80	50.45	4.01	274.00	424.53
90	GE2712-243	8.00	5.37	8.70	9.00	60.00	2.69	68.40	5.00	2.00	1.10	10.00	545.00	0.05	0.08	1.09	0.01	0.21	15.00	0.05	2.65	0.24	75.00	52.41
91	GE2712-244	8.00	31.97	27.20	18.00	69.00	7.36	173.14	5.00	6.00	4.90	10.00	38.00	3.04	0.79	14.40	0.44	7.70	57.00	1.80	28.94	3.25	145.00	358.00
92	GE2712-245	7.00	64.97	54.09	9.00	44.00	13.79	216.76	5.00	10.00	13.00	10.00	14.00	5.48	2.38	21.82	1.29	3.56	14.00	0.10	80.30	8.24	90.00	216.89
93	GE2712-247	6.00	43.21	55.05	31.00	56.00	12.49	85.66	5.00	16.00	11.00	10.00	379.00	3.31	1.85	7.07	0.77	1.98	137.00	0.05	76.50	4.67	192.00	376.30
94	GE2712-248	6.00	61.07	71.16	1.00	43.00	18.86	127.87	5.00	14.00	13.00	10.00	157.00	3.47	1.77	8.27	0.75	1.34	3.00	0.05	47.15	5.01	128.00	1021.60
95	GE2712-249	6.00	31.17	40.85	4.00	28.00	11.11	156.50	5.00	2.00	8.00	10.00	13.00	1.61	1.30	13.23	0.60	2.08	2.00	0.10	40.52	3.71	79.00	227.23
96	GE2712-251	10.00	27.20	35.10	6.00	17.00	9.01	75.50	5.00	7.80	6.90	10.00	413.00	2.17	1.03	6.90	0.46	1.01	33.00	1.26	29.20	2.85	62.00	765.00
97	GE2712-254	7.00	0.10	1.58	7.00	10000.00	0.37	2.94	5.00	1.00	0.22	10.00	43.00	0.02	0.01	0.69	0.01	7.21	22.00	0.05	1.64	0.06	10000.00	11.17
98	GE2712-255	4.00	0.10	2.02	6.00	10000.00	0.39	3.21	9.00	1.00	0.43	10.00	293.00	0.02	0.01	0.17	0.01	5.62	20.00	0.05	2.36	0.08	10000.00	8.55
99	GE2712-256	3.00	0.10	1.76	7.00	526.00	0.35	2.04	48.00	1.00	0.45	10.00	101.00	0.02	0.01	0.36	0.01	7.48	16.00	0.05	4.50	0.14	10000.00	9.76
100	GE2712-257	12.00	0.10	1.86	3.00	10000.00	0.39	3.85	133.00	1.00	0.31	10.00	70.00	0.02	0.01	0.16	0.01	2.31	9.00	0.05	1.45	0.04	10000.00	8.55
101	GE2712-258	14.00	3.29	17.02	82.00	210.00	3.91	10.84	10.00	5.00	3.50	10.00	1024.00	0.15	0.40	3.61	0.17	7.15	186.00	0.05	17.86	1.45	3666.00	130.65
102	GE2712-260	6.00	7.66	31.11	5.00	99.00	7.94	18.07	170.00	4.00	6.20	10.00	461.00	0.79	0.65	8.44	0.25	3.41	86.00	3.40	18.05	2.01	658.00	161.92
103	GE2712-261	4.00	0.10	6.68	2.00	10000.00	1.17	1.48	190.00	24.00	4.60	43.00	71.00	0.02	4.95	0.82	3.28	19.38	114.00	67.40	255.94	18.83	10000.00	7.96
104	GE2712-262	3.00	0.10	1.57	1.00	10000.00	0.41	0.86	81.00	4.00	0.47	10.00	22.00	0.02	0.27	0.27	0.13	1.90	11.00	45.00	12.93	0.89	10000.00	4.05

## Anexo 3.- Base de Datos de Análisis por Oro de las muestras de rocas.

N°	Elemento Unidad	Au ppb
1	GE2711-022	529
2	GE2711-028	45
3	GE2711-035	23
4	GE2711-036	7
5	GE2711-037	18
6	GE2711-042	<5
7	GE2711-059	>5000
8	GE2711-061	143
9	GE2711-062	<5
10	GE2711-064	<5
11	GE2712-030	--
12	GE2712-031	--
13	GE2712-032	--
14	GE2712-034	--
15	GE2712-037	--
16	GE2712-060	<5
17	GE2712-061	<5
18	GE2712-062	18
19	GE2712-063	<5
20	GE2712-065	19
21	GE2712-066	18
22	GE2712-072	<5
23	GE2712-073	<5
24	GE2712-074	<5
25	GE2712-075	<5
26	GE2712-076	<5
27	GE2712-079	<5
28	GE2712-080	9
29	GE2712-081	62
30	GE2712-085	6
31	GE2712-086	<5
32	GE2712-087	<5
33	GE2712-088	<5
34	GE2712-089	<5
35	GE2712-092	28
36	GE2712-094	6
37	GE2712-098	9
38	GE2712-100	<5
39	GE2712-101	<5
40	GE2712-102	<5
41	GE2712-107	<5
42	GE2712-114	<5
43	GE2712-144	5000
44	GE2712-145	5000
45	GE2712-147	6
46	GE2712-254	--
47	GE2712-256	--
48	GE2712-257	--
49	GE2712-258	17
50	GE2712-260	<5
51	GE2712-261	10
52	GE2712-262	15
53	GE2712-263	8

Anexo 4.- Base de Datos de Análisis por Elementos Mayores

N°	Código	SiO <sub>2</sub> %	TiO <sub>2</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	MnO %	MgO %	CaO %	Na <sub>2</sub> O %	K <sub>2</sub> O %	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %
1	GE2711-064	71.60	0.29	13.30	2.61	0.05	0.73	2.21	3.80	3.70	0.05
2	GE2711-062	72.30	0.28	12.70	3.68	0.05	0.80	3.42	3.97	0.56	0.05
3	GE2711-061	68.78	0.08	12.43	1.80	0.02	0.37	0.23	4.20	3.02	0.03
4	GE2711-069	52.05	0.02	0.19	7.32	0.00	0.01	0.02	0.01	0.07	0.02
5	GE2712-147	87.59	0.03	1.24	1.02	0.03	0.03	0.06	0.41	0.30	0.02
6	GE2712-145	79.49	0.25	2.97	4.12	0.08	0.09	0.04	0.05	0.84	0.05
7	GE2712-144	84.95	0.01	0.11	1.08	0.01	0.01	0.10	0.03	0.04	0.03
8	GE2712-115	72.80	0.11	14.40	2.60	0.03	0.32	0.09	3.24	4.96	0.01
9	GE2712-117	69.59	0.17	13.59	1.99	0.02	0.11	0.54	3.96	5.89	0.05
10	GE2712-102	63.28	0.65	13.91	3.15	0.05	1.26	3.05	1.56	2.89	0.19
11	GE2712-076	43.11	0.18	32.03	4.44	0.00	0.06	0.03	0.25	8.84	0.01
12	GE2712-079	78.18	0.07	9.95	1.85	0.01	0.23	0.02	0.11	3.36	0.01
13	GE2712-080	61.89	0.75	13.48	7.11	0.16	0.99	0.03	0.45	4.34	0.16
14	GE2712-081	64.60	0.51	10.81	7.02	0.19	2.65	0.92	0.71	2.27	0.09
15	GE2712-075	69.87	0.06	8.90	1.57	0.02	0.13	0.03	0.05	3.35	0.01
16	GE2712-072	70.85	0.10	12.39	2.11	0.01	0.16	0.02	0.07	3.93	0.01
17	GE2712-073	69.16	0.08	10.41	2.14	0.01	0.09	0.01	0.06	3.54	0.01
18	GE2712-074	68.69	0.08	10.42	1.33	0.00	0.06	0.02	0.07	3.43	0.01
19	GE2712-082	75.86	0.10	12.45	1.75	0.01	0.32	0.03	0.90	3.75	0.01
20	GE2712-065	90.00	0.03	1.98	2.01	0.04	0.11	0.08	0.04	0.54	0.01
21	GE2712-062	85.71	0.10	3.54	3.85	0.07	0.19	0.03	0.04	0.90	0.01
22	GE2712-063	71.11	0.28	13.35	4.04	0.11	0.69	0.08	0.46	4.20	0.07
23	GE2712-069	18.62	0.10	1.83	58.29	0.01	0.10	0.03	0.02	0.47	0.14
24	GE2712-067	7.56	0.02	0.57	74.33	0.01	0.01	0.01	0.01	0.09	0.03
25	GE2711-031	65.92	0.49	11.51	3.69	0.04	2.54	0.92	2.14	2.83	0.14
26	GE2711-027	57.69	0.73	16.91	5.62	0.06	2.90	2.55	6.96	0.65	0.26
27	GE2711-028	50.18	0.77	15.49	3.35	0.03	0.38	1.16	5.84	0.54	0.16
28	GE2711-023	32.26	0.04	1.31	64.06	0.21	0.09	0.16	0.02	0.24	0.06
29	GE2711-024	83.69	0.02	0.09	0.75	0.02	0.01	0.04	0.01	0.02	0.01
30	GE2711-022	58.45	1.02	12.46	10.41	0.01	0.53	0.06	0.06	3.13	0.07
31	GE2712-093	59.85	0.80	16.59	5.31	0.12	2.54	2.76	3.23	4.75	0.35
32	GE2712-092	48.32	0.06	2.30	1.92	0.02	0.56	0.19	0.44	0.18	0.03
33	GE2712-094	62.20	0.82	14.38	2.61	0.07	3.23	2.33	4.65	2.15	0.27
34	GE2712-095	52.53	0.78	14.70	5.32	0.06	3.85	1.26	4.00	3.12	0.29
35	GE2712-098	57.35	0.84	15.04	2.56	0.04	2.84	0.89	4.39	2.40	0.29
36	GE2711-043	65.02	0.73	16.97	3.98	0.02	0.80	0.45	5.65	2.90	0.21
37	GE2711-042	64.01	0.52	14.26	3.45	0.02	0.51	0.51	0.06	5.61	0.16
38	GE2711-045	73.03	0.17	13.60	1.96	0.03	0.19	0.48	2.97	5.85	0.03
39	GE2712-236	70.68	0.13	8.03	2.15	0.03	0.40	0.58	3.73	4.81	0.01
40	GE2712-237	60.33	0.47	11.82	6.49	0.13	0.10	2.08	4.29	5.61	0.06
41	GE2712-104	55.99	0.65	16.20	5.62	0.12	4.26	5.80	4.50	1.35	0.12
42	GE2712-106	66.40	0.50	16.10	4.32	0.07	0.08	0.41	4.75	6.16	0.09
43	GE2712-105	74.20	0.22	14.00	1.41	0.01	0.09	0.28	3.12	5.24	0.03
44	GE2712-120	73.29	0.16	11.49	1.87	0.02	0.06	0.22	3.34	5.59	0.01
45	GE2712-118	68.94	0.12	8.42	1.93	0.01	0.05	0.18	3.65	5.22	0.01
46	GE2712-119	75.84	0.07	10.56	1.72	0.01	0.06	0.12	2.98	4.75	0.01
47	GE2712-247	47.26	1.93	17.08	11.10	0.19	4.13	4.54	3.04	2.34	0.60
48	GE2712-248	57.04	0.60	17.49	5.99	0.14	0.40	1.73	4.03	6.14	0.11
49	GE2711-040	65.10	0.53	15.04	4.18	0.03	0.54	1.58	0.06	5.47	0.14

N°	Código	SiO <sub>2</sub> %	TiO <sub>2</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	MnO %	MgO %	CaO %	Na <sub>2</sub> O %	K <sub>2</sub> O %	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %
50	GE2711-041	56.40	0.41	12.24	2.29	0.15	0.46	10.60	0.07	4.24	0.11
51	GE2712-068	33.18	0.17	2.67	48.07	0.01	0.09	0.01	0.02	0.80	0.12
52	GE2712-089	68.35	0.47	14.59	2.78	0.03	0.61	0.25	1.98	6.71	0.07
53	GE2712-088	5.46	0.02	0.47	1.05	0.09	3.65	36.20	0.02	0.14	0.38
54	GE2712-091	67.20	0.55	11.76	4.93	0.07	1.46	0.20	0.22	3.47	0.07
55	GE2712-086	3.97	0.02	0.58	0.25	0.05	5.75	42.91	0.02	0.17	0.13
56	GE2712-087	67.33	0.39	9.27	1.35	0.03	0.28	0.10	1.83	7.73	0.04
57	GE2712-085	13.62	0.04	1.12	0.94	0.17	16.17	24.58	0.02	0.34	0.31
58	GE2712-260	66.92	0.43	10.37	8.97	0.01	0.09	0.08	0.02	0.26	0.19
59	GE2712-261	3.49	0.03	3.21	33.60	1.09	0.14	0.33	0.02	0.01	0.08
60	GE2712-262	4.58	0.01	0.33	24.82	1.38	0.15	0.35	0.01	0.01	0.04
61	GE2712-263	81.59	0.47	5.19	2.70	0.02	0.09	0.05	0.03	0.91	0.12
62	GE2711-032	57.29	0.80	16.31	4.22	0.10	2.75	3.82	4.00	3.04	0.29
63	GE2711-035	60.72	0.35	17.71	1.26	0.00	0.14	0.09	0.37	10.67	0.01
64	GE2711-036	65.14	0.35	15.19	4.10	0.01	0.28	0.23	0.06	3.73	0.03
65	GE2711-037	61.90	0.42	13.66	3.09	0.00	0.05	0.06	0.80	2.32	0.22
66	GE2711-039	42.67	0.25	10.61	4.52	0.22	0.76	32.00	0.43	0.68	0.02
67	GE2712-141	26.29	0.08	1.66	30.00	0.17	0.36	15.94	0.02	0.24	0.52
68	GE2712-143	29.27	0.16	3.51	1.80	0.14	1.08	44.16	0.03	0.08	0.59
69	GE2712-256	2.11	0.02	0.37	1.80	0.26	17.31	25.30	0.04	0.09	0.47
70	GE2712-254	1.20	0.04	0.56	14.72	0.17	7.68	11.11	0.02	0.17	0.18
71	GE2712-255	1.28	0.05	0.84	4.92	0.43	16.28	25.49	0.02	0.20	0.30
72	GE2712-257	4.13	0.03	0.71	4.93	0.70	11.19	17.66	0.02	0.18	0.02
73	GE2712-030	66.67	0.01	0.49	12.73	0.01	0.03	0.26	0.01	0.02	0.01
74	GE2712-031	64.49	0.01	0.69	14.45	1.96	0.28	0.33	0.01	0.02	0.14
75	GE2712-032	64.07	0.08	1.39	17.99	0.06	0.02	0.04	0.01	0.02	0.03
76	GE2712-034	56.58	0.62	1.17	22.62	0.01	0.02	0.04	0.01	0.26	0.08
77	GE2712-035	41.90	0.10	2.99	30.65	0.01	0.01	0.09	0.03	0.59	0.12
78	GE2712-037	42.28	0.30	0.44	38.30	0.00	0.01	0.02	0.01	0.07	0.01
79	GE2712-041	85.92	0.23	1.88	8.96	0.00	0.01	0.30	0.01	0.08	0.80
80	GE2712-100	50.05	0.53	14.47	2.15	0.07	1.69	3.70	0.09	3.25	0.18
81	GE2712-113	72.40	0.17	12.70	2.50	0.04	0.07	0.51	4.83	5.21	0.02
82	GE2712-238	73.44	0.93	8.67	6.22	0.04	1.19	0.32	0.30	3.62	0.13
83	GE2712-249	66.03	0.17	11.14	1.90	0.03	0.13	0.61	3.61	5.30	0.02
84	GE2712-245	68.85	0.20	12.58	2.64	0.03	0.25	0.32	3.42	5.16	0.04
85	GE2712-121	64.81	0.13	11.36	3.43	0.01	0.15	0.14	2.52	4.94	0.04
86	GE2712-243	72.36	0.23	7.90	1.41	0.02	0.28	1.55	4.07	2.99	0.03
87	GE2712-241	70.63	0.33	15.20	5.15	0.04	0.17	0.05	0.18	8.09	0.02
88	GE2712-242	54.43	2.09	16.51	10.15	0.18	3.85	6.79	3.26	1.21	0.83
89	GE2712-124	77.30	0.18	14.50	2.20	0.01	0.19	0.03	0.01	1.33	0.08

## Anexo 5.- Resumen Ocurrencias de Uranio en el Centro del Perú

N°	Ocurrencia Uranio/Nombre Alternativo	Región	Coordenadas UTM (WGS 84)		Ubicación Referencial	Titular de Concesión (A Enero 2010)	Mineralización / Geología	Ocurrencias de Uranio
			Este	Norte				
1	Cerro de Pasco	Pasco	363299	8816915	Mina de Cerro de Pasco	Volcan Compañía Minera S.A.A	<p><b>Mineralización:</b></p> <p>Cu-Pb-Zn-Ag en cuerpos y vetas.</p> <p><b>Geología</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Filitas, cuarcitas, lutitas carbonosas Gpo. Excelsior (Paleozoico: Silúrico-Devónico)</li> <li>- Rcs sedimentarias Gpo. Pucará-Fm. Chambará (Triásico superior)</li> <li>- Rcs ígneas (andesitas y dacitas) – volcans clásticas del Aglomerado Rumillana (Paleógeno-Mioceno) que forman el cuello de un extinto volcán Rica Cerreña</li> <li>- Fallas Regionales: Sacrafamilia, Cerro de Pasco</li> </ul>	Pizarra en el nivel 1400, cortada por vetas de py-qz con posibles contenidos de uraninita con 0.04% U <sub>3</sub> O <sub>8</sub> de equivalente radiométrico y 0.007% U <sub>3</sub> O <sub>8</sub> químico (Simons, F., Minerales Radioactivos: COMISION INIFM – ISGS, 11p.)

N°	Ocurrencia Uranio/Nombre Alternativo	Región	Coordenadas UTM (WGS 84)		Ubicación Referencial	Titular de Concesión (A Enero 2010)	Mineralización / Geología	Ocurrencias de Uranio
			Este	Norte				
2	Colquijirca	Pasco	363316	8811371	Al sur de la ciudad de Cerro de Pasco	Sociedad Minera El Brocal	<p><b>Mineralización:</b></p> <p>Cu-Zn-Pb-(Au-Ag)</p> <p>Pb-Zn en mantos</p> <p>Fe-Cu-Ag en mantos</p> <p><b>Geología</b></p> <p>Epitermal polimetálico asociado al complejo domo-diatrema Marcapunta del Mioceno. Marcapunta es una dacita subalcalina con alto K</p> <p>- Gpo Exelsior (Pz-Devonico)</p> <p>- Gpo. Mitu (Pz-Pérmico)</p> <p>- Gpo. Pucará con calizas y dolomías (Trias sup – Jur)</p> <p>- Fm. Pocobamba y Fm. Calera con Detritos continentales y rocas carbonatadas (Cenozoico temprano)</p>	<p>En menas de Cu, al menos doce ocurrencias altamente radioactivas y en menas de Pb-Zn al menos tres ocurrencias.</p> <p>Presencia de uraninita (UO<sub>2</sub>), oofinita y metatorbernita (Torbernita: ((Cu UO<sub>2</sub>)<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>5</sub>)<sub>3</sub>.5H<sub>2</sub>O)).</p> <p>Mayor parte de uraninita en mantos de py (secciones Principal y Mercedes), asociada a mena de enargita-calcopirita. En menores cantidades en sulfuros: Pb-Ag-Cu, en pirita-esfalerita, en pirita-calcosita.</p> <p>Concentraciones 0.2-0.5% U<sub>3</sub>O<sub>8</sub> equivalente radiométrico y 0.06-0.50% U<sub>3</sub>O<sub>8</sub> químicamente.</p> <p>Un lente de 2.7m x 0.5m da 12TM con 2.4% U<sub>3</sub>O<sub>8</sub> químico. Una muestra de enargita-cpy-silica dio 5% U<sub>3</sub>O<sub>8</sub> radiométrico procedente de la sección Chocayoc.</p> <p>(Simons, F., Minerales Radioactivos: COMISION INIFM – ISGS, 11p)</p>

N°	Ocurrencia Uranio/Nombre Alternativo	Región	Coordenadas UTM (WGS 84)		Ubicación Referencial	Titular de Concesión (A Enero 2010)	Mineralización / Geología	Ocurrencias de Uranio
			Este	Norte				
3	Fundo Jarhuas / Mina Charol Socavón Brígida	Hvca	52914 3	8635343	Socavón Brígida de la mina Charol ubicado en la ladera occidental de la Qda. Arhuayaco, terrenos Fdo. Jarhuas, distrito Ocoro, Prov. Tayacaja, Huancavelica.	Minera Phelps Dodge del Perú SAC (Ocoro 2)  Al Este Doe Run Peru SRL (Cobrizo)	<b>Mineralización:</b> Cu-(Ag)  Calcopirita, calcosita, bornita, malaquita, azurita en vetillas irregulares.  <b>Geología</b> - Gpo. Mitu (Pz-Pérmico) - Stock Jabonillos (K-Terciario) - Granito del Batolito Villa Azul (K-Terciario)	Esta ocurrencia surgió del Proyecto Mantaro 1967 del Servicio de Geología y Minería. Se describen rocas sedimentarias y volcánicos andesíticos del Gpo. Mitu (Permiano Sup), cortadas por el stock diorítico Jabonillos y granito del Batolito de villa Azul (K-T). Guizado y Landa, 1965, lo clasificaron como diorita cuarcífera. Se menciona relación del la mineralización de cobre con la diorita.  La mineralización en el socavón Brígida es de relleno de fracturas con malaquita y azurita, con algo de calcopirita, calcosita y bornita.  La radioactividad fué detectada cerca al portal del socavón Brígida con 4 miliroentgens/hr en vetillas con malaquita asociada a minerales oxidados oscuros, estos últimos posiblemente relacionados a la radiación por lo que se postula un origen epigenético (A0159: Jorge Guizado y Alfonso Aranda)
4	Janchiscocha / Cinco Amigos Sur de San Gaspar	Junin	47093 4	8710277	30km norte Jauja. Por laguna Cuchimachay	Telmo Huayan Mostacero (Empresa Minera Fak's 1 SAC)	<b>Mineralización:</b> Molibdeno en vetas de cuarzo blanco y diseminado en pórfidos	Radioactividad en el granito de hasta 8 veces el promedio areal y de 2-3 veces de las vetillas de py que cortan las lutitas del Gpo. Excelsior.  Radioactividad en el nivel Tercera Laguna, Santa Teresita.  Mineral radioactivo no identificado, pulverulento, color verde pálido.



N°	Ocurrencia Uranio/Nombre Alternativo	Región	Coordenadas UTM (WGS 84)		Ubicación Referencial	Titular de Concesión (A Enero 2010)	Mineralización / Geología	Ocurrencias de Uranio
			Este	Norte				
	Vetas Torohuajana Tercera Laguna  Londres  Siete Amigos					Al Sur Cía Minera Agregados Calcáreos  Más al Sur Grupo Mantaro	<b>Geología</b>  - Pizarras, filitas y cuarcitas del Gpo. Excelsior (Pz- Silúrico-Devónico)  - Gpo. Mitu (Pz-Pérmico)  - Calizas Pucará (Jurásico)  - Granitos de Sucllamachay (KTinf)	(Gabelman J., Beard, Raymond., 1962. Uranio en el Perú: División de Materias Primas de la Comisión de Energía Atómica de los Estados Unidos en Cooperación con la Junta de Control de Energía Atómica del Perú). Traducción Sosa, Juan.
5	Ocoro	Hvca	534164	8628216	Se ubica en la provincia de Tayacaja, departamento de Huancavelica, en el flanco Sur Oeste de los granitos hercínicos del Perú Central	Minera del Suroeste SAC (Pampas 1)  SRML Oyon XXII (Pampa XXI)	<b>Geología</b>  - Gpo. Mitu (Pz-Pérmico)  - Granito Querobamba (Pz)  - Fm. Chambará del Gpo. Pucará (Jurásico)	La prospección uranífera fue realizada por la Junta de Control de Energía Atómica (JCEA), la cuenta de fondo fue 0.04 MR/H, la anomalía radiactiva marco 4.0 MR/H, 100 veces respecto al fondo, se encuentra en los sedimentos del grupo Mitu.  Se considera que la fuente de uranio puede ser el granito de Querobamba, este uranio pudo haber precipitado en los sedimentos de la secuencia superior del grupo Mitu, además en la zona aflora la formación Chambará del Grupo Pucará donde el objetivo planteado fue el de ubicar uranio semejante al yacimiento de Colquijirca (Uranio precipitado en los sedimentos de la secuencia superior del grupo Mitu).

N°	Ocurrencia Uranio/Nombre Alternativo	Región	Coordenadas UTM (WGS 84)		Ubicación Referencial	Titular de Concesión (A Enero 2010)	Mineralización / Geología	Ocurrencias de Uranio
			Este	Norte				
						SRML Elera Baja (Pampa XXII)  Al SE Doe Run Perú SRL (Cobriza)		<a href="http://www.mrc1exploraciones.com/modules.php?name=Proyectos">http://www.mrc1exploraciones.com/modules.php?name=Proyectos</a>
6	San Alberto / Rosario	Pasco	458061	8831895	Valle río San Alberto, en el río Esperanza o Cazu. 7km  NE de Oxapampa	Libre  Al Oeste Exploraciones Mineras San Ramón S.A  Al Sur Compañía Minera Milpo S.A.A	<b>Mineralización:</b> cpy-py-gn-esf en vetillas  <b>Geología</b> - Gpo. Mitu (Pz sup-Pérmico)  - Gpo. Oriente (Ki)	Radioactividad en vetillas de cpy-py-gn-esf emplazadas en fracturas en filitas, cerca al contacto con cuarcitas. (1-2%Cu, 0-1%Pb, 0-1%Zn, 30-300g/TM Ag y hasta 1.1% U <sub>3</sub> O <sub>8</sub> . Al parecer uraninita asociada a py y cpy (Simons, F., Minerales Radioactivos: COMISION INIFM – ISGS, 11p.)  En el río Esperanza o Cazu. La mineralización se presenta a lo largo de una falla S70°E, 60°-75°N en contacto con filitas en la base y cuarcitas en el tope. En los alrededores un complejo pre-Cambriano y/o intrusivo paleozoico temprano. Radioactividad definida por Geiger Counter. Ensayos -0.01-0.11% U <sub>3</sub> O <sub>8</sub> , sólo en la falla y no en las cajas. La filita de la base tiene py y localmente cpy y carbonato de Cu. Se menciona presencia de uraninita en calcita con +3% U <sub>3</sub> O <sub>8</sub> . Ligera radioactividad en las arenas de río dando posibilidad de mineralización en placeres.(C09017: Hosmer 5p 1955)

## Anexo 6.- Base de Operaciones Mineras

Unidad	Este	Norte	Datum	Zona	Tipo de Depósito	Contenido metálico	Departamento	Provincia	Distrito	Empresa
Atacocha	367400	8830758	WGS84	18	Skarn	Pb, Zn	PASCO	PASCO	SAN FCO.DE ASIS DE Y ARUSYACAN	Compañía Minera Atacocha S.A.A
El Porvenir	368077	8827507	WGS84	18	Skarn	Pb, Zn, Cu	PASCO	PASCO	PALLANCHACRA	Compañía Minera Milpo
San Vicente	458156	8758654	WGS84	18	Missipi Valley	Zn, Pb	JUNIN	CHANCHAMAYO	VITOC	Compañía Minera San Ignacio de Morococha S.A.
Cerro de Pasco	360990	8811015	WGS84	18	Polimetálico con Superposición Epitermal	Pb, Zn	PASCO	PASCO	CHAUPIMARCA	Volcan Compañía Minera SAA
Cobriza	566156	8611657	WGS84	18	Skarn	Pb, Zn, Cu	HUANCAVELICA	CHURCAMP	SAN PEDRO DE CORIS	Doe Run Perú S.R.LTDA.