

UNIVERSIDAD NACIONAL DEL ALTIPLANO

FACULTAD DE INGENIERÍA GEOLÓGICA Y
METALÚRGICA

ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOLÓGICA



“ANÁLISIS PIMA, CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA Y PETROMINERAGRAFICA DEL PROSPECTO VICUÑA-LUCANAS, AYACUCHO”

TESIS

PRESENTADO POR:

DANTE JAVIER MORALES OSORIO

PARA OPTAR EL TITULO PROFESIONAL DE:

INGENIERO GEÓLOGO

PUNO – PERÚ

2016

UNIVERSIDAD NACIONAL DEL ALTIPLANO
FACULTAD DE INGENIERÍA GEOLÓGICA Y
METALÚRGICA
ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOLÓGICA
ANÁLISIS PIMA, CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA Y
PETROMINERAGRAFICA DEL PROSPECTO VICUÑA -
LUCANAS, AYACUCHO

TESIS

PRESENTADO POR:

DANTE JAVIER MORALES OSORIO

PARA OPTAR EL TITULO DE:

INGENIERO GEÓLOGO



APROBADO POR EL JURADO REVISOR CONFORMADO POR:

PRESIDENTE DE JURADO :
M. Sc. Miguel E. Calcina Benique

PRIMER MIEMBRO :
Ing. Luis V. Ortiz Gallegos

SEGUNDO MIEMBRO :
M. Sc. Ernesto S. Machacca Hanco

ASESOR DE TESIS :
Ing. Roger Gonzáles Aliaga

DIRECTOR DE TESIS :
Ing. Roberto F. Zegarra Ponce

AÉREA: GEOLOGÍA DE MINAS

TEMA: PROSPECCIÓN DE YACIMIENTOS METÁLICOS

PUNO – PERU
2016

DEDICATORIA

A mis queridos padres:

Francisco y Trinidad Quienes me enseñaron los valores de la vida y a quienes les debo todo lo que soy.

A mi familia, quienes confiaron y comprendieron en todo momento además de su incasable apoyo.

AGRADECIMIENTOS

El presente estudio es gracias al auspicio de la Empresa MINERA APOGEO S.A.C y al Señor Julio Cesar Velandia Vanegas Gerente General. Por darme la oportunidad para realizar el presente trabajo.

Mi agradecimiento al Ing. Roger Gonzales Aliaga, mi asesor por la revisión y las sugerencias brindadas durante el desarrollo de la investigación y por su apoyo constante.

Ing. Miguel Barrionuevo Palli de MINERA APOGEO S.A.C, por darme la oportunidad de participar y conformar el grupo de exploraciones regionales. A su vez por impartirme su conocimiento profesional y colaboración en mi Tesis.

Un agradecimiento en especial a mis compañeros de trabajo y amigos por su apoyo y colaboración para el desarrollo de la Investigación.

Del mismo modo a las personas que de alguna manera contribuyeron a la culminación del presente trabajo.

Mi más sincero agradecimiento a todos los docentes de la Escuela Profesional de Ingeniería Geológica de la Universidad Nacional Altiplano de Puno.

INDICE

| | |
|---|------|
| DEDICATORIA | |
| AGRADECIMIENTOS | |
| INDICE | |
| LISTA DE FIGURAS | |
| LISTA DE CUADROS | |
| LISTA DE FOTOMICROGRAFÍAS | |
| LISTA DE LÁMINAS | |
| LISTA DE SÍMBOLOS Y SIGLAS | |
| RESUMEN | |
| ABSTRACT | |
| | Pág. |
| CAPITULO I | |
| INTRODUCCIÓN | |
| 1.1 GENERALIDADES..... | 1 |
| 1.2 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA | 2 |
| 1.3 ANTECEDENTES | 3 |
| 1.4 JUSTIFICACIÓN | 3 |
| 1.5 HIPÓTESIS..... | 4 |
| 1.6 OBJETIVOS..... | 4 |
| 1.7 METODOLOGÍA | 5 |
| 1.7.1 RECOPIACIÓN Y REVISIÓN DE INFORMACIÓN | 5 |
| 1.7.2 TRABAJO DE CAMPO EN LA ZONA A EVALUARSE | 5 |
| 1.7.3 LABORATORIO..... | 5 |
| 1.7.4 TRABAJO DE GABINETE: | 6 |
| 1.7.5 REDACCIÓN DEL DOCUMENTO FINAL..... | 6 |
| CAPITULO II | |
| MARCO TEORICO | |
| 2.1 PROSPECCIÓN GEOQUÍMICA | 7 |
| 2.2 PATHFINDER (ELEMENTOS INDICADORES)..... | 7 |
| 2.3 PARÁMETROS GEOQUÍMICOS | 8 |
| 2.3.1 BACKGROUND (VALOR DE FONDO) | 8 |
| 2.3.2 THRESHOLD (UMBRAL GEOQUÍMICO) | 8 |
| | IV |

| | |
|--|----|
| 2.3.3 ANOMALÍA GEOQUÍMICA | 8 |
| 2.3.4 MUESTREO GEOQUÍMICO | 9 |
| 2.3.5 DISPERSIÓN GEOQUÍMICA..... | 9 |
| 2.4 GEOQUÍMICA APLICADA | 9 |
| 2.4.1 ESPECTRO DE EMISIÓN ATÓMICA (ICP-AES) | 10 |
| 2.4.2 ESPECTRO DE ABSORCIÓN ATÓMICA (AAS) | 10 |
| 2.4.3 CONTROL DE MUESTREO | 11 |
| 2.5 GEOESTADÍSTICA DE DATOS GEOQUIMICOS | 12 |
| 2.5.1 TABLAS DE FRECUENCIA | 12 |
| 2.5.2 CONSTRUCCIÓN DE TABLAS ESTADÍSTICAS | 13 |
| 2.5.2.1 Distribución Agrupada de Frecuencias..... | 13 |
| 2.5.3 HISTOGRAMAS Y CURVAS DE FRECUENCIA | 14 |
| 2.5.4 GRÁFICOS DE PROBABILIDADES | 14 |
| 2.5.5 DETERMINACIÓN DE PARÁMETROS ESTADÍSTICOS..... | 15 |
| 2.5.5.1 Media..... | 15 |
| 2.5.5.2 Mediana..... | 16 |
| 2.5.5.3 Moda..... | 16 |
| 2.5.6 COEFICIENTE DE CORRELACIÓN | 17 |
| 2.6 MINERAGRAFÍA Y PETROGRAFÍA: | 17 |
| 2.6.1 MINERAGRAFÍA | 17 |
| 2.6.1.1 Características Cristalográficas y Ópticas de los Minerales | 18 |
| 2.6.2 PETROGRAFÍA..... | 19 |
| 2.7 ALTERACIONES HIDROTERMALES | 20 |
| 2.7.1 FACTORES QUE CONTROLAN LA ALTERACIÓN HIDROTERMAL..... | 21 |
| 2.7.1.1 Temperatura y la diferencia de temperatura (Δt°)..... | 21 |
| 2.7.1.2 Composición del fluido | 21 |
| 2.7.1.3 Permeabilidad..... | 21 |
| 2.7.1.4 Duración de la interacción..... | 21 |
| 2.7.1.5 Composición de la roca | 21 |
| 2.7.1.6 Presión | 22 |
| 2.7.2 TIPOS DE ALTERACIONES HIDROTERMAL | 22 |
| 2.7.2.1 Alteración Argílica | 22 |
| 2.7.2.2 Alteración Argílica Intermedia | 22 |
| 2.7.2.3 Alteración Propilítica | 23 |

| | |
|--|----|
| 2.7.2.4 Alteración Pervasiva | 23 |
| 2.7.2.5 Silicificación | 23 |
| 2.7.2.6 Cloritización | 24 |
| 2.7.2.7 Limonitización | 24 |
| 2.7.2.8 Oxidación..... | 24 |
| 2.8 YACIMIENTOS HIDROTERMALES | 25 |
| 2.8.1 HIPOTERMALES | 25 |
| 2.8.2 MESOTERMALES..... | 26 |
| 2.8.3 EPITERMALES | 26 |
| 2.8.4 CLASES DE AGUAS | 26 |
| 2.8.4.1 Juvenil | 26 |
| 2.8.4.2 Magmática | 26 |
| 2.8.4.3 Metamórficas | 26 |
| 2.8.4.4 Connata | 26 |
| 2.8.4.5 Meteórica..... | 26 |
| 2.8.5 FLUIDO HIDROTERMAL..... | 27 |
| 2.8.6 EPITERMALES DE ALTA SULFURACION Y BAJA SULFURACION | 27 |
| 2.9 ANALIZADOR PORTÁTIL INFRARROJO DE MINERALES (PIMA)..... | 29 |
| 2.9.1 ESPECTROSCOPIA | 30 |
| 2.9.2 ESPECTRÓMETRO DE CAMPO | 31 |
| 2.9.3 AUTOMATISMO DEL INSTRUMENTO DE ESPECTROMETRÍA | 34 |
| 2.9.4 ESPECTROGRAFÍA | 35 |
| 2.9.4.1 Distinción Espectrográfica de Minerales | 37 |
| 2.9.4.2 Composición Química de los Minerales | 37 |
| 2.9.5 RECOLECCIÓN DE DATOS Y ANÁLISIS..... | 39 |
| 2.9.6 CARTOGRAFIADO DE ALTERACIONES HIDROTERMALES | 45 |

CAPITULO III

CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE INVESTIGACIÓN

| | |
|--|----|
| 3.1 UBICACIÓN Y ACCESIBILIDAD..... | 49 |
| 3.2 CLIMA..... | 50 |
| 3.3 GEOLOGÍA REGIONAL..... | 51 |
| 3.3.1 GRUPO YURA (JK-YU)..... | 51 |
| 3.3.2 FORMACIÓN CASTROVIRREYNA (PN-c)..... | 53 |

| | |
|---|----|
| 3.3.3 GRUPO NAZCA (MM-N)..... | 54 |
| 3.3.4 FORMACIÓN CAUDALOSA (NM-CA)..... | 55 |
| 3.3.5 FORMACIÓN SENCCHA (Ts-s)..... | 57 |
| 3.3.6 GRUPO BARROSO (TQ-BA)..... | 58 |
| 3.3.7 CUATERNARIO | 60 |
| 3.3.7.1 Depósitos Morrénicos (Qr-mo) | 60 |
| 3.3.7.2 Depósitos Fluvioglaciares (Qr-fg) | 60 |
| 3.3.7.3 Depósitos Aluviales (Qr-al)..... | 61 |
| 3.3.8 ROCAS INTRUSIVAS | 61 |
| 3.3.8.1 Dioritas (KTi-di)..... | 61 |
| 3.3.8.2 Tonalita-granodioritas (KTi-to/gd)..... | 62 |
| 3.3.8.3 Granitos (KTi-gr) | 63 |
| 3.3.8.4 Apófisis de Dacita Silíce (Ts-da) | 63 |
| 3.3.8.5 Diques | 63 |
| 3.4 GEOMORFOLOGÍA..... | 69 |
| 3.5 METALOGÉNIA | 69 |
| 3.6 TECTÓNICA | 69 |
| 3.6.1 UNIDAD DE TECTÓNICA PROFUNDA | 70 |
| 3.6.2 TECTÓNICA DE COBERTURA | 70 |
| 3.6.3 TECTÓNICA EN LOS ANDES | 71 |
| 3.6.3.1 Mesozoico y Cenozoico | 71 |
| 3.6.3.2 Triásico superior | 72 |
| A. Jurásico (Fase Nevadiana) | 72 |
| B. Cretáceo | 73 |
| 3.6.3.3 Cenozoico..... | 74 |
| A. Paleoceno..... | 74 |
| A.1 Eoceno (Fase Inca) | 74 |
| A.2 Oligoceno | 75 |
| B. Neógeno (Terciario Superior)..... | 75 |
| B.1 Mioceno (Fases Quechua) | 75 |
| B.2. Plioceno (Fases Plio-Cuaternaria) | 76 |
| 3.7 GEOLOGÍA LOCAL | 80 |
| 3.7.1 LITOLOGÍA | 80 |
| 3.7.1.1 TOBA ANDESITA (Tb-1)..... | 80 |

| | |
|---|-----|
| 3.7.1.2 TOBA ANDESITA (Tb-2)..... | 80 |
| 3.7.1.3 TOBA ANDESITA (Tb-3)..... | 81 |
| 3.7.2 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL..... | 81 |
| 3.7.3 ALTERACIONES HIDROTERMALES..... | 85 |
| 3.7.4 MINERALIZACIÓN | 86 |
| 3.7.5 ZONIFICACIÓN DE ÁREAS MINERALIZADAS | 89 |
| 3.7.5.1 VICUÑA 1 (V-1) | 89 |
| A. Sector A..... | 89 |
| B. Sector B..... | 91 |
| C. Sector C..... | 92 |
| 3.7.5.2 VICUÑA 2 (V-2) | 93 |
| A. Sector D..... | 93 |
| B. Sector E..... | 94 |
| C. Sector F | 96 |
| D. Sector G | 96 |
| 3.7.5.3 VICUÑA 3 (V-3). | 96 |
| 3.7.6 ESTRUCTURAS MINERALIZADAS | 96 |
| 3.7.6.1 VETA Nº 1 | 96 |
| 3.7.6.2 VETA Nº 2 | 98 |
| 3.7.6.3 VETA Nº 3 | 98 |
| 3.7.6.4 VETA Nº 4 | 100 |
| 3.7.7 GEOMORFOLÓGIA | 100 |

CAPITULO IV

EXPOSICIÓN Y ANALISIS DE RESULTADO

| | |
|--|-----|
| 4.1 ANÁLISIS DE REFLECTANCIA ESPECTRAL MEDIANTE PIMA | 101 |
| 4.1.1 ANALISIS ESPECTRAL DE LA MUESTRA Nº A- 1411..... | 102 |
| 4.1.2 ANALISIS ESPECTRAL DE LA MUESTRA Nº A- 2415..... | 104 |
| 4.1.3 ANALISIS ESPECTRAL DE LA MUESTRA Nº A- 3430..... | 104 |
| 4.1.4 ANALISIS ESPECTRAL DE LA MUESTRA Nº A- 4432..... | 105 |
| 4.1.5 ANALISIS ESPECTRAL DE LA MUESTRA Nº A- 5689..... | 106 |
| 4.1.6 ANALISIS ESPECTRAL DE LA MUESTRA Nº A- 6723..... | 107 |
| 4.1.7 ANALISIS ESPECTRAL DE LA MUESTRA Nº A- 7733..... | 109 |
| 4.1.8 ALTERACIONES HIDROTERMALES EN LA REFLECTANCIA | 110 |

| | |
|--|-----|
| 4.1.8.1 Alunita $[KAl(OH)_6(SO_4)_2]$ | 110 |
| 4.1.8.2 Caolinita $[Al_2Si_2O_5(OH)_4]$ | 110 |
| 4.1.8.3 Sericita $[KAl_2(Si_3Al)O_{10}(OH,Fe)_2]$ | 111 |
| 4.1.8.4 Illita $[K_2Al_4(Si_7Al_2O_{2n}(OH)_4)]$ | 112 |
| 4.1.8.5 Pirofilita $[Al_2Si_4O_{10}(OH)_2]$ | 112 |
| 4.2 ANÁLISIS GEOQUÍMICO | 113 |
| 4.2.1 FUNDAMENTOS DEL MUESTREO | 114 |
| 4.2.1.1 Método de análisis | 114 |
| A. Control de calidad (QA/QC) | 114 |
| B. Estándar | 115 |
| C. Duplicados | 115 |
| 4.2.2 ANÁLISIS DE RESULTADOS | 119 |
| 4.2.2.1 Análisis Poblacional de Muestras | 119 |
| 4.2.3 CORRELACIONES DE PEARSON | 120 |
| 4.2.4 DISTRIBUCIÓN DE VALORES | 121 |
| 4.3 ANÁLISIS MICROSCÓPICO | 131 |
| 4.4 MICROSCOPIA DE ROCAS | 132 |
| 4.4.1 DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA DE LA MUESTRA N° A-374 | 132 |
| 4.4.1.1 Minerales Esenciales: | 132 |
| 4.4.1.2 Minerales Accesorios | 132 |
| 4.4.1.3 Minerales de Alteración | 133 |
| 4.4.1.4 Minerales Opacos | 134 |
| 4.4.1.5 Textura | 134 |
| 4.4.1.6 Alteración | 134 |
| 4.4.1.7 Clasificación | 134 |
| 4.4.1.8 Observaciones | 134 |
| 4.4.2 DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA DE LA MUESTRA N°: A-385 | 136 |
| 4.4.2.1 Minerales Esenciales | 136 |
| 4.4.2.2 Minerales de Alteración | 136 |
| 4.4.2.3 Minerales Opacos | 136 |
| 4.4.2.4 Textura | 137 |
| 4.4.2.5 Alteración | 137 |
| 4.4.2.6 Clasificación | 137 |
| 4.4.2.7 Observaciones | 137 |

| | |
|--|-----|
| 4.4.3 DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA DE LA MUESTRA N° A-433 | 139 |
| 4.4.3.1 Minerales Esenciales | 139 |
| 4.4.3.2 Minerales De Alteración | 139 |
| 4.4.3.3 Minerales Opacos | 140 |
| 4.4.3.4 Textura | 140 |
| 4.4.3.5 Alteración..... | 140 |
| 4.4.3.6 Clasificación..... | 140 |
| 4.4.3.7 Observaciones | 140 |
| 4.4.4 DESCRIPCION MICROSCOPICA DE LA MUESTRA N° A-692 | 142 |
| 4.4.4.1 Minerales Esenciales | 142 |
| 4.4.4.2 Textura | 143 |
| 4.4.4.3 Alteración..... | 144 |
| 4.4.4.4 Clasificación..... | 144 |
| 4.4.4.5 Observaciones | 144 |
| 4.4.5 DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA DE LA MUESTRA N° A-614 | 145 |
| 4.4.5.1 Minerales Esenciales | 145 |
| 4.4.5.2 Minerales De Alteración | 146 |
| 4.4.5.3 Minerales Opacos | 146 |
| 4.4.5.4 Textura | 147 |
| 4.4.5.5 Alteración..... | 147 |
| 4.4.5.6 Clasificación..... | 147 |
| 4.4.5.7 Observaciones | 147 |
| 4.5 MICROSCOPIA DE MINERALES OPACOS | 149 |
| 4.5.1 DESCRIPCION MICROSCOPICA DE LA MUESTRA N°: A-704 | 149 |
| 4.5.1.1 Minerales Observados | 149 |
| 4.5.1.2 Textura | 150 |
| 4.5.2.3 Paragénesis | 150 |
| 4.5.2.4 Observaciones | 151 |
| 4.5.2 DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA DE LA MUESTRA N°: A-609 | 153 |
| 4.5.2.1 Minerales Observados | 153 |
| 4.5.2.2 Textura..... | 154 |
| 4.5.2.3 Paragénesis | 154 |
| 4.5.2.4 Observaciones | 154 |
| 4.5.3 DESCRIPCION MACROSCOPICA DE LA MUESTRA N° A-724 | 155 |

| | | |
|----------|---|-----|
| 4.5.3.1 | Minerales Observados | 155 |
| 4.5.3.2 | Textura | 156 |
| 4.5.3.3 | Paragénesis..... | 156 |
| 4.5.3.4 | Observaciones..... | 156 |
| 4.5.4 | DESCRIPCION MACROSCOPICA DE LA MUESTRA N° A-614 | 157 |
| 4.5.4.1 | Textura | 159 |
| 4.5.4.2 | Paragénesis..... | 159 |
| 4.5.4.3 | Observaciones..... | 159 |
| 4.6 | MINERALOGÍA | 161 |
| 4.6.1 | MINERALES ECONÓMICOS | 161 |
| 4.6.1.1 | Oro (Au)..... | 161 |
| 4.6.1.2 | Plata (Ag)..... | 161 |
| 4.6.1.3 | Cobre (Cu)..... | 161 |
| 4.6.1.4 | Plomo (Pb)..... | 161 |
| 4.6.1.5 | Zinc (Zn) | 161 |
| 4.6.2 | MINERALES DE GANGA | 161 |
| 4.6.2.1 | Pirita FeS_2 | 161 |
| 4.6.2.2 | Goethita $nFeO(OH)$ | 162 |
| 4.5.2.4 | Jarosita $(SiO_4)_2KFe_3(OH)_6$ | 162 |
| 4.5.2.5 | Malaquita $Cu_2[(OH)_2CO_3]$ | 162 |
| 4.5.2.6 | Calcita CO_3Ca | 162 |
| 4.5.2.7 | Crisocola $Cu_4H_4[(OH)_8Si_4O_{10}]$ | 162 |
| 4.5.2.8 | Cuarzo SiO_2 | 162 |
| 4.5.2.9 | Hematita Fe_2O_3 | 163 |
| 4.5.2.10 | Clorita $(Si_4O_{10})Mg_3(OH)_2.Mg_3(OH)$ | 163 |
| 4.5.2.11 | Alunita $(KAl_3(SO_4)_2(OH)_6)$ | 163 |
| 4.7 | MINERALIZACIÓN..... | 163 |
| 4.7.1 | MINERALIZACIÓN DISEMINADA | 163 |
| 4.7.2 | MINERALIZACIÓN EN VETA. | 163 |
| 4.7.3 | RECURSOS MINERALES..... | 164 |
| | CONCLUSIONES | 165 |
| | RECOMENDACIONES | 166 |
| | BIBLIOGRAFÍA..... | 167 |
| | ANEXOS..... | 172 |

LISTA DE FIGURAS

| N°..... | DESCRIPCIÓN..... | Pág. |
|-------------------|---|------|
| Figura 1: | Muestra las zonas más importantes del espectro electromagnético. | 30 |
| Figura 2: | Absorción de Minerales comunes y su posición espectral | 30 |
| Figura 3: | Detalle de las características del espectro de caolinita | 36 |
| Figura 4: | Grafica con ejemplos de características espectrales de minerales ... | 38 |
| Figura 5: | Ejemplo de clinocloros de Fe y Mg; Notar la fuerte pendiente | 38 |
| Figura 6: | Ejemplos de grupos de alunitas ricas en K, Na, Ca y NH ₄ | 39 |
| Figura 7: | Columna Estratigráfica de Laramate | 67 |
| Figura 8: | Crono-estratigrafía y eventos Geológicos del área de Laramate..... | 68 |
| Figura 9: | Ambiente Tectónico de extensión, compresión y ambiente..... | 71 |
| Figura 10: | Secuencia de tobas de la Formación Laramate | 81 |
| Figura 11: | Alteración propilítica; sericita, pirita finamente diseminada | 85 |
| Figura 12: | Alteración Argílica avanzada con alunita finamente diseminada | 86 |
| Figura 13: | Vista de muestra con pirita fina diseminada..... | 86 |
| Figura 14: | Vista de estructura mineralizada con óxidos de cobre. | 87 |
| Figura 15: | Estructuras vetiformes, con presencia de Cuarzo, Jarosita..... | 90 |
| Figura 16: | Afloramiento de Tobas Andesítica (Tb-2), litología | 90 |
| Figura 17: | Alteración Argílica con venillas rellenas Jarosita y óxidos..... | 91 |
| Figura 18: | Venillas rellenas de óxidos de fierro y diseminación de pirita..... | 92 |
| Figura 19: | Area de intensa oxidación y débilmente alteración propilítica..... | 92 |
| Figura 20: | Afloramiento de roca silicificados con pervacividad intensa..... | 93 |
| Figura 21: | Sílice con oquedades, característico del sector. | 94 |
| Figura 22: | Área solidificada de Sílice en el sector E..... | 94 |
| Figura 23: | Sílice opalina, tipo tubular relleno fractura..... | 95 |
| Figura 24: | Sílice con presencia de patinas de óxidos de fierro y jarosita..... | 95 |
| Figura 25: | Sílice blanquecina con jarosita, óxidos de fierro..... | 95 |
| Figura 26: | Veta 1 con espesores variables de 1 a 20 cm. | 97 |
| Figura 27: | Veta 1, Presencia de minerales de cobre y óxidos de Fierro. | 97 |
| Figura 28: | Veta 2 rellena en Fractura de espesor 5 cm..... | 98 |
| Figura 29: | Mineralización de cobre en estructura vetiforme | 98 |

| | |
|--|-----|
| Figura 30: Veta 3 rellena en Fractura, espesor de 20 cm. | 99 |
| Figura 31: Veta 3, mineralizaciones de cobre: calcita, crisocola, bornita | 99 |
| Figura 32: Veta 4 en su mayor parte recubierta por depósitos cuaternarios .. | 100 |
| Figura 33: Firmas espectrales de la muestra N° A-1411 y minerales | 103 |
| Figura 34: Firmas espectrales de la muestra N° A-1411 y minerales..... | 103 |
| Figura 35: Firmas espectrales de la muestra A- 2415 y minerales | 104 |
| Figura 36: Firmas espectrales de la muestra A- 3430 y minerales | 105 |
| Figura 37: Firmas espectrales de la muestra A-4432 y minerales..... | 106 |
| Figura 38: Firmas espectrales de la muestra A-5689 y minerales..... | 107 |
| Figura 39: Firmas espectrales de la muestra A-6723 y minerales..... | 108 |
| Figura 40: Firmas espectrales de la muestra A-6723 y minerales..... | 108 |
| Figura 41: Firmas espectrales de la muestra A-7733 y minerales..... | 109 |
| Figura 42: Firma espectral del mineral de Alunita, Tomada de la librería | 110 |
| Figura 43: Firma espectral del mineral de Caolinita, Tomada de la librería | 111 |
| Figura 44: Firma espectral del mineral de Sericita, Tomada de la librería | 111 |
| Figura 45: Firma espectral del mineral de Illita, Tomada de la librería. | 112 |
| Figura 46: Firma espectral del mineral de Pirofilita, Tomada de la librería. | 112 |

LISTA DE CUADROS

| N°..... | DESCRIPCIÓN..... | Pág. |
|-------------------|--|------|
| Cuadro 1: | Minerales agrupados por ensambles de minerales de alteración.... | 33 |
| Cuadro 2: | Ejemplos del Uso de SWIR en Exploración. | 48 |
| Cuadro 3: | Concesiones que circunscriben el Prospecto Vicuña..... | 49 |
| Cuadro 4: | Cuadro de accesibilidad al Prospecto Vicuña. | 50 |
| Cuadro 5: | Minerales analizados espectralmente..... | 102 |
| Cuadro 6: | Minerales analizados espectralmente..... | 102 |
| Cuadro 7: | Minerales detectados en campo..... | 103 |
| Cuadro 8: | Minerales detectados en campo..... | 103 |
| Cuadro 9: | Minerales detectados en campo..... | 104 |
| Cuadro 10: | Minerales detectados en campo..... | 105 |
| Cuadro 11: | Minerales detectados en campo..... | 106 |
| Cuadro 12: | Minerales detectados en campo..... | 107 |
| Cuadro 13: | Minerales detectados en campo..... | 108 |
| Cuadro 14: | Minerales detectados en campo..... | 109 |
| Cuadro 15: | Minerales detectados en campo..... | 110 |
| Cuadro 16: | Cuadro de muestras colectadas de las tres campañas..... | 113 |
| Cuadro 17: | Muestras analizadas estadísticamente..... | 115 |
| Cuadro 18: | Muestras analizadas estadísticamente..... | 116 |
| Cuadro 19: | Muestra de resultados con parámetro estadísticos..... | 118 |
| Cuadro 20: | Muestra de resultados con parámetro estadísticos..... | 118 |
| Cuadro 21: | Muestra de resultados con parámetro estadísticos..... | 119 |
| Cuadro 22: | Correlación de Pearson del Área V-1, para elementos. | 120 |
| Cuadro 23: | Correlación de Pearson del Área V-2. | 120 |
| Cuadro 24: | Correlación de Pearson del Área V-3. | 121 |
| Cuadro 25: | Distribución volumétrica porcentual. | 134 |
| Cuadro 26: | Distribución volumétrica porcentual. | 137 |
| Cuadro 27: | Distribución volumétrica porcentual. | 140 |
| Cuadro 28: | Distribución volumétrica porcentual. | 143 |
| Cuadro 29: | Distribución volumétrica porcentual. | 147 |
| Cuadro 30: | Distribución volumétrica porcentual. | 150 |



| | |
|---|-----|
| Cuadro 31: Distribución volumétrica porcentual. | 153 |
| Cuadro 32: Distribución volumétrica porcentual. | 155 |
| Cuadro 33: Distribución volumétrica porcentual. | 159 |

LISTA DE FOTOMICROGRAFÍAS

| N°..... | DESCRIPCIÓN..... | Pág. |
|----------------------------------|---|------|
| Fotomicrografía 1. (NX): | Se observan plagioclasas principalmente | 131 |
| Fotomicrografía 2. (NP): | Se observa anfíboles con doble sistema..... | 131 |
| Fotomicrografía 3. (NX): | Se observa un sistema de maclado combinado | 131 |
| Fotomicrografía 4. (NP): | Se muestra débilmente alterada | 131 |
| Fotomicrografía 5. (NX): | Cristal de plagioclasa mostrando líneas..... | 131 |
| Fotomicrografía 6. (NP): | Se observa cortada paralelamente en un 010..... | 131 |
| Fotomicrografía 7. (NX): | Fenocristales de plagioclasa (plg) en dos etapas . | 135 |
| Fotomicrografía 8. (NX): | Agregados microgranoblásticos de plagioclasas .. | 135 |
| Fotomicrografía 9. (NX): | Fenocristales de plagioclasas (plg) | 135 |
| Fotomicrografía 10. (NX): | Fenocristales de plagioclasa (plg)..... | 135 |
| Fotomicrografía 11. (NX): | Hacia el lado derecho se observa al clasto | 138 |
| Fotomicrografía 12. (NX): | Partículas detríticas de fenocristales..... | 138 |
| Fotomicrografía 13. (NX): | Hacia la derecha está el clasto de naturaleza | 138 |
| Fotomicrografía 14. (NX): | Clastos integrados de fenocristales | 138 |
| Fotomicrografía 15. (NX): | Fenocristales de Plagioclasa (plg) aparente | 141 |
| Fotomicrografía 16. (NP): | Se observa claramente la zonación | 141 |
| Fotomicrografía 17. (NX): | Fenocristales de diferente granulometría | 141 |
| Fotomicrografía 18. (NP): | Se Observa una cavidad tipo Boxwork de Pirita . | 141 |
| Fotomicrografía 19. (NX): | Fenocristal de biotita (bt) con colores | 144 |
| Fotomicrografía 20. (NP): | Se observa biotita parda, variando de colores ... | 144 |
| Fotomicrografía 21. (NP): | Fenocristales de plagioclasa (plg)..... | 145 |
| Fotomicrografía 22. (NP): | Se observa fenocristal de Piroxeno | 145 |
| Fotomicrografía 23. (NX): | Partículas tipo detrítico de microcristales | 148 |
| Fotomicrografía 24. (NP): | Partículas tipo detrítico de microcristales | 148 |
| Fotomicrografía 25. (NX): | Plagioclasa (plg) bandeada y sub-orientada | 148 |
| Fotomicrografía 26. (NX): | Fenocristal de hornblenda alterada y englobada | 148 |
| Fotomicrografía 27. (NP): | Cristales de típicos de hornblenda..... | 148 |
| Fotomicrografía 28. (NX): | Agregados de microcristales de hematita (hm) ... | 151 |
| Fotomicrografía 29. (NX): | Distribución muy irregular de goethita (gt)..... | 151 |
| Fotomicrografía 30. (NX): | Cristales anhedrales de esfalerita (ef)..... | 152 |

| | |
|---|-----|
| Fotomicrografía 31. (NX): Diminutos cristales de electrum (el) | 152 |
| Fotomicrografía 32. (NX): La misma vista de la anterior | 152 |
| Fotomicrografía 33. (NX): Remanentes de piritas (py) | 152 |
| Fotomicrografía 34. (NX): Cristal anhedral de esfalerita (ef) | 153 |
| Fotomicrografía 35. (NX): Cristales anhedrales de goethita (gt) | 154 |
| Fotomicrografía 36. (NX): Cristales anhedrales de goethita (gt) | 154 |
| Fotomicrografía 37. (NX): Cristales anhedrales de goethita (gt) | 155 |
| Fotomicrografía 38. (NP): Cristal anhedral de Pirita (py)..... | 157 |
| Fotomicrografía 39. (NX): Se muestra una marcada alteración supergena | 157 |
| Fotomicrografía 40. (NP): Se identifica cristales de pirita..... | 157 |
| Fotomicrografía 41. (NP): Cristales de pirita (py) y galena (gn) anhedral..... | 157 |
| Fotomicrografía 42. (NX): Cristales anhedrales de galena, malaquita | 160 |
| Fotomicrografía 43. (NX): Se muestra cristales de galena anhedrales | 160 |
| Fotomicrografía 44. (NX): Cristales de galena anhedrales..... | 160 |
| Fotomicrografía 45. (NP): Galena relleno microfracturas | 160 |

LISTA DE LÁMINAS

| N°..... | DESCRIPCIÓN..... | Pág. |
|-------------------|--|------|
| Lámina 1: | Mapa de ubicación del área de estudio, Prospecto Vicuña..... | 51 |
| Lámina 2: | Ortofotografía prospecto vicuña | 65 |
| Lámina 3: | Mapa geológico regional | 66 |
| Lámina 4: | Mapa metalogenético regional..... | 77 |
| Lámina 5: | Mapa estructural regional a escala 1:250 000 | 78 |
| Lámina 6: | Mapa estructural regional a escala 1:100 000 | 79 |
| Lámina 7: | Mapa geológico local..... | 83 |
| Lámina 8: | Mapa estructural local. | 84 |
| Lámina 9: | Mapa de alteraciones hidrotermales local..... | 88 |
| Lámina 10: | Mapa geoquímico y de distribución de muestras de Oro. | 122 |
| Lámina 11: | Mapa geoquímico y de distribución de muestras de Plata. | 123 |
| Lámina 12: | Mapa geoquímico y de distribución de muestras de Arsénico. ... | 124 |
| Lámina 13: | Mapa geoquímico y de distribución de muestras de Cobre. | 125 |
| Lámina 14: | Mapa geoquímico y de distribución de muestras de Mercurio. ... | 126 |
| Lámina 15: | Mapa geoquímico y de distribución de muestras de Azufre. | 127 |
| Lámina 16: | Mapa geoquímico y de distribución de muestras de Plomo. | 128 |
| Lámina 17: | Mapa geoquímico y de distribución de muestras de Zinc. | 129 |
| Lámina 18: | Mapa geoquímico y de distribución de muestras de Molib..... | 130 |

LISTA DE SÍMBOLOS Y SIGLAS

| | |
|----------------|------------------------------------|
| AMPD | Absolute Mean Percentage Diference |
| arc | Arcillas |
| bt | Biotita |
| Ca | Calcita |
| CV | Coeficiente de Variación |
| Ts-da | Dacita |
| Qr-al | Depósitos Aluviales |
| Qr-fg | Depósitos Fluvioglaciares |
| Kti-di | Diorita |
| DUP | Duplicados |
| el | Electrum |
| ef | Esfalerita |
| STD | Estándar |
| Tm-c | Formación Castrovirreyna |
| Ts-c | Formación Caudalosa |
| Ts-s | Formación Sencca |
| gn | Galena |
| GGs | Gangas |
| gt | Goethita |
| Kti-gr | Granito |
| TQ-ba | Grupo Barroso |
| Ts-na | Grupo Nazca |
| JsKi-yu | Grupo Yura |
| hm | Hematita |
| Hb | Hornblenda |
| MDP | Mean Percentage Diference |
| m | Media |
| mi | Mediana |
| NP | Nicoles paralelos |
| NX | Nicoles cruzados |
| op | Opacos |

py

Pirita

plg

Plagioclasas

S

Sesgo Relativo

Kti-to/gd

Tonalita/Granodiorita

RESUMEN

El Proyecto Vicuña, está ubicado en la Cordillera de los Andes del Perú Central, margen Oeste, en la Región de Ayacucho, Provincia de Lucanas, entre altitudes de 3915 m.s.n.m. a 4330 m.s.n.m., en concesiones pertenecientes a la Minera Apogeo S.A.C. donde se colectó muestras, siendo los objetivos caracterizar zonas con mineralización económica mediante la toma de muestras geoquímicas y petrominerográficas y determinar el tipo de yacimiento con valores potencialmente económicos. La metodología seguida consistió en la recopilación y revisión de información del área de investigación, trabajo de campo, ensayos de laboratorio, trabajo de gabinete y la redacción del documento final.

Se determinó los resultados anómalos de elementos económicos como el Cobre, Oro y Plata; a su vez, en el área de estudio existen extensas zonas de alteración hidrotermal que dan indicios de posible mineralización en profundidad relacionados a la Formación Castrovirreyna. Las alteraciones hidrotermales encontradas van desde intensa alteración argílica, propilítica y de manera puntual silicificación englobada por la alteración argílica avanzada; esta abundancia de minerales arcillosos nos permitió realizar estudios y análisis PIMA, que junto a una caracterización geoquímica y petrominerográfica del área de estudio, permitió la identificación de asociaciones de minerales y su distribución espacial en superficie con ocurrencia económica.

Los resultados obtenidos muestran la existencia de minerales económicos que se presentan de manera superficial como disseminaciones en promedios de 500 m² y estructuras vetiformes de 50 m en afloración. Los análisis espectrales de reflectancia muestran minerales como la Pirofilita, Alunita, Caolinita, Montmorillonita, Halloisita, Anhidrita, Dikita, Gibbsita, Illita, Muscovita, Sericita, Tremolita, Nontronita que prueban con efectividad alteraciones epitermales dentro del contexto geológico local.

Palabras Clave: Análisis geoquímico, Análisis PIMA, Caracterización, Silicificación, Alteraciones Hidrotermales.

ABSTRACT

The Vicuña Project is located in the Andes Cordillera of Central Peru, West Bank, in the Region of Ayacucho, Province of Lucanas, between 3915 m.s.n.m. at 4330 m.s.n.m., in concessions belonging to the Apogeo S.A.C. Where samples were collected, the objectives being to characterize zones with economic mineralization through the taking of geochemical samples and to carry out petrographic studies and to determine the type of deposit with potentially economic values. The methodology followed consisted of the collection and revision of information from the research area, fieldwork, laboratory tests, cabinet work and the drafting of the final document.

The anomalous results of economic elements such as Copper, Gold and Silver were determined; In turn, in the study area there are extensive areas of hydrothermal alteration that give indications of possible deep mineralization related to the Castrovirreyna Formation. The hydrothermal alterations found range from intense argillic alteration, propilítica and in a punctual way silicification encompassed by the advanced argillic alteration; This abundance of clay minerals allowed us to carry out PIMA studies and analyzes, which together with a geochemical and petrographic characterization of the study area, allowed the identification of mineral associations and their spatial distribution on the surface with economical ideas.

The results obtained show the existence of economic minerals that occur superficially as disseminations in averages of 500 m² and vetiform structures of 50 m in outcropping. Spectral reflectance analyzes show minerals such as Pyrophyllite, Alunite, Kaolinite, Montmorillonite, Halloisite, Anhydrite, Dikita, Gibbsite, Illite, Muscovite, Sericite, Tremolite, Nontronite that effectively test epithermal alterations within the local geological context.

Keywords: Geochemical Analysis, PIMA Analysis, Characterization, Silicification, Hydrothermal Alterations.

CAPITULO I

INTRODUCCIÓN

1.1 GENERALIDADES

La búsqueda de yacimientos minerales metálicos sobre todo auríferos, continuamente crean la demanda de trabajo geológico y sus respectivos estudios de exploración. La MINERA APOGEO S.A.C., decide realizar una evaluación geológica en sus concesiones mineras situadas en el centro del Perú, en la Región Ayacucho en el año 2013; dichas concesiones se encuentran ubicadas dentro de la franja de depósitos epitermales de Au y Ag del Mioceno. El área concesionada por la empresa no muestra evidencia de trabajos hechos por empresas de exploración, sin embargo se encontraron cateos realizados por pequeños mineros en algunos sectores de la zona de estudio. Bajo esta premisa se realiza el estudio detallado de recolección de datos geológicos y muestreos geoquímicos, el cual duro cinco meses, dividida en dos campañas de campo como se mencionan en el siguiente párrafo.

La primera campaña tuvo una duración de tres meses de Febrero a Abril, la segunda se ha realizado en los meses de Julio a Agosto, aquí se materializo el cartografiado geológico a escala 1:25,000 el cual permitió delimitar la posible zona de interés económico, donde se realizaron trabajos complementarios de mapeo geológico a escala 1: 10,000 con su respectiva toma de muestras en las diferentes estructuras en afloración y consecuentemente muestreo para un análisis geoquímico además de muestreo especial para análisis de espectrometría de reflectancia en las zonas de alteración hidrotermal especialmente en alteraciones de tipo Argílico y Propílico que son notorias y extensas en la zona de estudio.

Para los efectos esperados se realizó un primer muestreo para análisis petrominerográfico, análisis geoquímico multielementos ICP y análisis de espectrometría con el fin de comprobar y corroborar asociaciones entre la litología alterada y la mineralización que se tiene en el lugar que permitirán la evaluar las dimensiones económicas del mismo.

1.2 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

El Prospecto Vicuña está ubicado en la Cordillera Occidental del Perú, zona central en la Provincia de Lucanas, Región Ayacucho; este se expone dentro de un ambiente volcánico con algunas secuencias de rocas sedimentarias, las estructuras geológicas presentan orientaciones típicas Andinas, regido por la deflexión de Abancay. Los eventos volcánicos pertenecen al terciario y tienen como escenario basal al Cretáceo esto visto dentro de un contexto geológico regional; el comportamiento estructural regional presenta orientaciones NE a NW-SE los que generan concurrencias de estructuras que favorecen posibles salidas de fluidos hidrotermales que pueden generar condiciones para albergar depósitos de minerales económicos.

La caracterización de la zona de estudio importante ya que el conocimiento detallado de la zona de estudio permitirá la ubicación de los posibles depósitos minerales; para esto es necesario definir la litología, alteraciones hidrotermales, estructuras y comportamiento geoquímico, para tener conocimiento del potencial económico que alberga el Prospecto Vicuña. Los estudios realizados se basan, en mapeo litológico, alteración, estructural, muestreo geoquímico y estudios específicos como petrografía, minerografía y PIMA que son herramientas para determinar y delimitar los posibles sectores económicos del área dentro de las concesiones mineras del Prospecto Vicuña.

Con las consideraciones establecidas se tienen las siguientes interrogantes:

¿Con el análisis PIMA se podrá caracterizar sectores de mineralización aurífera en el área de estudio?

¿Qué características geoquímicas, minerográficas y petrográficas tienen las alteraciones de origen hidrotermal en la zona de estudio?

1.3 ANTECEDENTES

Los estudios geológico regionales son ostentados por el Instituto Geológico Minero Metalúrgico (INGEMMET), el cual publico el boletín N° 45, serie "A"; de la Carta Geológica Nacional a escala 1:100 000 realizado en el año 1993; este boletín incluye los cuadrángulos de Laramate (29-n) y Santa Ana (29-ñ).

Otra publicación del INGEMMET, es el Mapa Metalogenético el cual ubica a la zona de estudio en la Franja XXI de Epitermales de Au-Ag del Mioceno hospedado en rocas volcánicas Cenozoicas desarrollado en el 2008, este mapa tuvo modificaciones hasta el año 2010; actualmente existen estudios recientes que aún no están enteramente publicadas de estudios de geología a escala 1:50 000 de la zona.

En el área de estudio existe actividad minera ilegal del cual se observan cateos en forma de pique realizados sobre estructuras mineralizadas (vetas y vetillas), los cuales posiblemente se hicieron antes del 2004 y sirvieron para incrementar los estudios geológicos y ver el potencial de mineralización económica.

Ya en el sector Norte de la zona de estudio la Empresa Lara Exploraciones realizo trabajos de exploración, y catalogo el área como un ambiente Epitermal de alta sulfuración con evidencias de transición a pórfido presentando anomalías de Au, Ag y valores de Cu; este trabajo se realizó en los años 2010-2011.

1.4 JUSTIFICACIÓN

En los últimos años en el Perú las prospecciones y exploraciones se incrementaron de manera constante por metales preciosos como el oro, plata y otros también valiosos como el estaño, cobre, zinc, plomo, etc.; así se generaron considerables ingresos económicos al erario nacional y se incrementó áreas con potencial exploratorio.

Las zonas exploradas como por ejemplo el Prospecto SAMI de Lara Exploraciones, LLACJHUA de Minera Barrik Misquichilca S.A. y estudios hechos por TECK PERU en el 2006, corroboran de manera regional la geología y las continuidades Metalogenéticos de yacimientos epitermales para potencial exploratorio.

Las evidencias de mineralización económica como los cateos mencionados párrafos arriba dentro del Prospecto Vicuña posibilitan recursos minerales con tendencia a formar una actividad minera futura.

La presencia de valores anómalos en Au, Cu, estudios en arcillas de origen hidrotermal mediante Portable Infrared Mineral Analyzer (PIMA), cartografiado geológico y estudios puntuales microscópicos ayudaran a caracterizar las bondades del área.

1.5 HIPÓTESIS

El análisis PIMA permitirá zonificar e identificar posibles sectores de interés por medio de comparaciones graficas de bandas espectrales, analizando variedades de grupos de minerales en el Prospecto Vicuña- Lucanas Ayacucho.

Los estudios geológicos, geoquímicos y petrominerográficos de las alteraciones hidrotermales permiten clasificar el tipo de yacimiento del Prospecto Vicuña Lucanas Ayacucho.

1.6 OBJETIVOS

1.6.1 OBJETIVO GENERAL

Determinar los sectores con posible valor económico en el Prospecto Vicuña – Lucanas mediante estudios de análisis PIMA, caracterización geoquímica y petrominerográfico.

1.6.2 OBJETIVOS ESPECIFICOS

- ✓ Caracterizar zonas con mineralización económica mediante la toma de muestras geoquímicas y petrominerográficos.
- ✓ Determinar el tipo de yacimiento y determinar valores potencialmente económicos.

1.7 METODOLOGÍA

El trabajo de investigación es tipo experimental, descriptivo y comparativo, este se desarrollará de acuerdo al siguiente procedimiento metodológico:

1.7.1 RECOPIACIÓN Y REVISIÓN DE INFORMACIÓN

Revisar la bibliografía e informes sobre estudios PIMA.

Análisis e interpretación de imágenes satelitales del área de estudio para la caracterización geológica.

Determinación de posibles puntos de muestreo.

1.7.2 TRABAJO DE CAMPO EN LA ZONA A EVALUARSE

Cartografiado y corroboración de contactos litológicos a escala 1/25,000 en dos campañas.

Reconocimiento de tipos roca, alteraciones y minerales existentes en la zona de estudio.

Toma de muestras de roca previa determinación de los puntos elegidos para su respectivo análisis PIMA.

Muestreo geoquímico aleatorio puesto que se requiere abarcar las máximas extensiones de las áreas concesionadas.

Toma de muestras de mano para análisis minerográfico y petrográfico.

1.7.3 LABORATORIO

Elaboración de secciones pulidas y delegadas de muestras de mano colectadas en el trabajo de campo.

Estudios específicos de PIMA en muestras aleatorias y específicas.

Análisis geoquímico de muestras de roca incluyendo controles de calidad QA-QC (blancos, duplicados y estándares).

1.7.4 TRABAJO DE GABINETE:

Procesamiento e identificación de los resultados de los análisis geoquímicos de muestras colectadas, los cuales serán procesados e identificados de acuerdo a nuestro objetivo general y específicos.

Evaluación geológica del yacimiento, en base a los planos levantados y visitas de campo realizado y mapeo local, determinándose la diferente litología de ambiente volcánico, estructuras regionales y locales, anomalías y alteraciones hidrotermales.

1.7.5 REDACCIÓN DEL DOCUMENTO FINAL

Toda la información geológica e interpretación de resultados de laboratorio y mapas geológicos obtenidas del trabajo de campo y gabinete de plasmaran en el informe final.

CAPITULO II

MARCO TEORICO

2.1 PROSPECCIÓN GEOQUÍMICA

Es una de las principales herramientas de la prospección minera y en el reconocimiento, tanto de las provincias metalogenéticas del ambiente geoquímico de las que derivan.

En consecuencia, la prospección geoquímica se aplica e todas las fases de la prospección minera, desde el nivel estratégico hasta en la valoración de un yacimiento. El gran desarrollo de sus métodos, tiene lugar a partir de la década de los 70' en paralelo con el desarrollo de la prospección minera. (INGEMMET, 2013).

2.2 PATHFINDER (ELEMENTOS INDICADORES)

Se refiere a un elemento asociado con el depósito mineral, pero que puede ser detectado más fácilmente en comparación al elemento blanco y se dispersa en un área más extendida, debido a que los elementos muestran diferentes grados de movilidad, controlados inicialmente por la estabilidad de los minerales que los contienen y posteriormente por el ambiente en el cual están migrando. La selección de un pathfinder requiere que el elemento o elementos usados ocurran en el ambiente primario en estrecha asociación con el elemento que está siendo buscado o que sea derivado de él por descomposición radioactiva, tal como el uso del radón como pathfinder para el uranio. Es también esencial que exista una relación directa e interpretable entre la distribución geoquímica del pathfinder y la mineralización. En algunos casos los elementos pathfinder

pueden estar en la ganga mientras que en otros casos podrían estar sustituyendo en parte la estructura del depósito mineral. En el caso de los depósitos polimetálicos uno de los elementos minerales podría ser los pathfinder por un depósito de interés. (INGEMMET, 2013).

2.3 PARÁMETROS GEOQUÍMICOS

2.3.1 BACKGROUND (VALOR DE FONDO)

Su determinación se realiza por evaluaciones estadísticas y comparación con los valores referenciales calculados para diferentes tipos de materiales naturales en la Tierra. Este contenido es sometido a variaciones de acuerdo al tipo de roca u otro material en el que ocurre el elemento, por ello se considera como un valor medio (medidas de tendencia central, media aritmética, media geométrica) y no como un valor ponderado. En la investigación sobre la distribución de tierras raras y elementos traza se ha calculado el promedio geométrico, por tratarse de un estudio netamente regional, pues este parámetro reprime los valores altos o bajos erráticos, permitiendo una menor desviación estándar. (INGEMMET, 2013).

2.3.2 THRESHOLD (UMBRAL GEOQUÍMICO)

Estadísticamente es el límite superior de las fluctuaciones del background y está en función de la concentración normal más dos veces la cantidad por la que se desvían los valores de fondo. En el caso más sencillo el valor umbral coincide con el límite superior de los valores del fondo, los valores mayores son anomalías, los valores menores pertenecen al fondo. (INGEMMET, 2013).

2.3.3 ANOMALÍA GEOQUÍMICA

Una anomalía es una desviación con respecto a lo normal, es decir, una variación de la distribución geoquímica normal correspondiente a un área o un ambiente geoquímico. Una anomalía se expresa por medio de números, que se puede separar de un grupo más amplio de números constituyendo el fondo geoquímico,

donde para ser detectada la anomalía tiene que desviarse claramente de este fondo. En sentido estricto un depósito mineral como un fenómeno escaso y anómalo por sí mismo es una anomalía geoquímica. La distribución geoquímica relacionada con la génesis o la erosión del depósito mineral también es una anomalía. (INGEMMET, 2013).

2.3.4 MUESTREO GEOQUÍMICO

Es la obtención de una proporción de material rocoso con la finalidad de ser analizado y se defina la principal sustancia mineral mediante análisis o pruebas cuyos resultados permitirán juzgar la calidad y eventualmente la cantidad de sustancia mineral útil. El objetivo del muestreo está dirigido a determinar el contenido de minerales y/o elementos aprovechables en las ocurrencias minerales o áreas de estudio que permitan determinar su valor prospectivo. De acuerdo a la extensión de la ocurrencia de mineral o del área de interés se obtendrá las muestras necesarias cuyo resultado de ensayo ilustren el contenido mineral. Estos muestreos deben ser lo más representativos del afloramiento en su volumen y/o peso adecuado, (INGEMMET, 2013).

2.3.5 DISPERSIÓN GEOQUÍMICA

Las técnicas de prospección geoquímica (muestreo de sedimentos, roca, etc.) están basadas en el análisis sistemático de la dispersión de los elementos químicos en la naturaleza que para el objetivo de este tratado tiene que ver con los elementos de tierras raras y algunos elementos traza de interés. La dispersión geoquímica puede conceptualizarse como la capacidad de migración de un elemento, desde su origen hacia otro ambiente a través diferentes procesos fisicoquímicos y mecánicos. (INGEMMET, 2013).

2.4 GEOQUÍMICA APLICADA

Consiste en un examen a través de la toma de muestras en forma sistemática en una región, donde se tiene información geológica o ésta se está conociendo

simultáneamente con la geoquímica. Es sinónimo al trabajo geológico exploratorio que se hace sobre el terreno o levantamiento de campo.

2.4.1 ESPECTRO DE EMISIÓN ATÓMICA (ICP-AES)

Este análisis sigue el mismo proceso ICP hasta el momento de la introducción del plasma producido al vacío. Cuando el plasma es producido, los átomos e iones excitados emiten energía de ciertas longitudes de onda, posiciones e intensidades que pueden ser medidas. La intensidad de la radiación de luz (fotones) es proporcional a la concentración del elemento. La energía transferida por un electrón cuando llega a su nivel base es única para cada elemento y depende de la configuración electrónica de sus orbitales. La longitud de onda utilizada en un AES varía de la parte superior del vacío 160nm al límite de la luz visible 800nm. El espectro es dispersado por un espectrómetro enrejado y las intensidades de las líneas de emisión son monitoreadas por elementos fotosensibles como espejos y prismas de distintos materiales. Los límites de detección alcanzan las partículas por millón llegando a ppb para algunos elementos. (Osorio, V., 2007).

2.4.2 ESPECTRO DE ABSORCIÓN ATÓMICA (AAS)

Técnica utilizada para determinar la concentración de un elemento en una muestra. Esta técnica atomiza una muestra al calentarla en una llama u horno de grafito. Un atomizador de llama consiste en un nebulizador el cual transforma la muestra en un aerosol que alimenta el quemador mientras que un atomizador con horno de grafito consiste en un tubo de grafito o carbón pirolítico cubierto por grafito que se calienta para evaporar y atomizar la muestra. El horno de grafito brinda alta sensibilidad porque atomiza el 100% de la muestra. La muestra se presenta diluida en un solvente que es evaporado en el proceso de desolvatación, en el que se evapora el disolvente hasta producir un aerosol molecular sólido finamente dividido. Posteriormente la muestra sólida es vaporizada en un gas y posteriormente volatilizada rompiendo la muestra en átomos libres. Para la detección del elemento este instrumento utiliza lámparas que contiene el elemento a analizar en un cátodo y un ánodo y un rayo de

radiación electromagnética. Este rayo excita los átomos produciendo luz con cierto espectro de emisión. Los electrones de los átomos en la llama pueden ser promovidos a orbitales mayores al absorber algunos quantums de energía. Esta cantidad de energía es específica a un electrón particular de transición en un elemento particular. Cuando la cantidad de energía puesta en la llama es conocida y el remanente puede ser medido, se puede calcular la cantidad de transiciones que tomaron lugar y así obtener una señal que es proporcional a la concentración del elemento medido. Las líneas espectrales (longitudes de onda) que son absorbidas por los elementos son seleccionadas por un monocromador, esta luz detectada por el monocromador es direccionada a un tubo fotomultiplicador que produce una señal eléctrica proporcional a la intensidad de la luz. Un computador convierte la carga en intensidad en una absorbancia. Mide concentraciones hasta en partículas por billón. (Osorio, V., 2007).

2.4.3 CONTROL DE MUESTREO

Blanco. - Dentro del análisis geoquímico el laboratorio se le incluye en el análisis un blanco que en este caso corresponde a una muestra de cuarzo, para estimar y controlar la contaminación analítica durante el procedimiento, estos valores obtenidos determinan y comprobación los límites de detección para distintos elementos, corroborando con esto la confiabilidad del instrumento. Los análisis de la precisión y exactitud son solamente desarrollados para los análisis de las muestras tomadas durante la campaña de terreno.

Precisión. - Existen muestras correspondientes a duplicados analíticos, informados por el laboratorio. Considerando sólo aquellos elementos que presentan el 50% de sus resultados por sobre el límite de detección, se calculan los coeficientes de correlación, para determinar la precisión de los datos y para el análisis estadístico sólo se consideran aquellos elementos que presentan un 80% de confianza y en el análisis. (Osorio, V., 2007).

Exactitud. - El laboratorio, junto con los resultados de las muestras, entrega análisis para un estándar interno. Este permite determinar la exactitud de los datos. Por su parte también entrega el valor medio y su desviación estándar certificada con las cuales se puede determinar el rango de trabajo utilizado para

este estándar, determinando así, la validez de los análisis. Este rango se calcula a través de la media (± 2) desviaciones estándar. (Osorio, V., 2007).

2.5 GEOESTADÍSTICA DE DATOS GEOQUIMICOS

La geoestadística es una rama de la estadística aplicada que se especializa en el análisis, modelación y predicción de la variabilidad espacial de fenómenos ocurrido en la Tierra; es un conjunto de técnicas usadas para analizar y predecir valores de una propiedad distribuida en espacio o tiempo. En contraposición con la estadística clásica o convencional, tales valores no se consideran independientes, por el contrario, se suponen de manera implícita que están correlacionados unos con otros, es decir que existe una dependencia espacial. Intuitivamente esto indica que mientras más cercanos estén situados dos puntos están más correlacionados y mientras más separados hay menos relación entre estos (Díaz, M. A. 2002).

2.5.1 TABLAS DE FRECUENCIA

Tienen por objeto fundamental describir y analizar las características de un conjunto de datos, obteniéndose de esa manera conclusiones sobre las características de dicho conjunto y sobre las relaciones existentes con otras poblaciones, a fin de compararlas. No obstante, puede no solo referirse a la observación de todos los elementos de una población (observación exhaustiva) sino también a la descripción de los elementos de una muestra (observación parcial).

En relación a la estadística descriptiva, Rivas E., 1997 dice; "Para el estudio de estas muestras, la estadística descriptiva nos provee de todos sus medidas; medidas que cuando quieran ser aplicadas al universo total, no tendrán la misma exactitud que tienen para la muestra, es decir al estimarse para el universo vendrá dada con cierto margen de error; esto significa que el valor de la medida calculada para la muestra, en el oscilará dentro de cierto límite de confianza, que casi siempre es de un 95 a 99% de los casos. (Díaz, M. A. 2002).

2.5.2 CONSTRUCCIÓN DE TABLAS ESTADÍSTICAS

2.5.2.1 Distribución Agrupada de Frecuencias

Distribución de frecuencias en la que los valores de la variable se han agrupado en clases. Esto se debe principalmente a la disposición de gran número de datos. Las razones por las que se elaboran este tipo de agrupación de datos son por economía, practicidad, y baja frecuencia de algunos puntajes. (Díaz, M. A. 2002). Agrupación de datos: para elaborar las tablas estadísticas, se debe seguir un procedimiento preciso:

A. Toma de datos

Es la obtención de una colección de datos por medio de encuestas, preguntas, sondeos etc. Que no han sido ordenados numéricamente y que dicha información se extrae al azar, es decir, de tal forma que cada miembro de la población tenga la misma oportunidad de ser elegida o seleccionada.

B. Ordenación de datos

Es una colocación de los datos numéricos tomados en orden creciente a decreciente de magnitud. La diferencia entre el mayor y el menor de los números se llama rango o recorrido de datos.

C. Cálculo de tamaño de clase

Para calcular el tamaño de clase es necesario calcular primeramente el número de clases utilizando la regla de Sturges y después se obtiene el tamaño de clase dividiendo el rango entre el número de clases.

- Nro. De clases (Regla de Sturges): $1 + 3.332 \log N$
- Tamaño de clase = Rango / No. De clases

D. Límites de clase

Representan el tamaño de cada clase. El límite inferior de la primer clase toma el valor del dato menor de la colección de datos, para obtener el límite inferior de la clase siguiente, se suma al límite inferior de la clase anterior el tamaño de clase.

E. Límites reales de clase

Se obtienen sumando al LS de la clase el Li de la clase contigua superior y dividiendo entre dos. (Díaz, M. A. 2002).

F. Marca de clase

Es el punto medio de la clase y se obtiene sumando los LI y LS de la clase y dividiendo entre 2. La marca de clase también se llama punto medio de la clase.

2.5.3 HISTOGRAMAS Y CURVAS DE FRECUENCIA

El gráfico usado más frecuentemente para describir variables cuantitativas continuas es el histograma. Las frecuencias de los intervalos vienen representadas por rectángulos cuya altura es proporcional a la frecuencia del intervalo. Sin embargo, puesto que la variable es ahora continua, los rectángulos tienen que aparecer compartiendo sus lados verticales con los rectángulos contiguos. Además, el orden en que aparecen las clases es el natural de los datos, independientemente de cuales sean las respectivas frecuencias de las clases. En la escala del eje de ordenadas pueden aparecer las frecuencias absolutas o relativas. En la escala del eje de abscisas pueden aparecer las marcas de clases, los extremos de las clases, o cualquier otra marca que cubra el rango de los datos. (Díaz, M. A. 2002).

2.5.4 GRÁFICOS DE PROBABILIDADES

El Gráfico de Probabilidad se usa para ayudar a juzgar si una muestra de datos numéricos proviene o no de una distribución normal. De no ser el caso,

frecuentemente se puede determinar el tipo de alejamiento de la normalidad examinando la forma en la que los datos se desvían de la línea de referencia normal. (Díaz, M. A. 2002).

2.5.5 DETERMINACIÓN DE PARÁMETROS ESTADÍSTICOS

La tendencia central se refiere al punto medio de una distribución. Las medidas de tendencia central se conocen como medidas de posición. (Díaz, M. A. 2002).

2.5.5.1 Media

La media es el punto en una distribución de medidas, alrededor del cual las desviaciones sumadas son iguales a cero. Es el valor promedio de una muestra o población. La media es muy sensible a mediciones extremas que no estén balanceadas en ambos lados. Se pueden calcular diversos tipos de media, siendo las más utilizadas:

A. Media aritmética

Se calcula multiplicando cada valor por el número de veces que se repite. La suma de todos estos productos se divide por el total de datos de la muestra:

$$\bar{X} = \frac{\sum f(x)}{n}$$

B. Media geométrica

Se eleva cada valor al número de veces que se ha repetido. Se multiplican todos estos resultados y al producto final se le calcula la raíz "n" (siendo "n" el total de datos de la muestra). (Díaz, M. A. 2002).

$$X = (X_1^{n_1} \times X_2^{n_2} \times X_3^{n_3} \dots X_n^{n_n})^{(1/n)}$$

Según el tipo de datos que se analice será más apropiado utilizar la media aritmética o la media geométrica. (Díaz, M. A. 2002).

La media geométrica se suele utilizar en series de datos como tipos de interés anuales, inflación, etc., donde el valor de cada año tiene un efecto multiplicativo sobre el de los años anteriores. En todo caso, la media aritmética es la medida de posición central más utilizada.

Lo más positivo de la media es que en su cálculo se utilizan todos los valores de la serie, por lo que no se pierde ninguna información.

Sin embargo, presenta el problema de que su valor (tanto en el caso de la media aritmética como geométrica) se puede ver muy influido por valores extremos, que se aparten en exceso del resto de la serie. Estos valores anómalos podrían condicionar en gran medida el valor de la media, perdiendo ésta representatividad. (Díaz, M. A. 2002).

2.5.5.2 Mediana

Observación u observación potencial en un conjunto que divide el conjunto, de modo que el mismo número de observaciones estén en cada uno de sus lados. Para un número impar de valores, es el valor de en medio; para un número par es el promedio de los dos medios. Para un conjunto con un número par de números, la mediana será el promedio aritmético de los dos números medios. (Díaz, M. A. 2002).

La mediana de una muestra de datos organizados en una distribución de frecuencias se calcula mediante la siguiente fórmula:

$$\text{MEDIANA} = \tilde{X} = \text{LRI} + \left[\frac{\frac{n}{2} - FA}{f} \right] c$$

Donde:

L es el límite inferior de la clase que contiene a la mediana, FA es la frecuencia acumulada que precede a la clase de la mediana, f es la frecuencia de clase de la mediana e i es el intervalo de clase de la mediana. (Díaz, M. A. 2002).

2.5.5.3 Moda

La moda es el valor de la observación que aparece con más frecuencia.

$$\text{MODA} = \hat{X} = \text{LRI} + \left[\frac{\frac{n}{2} - FA}{f} \right] c$$

Medidas de dispersión: Estudia la distribución de los valores de la serie, analizando si estos se encuentran más o menos concentrados, o más o menos dispersos.

Varianza: Mide la distancia existente entre los valores de la serie y la media. Se calcula como sumatorio de las diferencias al cuadrado entre cada valor y la media, multiplicadas por el número de veces que se ha repetido cada valor. El sumatorio obtenido se divide por el tamaño de la muestra (Díaz, M. A. 2002).

$$S^2 = \frac{\sum f(X - \bar{X})^2}{n - 1}$$

La varianza siempre será mayor que cero. Mientras más se aproxima a cero, más concentrados están los valores de la serie alrededor de la media. Por el contrario, mientras mayor sea la varianza, más dispersos están los valores. (Matheron, G. 1969).

Desviación estándar: Se calcula como raíz cuadrada de la varianza.

$$S = \sqrt{\sum \frac{f(X - \bar{X})^2}{n - 1}}$$

2.5.6 COEFICIENTE DE CORRELACIÓN

Se calcula como cociente entre la desviación típica y la media de la muestra; El grado de asociación entre dos variables numéricas puede ser resumido en un estadístico denominado Coeficiente de Correlación.

Presentaremos en primer lugar el coeficiente de correlación de Pearson, que mide el grado de asociación lineal entre dos variables y posteriormente un estadístico basado en rangos que estima la correlación sin hacer supuestos sobre el tipo de relación entre las variables (Matheron, G. 1969).

2.6 MINERAGRAFÍA Y PETROGRAFÍA:

2.6.1 MINERAGRAFÍA

Es el conjunto de técnicas y métodos destinados a hacer visible los objetos de estudio que por su pequeñez están fuera del rango de resolución del ojo normal.

Si bien el microscopio es el elemento central de la microscopía, el uso del mismo se requiere para producir las imágenes adecuadas, de todo un conjunto de métodos y técnicas afines pero extrínsecas al aparato. Algunas de ellas son, técnicas de preparación y manejo de los objetos de estudio, técnicas de salida, procesamiento, interpretación y registro de imágenes, etc. Exceptuando técnicas especiales como las utilizadas en microscopio de fuerza atómica, microscopio de iones de campo, y microscopio de efecto túnel, la microscopía generalmente implica la difracción, reflexión o refracción de algún tipo de radiación incidente en el sujeto de estudio (Pozo et al., 2010).

2.6.1.1 Características Cristalográficas y Ópticas de los Minerales

Las características cristalográficas más generales de un mineral son los periodos con que se repite la partícula elemental o embrión del cristal y los ángulos entre las direcciones de repetición, lo cual define a los sistemas cristalinos. Según dichas características podemos reconocer tres grupos de minerales:

- Minerales cuyas direcciones de repetición son ortogonales entre sí, y los periodos de igual magnitud (sistema cúbico).
- Minerales con periodos de repetición de igual magnitud en direcciones coplanarias y un periodo diferente en otra dirección (sistemas tetragonal, hexagonal y trigonal).
- Minerales con periodos de repetición diferentes en cada dirección (sistemas rómbico, monoclinico y triclinico).

Análogamente, los minerales presentan índices ópticos (de refracción o de reflexión, según sea el caso de minerales transparentes u opacos) en tres diferentes direcciones siempre ortogonales entre sí (conocidas como direcciones privilegiadas). (Chirif, L., 2010).

El modelo que representa las características ópticas de un mineral (variación de la magnitud de los índices según la dirección) es conocido como «indicatriz óptica». Según las características ópticas y —por ende— la morfología de las indicatrices, se pueden reconocer tres grupos de minerales:

- Minerales que presentan el mismo valor de índice en cualquier dirección (isótropos). Su indicatriz será una esfera (igual radio en cualquier dirección).

- Minerales con índices de igual magnitud en direcciones coplanarias y de magnitud diferente en la dirección ortogonal a dicho plano (anisótropos uniáxicos). La indicatriz será un elipsoide de revolución.

- Minerales con índices de diferentes magnitudes en cada una de tres direcciones ortogonales entre sí (anisótropos biáxicos). La indicatriz será un elipsoide triaxial, (Chirif, L., 2010).

La Propiedad óptica evidencia que indica la regularidad de la estructura interna de los cristales se encuentra en el comportamiento de la luz de los cristales. En la mayoría de los cristales, la velocidad de la luz es una función de la dirección en la que vibra, (Dana & Hurlbut, 1960)

2.6.2 PETROGRAFÍA

La petrología se encarga del origen, la aparición, la estructura y la historia de las rocas, en particular de las ígneas y de las metamórficas. El estudio de la petrología de sedimentos y de rocas sedimentarias se conoce como petrología sedimentaria.

La petrografía, disciplina relacionada, trata de la descripción y las características de las rocas cristalinas determinadas por examen microscópico con luz polarizada. Los petrólogos estudian los cambios ocurridos de forma espontánea en las masas de roca cuando el magma se solidifica, cuando rocas sólidas se funden total o parcialmente, o cuando sedimentos experimentan transformaciones químicas o físicas.

Quienes trabajan en este campo se preocupan de la cristalización de los minerales y de la solidificación del vidrio desde materia fundida a altas temperaturas (procesos ígneos), de la recristalización de minerales a alta temperatura sin la mediación de una fase fundida (procesos metamórficos), del intercambio de iones entre minerales de rocas sólidas y de fases fluidas migratorias (procesos metasomáticos o diagenéticos) y de los procesos de sedimentación, que incluyen la meteorización, el transporte y el depósito.

Las rocas son aglomerados de uno o más minerales. Los procesos que dan lugar a las rocas son distintos, dependiendo de su ubicación en la Tierra. Así como varían los valores de presión (P), temperatura (T) y composición (X) dominantes en diferentes lugares de la Tierra, también varían los procesos que propician el

desarrollo de las rocas. Al estudiar las rocas, tratamos de utilizar sus características químicas, físicas y geométricas para acercarnos a comprender los procesos y ambientes que las conformaron, (Tolson, 2005).

Otra definición indica que se llama roca a cualquier material constituido como un agregado natural formado por uno o más minerales. Un agregado es un sólido cohesionado. Las rocas generalmente están formadas por varias especies mineralógicas (rocas compuestas), pero también existen rocas constituidas por un solo mineral (rocas monominerálicas). Las rocas suelen ser materiales duros, pero también pueden ser blandas, como ocurre en el caso de las rocas arcillosas o las arenas. En el lenguaje cotidiano, pero no en el científico, roca significa también fragmento o bloque rocoso. (Kerr, P. F., 1972).

a) Mineralización.- Es un proceso mediante el cual los minerales son introducidos en la roca, dando como resultado la formación de yacimientos minerales de rendimiento económico. (Dávila, B. J., 1995).

b) Yacimiento mineral.- Parte o fracción de la corteza terrestre donde por procesos geológicos se formaron o forman (o acumulan) sustancias minerales útiles, que pueden ser explotados con beneficio económico, con los medios técnicos disponibles; Conjunto de minerales o rocas con un valor económico.

c) Mena.- Las masas de agregados minerales o rocas de las se puede extraer uno o varios metales con beneficio económico.

d) Ganga.- Sustancias minerales presentes en la mena que, al carecer de valor o utilidad, son eliminadas de acuerdo a especificaciones de mercado, con los medios técnicos disponible. (Cuarzo, calcita, barita, etc.).

e) Estéril.- Sectores sin valor económico del yacimiento.

2.7 ALTERACIONES HIDROTERMALES

Proceso de cambio químico de las rocas por la presencia de agua caliente, vapor o gas; La alteración hidrotermal ocurre a través de la transformación de fases minerales, crecimiento de nuevos minerales, disolución de minerales y/o precipitación, y reacciones de intercambio iónico entre los minerales constituyentes de una roca y el fluido caliente que circuló por la misma. Aunque la composición litológica inicial tiene una influencia en la mineralogía secundaria,

su efecto es menor que el debido a la permeabilidad, temperatura y composición del fluido. En efecto, la temperatura del fluido y el pH del mismo son los factores más relevantes en la asociación mineralógica resultante de los procesos de alteración hidrotermal, más que la litología. (Meyer & Hemley, 1967).

2.7.1 FACTORES QUE CONTROLAN LA ALTERACIÓN HIDROTERMAL

2.7.1.1 Temperatura y la diferencia de temperatura (Δt°)

Entre la roca y el fluido que la invade mientras más caliente el fluido mayor será el efecto sobre la mineralogía original.

2.7.1.2 Composición del fluido

Sobre todo el pH del fluido hidrotermal: mientras más bajo el pH (fluido más ácido) mayor será el efecto sobre los minerales originales.

2.7.1.3 Permeabilidad

Una roca compacta y sin permeabilidad no podrá ser invadida por fluidos hidrotermales para causar efectos de alteración. Sin embargo, los fluidos pueden producir fracturamiento hidráulico de las rocas o disolución de minerales generando permeabilidad secundaria en ellas.

2.7.1.4 Duración de la interacción

Variaciones de la razón agua/roca. Mientras mayor volumen de aguas calientes circula por las rocas y por mayor tiempo, las modificaciones mineralógicas serán más completas.

2.7.1.5 Composición de la roca

La proporción de minerales: es relevante para grados menos intensos de alteración, dado que los distintos minerales tienen distinta susceptibilidad a ser

alterados, pero en alteraciones intensas la mineralogía resultante es esencialmente independiente del tipo de roca original.

2.7.1.6 Presión

Este es un efecto indirecto, pero controla procesos secundarios como la profundidad de ebullición de fluidos, fractura hidráulica (generación de brechas hidrotermales) y erupción o explosiones hidrotermales.

2.7.2 TIPOS DE ALTERACIONES HIDROTHERMAL

2.7.2.1 Alteración Argílica

Este tipo de alteración hidrotermal retrograda presenta una asociación particular de minerales de alteración, estos ensambles mineralógicos son arcillas-sílice-pirita. Esta alteración está caracterizada mediante la formación de los minerales de arcilla debido al intenso metasomatismo del H^+ (lixiviación ácido), a temperaturas entre 100 y 300°C. Esta alteración interiormente gradada hacia las zonas filíticas, mientras exteriormente se une hacia campos propilíticos. El lixiviado base de los aluminosilicatos puede resultar en el enriquecimiento de sílice, de manera que la alteración argílica puede gradar hacia las zonas de material rico en sílice. Los minerales de arcillas reemplazan principalmente a las plagioclasas y a los silicatos máficos (hornblenda, biotita). Las arcillas amorfas tales como la alófana están también presentes y reemplazan a las fases de los aluminosilicatos. El feldespato potásico es reportado a ser una fase metaestable. (Meyer & Hemley, 1967).

2.7.2.2 Alteración Argílica Intermedia

Este tipo de alteración hidrotermal retrograda presenta una asociación particular de minerales de alteración, estos ensambles mineralógicos son Cuarzo-Clorita-Illita-Smectita-Magnetita-Hematita. Se forma en condiciones de baja temperatura 200°C a 300°C, de alteración hidrolítica comparado con la alteración Sericítica. Normalmente hay presencia de relictos de feldespato potásico en rocas ígneas

silíceas; se dice que es la transición dentro la fase fílica y potásica. Se puede observar fenocristales de plagioclasas alterados a illita o sericita, máficos alterados a una mixtura de illita, sericita y clorita + piritita, Martitización de la magnetita, generalmente reemplazados por hematina, (Meyer & Hemley, 1967).

2.7.2.3 Alteración Propilítica

Caracterizada principalmente por la asociación clorita-epidota con o sin albita, calcita, piritita, con minerales accesorios como cuarzo-magnetita-illita. La alteración propilítica ocurre por lo general como halo gradacional y distal de una alteración potásica, gradando desde actinolita-biotita en el contacto de la zona potásica a actinolita-epidota en la zona propilítica. (Corbett & Leach, 1998).

En zonas más distales se observan asociaciones de epidota-clorita-albita-carbonatos gradando a zonas progresivamente más ricas en clorita y zeolitas hidratadas formadas a bajas condiciones de temperatura. Esta característica zonal y gradacional es reflejo de una gradiente termal decreciente desde el núcleo termal (alteración potásica en esta discusión) hacia afuera. Esta alteración se forma a condiciones de pH neutro a alcalino a rangos de temperatura bajo (200°-250°C). La presencia de actinolita (280°-300°C) puede ser indicador de la zona de alteración propilítica interior. (Meyer & Hemley, 1967).

2.7.2.4 Alteración Pervasiva

Se refiere a aquella en que una roca está completamente alterada en todo su volumen, en contraposición a alteraciones poco pervasivas donde la alteración se limita a las vecindades de las fracturas por donde circuló el fluido, pero las partes masivas de las rocas están inalteradas (Meyer & Hemley, 1967).

2.7.2.5 Silicificación

Una de las alteraciones más comunes y mejor conocidas en los procesos hidrotermales la formas más frecuentes de la sílice son de cuarzo – α de baja temperatura, o cuarzo bajo es la forma habitual, el cuarzo – β de alta temperatura o cuarzo alto (timidita, cristobalita, ópalo, calcedonia) generalmente se

encuentran en rocas volcánicas, siendo la tridimita las más abundante como un producto de desvitrificación de vidrios volcánicos, formando intercrecimientos con feldespatos alcalinos. El ópalo criptocristalino, esta asociados a depósitos de tobas y costras de forma coliformes en cavidades de rocas volcánicas. La calcedonia es el componente principal del ópalo y el jaspe, usualmente de color rojo parduzco. Durante los procesos hidrotermales la sílice puede ser introducida de los fluidos circulantes, o este puede ser dejado atrás en la forma de sílice residual después de la lixiviación de las bases. La solubilidad de la sílice se incrementa con la temperatura y la presión, si la solución experimenta una expansión adiabática la sílice precipita, así que en regiones de baja presión y temperatura este es prontamente depositado (Meyer & Hemley, 1967).

2.7.2.6 Cloritización

Se presentan como cuarzo-clorita, cuarzo-clorita-sericita, cuarzo-clorita-biotita, cuarzo-clorita-turmalina, cuarzo-clorita-carbonatos. Las cloritas rempazan a los minerales ferromagnesianos, en menor grado a las plagioclasas de las rocas ígneas, esquitos, pizarras, lutitas, areniscas. Esta alteración generalmente se encuentra acompañada de otras alteraciones como sericitización, silicificación, turmalinización, propilitización. Se le encuentra en los depósitos sulfuros-casiterita y cobre-hierro asociados con cloritas de hierro.

2.7.2.7 Limonitización

La limonita es un oxido férrico hidratado, llamados también hematites, los carbonatos ricos en Fe (Ankerita, Siderita), clorita rica en Hierro y Anfiboles, a menudo son productos dominantes de la alteración en algunos tipos de depósitos de minerales importantes.

2.7.2.8 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 hidrósfera, y uno

importante (aunque más complejo) en los de diferenciación magmática (p.ej., series “oxidadas” con magnetita y series “reducidas” con ilmenita), (Oyarzún J, 2009).

2.8 YACIMIENTOS HIDROTERMALES

Son aquellos formados a partir de soluciones procedentes de la consolidación de un magma y también por la circulación de soluciones acuosas en la corteza terrestre, las cuales pueden estar constituidas por aguas magmáticas primarias o por mezcla de éstas con aguas meteóricas. Por tanto se pueden formar yacimientos en conexión con sistemas hidrotermales magmáticos, relacionados con plutonismo profundo a intermedio (profundidades entre 500-3000 m.), y con sistemas hidrotermales meteórico-magmáticos, ligados a complejos volcánicos y sub-volcánicos (profundidades entre 100-1000 m.). Los procesos de diferenciación magmática dan origen a fluidos magmáticos enriquecidos en metales que originalmente estaban presentes en forma discreta en el magma. Estas soluciones hidrotermales transportan los metales desde la intrusión en consolidación hasta el lugar de la depositación de estos metales. De este modo dan origen a depósitos hidrotermales desde elevada temperatura cerca a la intrusión a depósitos de temperatura intermedia a cierta distancia de la misma y a depósitos de baja temperatura a mayor distancia. Generalmente se encuentran asociados en áreas de rocas ígneas plutónicas; no detectándose relación alguna a rocas efusivas o intrusiones formadas cerca de la superficie. Generalmente las rocas plutónicas de composición intermedia a ácido (silíceas) son las más favorables para la formación de estos depósitos.

Según (Lindgren, 1905-1922 & Sillitoe, 1993) Los yacimientos hidrotermales se clasifican en:

2.8.1 HIPOTERMALES

Temperaturas entre los 300 a 500 °C a altas profundidades y presiones altas.

2.8.2 MESOTERMALES

Temperaturas entre los 200 a 300 °C a moderadas profundidades (1200 a 3600 m.) y presiones altas (140 a 400 atm.)

2.8.3 EPITERMALES

Temperaturas entre los 50 a 100 °C a poca profundidad (60 a 120 m.) y moderadas presiones.

2.8.4 CLASES DE AGUAS

2.8.4.1 Juvenil

Las existentes en los mantos.

2.8.4.2 Magmática

La procedente de la consolidación o enfriamiento de un fundido magmático.

2.8.4.3 Metamórficas

Las procedentes de la deshidratación de los minerales durante el metamorfismo.

2.8.4.4 Connata

Es el agua atrapada durante la deposición de los sedimentos y posterior diagénesis.

2.8.4.5 Meteórica

Son las que pueden filtrarse a través de la corteza terrestre, alcanzando profundidades donde, calentada y enriquecida en elementos lixiviados en su recorrido, adquieren el carácter hidrotermal. Análogamente el agua de mar

puede penetrar a través de las dorsales en la corteza oceánica hasta grandes profundidades, donde se produce una celda conectiva con descargas en el fondo marino. En la formación de depósitos, dos tipos de complejos juegan un papel importante, sulfuros y cloruros, y otros menos comunes como: sulfatos, fluoruros, hidruros, nitratos y algún complejo orgánico (ácido húmico). La precipitación de elementos tiene lugar como consecuencia de variaciones de temperatura, cambios de presión y ebullición, reacciones entre roca de caja y soluciones, cambios químicos por mezcla de fluidos (Lindgren, 1922 & Sillitoe, 1993).

2.8.5 FLUIDO HIDROTHERMAL

En la mayoría de depósitos de origen hidrotermal se sabe hoy en día que los fluidos hidrotermales participantes son en su mayoría de origen magmático (ej. Giggenbach, 1997), y que son los que contienen metales a ser depositados según las condiciones termodinámicas de éste. La pregunta obvia entonces es en qué momento y por qué se separa o fracciona una fase hidrotermal de una fase magmática y cómo y por qué es capaz de secuestrar metales desde el magma. A condiciones de alta presión y temperatura, un magma posee una alta solubilidad del agua, solubilidad que decrece con el descenso de temperatura y más fuertemente con el descenso de presión. Magmas máficos poseen mayor solubilidad que magmas félsicos. La pérdida de solubilidad de un magma y la consecuente partición de agua desde la fase magmática es denominada "primera ebullición", fenómeno gradual y de poca injerencia. Son agua de orígenes magmáticas, aguas subterráneas, superficiales, o producto de metamorfismo, e incluye vapor. (Atkinson, W. et al., 2007).

2.8.6 EPITERMALES DE ALTA SULFURACION Y BAJA SULFURACION

La mineralización Epitermal de metales preciosos puede formarse a partir de dos tipos de fluidos químicamente distintos. Los de baja sulfuración son reducidos y tienen un pH cercano a neutro (la medida de concentración de iones de hidrógeno) y los fluidos de alta sulfuración, los cuales son más oxidados y ácidos. Los términos de alta y baja sulfuración fueron introducidos por (Hedenquist, 1987) y se refieren al estado de oxidación del azufre. En los de alta sulfuración

el azufre se presenta como S^{4+} en forma de SO_2 (oxidado) y en los de baja sulfuración como S^{-2} en forma de H_2S (reducido). (White & Hedenquist, 1990). Los fluidos de baja sulfuración (BS) son una mezcla de aguas-lluvias (aguas meteóricas) que han percolado a superficie y aguas magmáticas (derivadas de una fuente de roca fundida a mayor profundidad en la tierra) que han ascendido hacia la superficie. Los metales preciosos han sido transportados en solución como iones complejos (en general bi-sulfurados a niveles epitermales; clorurados a niveles más profundos) y para fluidos de baja sulfuración la precipitación de metales ocurre cuando el fluido hierve al acercarse a la superficie - ebullición, (Albino, G.V. 1994).

Los fluidos de alta sulfuración (AS) se derivan principalmente de una fuente magmática y depositan metales preciosos cerca de la superficie cuando el fluido se enfría o se diluye mezclándose con aguas meteóricas. Los metales preciosos en solución derivan directamente del magma o pueden ser lixiviados de las rocas volcánicas huéspedes a medida que los fluidos circulan a través de ellas. (Sillitoe, R.H., 1993)

En ambos tipos de depósitos (BS y AS) los fluidos circulan hacia la superficie a través de fracturas en las rocas y la mineralización a menudo se presenta en esos conductos (mineralización controlada estructuralmente), pero también pueden circular por niveles de rocas permeables y eventualmente mineralizar ciertos estratos. Los fluidos de BS generalmente forman vetas de relleno con metales preciosos o series de vetas/vetillas más finas, denominadas “stockwork” o “sheeted-veins”. Los fluidos de AS más calientes y ácidos penetran más en las rocas huéspedes originando cuerpos mineralizados vetiformes, pero también diseminación en las rocas. Los depósitos de oro de BS pueden contener cantidades económicas de Ag y cantidades menores de Pb, Zn y Cu, mientras los de sistemas auríferos de AS a menudo producen cantidades económicas de Cu y algo de Ag. Otros minerales asociados con los de BS son cuarzo (incluyendo calcedonia), carbonato, pirita, esfalerita y galena, mientras los de AS contienen cuarzo, alunita, pirita y enargita.; (Berger, B.R. 1986).

2.9 ANALIZADOR PORTÁTIL INFRARROJO DE MINERALES (PIMA)

Los ensambles de minerales de alteración en conjunto son importantes para entender la exploración de depósitos mineros hidrotermales. Las herramientas convencionales de mapeo no pueden identificar minerales de grano fino o definir sus importantes variaciones en su composición. El espectrómetro portátil de onda corta del infrarrojo (SWIR - Short Wave Infrared) soluciona algunos de éstos problemas y es una valiosa herramienta para evaluar la distribución de los ensambles de alteración. Espectrómetros como el PIMA (Portable Infrared Mineral Analyzer - Analizador Portátil Infrarrojo de Minerales) permiten la rápida identificación de minerales y las variaciones en la composición de minerales específicos en el mismo terreno. Los ensambles de minerales, correlacionados con otros datos de exploración, son usados para establecer la ubicación de las perforaciones y para guiar programas regionales de exploración. La colección de datos debe de ser sistemáticamente organizada y realizada por un operador entrenado. El análisis de datos requiere del uso de un archivo de referencia sobre datos espectrográficos de diferentes ambientes geológicos que pueden ser complementados, en algunos casos, por paquetes de datos espectrográficos procesados por computadoras. La integración de resultados con observaciones de campo, petrografía y análisis de difracción de rayos X, puede ser necesaria para una completa evaluación. El PIMA (Portable Infrared Mineral Analyzer - Analizador Portátil Infrarrojo de Minerales) ha sido usado con mucho éxito para minerales epitermales de alta y baja sulfuración, en yacimientos volcanogénicos de sulfuros masivos (VMS) y para yacimientos relacionados a intrusivos. Los casos estudiados con estos sistemas demuestran la habilidad para adquirir rápidamente y procesar la información obtenida con el espectrómetro para realizar logeos de la perforación y mapas. La información resultante es crítica para definir objetivos de exploración. (SPECTRAL INT. INC, 2005).

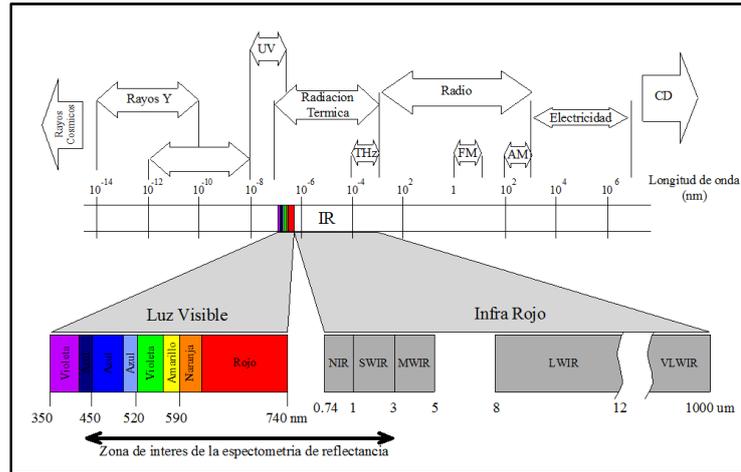


Figura 1: Muestra las zonas más importantes del espectro electromagnético, ampliando las de la luz visible e infra rojo (IR). El campo de detección para los espectrómetros actuales es de 400 – 2500 nm abarcando gran parte de la zona de la luz visible, Cercana al infrarrojo (NIR) e infrarrojo de onda corta (SWIR).

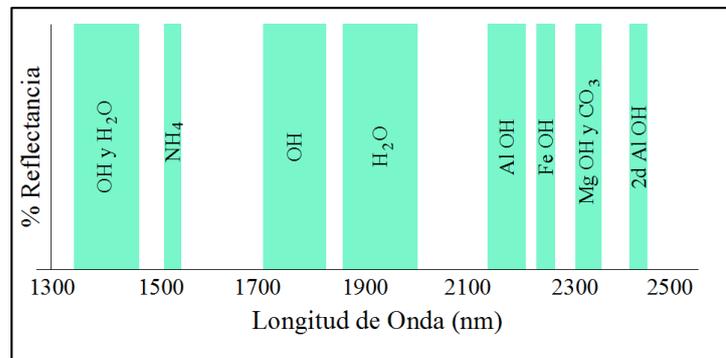


Figura 2: Absorción de Minerales comunes y su posición espectral en sus diferentes manifestaciones de mineral radical-longitud de onda.

2.9.1 ESPECTROSCOPIA

La espectroscopía de reflectancia es una técnica analítica usada por químicos y mineralogistas desde comienzos de 1900, con los datos infrarrojos en minerales publicados entre 1905 y 1910 por W. W. Coblents del U.S. Bureau of Standards. Los espectrofotómetros infrarrojos comercialmente disponibles a mediados de 1940 permitieron el incremento en el uso de esta técnica para la mineralogía. Las primeras compilaciones de espectros de minerales fueron publicadas por Lyon (1962) & Moenke (1962). Farmer (1974) publicó un libro bastante completo en sus aspectos teóricos y prácticos y Marel & Beutelspacher (1976) compilaron las características espectrográficas de las arcillas. Kodama (1985) publicó los análisis espectrales de minerales típicos encontrados en suelos, incluyendo una gran cantidad de hidróxidos, óxidos, filosilicatos, carbonatos y sulfatos.

Los resultados espectrales obtenidos con el SWIR fueron inicialmente compilados por Hunt & Salisbury (1970, 1971) y Hunt et.al. (1971). La base de datos de Hunt ofreció una referencia básica para minerales activos al infrarrojo de la región SWIR, base que todavía es usada. El trabajo se expandió con Clark et al. (1990). Hauff (1993) publicó una base de datos comercial de referencia. Investigadores del laboratorio “Jet Propulsion Laboratory” también aumentaron las referencias disponibles (Grove et al., 1992).

2.9.2 ESPECTRÓMETRO DE CAMPO

Los geólogos que interpretan sensores remotos promovieron el desarrollo inicial de los espectrómetros SWIR portátiles de campo, los que fueron particularmente útiles para la exploración minera. La habilidad para obtener fácilmente en el campo datos de calidad de laboratorio, fue usada para la verificación de campo de imágenes Landsat (Thematic Mapper). Varios espectrómetros de campo son disponibles en el mercado. Estos incluyen al GER-IRIS de Geophysical Environmental Research; Inc.; el de Analytical Spectral Devices (ASD-FieldSpec) y el de Integrated Spectronics Pty. Ltd. (PIMA).

Los instrumentos GER y ASD proporcionan datos con longitudes de onda de la zona visible del espectro y de las zonas cercanas y dentro del infrarrojo de onda corta. Estos instrumentos son portátiles de campo, pero requieren del uso de iluminación solar. Los primeros trabajos publicados incluyen documentación del instrumento GER (Marsh & McKeon, 1983).

El instrumento fue usado en el estudio de campo con un espectroradiómetro aéreo en el distrito de Oatman (vetas epitermales), Arizona. Hunt & Ashley (1979) y Crowley (1984) aplicaron el espectroscopio SWIR al mapeo de alteraciones.

El instrumento portátil más usado en exploración es el PIMA, que sólo toma datos en la región SWIR. PIMA es un instrumento de campo comercial fabricado por Integrated Spectronics Pty. Ltd. de Australia. El instrumento tiene una fuente de luz interna, permitiendo la obtención de datos de calidad de laboratorio en el campo por iluminación directa a la muestra mineral. Además, su calibración

interna permite obtener espectros confiables que no están sujetos a variaciones debido a las condiciones bajo las cuales fueron tomados. El instrumento puede obtener resultados de una gran variedad de muestras, incluyendo rocas, “chips”, testigos, minerales pulverizados y líquidos. Un análisis típico demora menos de 30 segundos.

Cuadro 1: Minerales agrupados por ensambles de minerales de alteración, de acuerdo a terminología usada comúnmente; una lista de ensambles completos se encuentra en Thompson y Thompson (1996).

| Ambiente de Formación | Terminología Estándar | Ensamblados de Minerales activos al SWIR (Minerales principales en negrita) |
|---------------------------------------|--|--|
| Relacionados a Intrusivos | Potásica (biotita rica en K), silicatos poásicos, biotítica | Biotita (flogopita) , actinolita, sericita, clorita, epidota, epidota, muscovita, anhídrita |
| | Sódica, sódica-calcítica | Actinolita , clinopiroxeno (diópsido), clorita, epidota, escapolita |
| | Filítica, sericítica | Sericita (muscovita-ilita), clorita, anhídrita |
| | Argílica intermedia, sericita-clorita-arcillas (SCC), argílica | Sericita (ilita-esmecita), clorita, caolinita (dickita), montmorillonita , calcita, epidota |
| | Argílica avanzada | Pirofilita , sericita , diásporo , alunita , topacio , turalina , dumortierita, zunyita |
| | "Greisen" | Topacio , muscovita , turalina |
| | "Skarn" | Clinoiroxeno , wollastonita , actinolita-tremolita, vesuvianita, epidota, serpentinita-talco, calcita, clorita, ilita-esmecita, nontronita |
| | Propilítica | Clorita , epidota , calcita , actinolita, sericita, arcillas |
| | Argílica avanzada-ácido sulfato | Caolinita , dickita , alunita , diásporo, pirofilita, zunyita |
| | Propilítica | Caolinita , dickita , montmorillonita , ilita-esmecita |
| Alta sulfuración epitermal | "Adularia"-sericita, sericítica, argílica | Calcita , clorita , epidota , sericita, arcillas |
| | Argílica avanzada – ácido-sulfato (calentado por vapor) | Sericita , ilita-esmecita , caolinita, caledonita, ópalo, montmorillonita, calcita, dolomita |
| | Propilítica, zeolítica | Caolinita , alunita , crisobalita , (ópalo, caledonita), jarosita |
| | Carbonato | Calcita , epidota , wairakita , clorita, ilita-esmecita, montmorillonita |
| Mesotermal | Clorítica | Calcita , ankerita , dolomita, muscovita (rica en Cr-V), clorita |
| | Biotítica | Clorita , muscovita, actinolita |
| Oro en sedimentos | Argílica | Biotita , clorita |
| | Sericítica | Caolinita, dickita , ilita |
| Sulfuros masivos volcánogénicos (VMS) | Clorítica | Sericita , clorita, cloritoide |
| | Carbonato | Clorita , sericita, biotita |
| | Turalínica | Dolomita , siderita , ankerita, calcita, sericita, clorita |
| Sulfuros masivos en sedimentos | Carbonato | Turalina , muscovita |
| | Sericítica | Ankerita , siderita , calcita , muscovita |
| | Albitica | Sericita , clorita |
| | | Clorita , muscovita , biotita |

2.9.3 AUTOMATISMO DEL INSTRUMENTO DE ESPECTROMETRÍA

El instrumento portátil más usado en exploración es el PIMA, que sólo toma datos en la región SWIR. El PIMA es un instrumento de campo comercial fabricado por Integrated Spectronics Pty. Ltd. de Australia. El instrumento tiene una fuente de luz interna, permitiendo la obtención de datos de calidad de laboratorio en el campo por iluminación directa a la muestra mineral. Además, su calibración interna permite obtener espectros confiables que no están sujetos a variaciones debido a las condiciones bajo las cuales fueron tomados. El instrumento puede obtener resultados de una gran variedad de muestras, incluyendo rocas, “chips”, testigos, minerales pulverizados y líquidos. Un análisis típico demora menos de 30 segundos. El PIMA domina el uso actual para el mapeo de alteraciones. Varios instrumentos PIMA fueron usados en la recolección de los datos mencionados en este artículo.

Todos los instrumentos requieren de entrenamiento para su uso efectivo en la interpretación de resultados y en el manejo del instrumento. La falta de entrenamiento puede ocasionar daños, el mal funcionamiento del instrumento, o lo que es peor, la mala interpretación de los datos obtenidos. Las limitaciones de la técnica deben de ser comprendidas para poder usar eficientemente el instrumento. La integración de los datos espectrográficos con datos geológicos, geoquímicos y geofísicos es muy importante y puede ser crítica.

El uso en el campo de los espectrómetros de onda corta del infrarrojo para exploración minera se ha incrementado dramáticamente en los últimos cinco años. El uso creciente de esta herramienta es el resultado de su desarrollo durante el Siglo XX. Los hitos principales en la creación de la espectroscopia del infrarrojo para minerales son:

- Documentación temprana (1905-1910).
- Uso de laboratorio; expansión de la base de datos de referencia de minerales (1940-1985).
- Desarrollo de instrumentos portátiles de campo (1978-1991).
- Tiempo real en el proceso de datos (finales de 1980)
- Disponibilidad comercial de los instrumentos portátiles con fuente de luz interna, PIMA (1991).

- Expansión continua de las bases de datos de referencia de minerales (1990).
- Publicaciones de casos históricos y ejemplos de la aplicación del espectrómetro SWIR para exploración de minerales (1990).
- Uso de computadoras personales en el campo, permitiendo la rápida interpretación de datos (1995-actual).
- Incremento del interés debido al uso de “scanner” hiperspectrales aerotransportados y mucho mayor sofisticación y capacidad del software y computadoras de datos (1998-actual).

Actualmente los espectrómetros SWIR también son usados en diversas actividades más allá de la exploración minera. En particular, son útiles en el proceso de control y evaluación de los minerales en las pilas de lixiviación y en los depósitos de relaves. El continuo desarrollo de sus aplicaciones se está ampliando a control ambiental y a otros campos geotécnicos.

2.9.4 ESPECTROGRAFÍA

Los geólogos que trabajan con sensores remotos usan una variedad de bandas dentro del espectro electromagnético, incluyendo: el visible cerca del infrarrojo (VNIR); la onda corta infrarroja (SWIR); y, la onda media infrarroja (MIR). Los instrumentos portátiles de campo detectan en la región SWIR, que es sensible a cambios moleculares, y también en el VNIR, donde se puede observar las variaciones de los colores en superficie y los cambios elementales de oxidación (por ejemplo: hierro y cromo). Sin embargo, la zona del VNIR no se relaciona directamente a la composición.

La espectrografía de onda corta del infrarrojo detecta la energía generada por las vibraciones de los enlaces moleculares. Estos enlaces tienen modos de flexión y tensión entre 1300- a 2500-nm del espectro electromagnético. (SPECTRAL INT. INC, 2005).

Las características de absorción observadas son manifestaciones de reflejos o tonos de primero y segundo orden y la combinación de tonos de modos fundamentales que ocurren en la región media del infrarrojo. El SWIR es particularmente sensible a ciertas moléculas y radicales, incluyendo OH, H₂O, NH₄, CO₃ y los enlaces del catión OH tales como Al-OH, Mg-OH y Fe-OH. Las

posiciones características en el espectro de cada mineral y sus formas típicas son función de los enlaces moleculares presentes en el mineral. Las variaciones en su composición química pueden ser detectadas en el tamaño y posición de las características de cada espectro, el cual cambia consistentemente por la sustitución de elementos. El espectrómetro SWIR es parcialmente sensitivo a variaciones de cristalización, pero podría no detectar cambios primarios en la estructura molecular. Un típico espectro consiste de varias características de absorción.

Los diferentes aspectos de un espectro de absorción típico, incluyendo la posición de sus ondas, profundidad y ancho (alto completo, medio-ancho máximo). Se muestra también un perfil generalizado denominado "hull" o "continuum", en la figura siguiente:

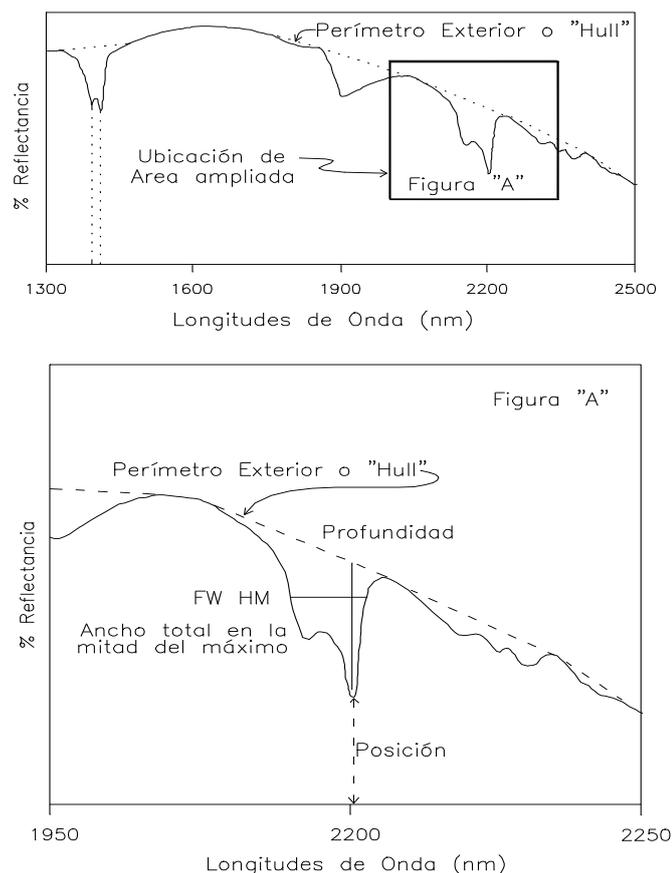


Figura 3: Detalle de las características del espectro de caolinita obtenido con el espectrómetro de PIMA. Se indica el primero exterior o "Hull", puntos profundos y la posición y ancho total en la mitad de la máxima profundidad (FMHM).

2.9.4.1 Distinción Espectrográfica de Minerales

Los minerales pueden ser distinguidos no solamente en base a sus características distintivas y las posiciones de sus ondas sino también por el carácter de su perfil sin deducir el “hull”. Ejemplos comunes de minerales de alteración son mostrados en la figura 3. La identificación de minerales está basada en la posición de las ondas, su intensidad, forma de la depresión relacionada a la absorción y la forma total del espectro.

Las longitudes de onda en la zona de onda corta del infrarrojo no son adecuadas para la mayoría de los silicatos anhidros. Además, es difícil identificar minerales presentes en cantidades menores que el 5% a menos que la muestra sea una simple mezcla con cuarzo y que el mineral sea altamente reflectivo. La reflectividad o reflectancia al infrarrojo varía según las diferentes especies de mineral. En mezclas de minerales activos al infrarrojo el mineral dominante y típicamente más reflectivo, es fácilmente identificable, sin embargo, como regla general, 10% o más de un mineral debe de estar presente para su positiva identificación. Donde están presentes minerales de baja reflectancia, su reconocimiento requerirá del 20% o más cantidad del mineral existente en la muestra (por ejemplo: carbonatos, cloritas). (SPECTRAL INT. INC, 2005).

2.9.4.2 Composición Química de los Minerales

Las variaciones en la química del mineral son mayormente detectadas por cambios en la posición de las ondas o cambios en la forma del perfil generalizado o “hull” del espectro. La presencia de hierro en la mayoría de los minerales resulta en una fuerte inclinación positiva entre 1,300 a 1,900 nm. Una comparación del espectro del clinocloro rico en Fe y del rico en Mg se muestra en la figura 5. La variación química en el grupo de los carbonatos se manifiesta por un cambio en la posición de su característica mayor en función de la presencia de diferentes cationes. La característica dominante varía ampliamente, incluyendo la magnesita (Mg) a 2,300 nm, dolomita (Mg, Ca) a 2,320 nm, calcita (Ca) a 2,330 nm y rodocrosita (Mn) a 2,360 nm. Variaciones químicas en el grupo de la alunita son manifestadas por cambios en la posición 1,480-nm, con valores que varían de ~1,461 (NH₄), a ~1,478 nm (puro K) a 1,496

(Na) a 1,510 nm (Ca.). Los ejemplos de los cuatro espectros son mostrados en la figura 6. Dependiendo de la calidad de los espectros de referencia es posible que se requiera datos adicionales petrográficos, de SEM, o análisis con el microscopio electrónico de ensayos microscópicos, para definir una variación observada por un cambio en su composición química. La variación en la composición de un mineral es mejor evaluada con muestras monominerálicas; sin embargo, mediante la técnica SWIR podría ser posible definir las variaciones en algunas mezclas de minerales. (SPECTRAL INT. INC, 2005).

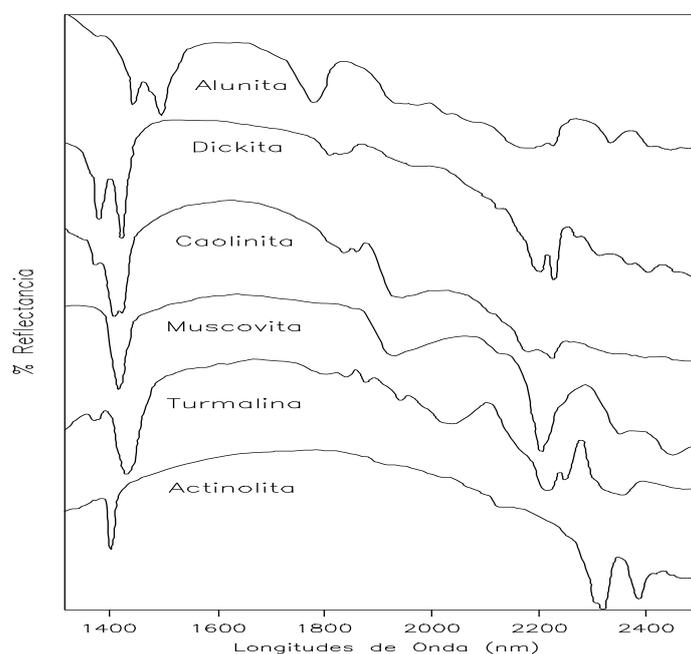


Figura 4: Grafica con ejemplos de características espectrales de minerales individuales. Los valores de reflectancia están omitidos para mayor claridad. Tomados de la base de datos de SPECMIN.

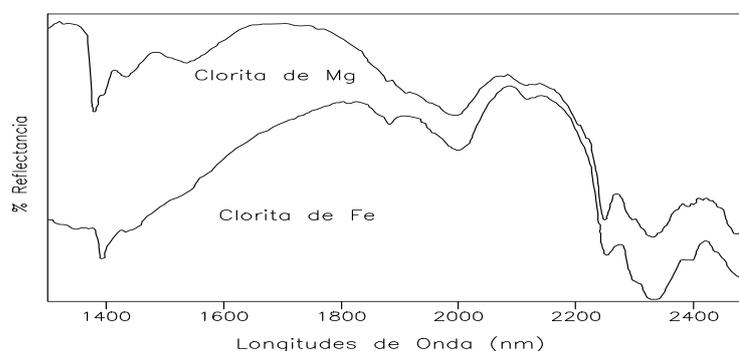


Figura 5: Ejemplo de clinocloros de Fe y Mg; Notar la fuerte pendiente entre 1.300 y 1.9000 nm de la clorita rica en Fe. Tomados de la base de datos de SPECMIN.

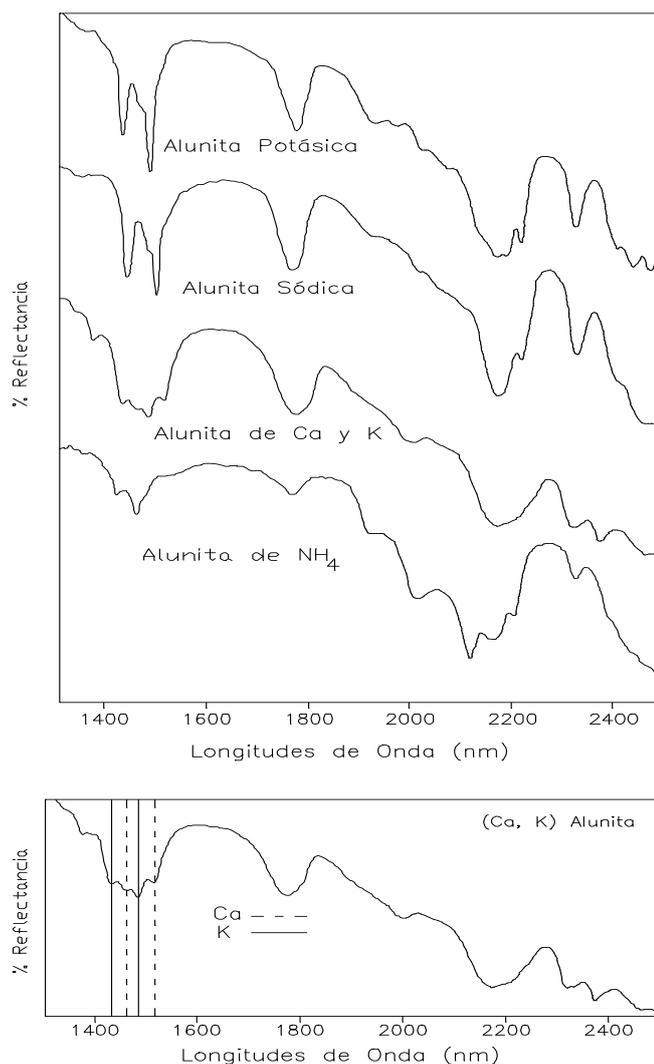


Figura 6: Ejemplos de grupos de alunitas ricas en K, Na, Ca y NH₄. La aplicación muestra la ubicación de las características distintivas de K, Ca de una muestra con Ca dominante. Los elementos de esta muestra fueron confirmados con un microscopio electrónico. Los ejemplos fueron tomados de la base de datos de SPECMIN.

2.9.5 RECOLECCIÓN DE DATOS Y ANÁLISIS

El espectrómetro requiere de poca preparación de las muestras ya que está diseñado para trabajar en distintos tipos de superficies y con diferentes tamaños de granos de mineral. En el laboratorio, la preparación y presentación de muestras puede ser efectuada más sistemáticamente lo cual permite mejoras de los resultados si se hacen lecturas separadas por diferentes tamaños de grano, transparencia, grado de oscuridad, humedad o superficie de distintas rugosidades.

La cantidad de la absorbida en una superficie cualquiera es función de la longitud de la trayectoria del haz de luz a través del material, lo cual a su vez es afectado por el tamaño del grano de los minerales y el coeficiente de absorción del material (Clarck & Roush, 1984). E minerales que son relativamente transparentes, la luz se dispersa hacia afuera de la muestra del grano fino, antes de que ocurra alguna absorción de es7ta radiación. El espectro resultante tiene débiles rasgos de absorción y fondo de alta reflectancia. Tamaños de granos mayores muestran bandas de absorción más pronunciadas. En materiales con granos mayores muestran bandas de absorción más profundas. En materiales con granos muy gruesos, tanto la reflectancia de fondo como las absorciones individuales pueden ser substancialmente. (Crowley, J.K., 1984).

2.9.5.1 Recolección de Datos

Entender las variables que afectan al espectro de cada mineral es indispensable para la interpretación de los grupos de datos espectrales. Estas variables incluyen el tamaño de granos, transparencias, contenido de sulfatos, total reflectividad, contenido de agua, contenido de elementos pesados, contaminantes (por ejemplo: aceite, material orgánico) orientación de minerales (por ejemplo: micas) y mezclas de mineral. Se debe adoptar un procedimiento correcto en la recopilación de datos para minimizar los efectos de estas variables. Un mínimo de dos espectros por muestra es necesario, con el objeto de poder reproducir los datos y para probar la heterogeneidad de las muestras. Mediante el análisis de la masa de un pórfido, sus vetas, fenocristales, rellenos de oquedades, impregnaciones en las fracturas o cortes y superficies intemperizadas, el colector de datos puede identificar varios minerales en una muestra. Descripciones claras de simples observaciones -por ejemplo: color, textura, venillas o fracturas, envolturas de vetas y su estado de intemperismo, son importantes para una mejor interpretación de las imágenes espectrales (SPECTRAL INT. INC, 2005).

Los tipos de muestras y el proceso de muestreo podrían también afectar a las imágenes espectrales. Muestras de mano, polvos, "chips", líquidos y porciones de muestras rechazadas de ensayos, pueden ser analizadas algunas variaciones menores en cada espectro. Muestras que han sido pulverizadas (por

ejemplo: pulpas analíticas) comúnmente producen imágenes espectrales bastante degradadas aunque las características de los espectros son similares. Las pulpas son mayormente hechas con pulverizadoras de anillo que generan calor durante el proceso de molienda. El análisis de arcilla, en particular, no será preciso si la estructura del mineral cambia con el calor. El análisis estándar por XRD para arcilla también se realiza sin el uso de pulverizadoras de anillo por la misma razón. (SPECTRAL INT. INC, 2005).

La estabilidad del instrumento deberá ser considerada en la evaluación de las imágenes espectrales, particularmente en condiciones de campo variables. Sin calibración, la posición de las ondas cambiará cuando el instrumento se caliente o sea movido. El análisis estándar de caolinita con el PIMA muestra un cambio sistemático en la onda de 2 nm hacia abajo a medida que el instrumento se calienta entre los 22° a 44°C. A pesar de ser pequeños (en relación con la resolución del espectrómetro PIMA), estos cambios demuestran la necesidad de la calibración frecuente del instrumento. Una buena práctica de laboratorio también incluye el uso de la calibración con muestras estándar y el guardar los files de calibración como referencia para chequeos futuros del instrumento. Algunos trabajadores han reportado variaciones de 2 nm en sólo 10 mediciones. La espectrografía SWIR es una herramienta útil para la identificación de minerales en muestras individuales; sin embargo, su mayor valor proviene de la recolección consistente de datos en forma sistemática. Los intervalos de muestreo podrían ser tan pequeños como de 1 a 2 m. para evaluar gradientes en la alteración mineralógica y definir sus límites cuando se use para evaluar sondajes de perforación o secciones geológicas detalladas. Una vez que las variaciones básicas sean descritas el intervalo puede ser ampliado, dependiendo del área a cubrir y los objetivos del prospecto. Por ejemplo, las muestras de sondajes de perforación pueden espaciarse entre 5 y 10 m., y para un mapeo geológico el intervalo puede ser ampliado a 50 m. o aún hasta 100 m. El muestreo con intervalos más pequeños generalmente produce la información más útil. Para el mapeo la ubicación de las muestras puede ser distribuida siguiendo un reticulado e incluir suelos o puede estar relacionada a los afloramientos. El procesamiento de datos y su evaluación, coincidente con el mapeo, puede tener un impacto directo en el programa de exploración que se está ejecutando. (SPECTRAL INT. INC, 2005).

2.5.9.2 Análisis y Procesamiento de Datos

La identificación de minerales se basa en su comparación con imágenes espectrales de referencia, que son registros empíricos de las características del espectro de cada mineral. La observación visual de los espectros de un grupo de minerales mostrará rápidamente variaciones basadas en numerosos factores, incluyendo la química del mineral, temperatura, y su modo de formación (reflejado en su cristalinidad) y otros cambios más sutiles. Entonces el activo más importante del usuario, es tener una gran colección de referencias bien definidas o bases de datos espectrales creados con muestras representativas de una amplia variedad de depósitos, más sus condiciones externas y características geológicas. Los usuarios experimentados son capaces de identificar al ojo muchas características del espectro de los minerales, al mismo tiempo que se obtienen sus espectros. Aún los usuarios que se inician pueden aprender rápidamente las características SWIR de los minerales básicos más importantes en su área de estudio. Solamente se requiere muy pocos minerales para poder caracterizar un área, que ciertamente también permite el rastreo de la variabilidad de sólo una especie de mineral. Las bases de datos de referencia son extremadamente útiles para agudizar la habilidad con el software para hacer una identificación automática. (SPECTRAL INT. INC, 2005).

La identificación automática puede ser de mucha ayuda cuando se trabaja con grandes cantidades de datos en áreas bien definidas. Para poder adquirir resultados de óptima calidad, variaciones en escala del depósito deben de ser observadas y guardadas por el usuario, usando bases de datos de referencia creados para tal depósito. Usando algoritmos, la información o datos específicos de un yacimiento o de regiones son cruciales para obtener resultados confiables de minerales cuya composición es una mezcla. La identificación de mezclas complejas requerirá conocer el contexto geológico, la experiencia del usuario y el establecimiento de muestras de referencia con información adicional, por ejemplo: petrografía, XRD, y análisis SEM, pero puede ser difícil con los algoritmos disponibles en la actualidad.

El software para procesamiento de datos permite la individualización del perfil generalizado o "hull" del espectro, normalmente seguido por la evaluación de posiciones características y sus intensidades y anchos. Existen varios métodos

para extraer el espectro diagnóstico de los espectros que son medidos. Dos métodos comunes son (1) el cociente del perfil o “hull” que es un método elástico que quita los efectos de los “valles” o profundidades de la variable inclinada y (2) la primera derivada que quita los efectos del “back ground” enfatizando los cambios en la respuesta obtenida. Una variedad de paquetes de software son comercialmente disponibles, siendo los más flexibles los que permiten importar datos de una variedad de fuentes (de espectrómetros o escáner). Se debe tener mucho cuidado al obtener los datos asegurándose que la información sea tratada de la misma manera, por ejemplo, todas las posiciones características basadas en la posición del cociente “hull” o de su primera derivada. (SPECTRAL INT. INC, 2005).

En algunos casos, el uso de una sola posición característica, profundidad o el cociente de profundidad de dos características puede resultar en poder delinear en forma generalizada las zonas de alteración. Esta forma de extracción de datos con un programa de computación puede ser realizada muy rápidamente; sin embargo, los datos deben ser cuidadosamente evaluados por un usuario experimentado para confirmar que la comparación es con un material similar y con ensambles de minerales de características comparables. Ya que las posiciones de las ondas de diferentes minerales se superponen, se puede producir resultados inexactos basados en una sola característica. Por ejemplo, la característica en $AL-OH \pm 2,200$ nm podría representar alunita, pirofillita, caolinita, dickita, illita, capas mezcladas de illita/esmectita o muscovita, las cuales obviamente tienen diferentes implicancias en términos del modelamiento geológico de yacimientos. Las imágenes espectrales de dichos datos deben ser obtenidas cuidadosamente. Análisis individuales podrían medir falsos datos, dando como resultando características falsas. (SPECTRAL INT. INC, 2005).

2.5.9.3 Porcentajes de Minerales

Un objetivo común del análisis SWIR es determinar no solamente los minerales presentes en una muestra, sino también sus porcentajes relativos. Muchos programas de software intentan obtener los porcentajes relativos de las mezclas de minerales como parte del paquete. Esta tarea es un desafío debido a la falta de conocimiento relacionado a los coeficientes de absorción con los lazos

moleculares detectables en el rango del espectro electromagnético del SWIR. La información de las imágenes espectrales indica que los minerales mezclados aparentemente no están presentes en configuraciones lineales, pero preferentemente como una función de esos desconocidos coeficientes de absorción. Por consiguiente las intensidades de las características de absorción no pueden ser usadas como una correlación 1:1 para relacionarlas directamente con la cantidad de mineral presente. Por ejemplo, una clorita de hierro absorberá más energía en sus ondas diagnósticas y reflejará menos energía en el detector que un mineral que contiene aluminio: una muscovita que más certeramente refleja la energía absorbida. Además hay un problema sobre el efecto en las matrices cuando minerales no activos al infrarrojo están también presentes y absorben pero no reflejan la excitación de la energía. (SPECTRAL INT. INC, 2005).

En algunos casos cuando los coeficientes de absorción son más similares a los minerales en cuestión, los espectros resultantes pueden ser tratados esencialmente como una mezcla lineal. La clave para obtener resultados precisos se basa en obtener archivos de imágenes espectrales de calibración relacionados con las muestras bajo investigación. Se debe escoger minerales de una sola composición como puntos terminales para que los modelos de mezclas sean certeros. La precisión del algoritmo de mezclas puede ser tan buena como un 4%, sin embargo, esto varía dependiendo del algoritmo en el software, los materiales en la mezcla, y su relativa abundancia.

La instrumentación es también un factor limitante para producir resultados precisos. El PIMA tiene aproximadamente de 5- a 6-nm de resolución y las muestras son tomadas en intervalos de 2-nm. Este exceso de muestreo es hecho para mejorar la reproducibilidad del método; sin embargo, esto no necesariamente mejora la precisión y lleva a una percepción artificial de obtener una resolución de 2-nm. Es por ello, que el límite del método en relación a la resolución de las posiciones de las ondas se mantiene entre 5 y 6 nm. (SPECTRAL INT. INC, 2005).

2.9.6 CARTOGRAFIADO DE ALTERACIONES HIDROTERMALES

El espectrómetro portátil SWIR está convirtiéndose, cada vez más, en una herramienta importante para la exploración. Los espectrómetros son empleados típicamente para determinar la mineralogía de rocas alteradas y así ayudar en la clasificación de los sistemas de mineralización, identificar los patrones de alteración, y consecuentemente, para localizar mineralización económica. Además de su temprano uso como sensor remoto, el desarrollo del PIMA en 1991 permitió el uso directo del SWIR en rocas, realzando su aplicación práctica para la exploración. La espectrografía SWIR detecta minerales tales como filosilicatos, arcillas, carbonatos y sulfatos selectos y es también sensible a las variaciones de composición en minerales individuales.

Los espectrómetros SWIR son usados en varios ambientes de mineralización, incluyendo depósitos epitermales de alta y baja sulfuración, depósitos porfiríticos y mesotermales, yacimientos de oro y cobre en sedimentos, uranio, VMS y depósitos de kimberlitas. Además el espectrómetro nos ayuda al mapeo de regolitos para determinar la composición del “bedrock” y para la diferenciación de si son residuales o transportados.

Hay pocas publicaciones sobre los resultados de estudios en espectrómetros SWIR, reflejando la naturaleza confidencial de muchos programas de diferentes compañías y la carencia de trabajos académicos en el mapeo de campo. Una selección de recientes trabajos y abstractos, no obstante, realizan el trabajo que se está realizando: Stewart y Kamprad, 1997, y Shen et al., 1999 (mapeo de regolitos) Zhang et al., 1998 (uranio); Passos y De Souza Filho, 1999 (“greenstones” del pre Cámbrico); Denniss et al., 1999 y Huston et al., 1999 (VMS); Martinez-Alonso et al., 1999, y Kruse y Hauff, 1991 (arcillas epitermales); y Crowley, 1996 y 1999 (evaporitas).

Los espectrómetros SWIR llenan un importante vacío en la obtención de datos en exploración, ayudando al mapeo consistente de alteraciones en un sistema mineralizado. La determinación de los minerales de alteración en forma rutinaria durante un programa de exploración, asiste en la rápida evaluación de la alteración de un yacimiento y consecuentemente aumenta la eficiencia de la exploración.

2.9.6.1 Alteraciones Hidrotermales

Determinar el tipo y la distribución de los minerales de alteración es parte de la rutina de exploración por depósitos de minerales hidrotermales y es útil en la evaluación de dichos yacimientos y en la construcción de modelos geológicos de depósitos. Típicamente, los mapas de alteración están basados en observaciones macroscópicas de campo ayudadas por algunos estudios petrográficos y/o de difracción con rayos X. Estudios de alteración a la escala del yacimiento son limitados o basados en estudios detallados necesariamente restringidos a un número limitado de muestras. Geoquímica de rocas es usada en algunos medios para evaluar la alteración pero sólo funciona bien donde las litologías y su petrología son bastante conocidas. La geoquímica de roca es difícil de aplicar en áreas extensas de alteración con arcillas que son difíciles de identificar durante un programa de exploración.

Las alteraciones con minerales de grano fino comúnmente son agrupadas como “argílicas” o “fillicas” (Thompson & Thompson, 1996). Tales descripciones ignoran la mineralogía y pierden información importante referente a la naturaleza de la alteración. La importancia del uso de minerales y de ensambles de minerales fue reconocida por Rose & Burt, (1979) y autores posteriores, pero este enfoque no es siempre aplicado durante una exploración. La clasificación de alteraciones por mineralogía implica observaciones de campo que pueden ser ayudados por el espectrómetro SWIR. El uso del espectrómetro SWIR en el campo permite que la mineralogía sea mapeada e interpretada en secciones geológicas: La interpretación resultante puede ser aplicada en tiempo real para guiar la perforación y puede ser integrada con otro tipo de datos para mejorar los objetivos, modelos geológicos y guías regionales.

La observación de campo debe de ser realizada de una manera cuidadosa y sistemática. Para determinar la relación entre los minerales es necesario examinarlos con mucho cuidado antes de asignarlos a un mismo ensamble mineralógico de alteración o interpretar su relación con otros tipos de alteración. Se debe seguir una serie de etapas para hacer interpretaciones realistas de la alteración hidrotermal por analizar. Estos pasos son:

- Determinar los minerales presentes, mediante observaciones de campo; Determinar su distribución en los afloramientos mediante el estudio de muestras de mano.
- Emplear el análisis SWIR cuidadosamente, analizando varios puntos en cada muestra y usando técnicas sistemáticas de muestreo.
- Usar los datos anteriores para establecer las relaciones entre los principales minerales encontrados; Trazar su distribución en un plano; Usar petrografía en muestras seleccionadas para definir mejor las relaciones entre los minerales.
- Incrementar el análisis con difracción de rayos-X (XRD), si fuese necesario; Usar el microscopio electrónico escaneado (SEM) con sistemas de energía dispersa (EDS) para determinar las variaciones en la composición de minerales individuales y ayudarse con la interpretación de minerales de grano fino; refinar y re-evaluar continuamente la interpretación e integración los resultados SWIR con otros datos geológicos, geoquímicos y geofísicos. Los análisis SWIR ayudan en la exploración regional así como de prospectos. Por ejemplo, en zonas complejas de sistemas intrusivos la alteración mineralógica determinada de rutina durante el mapeo ayuda a definir zonamientos verticales y horizontales y los ambientes de mineralización relacionados con ellos. Dentro de cada ambiente su alteración y mineralogía puede definirse el zonamiento local y las direcciones que apuntan hacia la mejor mineralización. El espectrómetro SWIR es de mucha ayuda donde la alteración mineral no es fácil de identificar en muestras de mano por el tamaño del grano o por intemperismo. Aún donde el mapeo de campo de la alteración de minerales es efectivo, el espectrómetro SWIR permite su reconocimiento mineralógico, las variaciones sutiles de sus composiciones y la mineralogía, los que pueden ser importante para ubicar cuerpos mineralizados.

Cuadro 2: Ejemplos del Uso de SWIR en Exploración.

| Identificación de Minerales | Interpretación de Alteración | Aplicación en Exploración Minera |
|-------------------------------|--|--|
| Alunita | Argílica avanzada | - Alta sulfuración y zonamiento alrededor - Zonas calentadas por vapor en baja sulfuración |
| Dickita | Argílica avanzada | - Zonamiento alrededor de cuerpos de alta sulfuración - Oro en sedimentos, con mineralización |
| Caolinita | Argílica avanzada y roca intemperizada | - Alta sulfuración - Oro en sedimentos, zonamiento |
| Dickita, pirofilita, diásporo | Argílica avanzada | - Estimación de profundidad |
| Clorita | Propilítica, clorítica | - Zonamiento VMS - Zonamiento de Uranio |
| Illita/Esmeclita | Argílica | - Alta y baja sulfuración, zonamiento - Zonamiento de uranio |
| Carbonatos | Carbonatos | - Mesotermal, zonamiento |

Los espectrómetros SWIR son usados en varios ambientes de mineralización, incluyendo depósitos epitermales de alta y baja sulfuración, depósitos porfiríticos y mesotermales, yacimientos de oro y cobre en sedimentos, uranio, VMS y depósitos de kimberlitas (Cuadro 02). Además el espectrómetro nos ayuda al mapeo de regolitos para determinar la composición del “bedrock” y para la diferenciación de si son residuales o transportados.

Los espectrómetros SWIR llenan un importante vacío en la obtención de datos en exploración, ayudando al mapeo consistente de alteraciones en un sistema mineralizado. La determinación de los minerales de alteración en forma rutinaria durante un programa de exploración, asiste en la rápida evaluación de la alteración de un yacimiento y consecuentemente aumenta la eficiencia de la exploración.

CAPITULO III

CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE INVESTIGACIÓN

3.1 UBICACIÓN Y ACCESIBILIDAD

Geográficamente, el prospecto “Vicuña”, se encuentra en el Departamento de Ayacucho, Provincia de Lucanas, Distrito de Laramate, entre los parajes de Iscapuquio y Puyayoc, a una altitud que va desde los 4300 y 4400 m.s.n.m.

Este prospecto, está circunscrito en las siguientes concesiones mineras: Vicuña Solitaria, Tayrona 01, Tayrona 02, Tayrona 03, Tayrona 04 y Tayrona 05 con una superficie de 2700 hectáreas, ubicados en el Cuadrángulo 29-n (Laramate), ver cuadro 03.

Cuadro 3: Concesiones que circunscriben el Prospecto Vicuña.

| | NOMBRE | HECTAREAS | TOTAL |
|---------------------|---------------------|-----------|-----------|
| PROSPECTO VICUÑA | VICUÑA SOLITARIA | 400 | 2700 has. |
| | TAYRONA 01 | 400 | |
| | TAYRONA 02 | 700 | |
| | TAYRONA 03 | 500 | |
| | TAYRONA 04 | 400 | |
| | TAYRONA 05 | 300 | |

El acceso al prospecto se realiza vía Carretera Panamericana Sur, desde la ciudad de Lima (Dpto. Lima), hasta la localidad de Palpa (Dpto. Ica), para luego desviar por una trocha carrozable de Palpa hacia el distrito de Llauta. Al llegar a este lugar se toma otro desvío hacia Laramate ubicado a 28 km. desde allí se hace un viaje de 43 Km hasta llegar al prospecto. El recorrido total desde la ciudad de Lima hasta el prospecto es de 525 Km, con un tiempo promedio en camioneta 4x4 de 12 horas aproximadamente, como se explica el cuadro 04.

Cuadro 4: Cuadro de accesibilidad al Prospecto Vicuña.

| TRAMO | KM | TIEMPO | CARRETERA |
|-----------------------|-----|--------|---------------------|
| Lima-Ica | 300 | 04:30 | Carretera Asfaltada |
| Ica-Palpa | 100 | 01:30 | Carretera Asfaltada |
| Palpa-Llauta | 54 | 03:20 | Carretera-Trocha |
| Llauta-Laramate | 28 | 01:00 | Trocha carrozable |
| Laramate-Pros. Vicuña | 43 | 03:00 | Trocha carrozable |

3.2 CLIMA

El clima que se tuvo en el prospecto es, como en la mayor parte de los Andes peruanos, y se encuentra caracterizado por la alternancia de una estación seca de abril a noviembre y otra lluviosa del mes de noviembre a marzo.

Según la clasificación de Koppen, asimilado por la Oficina Nacional de Estudios de los Recursos Naturales (ONERN), actualmente Instituto Nacional de Recursos Naturales (INRENA); el clima que corresponde a las altitudes en el que se encuentra el prospecto es conocido como “Clima de Puna o Páramo”, el cual se caracteriza por presentar precipitaciones promedio de 700 mm anuales y temperaturas promedio anuales de 6 ° C, comprende las mesetas, colinas y cumbres andinas detallado por Murray C. Peel, Universidad de Melbourne. Caracterizando la meteorología de la zona como sigue a continuación:

- Temperatura que desciende por debajo de los 0 °C, lo que determina el congelamiento del agua. La biotemperatura media anual máxima es de 7.2 °C y la media anual mínima es de 4.6 °C.
- Los vientos es bastante variable en las zonas del prospecto, teniendo una predominancia hacia el Noroeste y muestran una velocidad de 2 a 3 metros por segundo en promedio (2 – 6 km/h).
- La precipitación total por año es de 658 mm y el promedio mínimo es de 480.5 milímetros.

Lámina 1: Mapa de ubicación del área de estudio,
Prospecto Vicuña

3.3 GEOLOGÍA REGIONAL

En el área afloran rocas estratificadas sedimentarias y volcánicas que varían en edad entre el Jurásico medio y el Cuaternario, (ver Lamina 3). La roca más antigua corresponde al Grupo Yura, constituido por las formaciones Cachios, Labra y Hualhuani, las mismas que se encuentran a lo largo de los valles de Socos, Llauta, Laramate, Viscas, Ocaña y Chuya prolongándose hacia el SE a los sectores de Palco y Otoa. Estos sedimentos están cubiertos por cenizas volcánicas, coladas recientes y por cobertura cuaternaria producto de la erosión en la región (ver Anexo 3).

3.3.1 GRUPO YURA (Jk-yu)

J. Caldas (1978) en las hojas de Yauca y Acarí, cartografió una secuencia de areniscas y pizarras intercaladas con volcánicos correspondientes al Grupo Yura. Esta litoestratigrafía se observa sin solución de continuidad en el sector occidental del cuadrángulo de Laramate.

En el cuadrángulo de Nazca, las areniscas, cuarcitas y pizarras presentan intercalaciones de derrames volcánicos, que en la hoja de Laramate ya no se observan; lo cual sugiere que durante el lapso Jurásico superior-Cretáceo inferior hubieron expresiones de volcanismo en la zona costanera, que no alcanzaron el área.

La secuencia mejor expuesta se encuentra en la esquina sureste del cuadrángulo de Laramate, específicamente en la localidad de Otoa, donde de la base al tope se tiene la siguiente litología:

- Cuarcitas y areniscas cuarcíticas de color blanco a gris verdoso, grano fino, en estratos de grosor medio a grueso.
- Lutita pizarrosas gris a gris verdosas, brunáceas por meteorización, en capas medianas, finamente laminadas, con intercalaciones en la parte media de la secuencia, de cuarcitas blancas y gris claras, en lechos de grosor medio a grueso. Algunos estratos de cuarcita están recristalizados, razón por la cual en fractura fresca presentan brillo nacarado.

- En ciertos sectores las pizarras pasan a cuarcitas grises, este cambio es notorio porque los lentes de cuarcitas van apareciendo progresivamente dentro de las pizarras.

- Las secuencias superiores están representadas por ortocuarcitas blancas y blanco grisáceas, localmente presentan bandeamientos de color marrón paralelos a la estratificación; en intercalaciones de lutita pizarrosa de color gris. En el tope desaparecen las intercalaciones de lutitas y las cuarcitas se presentan en bancos muy gruesos y frecuente estratificación cruzada.

El Grupo Yura de las Facies Occidental aflora también al o largo del río Tomate, caracterizándose los estratos de cuarcita por su espesor medio, con intercalaciones subordinadas de lutitas pizarrosas. En las cercanías del pueblo de Laramate, muy próximo al batolito, se nota cierta recristalización en las cuarcitas se han convertido en pizarras muchas veces micáceas, adquiriendo en algunos casos el aspecto de un esquisto micáceo. Estas cuarcitas, areniscas y lutitas pizarrosas, siempre con las mismas características e intruídas por las rocas del batolito que afloran en las quebradas Llauta y Aucora. (Castillo et al., 1993)

Edad y correlación.-En la base del Grupo Yura una Facies Occidental, en los afloramientos expuestos por los ríos de Uruiza y Capilla, se colectó una abundante flora representada por las siguientes especies:

- Taeniopteris sp.
- Otozamites sp.
- Zamites sp.
- Podosamites sp.
- Taeniopteris Cf. T. Vittata BRONG

Estos fósiles tienen amplio rango de distribución entre el Jurásico y el Neocomiano, alcanzando su mayor desarrollo durante el Jurásico superior-Titoniano.

En consecuencia la edad de la pila sedimentaria descrita estaría comprendida entre el Titoniano-Hauteriviano y por lo tanto correlacionable con las formaciones Chimú, Santa, Carhuaz y la parte superior de la Formación Chicama. (Castillo et al., 1993).

3.3.2 FORMACIÓN CASTROVIRREYNA (PN-c)

La litología de esta formación es muy variable, está representada en los niveles basales por aglomeraciones volcánicas de naturaleza andesítica, de color violáceo a gris verdoso, con matriz tobácea, que intercalan con tobas riolíticas y dacíticas de color blanco y capas delgadas de areniscas conglomerádicas. En los niveles superiores están constituidos por brechas volcánicas grises y gris violáceas de naturaleza andesítica, intercaladas con derrames andesíticos gris oscuros a negros, de textura fina, en coladas de 8 a 10 m. de espesor, y que alternan con areniscas tufáceas gris – gris verdosas y tufos lapillíticos rosados y gris plomizos en proporciones subordinadas.

Las brechas volcánicas están silicificadas y caolinizadas, con presencia local de pirita. Los sectores donde predominan los aglomerados y las areniscas conglomerádicas se desarrollan morfología suave como el caso Puyayoc.

H. Salazar en el área de Castrovirreyna, describe con este nombre, una secuencia de rocas volcánicas que en la parte basal está constituida por derrames basálticos, arcosas rojas, aglomerados andesíticos y tufos dacíticos en los niveles superiores.

La litología de la formación es muy variable, pero en líneas generales está representada en los niveles basales por aglomerados volcánicos de naturaleza andesítica, de color violáceo a gris verdoso, con matriz tobácea, que intercalan con tobas riolíticas y dacíticas de color blanco y capas delgadas de areniscas conglomerádicas. En los niveles medios de la secuencia, se presenta predominio de brechas volcánico-andesíticas de color violeta, de textura porfídica fina, con abundancia de plagioclasas, dentro de una matriz microcristalina.

En el sector noreste de la hoja de Laramate, esta formación yace en discordancia angular sobre las cuarcitas y lutitas pizarrosas del Grupo Yura y soporta en la misma relación a la Formación Caudalosa. Las rocas han sido originadas por un volcanismo de tipo explosivo, emitidos por una serie de chimeneas volcánicas.

En general, el plegamiento desarrollado en esta unidad, es característico por constituir anticlinales y sinclinales bastante cerrados, afectados por fuerte fallamiento, que evidencia la acción de una tectónica muy intensa. Los pliegues tienen rumbo promedio N 40° O, y al Norte de la hoja de Laramate en los cerros Alpachaca, Lluctucancha, Otuluyoc, etc., se encuentran apretados formándose repliegues disarmónicos en las intercalaciones calcáreas, mientras que los horizontes lávicos

están completamente fracturados y los horizontes de arenisca y limolitas presentan una pronunciada laminación. (Castillo et al., 1993)

Edad y correlación.- No se ha encontrado fósiles guías en las intercalaciones calcáreas. En base de su posición estratigráfica, sobreyace en discordancia angular a las cuarcitas y lutitas pizarrosas del Grupo Yura de edad Titoniano-Hauteriviano e infrayace en igual relación a la Formación Caudalosa de edad Mioceno superior-Plioceno inferior; y al intenso tectonismo que lo ha afectado. Por lo que se le asigna tentativamente una edad Oligoceno superior-Mioceno inferior. Muestras recogidas en secuencias similares en el área de Huancavelica han dado edades radiométricas comprendidas entre 21 y 30 millones de años, lo cual indica que la edad asignada es bastante aproximada. Se correlaciona la Formación Castrovirreyna del área de estudio con el Grupo Tacaza del Sur del país y con el Grupo Castrovirreyna del Perú Central. (Castillo et al., 1993).

3.3.3 GRUPO NAZCA (Mm-n)

Es una secuencia de rocas volcánicas de naturaleza tobácea que afloran en la parte Sur Este del prospecto, extendiéndose con dirección Sur Este. Estas rocas cubren una superficie de erosión labrada en la Formación Castrovirreyna. Constituido por tobas blanco-amarillentas y en parte rosadas, de grano medio a grueso, y composición riolíticas y dacíticas. En el área de estudio se ha cartografiado como parte del Grupo Nazca, a una secuencia de rocas volcánicas de naturaleza tobácea que afloran en la esquina suroriental del cuadrángulo de Laramate, extendiéndose por la esquina suroccidental hacia el cuadrángulo Santa Ana. Estas rocas cubren una superficie de erosión labrada en la Formación Castrovirreyna.

Litológicamente, el Grupo Nazca está constituido por tobas blanco-amarillentas y en parte rosadas, de grano medio a grueso, y composición riolíticas, dacíticas y traquiandesíticas; en bancos gruesos con marcada disyunción columnar.

Esta unidad netamente tobácea conforma una gruesa y amplia secuencia ubicada en el lado occidental de la divisoria, con gran desarrollo en el cuadrángulo de Nazca, lugar en el que se expone la sección completa. Los niveles inferiores consisten de conglomerados cuarzosos, seguidos por areniscas de grano fino y unidades piroclásticas en el tope que, según D. Noble y otros (1979), provienen de una caldera

ubicada en Pampa Galeras para los cuales utiliza la denominación de Tobas Nazca. (Castillo et al., 1993)

Edad y correlación.- Esta unidad al parecer se ha mantenido sin deformación debido a la rigidez del batolito que la subyace, razón por la cual se les ha mapeado en algunos lugares como equivalentes a la Formación Sencca (S. Mendivil, 1965); sin embargo las dataciones radiométricas efectuadas por D. Noble y otros (1979) indican edades más antiguas de 22.4, 20.5, 23.2, y 18.7 señalan al Grupo Nazca como equivalente al volcánico Huaylillas del sur del país, el mismo que descansa en discordancia sobre el Grupo Tacaza. Las edades radiométricas reportadas permiten ubicar a esta secuencia en el Mioceno temprano y por lo tanto cronológicamente debajo de la Formación Caudalosa y encima del Grupo Castrovirreyna o su equivalente Tacaza. (Castillo et al., 1993).

3.3.4 FORMACIÓN CAUDALOSA (Nm-ca)

La base de la secuencia volcánica está representada por la formación Caudalosa de edad Cenozoico, constituida por rocas de origen explosivo como tufos de lapilli, brechas piroclásticas y areniscas tobáceas, esta unidad se encuentra distribuida hacia el lado Sur, Centro y Oeste del prospecto, constituido por aglomerados de composición andesíticas y dacíticas, tobas brechoides traquiandesíticas y andesíticas que están bien expuestas. Esta formación yace en discordancia angular sobre la Formación Castrovirreyna, fuertemente plegada y fallada, contrastando con los pliegues abiertos desarrollados en las unidades por evidenciar. La secuencia volcánica de la formación caudalosa se acomoda sobre estructuras preexistentes de la Formación Castrovirreyna, en la divisoria misma se observa una discordancia angular relacionada a movimientos tectónicos intermiocénicos, que tuvieron manifestaciones locales. (Castillo, J. & Barreda J., Vela, C. 1993).

Se describe con este nombre la unidad litológica constituida por aglomerados de composición andesíticas y dacíticas, tobas brechoides traquiandesíticas y andesíticas que están bien expuestas a 5 km al noroeste de la localidad de Caudalosa. La Formación Caudalosa yace en discordancia angular sobre la Formación Castrovirreyna, fuertemente plegada y fallada, contrastando con los pliegues abiertos desarrollados en la unidad en discusión. Otras veces, la Formación

Caudalosa se ha acomodado sobre estructuras pre-existentes de la Formación Castrovirreyna y presentan topografía moderada sobre todo en los lugares donde afloran las tobas y aglomerados. Al Oeste de la divisoria, la secuencia volcánica de la Formación Caudalosa se acomoda sobre estructuras preexistentes de la Formación Castrovirreyna; mientras que en la divisoria misma, se observa una ligera discordancia angular en relación a la unidad infrayacente. Probablemente, la discordancia mencionada está relacionada a movimientos tectónicos intermiocénicos, que tuvieron manifestaciones locales. La Formación Caudalosa tiene afloramientos bastante conspicuos al Este del pueblo de Quirahuará, donde la base al tope está constituida por:

Derrames andesíticos gris violáceos, que por meteorización se tornan verdosos.

Tobas blancas y rosadas, brechadas, de naturaleza andesítica y traquiandesítica con fragmentos de lava de color gris y marrón. (Castillo et al., 1993)

Aglomerados gris violáceos, intercalados con coladas andesíticas de color gris de 5 a 10 m. de espesor Tobas dacíticas rosadas muy brechadas.

Potente secuencia de aglomerados, que en su base tienen elementos hasta de 1.0 m. de longitud.

La Formación Caudalosa ha sido originada por un volcanismo predominantemente explosivo; y la presencia de lentes de arenisca, indica que existieron pequeñas cuencas lagunares donde hubo sedimentación rápida. La litología varía en distancias cortas por existir interdigitación entre volcánicos pertenecientes a diferentes centros de emisión (Castillo et al., 1993)

Edad y correlación.- La Formación Caudalosa sobreyace en relación discordante a la Formación Castrovirreyna de edad Oligoceno superior-Mioceno inferior y soporta con la misma relación a la Formación Sencca de edad Plioceno superior; y, teniendo en cuenta las dataciones efectuadas por D. Noble en muestras coleccionadas en secuencias similares en las áreas de Julcani y Huachocolpa que han dado una edad radiométrica de 13.9 millones de años; a la Formación Caudalosa se le asigna una edad Mioceno superior- Plioceno inferior. Se correlaciona con la Formación Caudalosa de la región de Huancavelica. (Castillo et al., 1993)

3.3.5 FORMACIÓN SENCCA (Ts-s)

Esta denominación fue empleada por primera vez, por S. Mendivil (1965) para describir a rocas volcánicas de naturaleza piroclástica, constituidas por tobas riolíticas y riolíticas bien expuestas en la quebrada de Sencca cerca al pueblo del mismo nombre.

La Formación Sencca de los cuadrángulos materia de estudio, está representada por tobas areno brechoides, tobas riolíticas, riolíticas, de colores blanco, blanco grisáceo y rosado; tobas blancas de grano fino (pumita) y aglomerado volcánico gris. No es rara la presencia de pequeños lentes constituidos por intercalaciones de areniscas conglomerádicas, areniscas tufáceas de color blanco grisáceas y capas delgadas de cineritas. Estos volcánicos mayormente se encuentran ocupando las partes altas de las colinas y ocasionalmente rellenen depresiones.

Las tobas muchas veces llevan inclusiones líticas constituidas por fragmentos de rocas volcánicas de contornos angulosos a sub-angulosos de colores gris oscuro, brunáceo y rojizo; estos fragmentos por su composición son andesíticos y traquiandesíticos. El tamaño de los elementos varía de 2 mm. hasta 5 cm. de diámetro; asimismo es frecuente la presencia de fragmentos de pómez dentro de las masas de tobas.

Referente a su posición estratigráfica, la Formación Sencca yace con discordancia angular sobre la Formación Caudalosa, el Grupo Tacaza, y aún, sobre rocas sedimentarias del Jurásico y Cretáceo; e infrayace en discordancia erosional al Grupo Barroso.

El espesor es variable, alcanzando a 200 m. de potencia en los lugares donde se encuentran mejor expuesto. Sus afloramientos se caracterizan por yacer en forma sub-horizontal, con buzamientos de 5° a 10°.

A lo largo del río Ruyajasi y los Cerros Jajancuri, Pumarana, Tajrapata, etc., la secuencia está constituida por tobas líticas brechoides, con fragmentos de lava y pómez de

1.0 cm. a 5.0 cm. de diámetro, en la matriz se observa abundante cantidad de vidrio volcánico y mica negra. La parte media está compuesta por tufos traquiandesíticos rosados, en los que se observa gran cantidad de plagioclasas, con menor proporción de ferromagnesianos y escasa cantidad de inclusiones

lávicas. En la base de la secuencia se presentan tobas arenosas de color gris blanquecino a gris amarillento, a menudo lapillíticas.

A lo largo de la carretera que conduce a Sacsamarca cuadrángulo de Huancayo) la Formación Sencca está constituida por tobas traquiandesíticas de color blanco, con abundante cantidad de plagioclasas y mica; estructura fibrosa y vacuolas alargadas que las hace bastante livianas.

Esta Formación forma superficies de pendientes suaves; sin embargo, en las zonas donde ha sufrido la acción erosiva de las torrenteras y los ríos, conforma escarpas que alcanzan la vertical. En algunos sectores, en especial en las cercanías de Putajasa, la Formación Sencca se erosiona en forma ruiniforme.

Edad y correlación.-En el presente estudio, la edad de la Formación Sencca, se establece, en base a sus relaciones estratigráficas, pues sobreyace a la Formación Caudalosa de edad Oligoceno superior-Mioceno inferior e infrayace a la Formación Barroso del

Pleistoceno. En consecuencia a la Formación Sencca se le asigna tentativamente una edad Plioceno superior. Se correlaciona con los volcánicos descritos con el mismo nombre en diferentes cuadrángulos del sur del país y con el Grupo Nazca (W. García, comunicación personal).

3.3.6 GRUPO BARROSO (TQ-ba)

J. Wilson (1962) le da el nombre de Formación Barroso a una secuencia volcánica mayormente lávica que está bien expuesta en la Cordillera del Barroso. Posteriormente S. Mendivil (1965) la eleva a la categoría de Grupo dividiéndolo en tres unidades: Volcánico Chila, Volcánico Barroso y Volcánico Purupurine.

En los cuadrángulos material del presente estudio se ha reconocido la parte media del grupo, o sea el Volcánico Barroso, el mismo que se encuentra cubriendo amplias extensiones peneplanizadas de la Formación Sencca o directamente sobre los volcánicos de la Formación Castrovirreyna; por lo común, encima de los 4,000 m., con inclinaciones suaves en las partes alejadas de los conos volcánicos.

Las chimeneas que han dado origen a estos volcánicos se elevan hasta 700 m. en relación con la superficie peneplanizada, donde se observa que las

inclinaciones de los bancos de lava aumentan considerablemente, llegando muchas veces a depositarse hasta con 25.

Litológicamente, el Grupo Barroso está representado en un 85% por derrames lávicos y el resto por brechas de flujo y aglomerados volcánicos.

En los Cerros Huacacancha y Mashuajopata, la secuencia Barroso se inicia con andesitas porfídicas de textura gruesa a media, en una matriz afanítica de color gris a marrón; destacando en la matriz plagioclasas blancas de 2 a 4 mm. con escasa proporción de ferromagnesianos. Las rocas se presentan en bancos gruesos y llevan intercalaciones de coladas basálticas de color negro, con plagioclasas orientadas dentro de una matriz afanítica vitrosa de color negro.

En la secuencia lávica descrita se presentan lentes de areniscas conglomerádicas con matriz areno-tobácea de color gris blanquecino, areniscas lapillíticas y cineritas con espesores de 6 a 8 m.

Las coladas lávicas superiores están representadas por andesitas porfídicas de grano medio y color gris violáceo, en cuya masa se distingue gran cantidad de plagioclasas y menor proporción de ferromagnesianos; presentan textuar fluidal y marcada disyunción en lajas delgadas.

Encima se superponen derrames andesíticos, de grano grueso, textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa de 3 a 4 mm. de longitud y máficos representados por hornblenda y biotita distribuidos en una matriz afanítica gris. El conjunto se presenta en coladas gruesas con marcada disyunción columnar. Los aglomerados están constituidos por piroclastos de naturaleza andesítica, con dimensiones que varían de 5 a 40 cm., distribuidos en una matriz tobácea. En algunos sectores se presentan con un fuerte proceso de limonitización que le otorgan coloración amarillenta rojiza. En la margen derecha del río Urubamba se observa que la base del Grupo Barroso está constituida por brechas de matriz tufácea con fragmentos líticos de lavas andesíticas de 5 a 20 cm. de diámetro, caracterizándose por presentar un intemperismo ruiniforme.

El Grupo Barroso aflora al este de la hoja de Laramate y abarca gran parte del cuadrángulo de Santa Ana. Está bien expuesto en los cerros Huicso, Yanallpa, Petaguero, Pucacorral, Media Luna, Quello, Anaccorcco, Jerochuco, etc.

Edad y correlación.-El Grupo Barroso yace con discordancia erosional sobre los volcánicos de la Formación Sencca de edad tentativa Oligoceno superior-Mioceno inferior y están cubiertos por depósitos morrénicos y fluvio-glaciares del

cuaternario reciente. De lo que se asume que el Grupo Barroso probablemente se depositó a principios del Pleistoceno.

Se le correlaciona con las unidades mapeadas con el mismo nombre, en los cuadrángulos de Maure, Antajave, Palca, Tarata, Moquegua y Characato, con la cuarta etapa del segundo período de actividad volcánica del volcánico Chachani (W. F. Jenks, 1948); y se le considera equivalente en parte al volcánico Sillapaca de la región de Puno (N. D. Newell, 1949) y a la Formación Astobamba de H. Salazar (comunicación personal).

3.3.7 CUATERNARIO

3.3.7.1 Depósitos Morrénicos (Qr-mo)

En la hoja de Santa Ana están presentes extensos depósitos morrénicos, que ocupan los flancos de los conos volcánicos y los valles glaciares donde están disectadas u obliterados casi completamente por la erosión fluvial. Estos depósitos están constituidos por la acumulación de fragmentos de 2 cm. A 1.20 m. de rocas volcánicas andesíticas, provenientes de los afloramientos del Grupo Barroso y en menor proporción de la Formación Sencca, englobados en matriz limo arenoso con contenido variable de arcillas. Las morrenas están presentes desde los 4,000 m., llegando a tener espesores hasta de 80 m. Las morrenas mejor conservadas son las centrales y laterales, mientras que las morrenas frontales en la mayoría de los casos, han sido erosionadas o se han conservados constituyendo diques naturales como se observa en las lagunas Turpococha y Lliullishja. (Castillo et al., 1993).

3.3.7.2 Depósitos Fluvioglaciares (Qr-fg)

Estos depósitos se encuentran ocupando el fondo de los valles glaciares, que en algunos casos alcanzan 2 a 3 km de ancho, como se observa en pampa Quilcata, Huanacopampa, Ñaupalacpampa, pampa Ajocancha, etc. Están conformados por la acumulación de gravas, arenas gruesas, muchas veces tobáceas y proporciones subordinadas de limo y se caracterizan en general, por la mala selección de los elementos que los constituyen. (Castillo et al., 1993).

3.3.7.3 Depósitos Aluviales (Qr-al)

Estos depósitos se encuentran cubriendo el piso de los valles, profundamente erosionados por los ríos, principalmente del sector occidental (ríos Laramate, Llauta, Hirichucho, etc.). Litológicamente los depósitos aluviales están constituidos por arcillas, limos, arenas, clastos de formas subredondeadas y representan conglomerados semiconsolidados con lentes de arenas o arcillas inconsolidados. Por lo general estos depósitos comienzan donde terminan los depósitos morrénicos y fluvioglaciares por lo que se les encuentra en altitudes más bajas. (Castillo, J. & Barreda J., Vela, C. 1993).

3.3.8 ROCAS INTRUSIVAS

Rocas intrusivas pertenecientes al batolito se exponen en el borde occidental de la hoja de Laramate, el afloramiento más importante por su extensión se ubica a 6 km al sur del poblado homónimo, conformando los cerros. Jatuladora, Chontajasa, Condorsencca, Ayapata, etc.; otro afloramiento de composición tonalítica se localiza en el sector donde se ubica el pueblo de Laramate. Estas rocas, se presentan intruyendo a las calizas, cuarcitas y lutitas pizarrosas del Grupo Yura. Los contactos con las rocas mesozoicas tienen buzamientos de bajo ángulo y en ciertos sectores la Formación Sencca descansa sobre una superficie antigua labrada sobre estos intrusivos. La secuencia de emplazamiento de los diversos cuerpos intrusivos es en orden de- creciente de acidez, es decir de diorita a tonalita-granodiorita y granito. Con relación a los diferentes tipos de intrusivas que afloran se interpreta que representan pulsaciones de magma con diferentes intervalos de tiempo y en relación con la orogenia de los andes. Estas intrusivas se presentan en forma de grandes cuerpos, en “stocks” y “diques” de pegmatita y aplita como sub-volcánicos (Castillo et al., 1993).

3.3.8.1 Dioritas (KTi-di)

Se presentan a manera de “stocks” aflorando al sureste del pueblo de Ocaña como intrusión menor. La roca es de color gris en fractura fresca y gris parduzco por meteorización; tiene textura holocristalina, de grano medio, con abundante

cantidad de plagioclasas zonadas de 2 a 3 mm. de longitud (70%), ferromagnesianos (20%) y menor porcentaje de cuarzo. La roca presenta meteorización esferoidal (Castillo et al., 1993).

3.3.8.2 Tonalita-granodioritas (KTI-to/gd)

Se presentan intruyendo a rocas sedimentarias y volcánicas del Mesozoico y a la diorita. Los contactos entre ambas rocas son transicionales, y sólo se establecen por el aumento porcentual de la ortosa en la composición mineralógica de la roca, lo que indicaría origen por diferenciación magmática. Las tonalitas tienen mayor distribución dentro del área, generalmente ocupan el fondo de los valles y quebradas, en tanto que las granodioritas se localizan en las partes altas a manera de un casquete encima de las tonalitas, sin contacto definido (Castillo et al., 1993)

En algunos sectores la granodiorita se meteoriza en forma de bolas como en el cerro La Cruz; y, en otros lugares la acción de la meteorización ha sido más intensa y toda la masa rocosa se disgrega convirtiéndose en una especie de arena; fenómeno que es común en el sector. A continuación se describen las características texturales que tipifican a estas rocas.

Las tonalitas son holocristalinas, tienen grano medio, color gris claro, con abundante cantidad de plagioclasas blancas, idiomorfas, zonadas, y de 2 a 3 mm. de longitud (55%); cuarzo de color gris (30%) y máficos representados predominantemente por hornblenda y biotita (15%).

La roca está bien expuesta en los cerros Jatun ladera, Lacapahua y Trigalpata, sectores donde las tonalitas son hornbléndicas. En el sector de Hornopampa y en el Cerro Carrizal las tonalitas son augíticas, con cristales que llegan a tener hasta 1 cm. de longitud. Las granodioritas son de dos tipos: uno de color gris claro, con ortosa de color blanco y otra de color rosado por la presencia de ortosa rosada. Son rocas de textura holocristalina y grano medio a fino. Tienen en promedio ortosa (40%), cuarzo (20%) y máficos (biotita, hornblenda) (10%). Están bien expuestas en los cerros Laucacha y Buena Vista. (Castillo et al., 1993).

3.3.8.3 Granitos (KTi-gr)

Se presentan a manera de pequeños “stocks” y puntones alargados, intruyendo a las tonalitas y granodioritas. La roca tiene textura holocristalina, grano medio, y color rosado. La ortosa porcentualmente es el mineral principal de la roca (60%), cuarzo (30%) y los máficos (10%). Buenas exposiciones de estas rocas forman los macizos de los cerros Pucahorca y Morcolla.

En la quebrada de Jachjarume afloran cuerpos de granitos blancos, de reducida extensión, forma alargada y textura holocristalino de grano fino, con ortosa (50%), cuarzo (35%) y máficos (5%). Con frecuencia, también se observan, cuerpos tabulares de gran longitud, de granito pegmatítico y aplítico. Los primeros se caracterizan por presentar cristales de ortosa rosada de 5 a 8 cm.; mientras que las aplitas son de grano fino y color blanco; la mayoría de estos cuerpos no presentan minerales máficos. Los cuerpos de granitos constituyen las últimas manifestaciones del batolito en el sector de estudio. (Castillo et al., 1993).

3.3.8.4 Apófisis de Dacita Silíce (Ts-da)

Estos intrusivos se presentan como cuerpos circulares o ligeramente alargados que intruyen a la Formación Castrovirreyna. Son rocas hipocristalinas, con cristales de plagioclasa en una masa vítrea. Buenas exposiciones se presentan en apófisis de los cerros Pajarnioc,

Pustojata; mientras que en otros casos (cerros Ajojasa y Sacsaja) se presentan solamente como una masa vítrea de color gris claro en fractura fresca y blanco amarillento al intemperismo, caracterizándose por presentar disyunción en lajas delgadas. Estos cuerpos no afectan a la Formación Sencca de edad Plioceno superior; en consecuencia deben haberse emplazado durante el Plioceno inferior a medio (Castillo et al., 1993).

3.3.8.5 Diques

Estos se encuentran muy a menudo cortando a los volcánicos del Grupo Tacaza. Son de naturaleza andesítica y dacítica. Los diques andesíticos tienen color gris

oscuro a gris violáceo, textura granular fina y gran cantidad de plagioclasas dentro una pasta microcristalina. Se presentan generalmente con anchos de 0.50 a 4.0 m., pero en el sector de Antacancha y Pampahuasi existen diques hasta de siete metros de ancho, de color gris verdoso y fenocristales de plagioclasa epidotizados.

Las dacitas tienen color gris claro, textura granular fina, con fenocristales de plagioclasa y abundante cantidad de cuarzo dentro de una matriz microcristalina. Para datar a estos intrusivos menores, no se dispone de elementos de juicio suficientes, sólo se conoce que cortan a la Formación Castrovirreyna e infrayacen a la Formación Sencca por lo tanto tentativamente se les ubica en el Plioceno medio (Castillo et al., 1993).

Lámina 2: Ortofotografía prospecto vicuña

Lámina 3: Mapa geológico regional

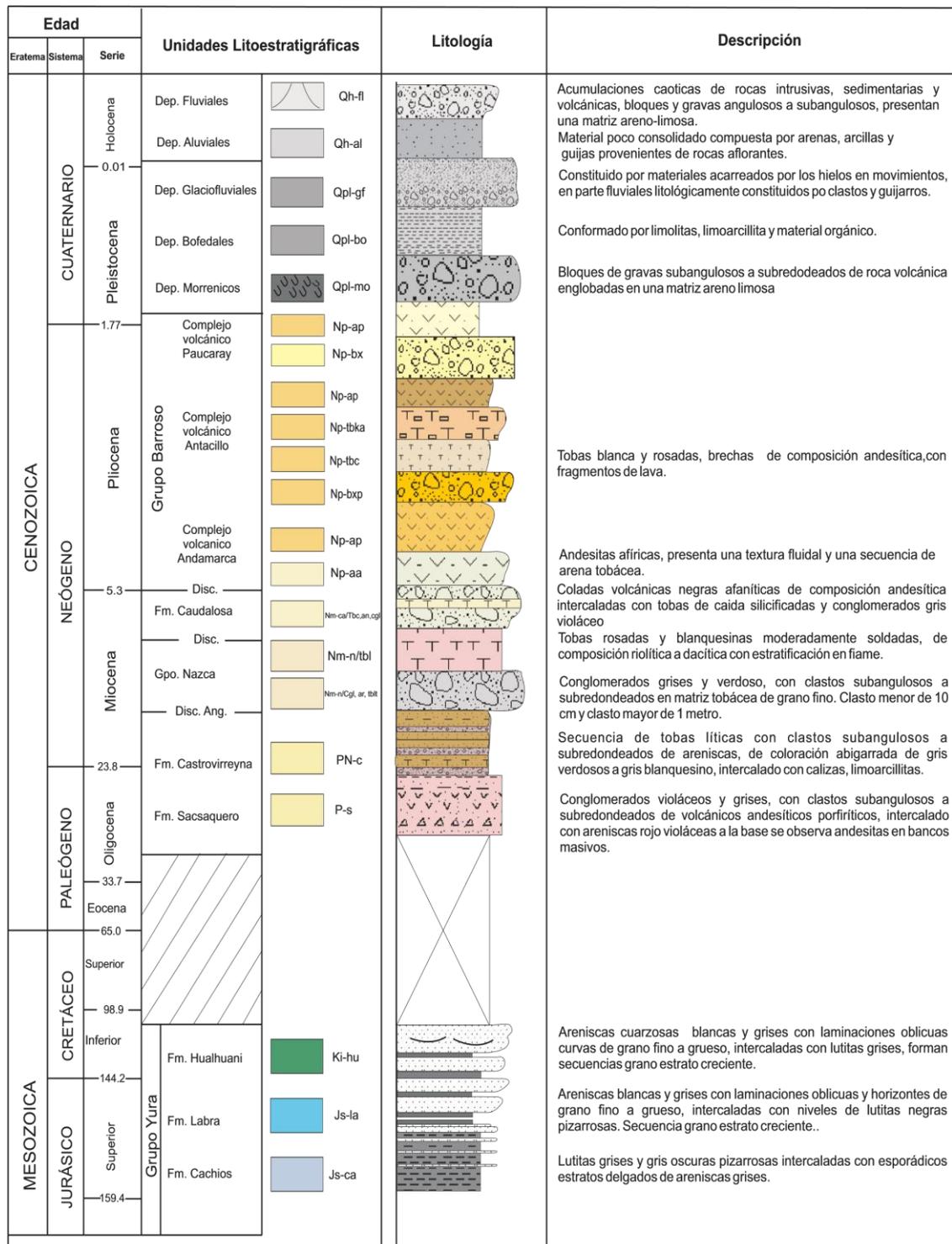


Figura 7: Columna Estratigráfica de Laramate (Atencio, E & Salgado, T., 2003).

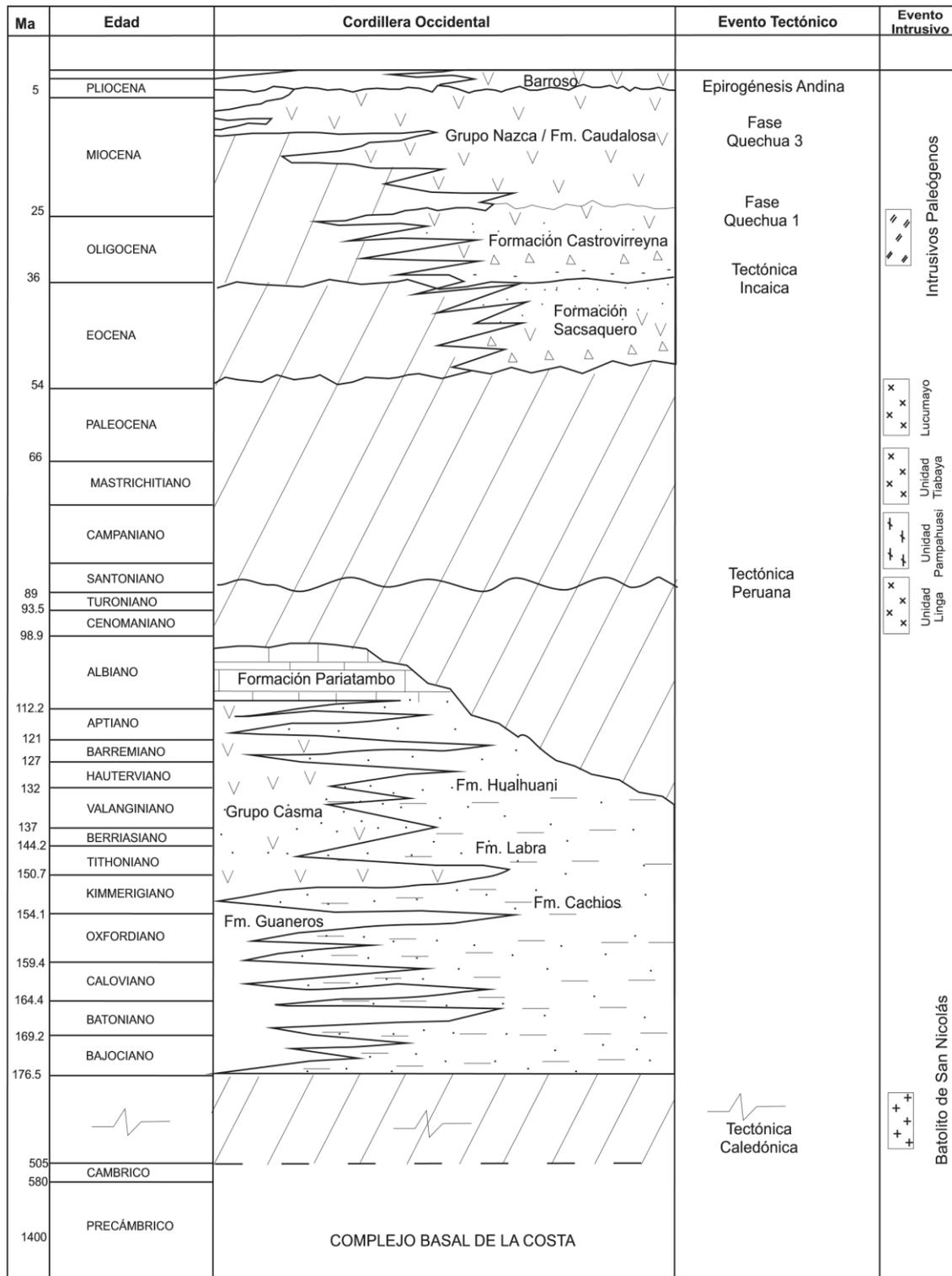


Figura 8: Crono-estratigrafía y eventos Geológicos del área de Laramate (Atencio, E & Salgado, T., 2003).

3.4 GEOMORFOLOGÍA

Este ocupa áreas en el flanco oriental de la Cordillera Occidental está representada por altiplanicies y ligeras ondulaciones, están formados a su vez por planicies menores de material fluvial, fluvioglaciares, con una superficie ligeramente inclinada hacia el suroeste y hacia el sureste y ligado por el oeste por estribaciones de la cordillera con un relieve agreste a consecuencia de erosiones continua por acción erosiva de los ríos; como resultado presentan quebradas encañonadas y valles con perfil transversales en “V”. Los flancos de los valles tienen pendientes variables de 35 a 40%. (Castillo et al., 1993).

3.5 METALOGÉNIA

El Prospecto Vicuña, se encuentra dentro de la franja de depósitos Epitermales de Au y Ag del Mioceno (ver Lamina 4), que se encuentran Hospedadas en rocas Cenozoicas, dentro de esta Franja, también se encuentran los prospectos mineros de Exploración de las empresas: Barrick (Rio Llajhua), Lara (Sami), Ares. El Prospecto Vicuña, se ubica en el centro del distrito minero de Epitermales-Transición Pórfidos de Au- Cu, en el lineamiento de las extensas cubiertas de alteración argílica (ver Lamina 4).

3.6 TECTÓNICA

El sistema andino en el Perú tiene una orientación general NO-SE, el que se halla asociado a los principales elementos estructurales tales como ejes de plegamientos, fallas, elongación de cuerpos intrusivos mayores, alineamiento de conos volcánicos etc.

Fase Peruana: evento tectónico descrita por STEINMANN G., (1930), se caracterizó por el retiro de los mares y el levantamiento general que puso fin a la sedimentación marina. La zona de estudio presenta pocas estructuras, que indica una tectónica relativamente suave, sin embargo se pueden distinguir dos unidades estructurales.

3.6.1 UNIDAD DE TECTÓNICA PROFUNDA

Conformado por una zona de pliegues abiertos y fallas normales, involucra a rocas sedimentarias del Grupo Yura y Formación Castrovirreyna caracterizada por presentar pliegues amplios interrumpidos por intrusiones del Batolito Andino. Las fallas normales tienen dirección N 20° O a N 40° O, la mayoría de ellos con buzamientos de plano de falla hacia el SO. Entre los pueblos de palco y san isidro de totora se localizan fallas de tipo normal con rumbo de N 30° O a N 40° O, buzamientos de 75° a 85° al SO. En Totorapampa se aprecian dos fallas normales que han dado origen a un horst donde el bloque comprendido entre las dos fallas ha subido en relación a los bloques laterales, estimándose un desplazamiento aproximadamente mayor a los 400 m donde se exponen arenas y pizarras de la Formación Labra (Grupo Yura). Entre Otocha y Capilla existen numerosas fallas gravitacionales de dirección andina y buzamiento al SO, siendo una de las más importantes la que pasa por la mina Otocha y continúa hacia Tineria. (Atencio, E & Salgado, T. 2003).

3.6.2 TECTÓNICA DE COBERTURA

Fase Quechua y levantamiento de los Andes por movimientos epirogénicos, la cual afectó a los volcánicos sedimentarios de la Formación Castrovirreyna. Fenómeno indudablemente intenso, sobre todo al este del área de estudio, que habría ocurrido entre el Mioceno medio-superior, dando origen a pliegues apretados de 1 a 1,5 km de ancho por 10 km de longitud con rumbo N 30° O y con buzamiento entre 20° y 35°. (Atencio, E & Salgado, T. 2003).

En el Prospecto Vicuña localmente se ha reconocido sistemas de fallas de dirección NE – SW y NW – SE, se exponen con orientaciones, que viene acompañadas de plegamientos abiertos, estas fallas afloran entre 2 a 3 Km de longitud que se muestran cortantes a los ejes de axiales de los sinclinales y anticlinal. (Atencio, E & Salgado, T. 2003).

La pseudo-estratificaciones presentan direcciones NE y NW y buzamientos de 20°SE a 35° SW, a manera conspicua se muestran con Azimut de 60°NE a 260°NE con inclinaciones de 45°a 60°; Cabe resaltar que también se interpreta

una posible estructuras circulares de acuerdo a las interpretaciones de imágenes satelitales y ortofotos, se ubican al Sur del prospecto.

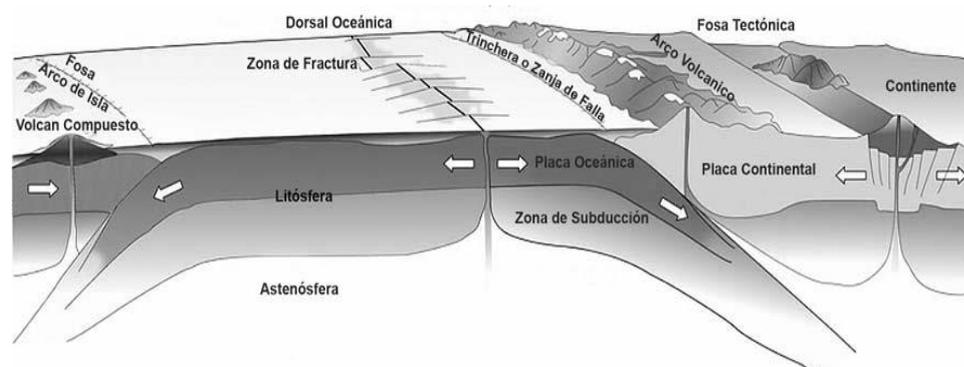


Figura 9: Ambiente Tectónico de extensión, compresión y ambiente transcurrente (Fuente: Atlas de Deformaciones Cuaternarias de los Andes).

3.6.3 TECTÓNICA EN LOS ANDES

3.6.3.1 Mesozoico y Cenozoico

Entre el Mesozoico-Cenozoico se desarrolló el Ciclo Andino comenzando con una depresión geosinclinal y terminando con un gran levantamiento, que elevó las rocas deformadas del geosinclinal a su posición actual.

El intervalo entre estos eventos limita dos períodos mayores, uno de relleno del geosinclinal y otro de deformación posterior, los mismos que muestran una considerable superposición de eventos sedimentarios y tectónicos. (Palacios et al., 1995).

El primer período es esencialmente de hundimiento, interrumpido sólo ocasionalmente por levantamiento y deformación compresiva. Este primer período es más largo, comprende desde el Triásico medio hasta el Cretácico superior con una duración de 100 M.A., caracterizándose por una sedimentación marina, continental o vulcano-sedimentaria, según las épocas y los lugares.

El segundo período comprende una sucesión de fases de deformación que tienen cortos períodos de duración, intercalándose épocas de no deformación que se extienden durante un considerable período, dando como resultado la consolidación de la Cordillera Andina. Este segundo período más corto, comprende desde el Cretácico superior hasta la época actual, alcanzando la Cadena de los Andes su actual fisonomía, sobre todo en los últimos cinco

millones de años donde alcanza un sobre levantamiento importante. (Palacios et al., 1995).

3.6.3.2 Triásico superior

En el Triásico superior (Noriano), el mar penetra en territorio peruano por el norte y por el sur. La transgresión más importante viene del Norte y llega paulatinamente hasta cerca de Abancay formando un golfo. A la altura de Bagua el mar se extendía hasta la margen Occidental, donde se dio actividad volcánica como producto del proceso de subducción que para entonces se iniciaba.

En la región Andina Occidental la cuenca era somera. En la región Oriental (Subandina Central y Norte), la cuenca era profunda, como consecuencia de un proceso de hundimiento al Este de la Cordillera Oriental ocasionado por fallamientos NO-SE y N-S durante la Tectónica Tradihercínica.

Por el Suroeste la penetración del mar es menor, localizándose en la zona costera y en la parte baja del Flanco Pacífico de los Andes. Aquí también se da una actividad volcánica del lado marginal y sedimentario carbonatada al Este. (Palacios et al., 1995).

A. Jurásico (Fase Nevadiana)

En tiempos del Jurásico inferior, las transgresiones progresan lográndose unir el mar de Abancay con el del Suroeste. La actividad volcánica continuaba de manera tardía a Ica y a la Costa Central, generalizándose así en todo el margen continental como consecuencia del desplazamiento del Continente Sudamericano hacia el Oeste, por encima de la Placa Oceánica.

Al finalizar el Jurásico inferior se producen regresiones, en el Centro (Huancavelica, Ayacucho), sumergidas hasta el Jurásico medio, con subsidencias en tiempos del Bajociano, donde se depositan carbonatos y clásticos en las partes marginales; La actividad volcánica se prolonga por la parte Occidental hasta el nivel de Nazca.

En tiempos del Bathoniano, la sedimentación se interrumpe en la parte Occidental debido a un corto período de regresión. A fines del Jurásico medio (Caloviano) a lo largo de la Cuenca Sur Occidental se generaliza una nueva

transgresión venida desde el Norte de Chile llegando hasta Huancavelica, depositándose entonces en un medio somero y oscilante una potente secuencia clástica que pasa en la parte marginal a facies volcánicas (Grupo Yura).

A finales del Jurásico medio y comienzos del superior, los movimientos nevadianos provocan una emersión del territorio peruano, marcando una discordancia que se ubica entre el Titoniano y el Bajociano correspondiendo ello a una importante epirogenésis. Este levantamiento determina en el Centro y Norte la definitiva separación en dos cuencas (Palacios et al., 1995).

B. Cretáceo

La sedimentación cretácica tiene lugar en cuencas y cubetas controladas por movimientos oscilatorios verticales a lo largo de fallamientos longitudinales heredados de la tectónica hercínica y de movimientos nevadianos que separan bloques levantados y hundidos.

En el Perú Central y Norte, la Cuenca Occidental tenía su límite Sur en el Arco del Marañón y por el Oeste en un Arco Volcánico; A fines del Neocomiano se produce una regresión paulatina.

En el Albiano temprano se da una nueva transgresión que se generaliza en todo el territorio peruano sobrepasando a la Cordillera Oriental en el Albiano medio, cubriendo todas las áreas con facies, primero areno-carbonatadas y luego carbonatadas.

En el lado occidental se mantuvo el vulcanismo muy activo, sobre todo en la región central, donde las lavas y piroclásticos (Grupo Casma) cambian hacia el Este a una sedimentación carbonatada (Formaciones Chúlec y Pariatambo). La sedimentación continuó en el Cretácico superior, siendo en algunos lugares continua y en otras con interrupciones cortas.

La Fase intra-albina según MYERS J. (1980) y BUSSEL et. al. (1976), mencionan en la Costa Central una deformación intra-albiana que afecta al Grupo Casma, ya que sus estructuras están recortadas por intrusiones del Batolito que tiene edades de 95 M.A.; tales deformaciones serían precursoras de la Fase Tectónica Peruana que se da en el Cretácico superior (Palacios et al., 1995).

El Cretácico superior (Fase Peruana), los mares se mantuvieron con transgresiones y regresiones en la región septentrional y central del país,

mientras que en la región meridional los levantamientos que se insinuaban en el Cretáceo inferior se hacen definitivos después del Cenomaniano. Hacia el Este del Altiplano puneño, la Cuenca Putina sigue actuando como una cuenca subsidente con mares someros que se prolongan a territorio boliviano.

La Cuenca Occidental en el norte y centro del Perú, continúa recibiendo sedimentación carbonatada y clástica entre varios episodios transgresivos y regresivos.

A fines del Cretácico, los mares se retiraron definitivamente de la región andina produciéndose regresiones paulatinas, y luego el levantamiento de la secuencia sedimentaria durante la primera Fase Orogénica Andina (Fase Peruana de Steinmann). Se producen luego amplios plegamientos en el sector Occidental, así como fallamientos, delineándose entonces la Cordillera Occidental.

Conjuntamente con esta fase tectónica se tuvo el emplazamiento de grandes porciones del Batolito de la Costa, en forma de pulsaciones que continúan hasta el Terciario inferior, decreciendo en el Terciario superior (Palacios et al., 1995).

3.6.3.3 Cenozoico

A. Paleoceno

En los tiempos tempranos del Terciario (Paleógeno) la sedimentación de las Capas Rojas continentales continuó a medida que el levantamiento se acentuaba, originando en algunos casos discordancias locales dentro de ellas. Durante estos tiempos se formaron cuencas intramontañas que se ubicaban entre la cordillera Occidental y la Cordillera Oriental, se deposita concordante sobre las rocas cretácicas, sin observarse huellas de la fase tectónica de fines del Cretácico (Palacios et al., 1995).

A.1 Eoceno (Fase Inca)

En tiempos del Eoceno, tal vez de medio a temprano; se producen perturbaciones locales que culminan en el Eoceno terminal con fuerte deformación compresional, evidenciadas por plegamientos que afectan la zona norte y central de la Cordillera Occidental.

Esta segunda deformación denominada por Steinmann con el nombre de “Fase Incaica” fue la más importante del Ciclo Andino, tanto por su extensión como por sus efectos; habiendo continuado después una actividad erosiva intensa y luego un vulcanismo activo de la formación Sacsaquero en el centro de la cordillera Occidental del territorio Peruano. (Palacios et al., 1995).

A.2 Oligoceno

En la región Cordillerana (Cordillera Occidental), el vulcanismo es activo desarrollándose una secuencia esencialmente volcánica y volcano-sedimentaria, algunas veces en facies lacustrinas, con diferentes litologías que dificultan sus correlaciones. (Palacios et al., 1995).

B. Neógeno (Terciario Superior)

B.1 Mioceno (Fases Quechua)

Durante el Mioceno la actividad volcánica explosiva fue intensa en la Cordillera Occidental, desarrollándose una gruesa y variada secuencia de piroclásticos mezclados en muchos lugares con sedimentos lacustrinos. Las series volcánico-sedimentarias del Oligoceno llegan hasta el Mioceno inferior (cubriendo a las estructuras fini-eocénicas) casi sin discordancias mayores; sin embargo entre el Mioceno inferior y superior si las hay, de allí entonces que se puede ubicar la siguiente deformación importante después de la fase incaica en los tiempos del Mioceno medio (Palacios et al., 1995).

Entre el Mioceno y el Plioceno se produjeron dos o más deformaciones, las mismas que se irán conociendo a medida que se vaya estudiando con más detalle la región andina y se tengan dataciones radiométricas que permitan definir las edades de las series volcánicas y por lo tanto, ubicar bien en el tiempo las discordancias que las separan. Para Steinmann, hubo sólo una tercera fase a la que llamó “Fase Quechua” y la ubicó en el Mioceno tardío; sin embargo las dataciones de los Volcánicos Caudalosa en el centro, con edades entre 10 a 14 M.A. los mismos que se encuentran plegados sobre los grupo Castrovirreyna,

cuyas edades están entre 17 y 30 M.A. denotan una deformación entre los 17 y 14 M.A., es decir, en el Mioceno medio.

Esta deformación conocida como “Fase Poroche” en el Perú central o también como “Quechua 1” es compresiva, aunque sus esfuerzos son menores que los de la “Fase Incaica”, con pliegues más abiertos y fallamiento reactivados. Luego de ella, se produce una acción erosiva fuerte que genera la “Superficie Puna” extendida a toda la Cordillera Occidental.

En el Centro, rocas volcánicas del Mioceno superior son cubiertas en discordancia por ignimbritas del Plioceno temprano (6 M.A., 5,1 M.A., 4,2 M.A.). Esto indica que una nueva fase tectónica se habría dado en el Mioceno terminal entre los 10 y 9 M.A. a la que podríamos llamar “Quechua 2”. (Palacios et al., 1995).

B.2. Plioceno (Fases Plio-Cuaternaria)

En el Plioceno temprano se dio un renovado levantamiento de los Andes, llegando a alturas que sobrepasan los 3000 m, acompañado por una actividad volcánica principalmente andesítica y circunscrita gradualmente a la parte meridional. Se desarrollan secuencias locales alrededor de muchos aparatos volcánicos, con fases explosivas y efusivas, formando estrato-volcanes que se alínean con una dirección NNO. El levantamiento y las deformaciones varían en el tiempo y en las diferentes latitudes, intercalándose períodos de quietud que tienen una mayor duración donde se formaban las superficies de erosión, siendo una de las más importantes la Superficie Puna que como se dijo antes, se formó aproximadamente en el Mioceno medio (14 M.A.) y con una extensión regional. Esta superficie, formada inicialmente aproximadamente a 1,000 m.s.n.m., con el levantamiento pliocénico fue llevada hasta los 4,000 m.s.n.m.. Estos movimientos estarían vinculados a una tercera Fase Quechua, ubicada entre 6 y 7 M.A. Durante el Plioceno, al tiempo que se levantaba la Cordillera de los Andes se profundizaban los valles, siguiendo un control estructural delineado por las fallas longitudinales de rumbo NO-SE y las fallas transversales de rumbo NE-SO, siendo estas últimas marcadas líneas de debilidad por donde estos grandes ríos cortan a la Cordillera Oriental buscando su salida hacia el llano Amazónico, formando estrechos llamados “pongos”. (Palacios et al., 1995).

Lámina 4: Mapa metalogenético regional

Lámina 5: Mapa estructural regional a escala 1:250 000

Lámina 6: Mapa estructural regional a escala 1:100 000

3.7 GEOLOGÍA LOCAL

El prospecto Vicuña se encuentra localizado en un extenso campo volcánico de rocas cenozoicas, conformadas en la base por horizontes piroclásticos de composición andesítica con edades que van del Eoceno superior al Mioceno inferior, estos afloramientos son ocasionalmente cortados por pequeños domos subvolcánicos hipabísales de composición andesítica (ver Lámina 7).

En el área de estudio aflora la unidad estratigráfica Formación Castrovirreyna en su totalidad y está compuesto por intercalaciones de la roca andesítica en su gran mayoría, tobas bien consolidadas de coloraciones gris a gris blanquecina, contiene también líticos de 1cm – 5 cm de diámetro de manera dispersa. En algunos sectores se puede observar rocas compuestas de cenizas volcánicas con cristales expuestos de manera uniforme con colores pardos claro a tonalidades rojizas. A continuación, se detalla la litología volcánica que se presenta en el prospecto:

3.7.1 LITOLOGÍA

3.7.1.1 TOBA ANDESITA (Tb-1)

En la zona estudiada abarca un 60% de toda la superficie, el afloramiento sin alteración fue reconocido en el sector central y Noreste. Estos afloramientos presentan fragmentos líticos de piroclastos bien consolidados de tamaños variables y cuya matriz está compuesta de granos de minerales finos que muestran cierta gradación. La intensidad de alteración que se presenta es débil a moderada propilitización, producto de soluciones hidrotermales.

3.7.1.2 TOBA ANDESITA (Tb-2)

Tiene una extensión superficial en el prospecto de aproximadamente de 10%, el afloramiento reconocido está en el sector central que se extiende a manera de una franja con dirección N-S y un ancho promedio de 10 a 30 m. Se presenta preferentemente en forma de intercalaciones e interdigitaciones con roca andesítica; se puede observar también líticos piroclásticos de naturaleza

andesítica con una matriz de color pardo rojizo de grano fino. Casi no se ha observado alteración propilítica, pero tiene estrecha relación con la mineralización de vetas en las zonas de contacto litológico entre la andesita tobáceas (Tb-1).



Figura 10: Secuencia de tobas andesíticas intercaladas de la Formación Castrovirreyña de que fueron alteradas por hidrotermalismo.

3.7.1.3 TOBA ANDESITA (Tb-3)

Se ha reconocido que aproximadamente ocupa un 2-5% del área estudiada y sus afloramientos son observados se presentan en dos puntos de forma muy local al sur del prospecto. Esta andesita es de textura porfiritica no presentan alteración alguna de carácter hipógeno y ocurre a manera de apófisis subvolcánicos que son rodeados en algunos casos por material cuaternario y afloramientos de roca volcánica.

3.7.2 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Las fallas más importantes que se encontraron en la zona de estudio tienen dirección andina NO-SE, las cuales fueron interpretadas como fallas normales (sectores sur y norte) e inversas en el sector este); estas habrían sido originadas por esfuerzos de compresión y tensión de dirección SO-NE. Estas estructuras pueden ser ubicadas en la Loma de Pichcapuquio y cerro Taxapucaorco.

La Fase Quechua de la Tectónica Andina es evidenciada en la zona de estudio por la presencia de numerosas familias de fracturamientos con direcciones NE-SO y otras no muy notorias y poco densas con orientaciones NO-SE; estas familias de fracturamientos afectan a los últimos eventos volcánicos de la Formación Castrovirreyna, como muestra los fracturamiento en la lámina 6 y lamina 8, como base litológica, se reconoció que los afloramientos de tobas volcánicas de la Formación Castrovirreyna sobreyacen a calizas del Grupo Yura; estas rocas calcáreas presentan plegamientos disarmónicos, con dirección de eje de pliegue $N15^{\circ} - 20^{\circ}O$ e inclinaciones de 30 a 40°; las longitudes de los ejes de pliegue varían de 5 km a 10 km. Cabe mencionar que las estructuras plegadas son afectadas también por fallas que tienen direcciones promedio NE-SO, como muestra la Figura 7.

Lámina 7: Mapa geológico local.

Lámina 8: Mapa estructural local.

3.7.3 ALTERACIONES HIDROTERMALES

Las alteraciones se manifiestan con intensidad moderada a fuerte en los sistemas de fallas mayores y estructuras vetiformes de orden menor con direcciones NO-SE; relacionadas a rupturas compresivas con relleno de cuarzo, calcita, sulfuros y óxidos de cobre. El control de mineralización en zona de estudio es de tipo estructural y litológico debido a los fracturamiento y permeabilidad de la litología Tobacea los cuales permiten que el fluido hidrotermal de origen a extensa y pervasiva alteración argílica conjuntamente a áreas con silicificación local; de manera puntual existe alteración filica con su ensamble cuarzo-sericita, a su vez se observa alteración propilítica con presencia de pirita fina, calcita y clorita con intensidad moderada a pervasiva. Se aprecia también alteraciones típicas de intemperismo químico ocasionadas por la infiltración de aguas meteóricas, donde los afloramientos presentan oxidación de minerales sulfurados que contienen hierro con muy débil a débil alteración propilítica (ver Figura 11).



Figura 11: Alteración propilítica; sericita, pirita finamente diseminada y limonitas como patinas.



Figura 12: Alteración Argílica avanzada con alunita finamente diseminada, jarosita y limonitas en patinas.

3.7.4 MINERALIZACIÓN

La litóloga tobácea de composición andesítica muestra en superficie mineralización de pirita finamente diseminada en un 10 a 15%, como se muestra en la Figura 13 y 14; los minerales de calcopirita, calcosina, covelina, malaquita, cuarzo y calcita se desarrollaron en vetas y vetillas. La calcita se encuentra en delgadas vetillas, en los sectores de silicificación ocurre alunita finamente diseminada en donde el cuarzo presenta patinas y fracturas rellenos de óxidos de hierro como limonitas, hematitas y ocasionalmente óxidos de manganeso.



Figura 13: Vista de muestra con pirita fina diseminada.



Figura 14: Vista de estructura mineralizada con óxidos de cobre.

Lámina 9: Mapa de alteraciones hidrotermales local

3.7.5 ZONIFICACIÓN DE ÁREAS MINERALIZADAS

En la zona de estudio se zonificaron 3 áreas (Vicuña 1, Vicuña 2 y Vicuña 3) y a su vez estas también fueron subdivididas en otros sectores, esto para un mejor estudio geológico; la división se hizo por variables de tipo de mineralización, estructuras mineralizadas y tipo de alteración que se observaba en superficie. A continuación se hace la descripción de cada área (ver Anexo 3).

3.7.5.1 VICUÑA 1 (V-1)

Se encuentra ubicada al Norte de la zona de estudio y está inmerso en la concesión de Vicuña Solitaria, conformada por rocas de composición andesítica que cubre un 85% del área en mención; está emplazada en tres sectores que tienen por característica la alteración sílica, argílica y propilítica con ensambles de sílice – alunita, cuarzo – sericita, cuarzo – clorita – epidota - pirita respectivamente. Esta zona se subdividió en tres sectores:

- Sector A (180m x 160mt).
- Sector B (800m x 400mt).
- Sector C (conformada por vetas mineralizadas de Au - Cu).

En el proceso de muestreo de Vicuña 1 se obtuvo 55 muestras para análisis geoquímico de manera aleatoria, donde se trató de representar las características de parte del prospecto.

A. Sector A

Está ubicada en las coordenadas E-529826, N-8429186; este sector aflora rocas volcánicas tobácea que se encuentra silicificados en su parte central y en sus bordes se observa argilización. En la parte superior de la alteración sílica, se puede apreciar estructuras vetiformes con rellenos de cuarzo con texturas Box Works rellenos por minerales limoníticos, estas estructuras están rodeadas por alteración propilítica.

En este sector ocurren estructuras vetiformes, que presentan mineralización de sílice gris opalina con puntuales venillas de sulfuro de Pb (Galena) y zonas de sílice translúcida a blanca, cortada con venillas y patinas de limonitas (goethita

3 a 4%, hematita 1 a 2%) provenientes de fluidos hidrotermales. En sectores distales de la estructura se halla el cuarzo relleno de fracturas, aquí ocurren minerales como la pirolusita y jarosita que indican mineralización de baja temperatura. Se interpretó este sector como una típica estructura de baja sulfuración cuyo sistema hidrotermal evidencia recristalización por presentar cuarzo en cristales pequeños y en bandas.

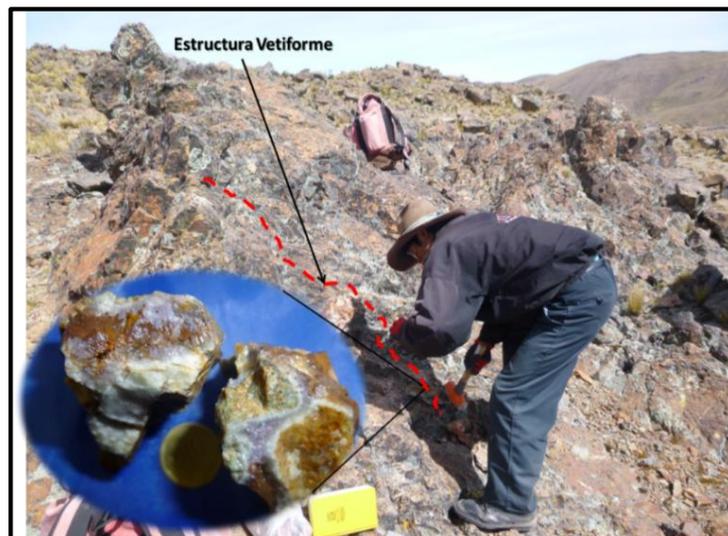


Figura 15: Estructuras vetiformes, con presencia de Cuarzo, Jarosita y Óxidos de Hierro.

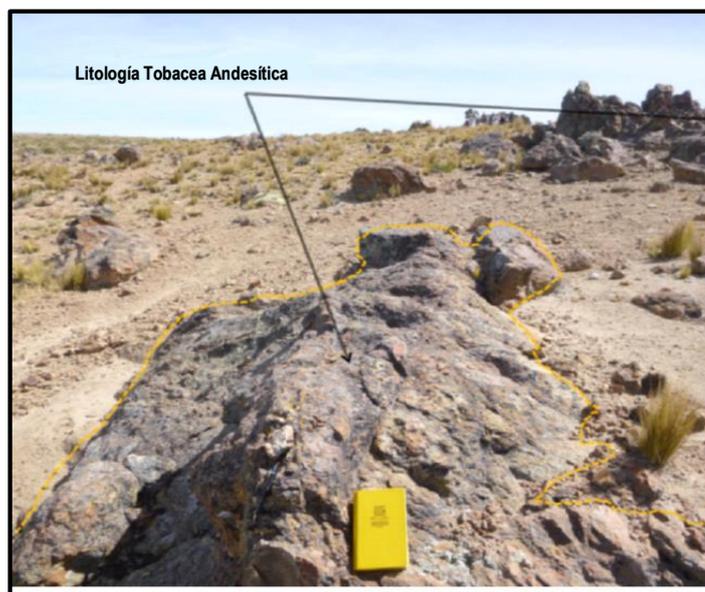


Figura 16: Afloramiento de Tobas Andesítica (Tb-2), litología que alberga vetillas cuarzo.

B. Sector B.

Está Ubicado en las coordenadas E-530854, N-8428844; conformado por rocas volcánicas, donde está presente la alteración argílica avanzada con sílice – alunita, y argílica con presencia de caolinita; estas alteraciones se encuentran distribuidos desde la parte central hacia el sector Oeste en donde se encuentra estructuras tipo stockwork con rellenos de óxidos de fierro y manganeso.

La dirección y dimensión de este sector silicificado es E-W de 1.5 km de largo y 50 a 100m de ancho localizada en la parte central del prospecto, y esta hospedada en tobas de lapilli con fragmento de matriz posiblemente dacíticas, de aparente buzamiento sub-vertical hacia el Este y rodeada por cajas argílicas. Este sector se interpreta como la parte central de extensa alteración argílica, donde en profundidad se puede encontrar mineralización económica, las características que se observaron en superficie son evidentes por ser un remanente de un sistema Epitermal de alta sulfuración o raíz de un conjunto de estructuras que presentan alteraciones argílica avanzada, argílica y minerales de sílice. De acuerdo a la geoquímica, se ha visto que no presentan valores económicos en Au y metales base, pero resalta anomalías en Cu, la interpretación correspondiente en base a la mineralización de Au-Cu en las vetas que se encuentran en la parte propilítica indican y confirman la mineralización.

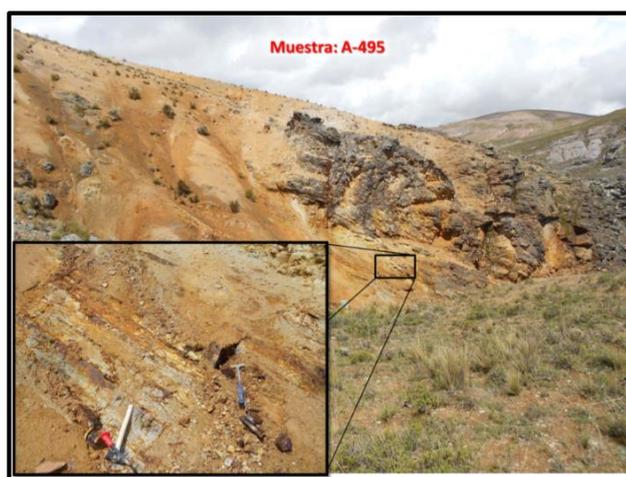


Figura 17: Alteración Argílica con venillas rellenas Jarosita y óxidos de Fierro en forma de Stockwork.

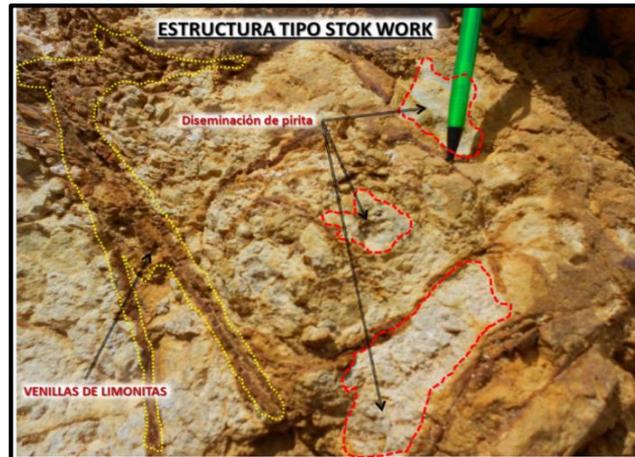


Figura 18: Venillas rellenas de óxidos de hierro y diseminación de pirita.

C. Sector C.

Ubicadas en las coordenadas E-531168, N-8428483; este sector a comparación de los otros dos sectores presenta mineralización estructuras tipo veta con Au-Cu que se encuentran distribuidas en un halo propilítico; esta mineralización sería consecuencia de fluidos mineralizantes de zonas profundas con posibilidades de mineralización económica.

Las vetas muestran fracturas rellenas con minerales como crisocola, covelina, calcosina, bornita, calcopirita, calcita y malaquita. Son cuatro en total las estructuras reconocidas en dicho sector y sus espesores varían de 1 cm. hasta 1 m, como muestra la Figura 19.



Figura 19: Área de intensa oxidación y débilmente alteración propilítica donde se ubican vetas rellenas de calcita y sulfuros de cobre.

3.7.5.2 VICUÑA 2 (V-2)

Se encuentra al Sur-Oeste de las concesiones Tayrona 06 y 03, de acuerdo a las características presentes se divide en 4 (cuatro) sectores, donde presenta alteraciones epitermales, en donde se observan remanentes de apófisis de sílice, con posibilidades de ser la raíz del sistema hidrotermal de alta sulfuración. Su litología está conformada por rocas de composición andesítica, que emplazada un gran afloramiento de roca alterada (argílica, sílica, y propilítica) con ensambles de sílice – alunita, cuarzo – sericita, cuarzo – clorita – epidota – pirita. El afloramiento alterado tiene las siguientes dimensiones de 1.5 km x 0.8 km. En Vicuña 2 se pudo extraer 42 muestras de manera sistemática no continua, para análisis geoquímico.

A. Sector D

Está ubicado en las coordenadas E-529796, N-8426214; este sector presenta alteración sílica y sílica – clay con oxidación y venillas rellenas de óxidos de hierro (jarosita 3%, hematites 2% y pirolusita ocasionalmente) también se puede apreciar sílice oquerosa con parches de óxidos de manganeso las cuales rellenan cavidades; aquí se obtuvo 13 muestras de manera selectiva.



Figura 20: Afloramiento de roca silicificadas con pervacidad intensa, presenta oquedades (vuggy sílice).



Figura 21: Sílice con oquedades, característico del sector.

B. Sector E

Ubicado en la coordenadas E-530410, N-8425968; este sector presenta alteración silica, en donde se observa patinas de óxidos de hierro en las fracturas, la alteración presenta brechamiento intensamente silicificado con diseminación de pirita en la matriz, esta brecha tiene 150 m de longitud y 100 de ancho. En esta brecha se ha reconocido minerales en los bordes de pirolusita, hematita, jarosita, y magnetita; de aquí se obtuvo 6 muestras de forma selectiva.



Figura 22: Área solidificada de Sílice en el sector E.



Figura 23: Sílice opalina, tipo tubular rellenando fractura.



Figura 24: Sílice con presencia de patinas de óxidos de hierro y jarosita.



Figura 25: Sílice blanquecina con jarosita, óxidos de hierro (Limonitas, Goethita), en parches y rellenando fracturas.

C. Sector F

Ubicado en las coordenadas E-530053, N-8425520; este sector tiene una geoforma de apariencia domal en la parte central a manera de apófisis constituido por un centro silicificado, los bordes se presentan argilizados con zonas puntuales de sílice-alunita, al norte de este sector se encuentra un stock subvolcanico andesíticos inalterado, el área de afloramiento es de 120 m x 150 m.

D. Sector G

Está ubicado en las coordenadas E-529995, N-8424764; las características geológicas de este sector muestran evidencias de borde de un sistema Epitermal de alta sulfuración, que se extiende desde el lado sur, aquí se pudo observar la extensa alteración argílica que contiene zonas puntuales de sílice – alunita, al igual que en el sector F, se ha ubicado un stock andesíticos de carácter subvolcanico que se encuentra inalterado.

3.7.5.3 VICUÑA 3 (V-3).

Se encuentra ubicada al Este; abarcando la concesión TAYRONA 05, está conformada por rocas volcánicas tobácea que presentan silicificación y sílice – clay. La forma que adopta es a manera de 3 domos de 2.5 km x 0.6 km, donde se observa brechas con débil silicificación. Aquí se obtuvieron 76 muestras de manera sistemática y aleatoria.

3.7.6 ESTRUCTURAS MINERALIZADAS

3.7.6.1 VETA N° 1

Esta estructura tiene una longitud de 10m. espesor de 5 a 10 cm. y un acimut de 120° NE, Bz 85°. Se presenta como relleno de fractura con presenta minerales de cobre como: crisocola, calcosina, covelina, pirita, bornita, cuarzo y calcita. Aquí se reconoció cateos informales incipientes de 5 m de profundidad, donde

por el angostamiento y comportamiento de tipo rosario de la estructura se dejó de trabajar.



Figura 26: Veta 1 con espesores variables de 1 a 20 cm.

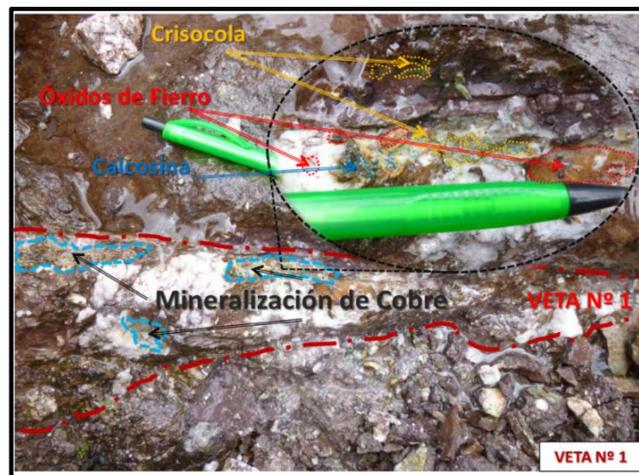


Figura 27: Veta 1, Presencia de minerales de cobre y óxidos de Hierro.

3.7.6.2 VETA Nº 2

Esta veta tiene una longitud de 20m un espesor de 15 cm., y un Az 120° NE, Bz 85° , presenta minerales como crisocola, pirita, cuarzo y calcita. Al igual que la anterior estructura también se realizaron trabajos de minería informal, para este caso se profundizó en forma de media barreta una longitud 15 m, donde se observa que la estructura se angosta al final o tope de la labor minera.



Figura 28: Veta 2 rellena en Fractura de espesor 5 cm; se observa un pique de 3 m. de profundidad.



Figura 29: Mineralización de cobre en estructura vetiforme, presenta porosidad rellena de malaquita.

3.7.6.3 VETA Nº 3

La estructura aflora con 15m. de longitud, espesor de 10 cm. y Az 120° NE, Bz 85° , está conformada por minerales de cobre como: crisocola, calcosina, covelina, pirita, bornita, cuarzo y calcita. Tiene una labor minera realizada que

tiene una longitud de 7 m de longitud, su explotaciones se hizo en forma de media barreta al igual que las otras labores no se profundizo por el angostamiento de la estructura.



Figura 30: Veta 3 rellena en Fractura, espesor de 20 cm, se muestra labor minera artesanal.

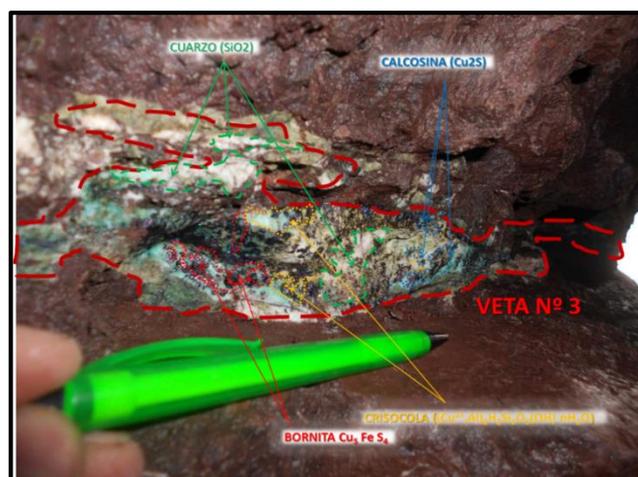


Figura 31: Veta 3, mineralizaciones de cobre: calcita, crisocola, bornita, covelina, calcosina, cuarzo granular, vista en el techo de la labor minera artesanal (galería).

3.7.6.4 VETA Nº 4

Esta estructura tiene 35 m. de longitud superficial su espesor es de 1 cm. Y acimut es de 120° NE, Bz 85° , conformada por minerales de cobre como: crisocola y calcita. En esta veta no presenta ningún laboreo anterior y tienen las mismas características geológicas que las anteriores estructuras, está cubierta por material cuaternario.



Figura 32: Veta 4 en su mayor parte recubierta por depósitos cuaternarios debido a Erosión in situ de la Toba Andesítica Feldespática.

3.7.7 GEOMORFOLÓGIA

El desarrollo geomorfológico del área está ligado a diversos procesos tectónicos tales como fallamientos y plegamientos, los cuales son superpuestos por procesos volcánicos y geodinámicos externos, que modelaron el relieve actual. El área de estudio se caracteriza por tener laderas con pendientes entre 15 a 30% a partir del nivel de base local y presenta también colinas con relieve llanos en el sector del Cerro Puyayoc. Lo contrario ocurre en el sector del Cerro Iscaypuquio donde la topografía se presenta con pendientes de 40 a 30 % y se caracteriza por exhibir en superficie materiales fragmentarios tales como gravas, arenas y bloques de rocas volcánicas silicificadas, que posiblemente hayan pertenecido a una morrena.

CAPITULO IV

EXPOSICIÓN Y ANALISIS DE RESULTADO

4.1 ANÁLISIS DE REFLECTANCIA ESPECTRAL MEDIANTE PIMA

Los análisis de los espectros obtenidos de un total de 100 muestras se utilizan 7 muestras que entregan una amplia cantidad de elementos para espectro de alteración hidrotermales. El fin de este análisis es la corroboración del mapeo de alteraciones hidrotermales realizado en terreno. Dentro de los minerales que destacan en estos análisis se encuentran aquellos afines a una alteración del tipo argílica y argílica avanzada. Es por esto que se muestrean principalmente zonas afines, a este tipo de alteración en el área de estudio.

Los minerales obtenidos corresponden a alunita sódica, alunita potásica, caolinita, dickita, pirofillita, clorita, sericita, sílice, entre otros. Estos minerales permiten definir áreas de alteración específicas. (Cuadro 05 y 06).

Para el análisis de estos minerales se toman en primera instancia un espectro para cada muestra de roca, para luego determinar aquellas áreas de mayor interés y tomar nuevamente espectros de estas; para este segundo análisis se toman varios espectros por muestra, para determinar la repetitividad de los resultados obtenidos. Los minerales presentan una alta repetitividad en muestras de superficie.

Los minerales en los análisis de espectros se encuentran, generalmente, mezclados a otros minerales aunque en ocasiones se encuentran solos en algunos espectros ver (Anexo 01).

Cuadro 5: Minerales analizados espectralmente, datos tomados en campo, AS= Alta Sulfuración, BS=Baja Sulfuración, P=Pórfidos. (Elaboración Propia).

| Nombre de Mineral | Formula Química | Predominio | | |
|-------------------|---|------------|----|---|
| | | AS | BS | P |
| Alunita | $KAl_3(SO_4)_2(OH)_6$ | AS | - | - |
| Anhidrita | $CaSO_4$ | - | - | P |
| Buddingtonita | $(NH_4)(Si_3Al)O_8$ | - | - | - |
| Dikita | $Al_4Si_4O_{10}(OH)_8$ | AS | - | - |
| Gibbsita | $Al(OH)_3$ | - | - | - |
| Halloisita | $Al_2Si_2O_5(OH)_4$ | - | - | - |
| Illita | $[K_2Al_4(Si_7Al_2O_{2n}(OH)_4)]$ | - | BS | - |
| Kaolinita | $Al_2Si_2O_5(OH)_4$ | AS | - | - |
| Montmorillonita | $(Na, Ca)_{0.3}(Al, Mg)_2Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O$ | - | - | - |
| Muscovita | $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$ | - | - | - |
| Nontronita | $Na_{0.3}(Fe^{3+})_2(Si, Al)_4O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O$ | - | - | - |
| Pirofilita | $Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$ | AS | - | P |
| Sericita | $KAl_2(Si_3Al)O_{10}(OH, F)_2$ | - | BS | P |
| Tremolita | $Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$ | - | - | - |
| Yeso | $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ | - | - | - |

Cuadro 6: Minerales analizados espectralmente relacionados con alteraciones hidrotermales epitermales y pórfidos, (Elaboración Propia).

| Yacimiento | Minerales de ensamble |
|--|---|
| Alta sulfuración (AS) | Alunita, pirofilita, dikita, kaolin, diaspora |
| Baja sulfuración (BS) | Sericita(muscovita), illita, smectita, clorita, carbonatos |
| Porfidos (Cu, Cu-Au, Cu-Mo, Au) (P) | Biotita, anhidrita, clorita, sericita (muscovita), pirofilita, +_zeolitas, smectitas, carbonatos, turmalina |

A continuación se describen las muestras obtenidas en campo, para este estudio, y que fueron analizadas mediante PIMA, en sectores de alto interés exploratorio.

4.1.1 ANALISIS ESPECTRAL DE LA MUESTRA N° A- 1411

Esta muestra fue obtenida en una alteración argílica, y se reconoció de forma macroscópica minerales, como: óxidos de hierro de forma puntual y en venillas, limonitas relleno de fracturas, jarosita en patinas y arcillas de color blanco.

En el espectro (ver Figuras 33-34) se observa niveles de absorción en 1400 nm, 1900 nm y 2200 nm, debido a presencia de elementos comunes detectados para los mecanismos OH-H₂O, aquí se identificó minerales de Cuarzo, Halloysita con mayor intensidad, Nontotronita con intensidad moderada, Muscovita y Sericita con intensidad débil (ver Cuadros 33-34).

MUESTRA N° A- 1411

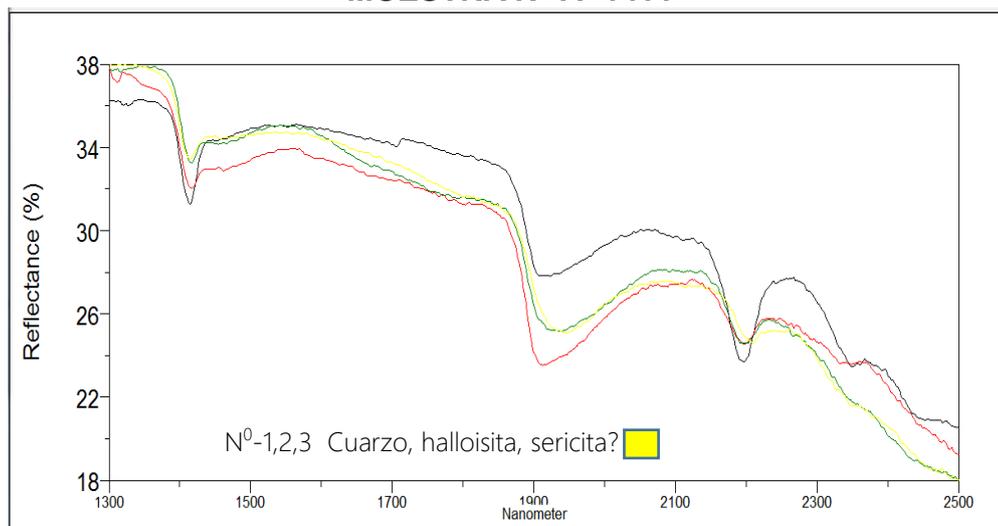


Figura 33: Firmas espectrales de la muestra N° A-1411 y minerales determinados por muestras de campo mediante análisis de PIMA.

Cuadro 7: Minerales detectados en campo correspondiente a la muestra N° A-1411.

| MUESTRA | MINERAL | | | F.E |
|---------|-----------|------------|----------|-----------|
| A_411 | Cuarzo | Halloisita | Sericita | Yellow |
| N° | | | | |
| 1 | Muscovita | Nontronita | Cuarzo | Red |
| 2 | Cuarzo | Halloisita | | Dark Blue |
| 3 | Anhidrita | Muscovita | Cuarzo | Green |

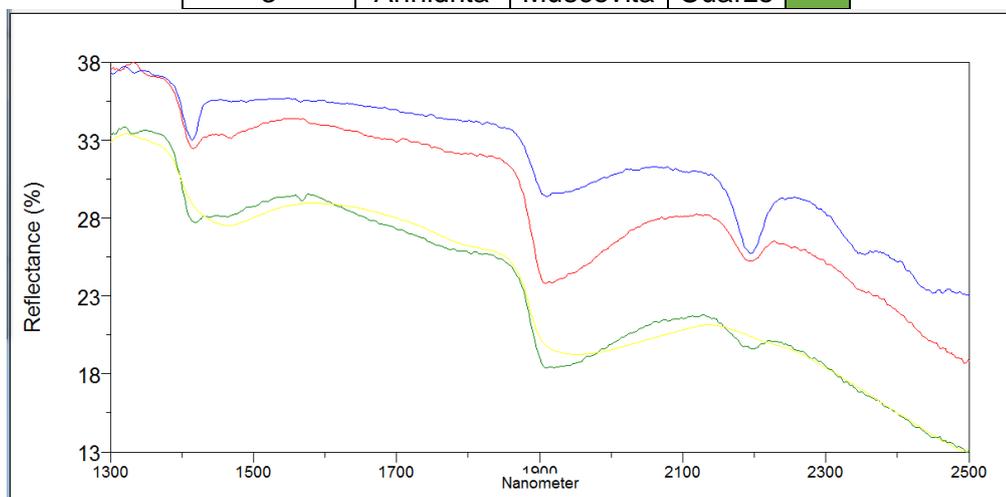


Figura 34: Firmas espectrales de la muestra N° A-1411 y minerales determinados por muestras de campo mediante análisis de PIMA.

Cuadro 8: Minerales detectados en campo correspondiente a la muestra N° A-1411, Figura 11.

| | | | | |
|---|-----------|------------|------------|-----------|
| 4 | Anhidrita | Cuarzo | Halloisita | Red |
| 5 | Muscovita | Nontronita | Cuarzo | Green |
| 6 | Cuarzo | Halloisita | Nantronita | Dark Blue |

4.1.2 ANALISIS ESPECTRAL DE LA MUESTRA N° A- 2415

Este espécimen se obtuvo en una alteración argílica, aquí se determinaron macroscópicamente minerales de Óxidos de hierro, Limonitas y Arcillas, que se presentan de forma diseminada y rellenando fracturas. En el espectro se observa niveles de absorción en 1400 a 1420 nm, 2180 a 2210 detectados por los mecanismos de OH-H₂O y AL-OH. (ver Figura 35); se determinó mediante este análisis minerales de Halloisita, Dickita, Kaolinita con mayor eficacia (ver Cuadro 9).

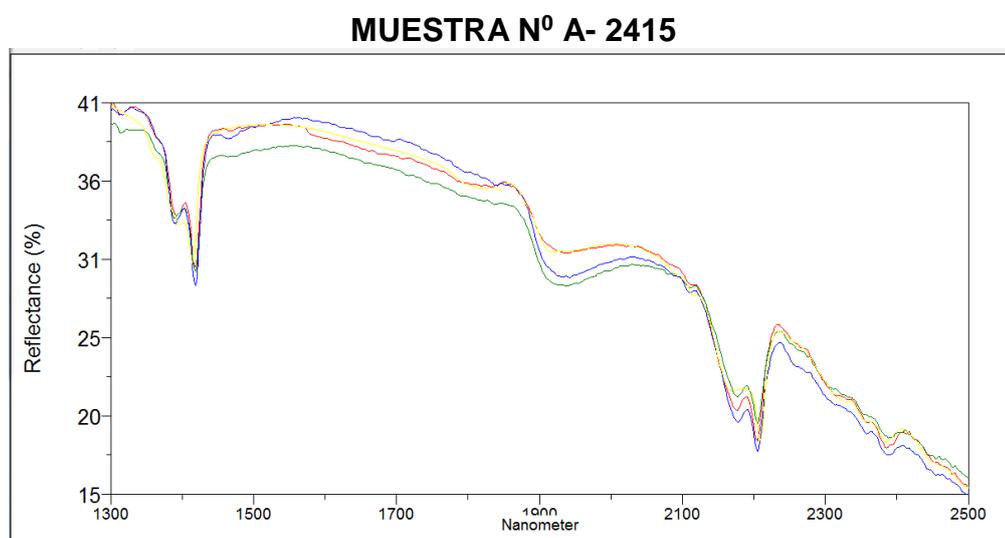


Figura 35: Firmas espectrales de la muestra A- 2415 y minerales determinados en campo mediante análisis PIMA.

Cuadro 9: Minerales detectados en campo correspondiente a la muestra A- 2415.

| A_415 N° | MINERAL | | | F.E |
|-------------|-----------|----------|------------|-----|
| 1 | Hallosita | Gibbsita | | |
| 2 | Kaolinita | Dikita | | |
| 3 | Kaolinita | Dikita | Halloisita | |

4.1.3 ANALISIS ESPECTRAL DE LA MUESTRA N° A- 3430

En la muestra se observan minerales de Óxidos de hierro, Jarosita, Limonitas, obtenidas de sectores silicificados con intensidad moderada, los minerales mencionados se encuentran diseminados en una matriz de sílice. En el espectro, (ver Figura 36), se observan dos niveles de absorción de 1400 a 1410 nm y 2160

a 2210 detectados para los mecanismos de OH-H₂O y AL-OH; mediante análisis se determinó minerales de Cuarzo, Kaolinita y Pirofilita (ver Cuadro 10).

MUESTRA N° A- 3430

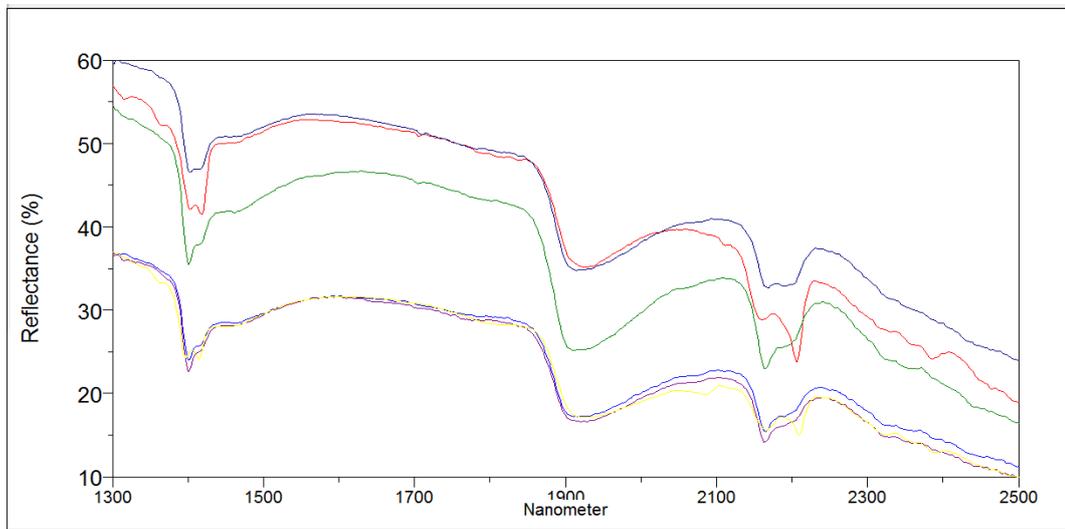


Figura 36: Firmas espectrales de la muestra A- 3430 y minerales determinados en campo mediante análisis PIMA.

Cuadro 10: Minerales detectados en campo de la muestra A- 3430.

| A_430 | MINERAL | | | F.E |
|-------|-----------|-----------|------------|------------|
| N° | | | | |
| 1 | Kaolinita | Kaolinita | | Red |
| 2 | Cuarzo | Kaolinita | Pirofilita | Green |
| 3 | Cuarzo | Kaolinita | Pirofilita | Dark Blue |
| 4 | Cuarzo | Kaolinita | | Light Blue |
| 5 | Cuarzo | Kaolinita | Pirofilita | Purple |

4.1.4 ANALISIS ESPECTRAL DE LA MUESTRA N° A- 4432

La muestra contiene minerales de Óxidos de hierro, Limonitas, Jarosita en patinas determinadas macroscópicamente, se encuentran en sectores silicificados, con presencia de textura box work, típicos de lixiviaciones ocurridas a minerales primarios sulfurados. Se observan en los espectros niveles de absorción en 1400 nm, 1900nm, 2200 nm por los mecanismos de OH-H₂O, agua molecular y AL-OH (ver Figura 37); aquí se detectó minerales de Montmorillonita, Cuarzo, Muscovita y ocurrencia débil de Kaolinita, Halloisita y Tremolita (ver Cuadro 11).

MUESTRA N° A- 4432

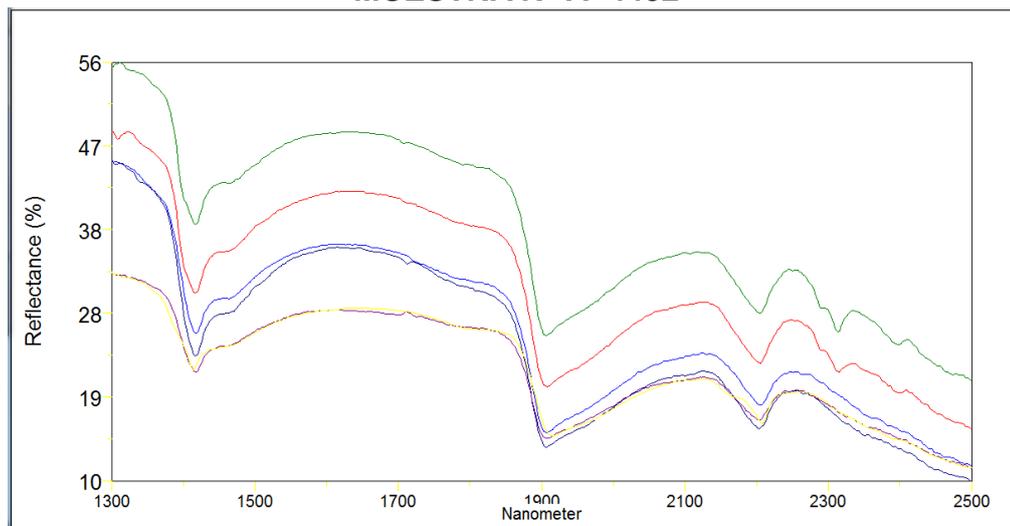


Figura 37: Firmas espectrales de la muestra A-4432 y minerales determinados en campo mediante análisis PIMA.

Cuadro 11: Minerales detectados en campo correspondiente a la muestra A-4432.

| A_432 N° | MINERAL | | | F.E |
|-------------|-----------------|------------|-----------|-----------|
| 1 | Montmorillonita | Muscovita | Cuarzo | Red |
| 2 | Montmorillonita | Kaolinita | Tremolita | Green |
| 3 | Montmorillonita | Cuarzo | Muscovita | Dark Blue |
| 4 | Montmorillonita | Cuarzo | Muscovita | Blue |
| 5 | Cuarzo | Halloisita | Muscovita | Purple |

4.1.5 ANALISIS ESPECTRAL DE LA MUESTRA N° A- 5689

Este espécimen se obtuvo en una alteración argílica con intensidad moderada, macroscópicamente se observa minerales de Óxidos de hierro (Hematita), Limonitas, Jarosita en patinas y arcillas.

Los espectros de esta muestra que representa esta alteración muestran niveles de absorción entre 1400 nm y 1900 nm para los mecanismos de OH-H₂O, agua molecular (Figura 38); se determinó minerales de Anhidrita, Montmorillonita y Nantronita, los cuales son mostrados en el (Cuadro 12).

MUESTRA N° A-5689

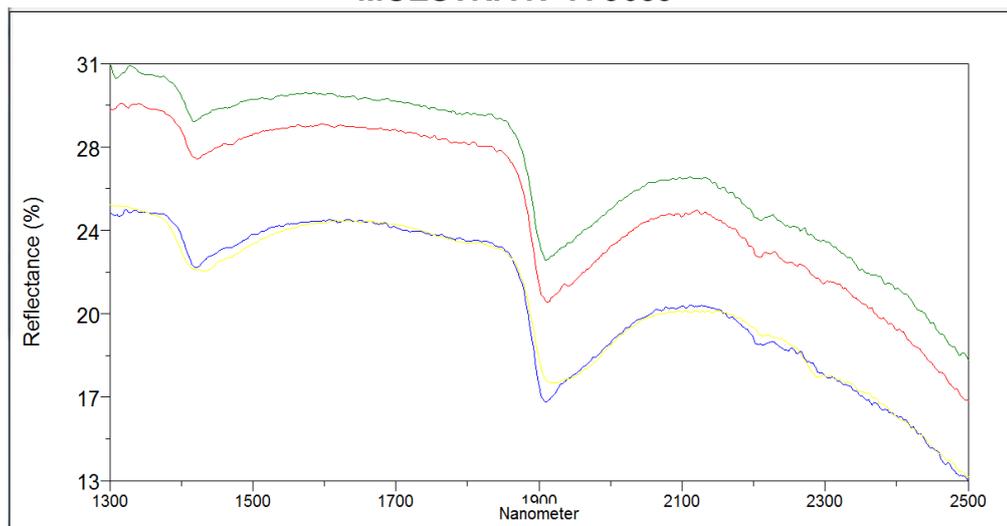


Figura 38: Firmas espectrales de la muestra A-5689 y minerales determinados en campo mediante análisis PIMA.

Cuadro 12: Minerales detectados en campo de la muestra A-5689.

| A_689 | MINERAL | | | F.E |
|-------|-----------|-----------------|-----------------|-----|
| N° | | | | |
| 1 | Anhidrita | Nontronita | Montmorillonita | |
| 2 | Anhidrita | Montmorillonita | Nontronita | |
| 3 | Anhidrita | Nontronita | Montmorillonita | |

4.1.6 ANALISIS ESPECTRAL DE LA MUESTRA N° A- 6723

Mediante observación macroscópica se reconoció minerales de Óxidos de hierro en forma de patinas, cuarzo lechoso (calcedonia) relacionada a una débil a moderada silicificación.

En los espectros resultantes en esta muestra de manos se observa niveles de absorción dominantes que van de 1410 nm, 1900 nm y 2190 nm por los mecanismos de OH-H₂O, agua molecular y AL-OH, (ver Figura 39-40); se detectó minerales de Cuarzo, Muscovita, Buddingtonita, Kaolinita y de forma débil minerales de Pirofilita, Magnesita, Dikita y Nontronita, para corroboración ver (Cuadro 13-14).

MUESTRA N° A-6723

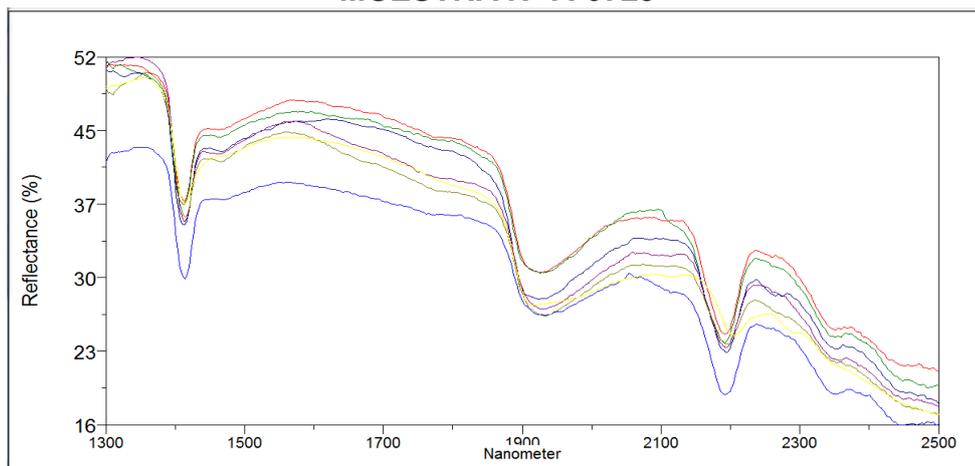


Figura 39: Firmas espectrales de la muestra A-6723 y minerales determinados en campo mediante análisis PIMA.

Cuadro 13: Minerales detectados en campo correspondientes a la muestra A-6723.

| A_723 N° | MINERAL | | | F.E |
|----------|---------|-----------|------------|-------------|
| 1 | Cuarzo | Muscovita | | Red |
| 2 | Cuarzo | Kaolinita | Muscovita | Light Green |
| 3 | Cuarzo | Muscovita | Dikita | Dark Blue |
| 4 | Cuarzo | Muscovita | | Dark Blue |
| 5 | Cuarzo | Muscovita | | Purple |
| 6 | Cuarzo | Muscovita | Nontronita | Dark Green |

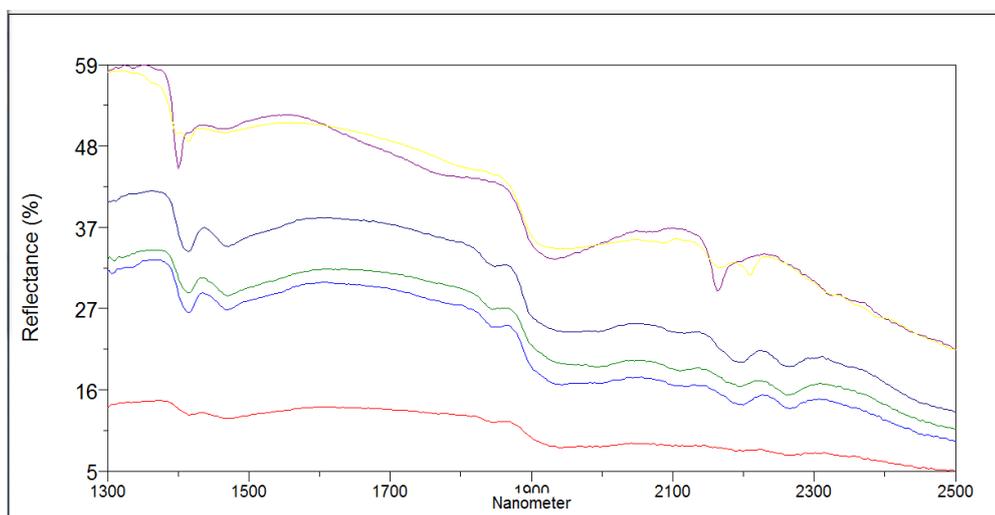


Figura 40: Firmas espectrales de la muestra A-6723 y minerales determinados en campo mediante análisis PIMA.

Cuadro 14: Minerales detectados en campo correspondiente a la muestra A-6723.

| | | | | |
|----|--------|---------------|------------|--|
| 7 | Cuarzo | Buddingtonita | | |
| 8 | Cuarzo | Buddingtonita | | |
| 9 | Cuarzo | Magnesita | Muscovita | |
| 10 | Cuarzo | Muscovita | Magnesita | |
| 11 | Cuarzo | Kaolinita | Pirofilita | |

4.1.7 ANALISIS ESPECTRAL DE LA MUESTRA N° A- 7733

Esta muestra fue obtenida en una zona con silicificación moderada y macroscópicamente se reconoció minerales de Óxidos de hierro presentes en patinas y rellenando fracturas; Limonitas y Jarosita que forman patinas.

Los espectros de esta muestra tienen niveles de absorción entre 1400 a 1500 nm, 1800 a 1900 nm, 2200 nm y 2460 para los mecanismos de OH-H₂O, OH, agua molecular, AL-OH y CO₃⁻², como se observan en la figura 41. Aquí se determinó minerales de Alunita, Yeso y Kaolinita, pero también fueron detectados Halloisita y Dikita, de manera muy débil (ver Cuadro 15).

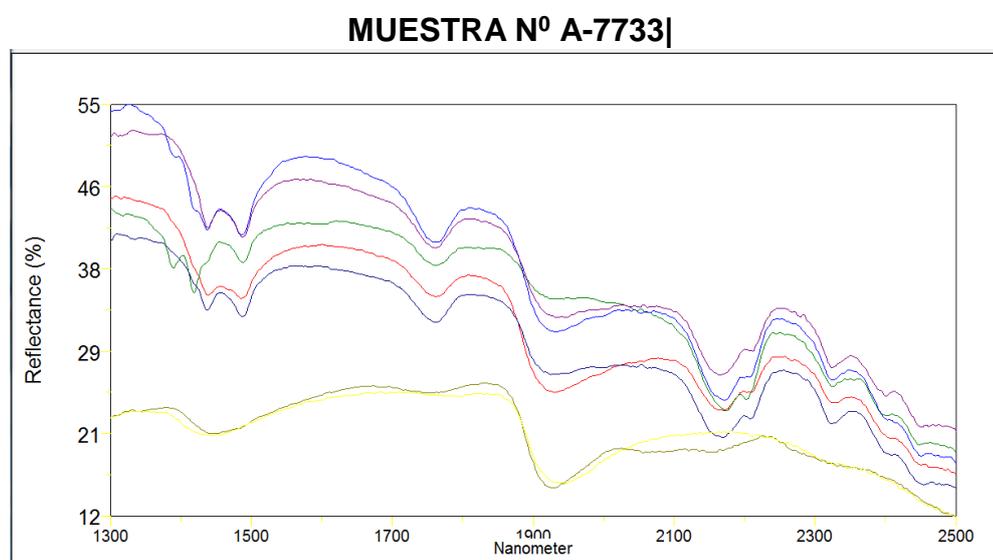


Figura 41: Firmas espectrales de la muestra A-7733 y minerales determinados en campo mediante análisis PIMA.

Cuadro 15: Minerales detectados en campo correspondiente la muestra A-7733.

| A_733 | MINERAL | | | F.E |
|-------|-----------|---------|------------|-----|
| N° | | | | |
| 1 | Cuarzo | Alunita | Yeso | |
| 2 | Alunita | Dikita | Halloisita | |
| 3 | Alunita | Yeso | Kaolinita | |
| 4 | Alunita | Yeso | Kaolinita | |
| 5 | Alunita | Yeso | | |
| 6 | Anhidrita | Cuarzo | | |

4.1.8 ALTERACIONES HIDROTERMALES EN LA REFLECTANCIA

4.1.8.1 Alunita [KAl(OH)₆(SO₄)₂]

Producto de alteración hidrotermal, la alunita se forma en presencia de vapores con soluciones de ácido sulfúrico, por lo cual es considerado un mineral guía de depósitos epitermales de alta sulfuración, sin embargo es posible encontrarla en yacimientos metalíferos epitermales de baja sulfuración. Presenta un pH de 2 a 4. (Ver Figura 42).

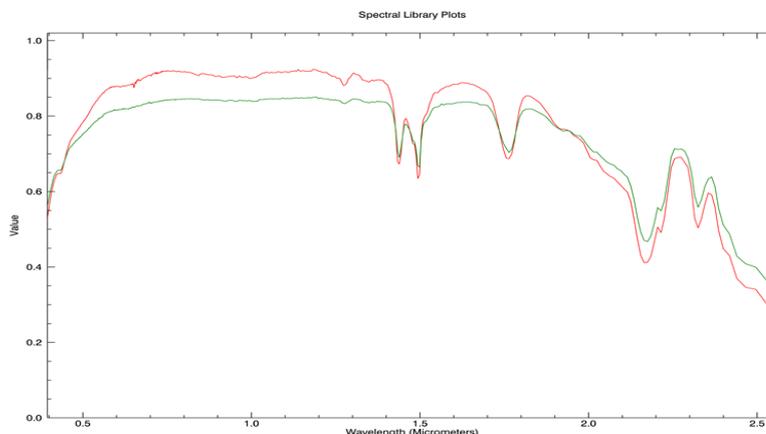


Figura 42: Firma espectral del mineral de Alunita, Tomada de la librería USGS.

4.1.8.2 Caolinita [Al₂Si₂O₅(OH)₄]

Deriva de la acción de fluidos de pH moderadamente bajo (aproximadamente pH 4) y coexiste con la alunita en un rango de pH transicional (pH 3-4). La caolinita se forma a profundidades someras en condiciones de baja T° (<150-200°C),

mientras que la pirofilita se forma a profundidades mayores y a mayor temperatura. En un rango intermedio entre ambos se forma dickita. (ver Figura 43).

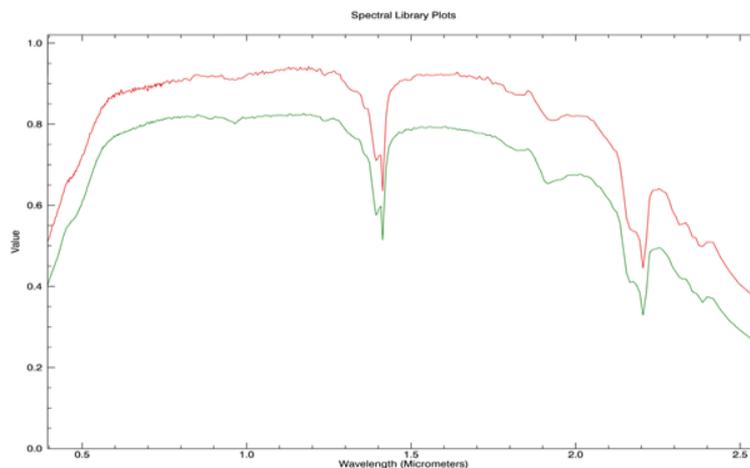


Figura 43: Firma espectral del mineral de Caolinita, Tomada de la librería USGS.

4.1.8.3 Sericita [$KAl_2(Si_3Al)O_{10}(OH,Fe)_2$]

Es una moscovita de grano fino que puede contener algo de illita, en consecuencia es transicional entre la illita y la moscovita bien cristalizada. Los rasgos espectrales más importantes son la absorción entre 1.44 micrómetros y 2.2 micrómetros y 2.34 micrómetros y 2.42 micrómetros debido al radical oxidrilo (OH-). (ver Figura 44).

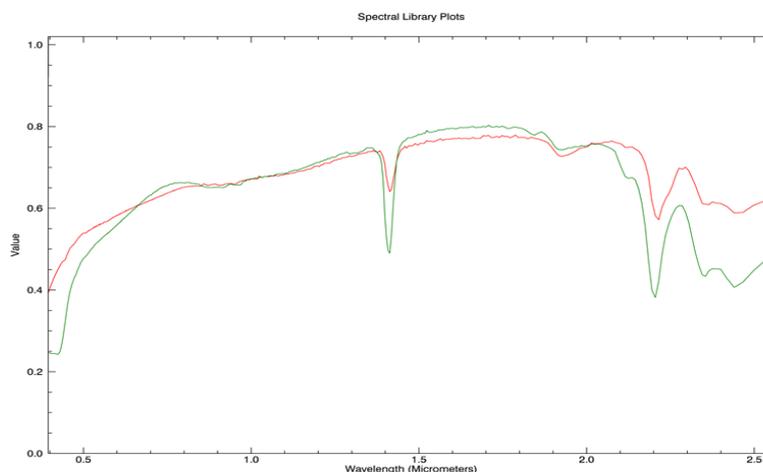


Figura 44: Firma espectral del mineral de Sericita, Tomada de la librería USGS.

4.1.8.4 Illita [$K_2Al_4(Si_7Al_2O_{2n}(OH)_4)$]

Proporciona información acerca de ambientes de bajas temperaturas. Presenta absorciones debidas al contenido de Al-OH en 2.35 y 2.45 micrómetros, los cuales la diferencian de la montmorillonita. (ver Figura 45).

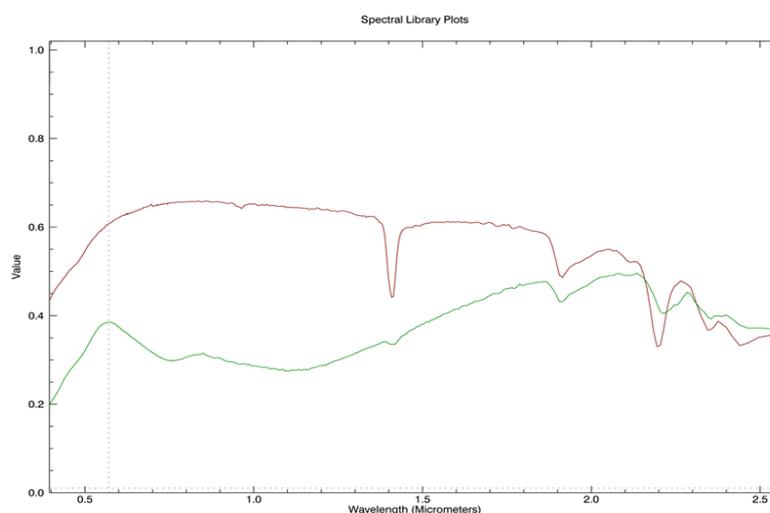


Figura 45: Firma espectral del mineral de Illita, Tomada de la librería USGS.

4.1.8.5 Pirofilita [$Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$]

Da a conocer ambientes ácidos de alta temperatura de 300 a 400 °C y altas profundidades, detectado por el radical (OH), son identificables entre los 1.4, 2,0, 2.1 a 2.3 micrómetros. (ver Figura 46).

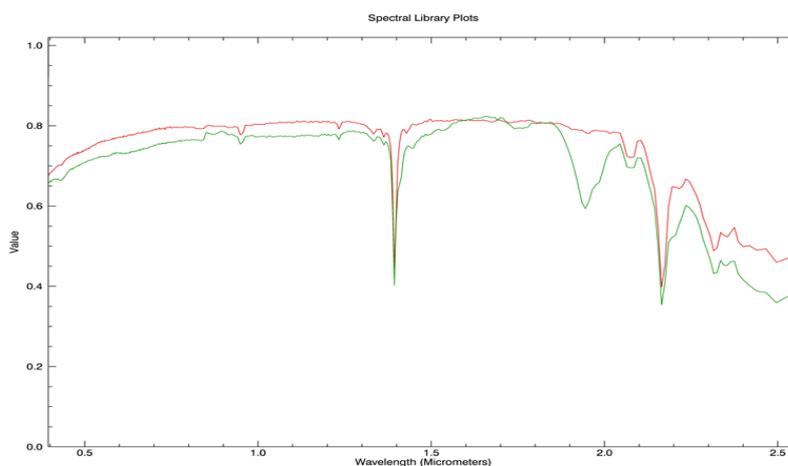


Figura 46: Firma espectral del mineral de Pirofilita, Tomada de la librería USGS.

4.2 ANÁLISIS GEOQUÍMICO

El proceso de muestreo en el prospecto tuvo 3 etapas de recolección:

La primera. Campaña de recolección tuvo como escenario los trabajos prospectivos regionales en el área denominada Ronquillos, donde se extrajeron 8 muestras del área de alteración argílica y zona de vetas de Vicuña 1 (V-1), el tratamiento geoquímico que se realizaron fueron por los elementos de Au y Cu. En la segunda. Campaña se ha recolectado 39 muestras, no se logró extraer más muestras por problemas climáticos de temporadas con intensas lluvias, los especímenes obtenidos se enviaron al tratamiento de Au y múltielemente por ICP.

La tercera Campaña que se realizó en el mes de mayo, se recolectaron 204 muestras, donde se abarco la mayor parte de las concesiones mineras.

El proceso de análisis geoquímicos efectuados a 278 muestras de rocas que afloran en el Prospecto vicuña y el procesamiento e interpretación de los datos obtenidos. La distribución espacial de las muestras responde a la necesidad de cuantificar el contenido de oro, plata, cobre y otros elementos relacionados dentro del área de trabajo, en la litología que se encuentran dentro de los límites de las concesiones mineras. Fueron analizadas 260 muestras de roca por ICP-AES (Induced Coupled Plasma Atomic Emisión Spectrometry), para 35 elementos, con digestión por Agua Regia y AAS (Atomic Absorption Spectrometrer), específica para el oro. Estas muestras fueron preparadas y analizadas por el laboratorio ALS Minerals. De las 260 muestras, 27 corresponden a controles (9 muestras blanco, 9 muestras estándar y 9 duplicados de terreno), que han sido analizadas independientemente para asegurar la calidad de los datos entregados por ALS Minerals (ver Anexo 2).

Cuadro 16: Cuadro de muestras colectadas de las tres campañas en el Prospecto Vicuña.

| PROSPECTO | MUESTRA | TIPO | ESTANDAR | DUPLICADO | BLANCO | SUB-TOTAL | TOTAL |
|-----------|---------|-----------|----------|-----------|--------|-----------|-------|
| Vicuña | Roca | Rock Chip | 09 | 09 | 09 | 251 | 278 |

4.2.1 FUNDAMENTOS DEL MUESTREO

La zona de estudio presenta una gran cantidad de litologías y alteraciones diferentes. El muestreo apunta a determinar los contenidos geoquímicos de elementos de esas unidades, teniendo en cuenta la relación espacial y el tipo de alteración que ellas presentan.

Por esta razón es que se decidió utilizar el método de líneas geoquímicas, las cuales están dispuestas de manera que corten a las unidades de interés. Además las restricciones de presupuesto hacían imposible generar una malla geoquímica de la zona, que fuera representativa y que tuviera el detalle necesario.

Las muestras de rocas fueron tomadas en terreno, tratando de completar un peso de 4 kg., y posteriormente fueron reducidas en terreno al tamaño de chip y homogenizadas in situ, mediante cuarteo manual de cuatro puntas, dos veces, antes de ser enviadas al laboratorio, reduciendo el peso de la muestra a 2 kg (ver Anexo 2).

4.2.1.1 Método de análisis

La preparación mecánica y el análisis de las muestras son parte del protocolo de ALS Mineral. El análisis de las muestras corresponde a ICP-AES por 34 elementos y con digestión por Agua Regia. Este tipo de ataque ácido no es capaz de disolver completamente la roca, razón por la cual se advierte de ciertos elementos para los cuales la digestión no es completa. Estos elementos han sido eliminados del posterior análisis estadístico.

A. Control de calidad (QA/QC)

Para asegurar tanto la precisión como la exactitud de los análisis, se han insertado un total de 27 controles (cifra por debajo de lo normalmente utilizado, que corresponde al 10% de todas las muestras). De éstas, 9 son muestras blancas, 9 corresponden a muestras estándar y 9 corresponden a duplicados de terreno.

B. Estándar

El estándar es un material ya pulverizado y que tiene un valor certificado. Corresponde a un material homogéneo y una matriz similar al material que está siendo analizado. El análisis de los ensayos de los estándares permite detectar tendencias en el laboratorio y evaluar la exactitud de los resultados. Las muestras fueron enviadas a los laboratorios ALS Minerals.

El criterio de aceptación corresponde a que más del 90% de las muestras devuelvan valores entre + 2 desviaciones estándar en torno al promedio. Una medida certera es la media para determinar los valores referenciales que corresponderían a la función de la mediana, pero por no contar con suficientes datos se ha decidido usar la media.

Cuadro 17: Muestras analizadas estadísticamente para las muestras estándar.

| ELEMENTO | N | VARIANZA | VALOR REF. | MEDIA | MEDIANA | DE | PROM + 2(DE) | PROM - 2(DE) | % +/- 2(DE) | VALOR ESPERADO |
|----------|---|-----------|------------|----------|----------|--------|--------------|--------------|-------------|----------------|
| As_ppm | 9 | 0.00 | 2.00 | 2.00 | 2.00 | 0.00 | 2.00 | 2.00 | 100.00 | 2.00 |
| Co_ppm | 9 | 0.25 | 18.00 | 17.67 | 18.00 | 0.50 | 18.67 | 16.67 | 99.94 | 17.00 |
| Cu_ppm | 9 | 0.36 | 23.00 | 21.89 | 22.00 | 0.60 | 23.09 | 20.69 | 99.96 | 30.00 |
| Fe_ppm | 9 | 235000.00 | 27800.00 | 26933.33 | 26800.00 | 484.77 | 27902.87 | 25963.80 | 99.96 | 25900.00 |
| Mg_ppm | 9 | 117777.78 | 13700.00 | 13055.56 | 13000.00 | 343.19 | 13741.93 | 12369.18 | 99.94 | 12400.00 |
| Mn_ppm | 9 | 82.36 | 389.00 | 374.11 | 375.00 | 9.08 | 392.26 | 355.96 | 99.95 | 359.00 |
| Mo_ppm | 9 | 0.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 0.00 | 1.00 | 1.00 | 100.00 | 1.00 |
| Ni_ppm | 9 | 4.28 | 73.00 | 69.56 | 70.00 | 2.07 | 73.69 | 65.42 | 99.94 | 65.00 |
| P_ppm | 9 | 777.78 | 970.00 | 904.44 | 900.00 | 27.89 | 960.22 | 848.67 | 99.94 | 890.00 |
| Pb_ppm | 9 | 0.69 | 7.00 | 5.22 | 5.00 | 0.83 | 6.89 | 3.56 | 99.67 | 5.00 |
| V_ppm | 9 | 0.61 | 45.00 | 44.11 | 44.00 | 0.78 | 45.67 | 42.55 | 99.96 | 43.00 |
| Zn_ppm | 9 | 2.11 | 39.00 | 37.11 | 37.00 | 1.45 | 40.02 | 34.21 | 99.92 | 37.00 |

C. Duplicados

En el presente estudio se han considerado 9 muestras duplicadas, las cuales han sido analizadas por ALS Minerals. El duplicado corresponde a una muestra que es dividida en dos partes representativas, las cuales son cuarteadas en terreno luego de ser homogenizadas. El análisis de duplicado es para determinar la reproducibilidad de los resultados, es decir, estimar la desviación que tiene el laboratorio al analizar muestras paralelas. Además se ocupan como herramienta para de monitorear las rutinas de muestreo, como un esfuerzo por controlar posibles errores en las etapas de muestreo, reducción de muestras y análisis. Para lograr esto es necesario efectuar un análisis estadístico simple para originales y duplicados, y determinar la precisión y exactitud del proceso analítico.

Es conveniente aplicar la metodología sólo para poblaciones que cuentan con más de 30 datos. Mediante el uso de la planilla electrónica se pueden calcular los parámetros estadísticos que permiten estimar la magnitud del error y construir gráficos simples para detectar posibles sesgos.

La tabla siguiente muestra los resultados obtenidos para las regresiones lineales de los pares de datos original-duplicado, los cuales son satisfactorios, y nos indican una alta reproducibilidad de datos, excepto para el mineral de (Co), ya que los coeficientes de R² están por sobre los valores aceptables de R² crítico igual a 0.9.

Cuadro 18: Muestras analizadas estadísticamente para las muestras duplicadas de terreno.

| ELEMENTO | R | R ² |
|----------|------|----------------|
| As_ppm | 0.97 | 0.95 |
| Co_ppm | 0.84 | 0.70 |
| Cu_ppm | 1.00 | 1.00 |
| Fe_ppm | 0.98 | 0.96 |
| Mg_ppm | 0.94 | 0.88 |
| Mn_ppm | 0.90 | 0.81 |
| Mo_ppm | 0.90 | 0.81 |
| Ni_ppm | 1.00 | 1.00 |
| P_ppm | 1.00 | 1.00 |
| Pb_ppm | 1.00 | 1.00 |
| V_ppm | 1.00 | 1.00 |
| Zn_ppm | 1.00 | 1.00 |

Se determina el control de calidad de muestreo mediante un análisis metódico: Para evaluar la precisión se utiliza las “medidas de varianzas” y Exactitud es la proximidad de una medida al “valor verdadero”. Para evaluar la exactitud su utiliza las “medidas de tendencia central.

Para evaluar la Precisión analítica, se han utilizado los siguientes estadígrafos:

Coeficiente de Variación para DUP:

$$CV = 100 \cdot (x_1 - x_2) / (x_1 + x_2)$$

AMPD (Absolute Mean Percentage Diference) para los DUP:

$$AMPD = 1/n \sum [100 \cdot (|x_1 - x_2|) / (x_1 + x_2)]$$

AMPD (Absolute Mean Percentage Diference) para STD:

$$AMPD = 1/n \sum [100 \cdot (|x_1 - m|) / m], \text{ donde } m \text{ corresponde a la media, debido a que existen muy pocos datos como para ocupar la mediana.}$$

Coefficiente de determinación R^2 y constante de correlación a para las curvas de DUP.

Para evaluar la Exactitud analítica se han utilizado los parámetros estadísticos de sesgo relativo, sesgo relativo absoluto y MPD (Mean Percentage Difference):

Sesgo Relativo: $S = 100 \cdot (m - m_i) / m_i$, donde m es la media y m_i la mediana.

Sesgo Relativo Absoluto: es el valor absoluto de la medida anterior.

MPD para STD: $MPD = 1/n \sum [100 \cdot (x_i - m) / m]$, donde m corresponde a la media.

MPD para DUP: $MPD = 1/n \sum [100 \cdot (x_1 - x_2) / (x_1 + x_2)]$.

CONTROL DE PRECISIÓN

Cuadro 19: Muestra de resultados con parámetro estadísticos para evaluar la precisión.

| PARAMETRO | CONTROL | N | As_ppm | Co_ppm | Cu_ppm | Fe_ppm | Mg_ppm | Mn_ppm | Mo_ppm | Ni_ppm | P_ppm | Pb_ppm | V_ppm | Zn_ppm |
|------------------------------|-----------|---|--------|--------|---------|-----------|----------|---------|---------|--------|---------|---------|--------|---------|
| COEFICIENTE DE VARIACION | DUPLICADO | 9 | 2.458 | 6.412 | 16.899 | 12.717 | 8.914 | 43.527 | 19.504 | 19.504 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| AMDP | DUPLICADO | 9 | 6.412 | 16.899 | 12.717 | 8.914 | 43.527 | 19.504 | 19.504 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| %POBLACION AMDP <10% | DUPLICADO | 9 | 0.064 | 0.169 | 0.127 | 0.089 | 0.435 | 0.195 | 0.195 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| DE PROMEDIO | DUPLICADO | 9 | 25.901 | 8.568 | 456.469 | 19962.963 | 4496.158 | 559.827 | 559.827 | 3.333 | 357.037 | 208.938 | 35.309 | 210.519 |
| COEFICIENTE DE DETERMINACION | DUPLICADO | 9 | 0.947 | 0.753 | 1.000 | 0.965 | 0.729 | 0.809 | 0.809 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 |
| CONSTANTE DE CORRELACION | DUPLICADO | 9 | 0.973 | 0.868 | 1.000 | 0.982 | 0.854 | 0.900 | 0.900 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 |
| DESVIACION ESTÁNDAR | ESTÁNDAR | 9 | 0.000 | 0.485 | 4.193 | 627.085 | 411.319 | 9.960 | 0.000 | 2.740 | 20.524 | 0.583 | 0.784 | 0.998 |
| % POBLACION AMDP <10% | ESTÁNDAR | 9 | 0.000 | 0.005 | 0.042 | 6.271 | 4.113 | 0.100 | 0.000 | 0.027 | 0.205 | 0.006 | 0.008 | 0.010 |
| AMDP | ESTÁNDAR | 9 | 0.000 | 3.205 | 15.632 | 2.138 | 2.973 | 2.371 | 0.000 | 3.808 | 2.016 | 9.903 | 1.842 | 3.315 |

CONTROL DE EXACTITUD

Cuadro 20: Muestra de resultados con parámetro estadísticos para evaluar la exactitud.

| PARAMETRO | CONTROL | N | As_ppm | Co_ppm | Cu_ppm | Fe_ppm | Mg_ppm | Mn_ppm | Mo_ppm | Ni_ppm | P_ppm | Pb_ppm | V_ppm | Zn_ppm |
|----------------|-----------|---|--------|--------|---------|-----------|----------|---------|---------|--------|---------|---------|--------|---------|
| SESGO RELATIVO | ESTÁNDAR | 9 | 0.000 | 1.961 | -2.096 | 1.408 | 2.231 | 1.680 | 0.000 | 2.714 | 0.811 | 2.222 | 1.292 | 0.150 |
| SESGO ABSOLUTO | ESTÁNDAR | 9 | 0.000 | 1.961 | 2.096 | 1.408 | 2.231 | 1.680 | 0.000 | 2.714 | 0.811 | 2.222 | 1.292 | 0.150 |
| MDP | ESTÁNDAR | 9 | 0.000 | 1.496 | -13.942 | 1.837 | 2.338 | 1.775 | 0.000 | 2.936 | 0.771 | 2.415 | 1.162 | 0.466 |
| MDP | DUPLICADO | 9 | 50.989 | 4.579 | 285.120 | 37453.369 | 4098.279 | 892.314 | 892.314 | 4.000 | 716.667 | 134.778 | 50.222 | 157.667 |

4.2.2 ANÁLISIS DE RESULTADOS

Para asegurar tanto la precisión como la exactitud de los análisis, se han insertado un total de 27 controles (cifra por debajo de lo normalmente utilizado, que corresponde al 10% de todas las muestras). De éstas, 9 son muestras blancos, 9 corresponden a muestras estándar y 9 corresponden a duplicados de terreno.

La zona de estudio se caracteriza por presentar una mineralización preferentemente de cobre. Como el presente estudio está orientado a la búsqueda de depósitos de oro y plata, los elementos que han sido tomados en cuenta para el análisis estadístico de datos son aquellos que presentan una importancia como elementos indicadores de este tipo de depósito. Estos elementos corresponden a Arsénico, Cobre, Mercurio, Azufre.

4.2.2.1 Análisis Poblacional de Muestras

El análisis de poblaciones se realizó con el programa de ESRI (ArcGIS) 2013 a partir del contenido del elemento en las muestras, con sus respectivos valores medios, desviaciones estándar, cuartiles, umbrales, máximos y mínimos; a partir de gráficos probabilísticos log-normal se determina el número de poblaciones para cada elemento. Los datos obtenidos se encuentran resumidos y se describen a continuación:

Cuadro 21: Muestra de resultados con parámetro estadísticos poblacionales analizados por el software ESRI (ArcGIS).

| Assay Field | Count | Null Values | Minimum | Maximum | Range | Mean | Standard Deviation | Items >0 | Sum | Geometric Mean | Median | Mode | Sum of Squares | Variance | Skewness | Kurtosis |
|-------------|-------|-------------|---------|----------|----------|----------|--------------------|----------|------------|----------------|--------|-------|-------------------|----------------|----------|----------|
| Au_ppm | 251 | 0 | 0.01 | 16.45 | 16.45 | 0.12 | 1.07 | 251.00 | 30.31 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 289.24 | 1.14 | 14.37 | 215.18 |
| Ag_ppm | 251 | 0 | 0 | 624.00 | 624.00 | 8.02 | 49.27 | 243.00 | 2,012.90 | 0.37 | 0.20 | 0.20 | 623,101.33 | 2,427.84 | 9.80 | 106.95 |
| Cu_ppm | 251 | 0 | 1 | 969.60 | 969.59 | 3,014.69 | 12,288.29 | 251.00 | 756,688.00 | 37.09 | 24.00 | 16.00 | 40,031,727,814.00 | 151,002,182.50 | 4.87 | 25.20 |
| Pb_ppm | 251 | 0 | 0 | 3,000.00 | 3,000.00 | 1,295.29 | 18,943.64 | 243.00 | 325,118.00 | 9.31 | 7.00 | 2.00 | 90,136,541,700.00 | 358,861,677.30 | 15.68 | 244.27 |
| Zn_ppm | 251 | 0 | 0 | 3,040.00 | 3,040.00 | 66.18 | 234.86 | 243.00 | 16,612.00 | 23.06 | 23.00 | 6.00 | 14,889,326.00 | 55,159.56 | 9.25 | 104.02 |
| Hg_ppm | 251 | 0 | 0 | 151.00 | 151.00 | 1.91 | 9.90 | 243.00 | 479.00 | 1.09 | 1.00 | 1.00 | 25,393.00 | 97.92 | 13.94 | 203.97 |
| As_ppm | 251 | 0 | 0 | 1,500.00 | 1,500.00 | 70.95 | 141.48 | 242.00 | 17,808.00 | 36.49 | 36.00 | - | 6,267,278.00 | 20,015.33 | 6.79 | 57.32 |
| S_ppm | 251 | 0 | 0 | 10.00 | 10.00 | 0.52 | 1.24 | 243.00 | 131.52 | 0.07 | 0.04 | 0.01 | 454.66 | 1.54 | 3.74 | 17.39 |
| Mo_ppm | 251 | 0 | 0 | 131.00 | 131.00 | 4.83 | 14.09 | 243.00 | 1,212.00 | 1.89 | 1.00 | 1.00 | 55,452.00 | 198.40 | 5.98 | 40.56 |

4.2.3 CORRELACIONES DE PEARSON

En esta sección se analizan las correlaciones entre los diferentes elementos guía. Los datos son transformados a logaritmo y luego es calculada la Matriz de Correlación de Pearson, para cada área de interés económica. Los resultados son expuestos en la Tabla 10. Los valores que están por sobre 0,5 son considerados buenos, mientras que los valores que se encuentran sobre 0,8 son considerados excelentes, ver (Cuadros 22, 23, 24).

Cuadro 22: Correlación de Pearson del Área V-1, para elementos.

| | Ag_ppm | Cu_ppm | Hg_ppm | Mo_ppm | Pb_ppm | Zn_ppm | As_ppm | S_ppm |
|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|
| Ag_ppm | 1 | | | | | | | |
| Cu_ppm | 0.173 | 1 | | | | | | |
| Hg_ppm | 0 | 0 | 1 | | | | | |
| Mo_ppm | -0.156 | -0.113 | 0 | 1 | | | | |
| Pb_ppm | 0.077 | -0.045 | 0 | -0.114 | 1 | | | |
| Zn_ppm | 0.387 | 0.421 | 0 | -0.102 | 0.250 | 1 | | |
| As_ppm | 0.175 | 0.291 | 0 | -0.031 | 0.076 | 0.684 | 1 | |
| S_ppm | -0.089 | 0.206 | 0 | 0.412 | 0.040 | -0.034 | 0.048 | 1 |

Cuadro 23: Correlación de Pearson del Área V-2.

| | Au_ppm | Ag_ppm | Cu_ppm | Hg_ppm | Mo_ppm | Pb_ppm | Zn_ppm | As_ppm | S_ppm |
|--------|--------|--------|--------|--------|----------|--------|----------|----------|-------|
| Au_ppm | 1 | | | | | | | | |
| Ag_ppm | -0.061 | 1 | | | | | | | |
| Cu_ppm | -0.095 | 0.173 | 1 | | | | | | |
| Hg_ppm | 0 | 0 | 0 | 1 | | | | | |
| Mo_ppm | -0.102 | -0.156 | -0.113 | 0 | 1 | | | | |
| Pb_ppm | -0.105 | 0.077 | -0.045 | 0 | 0.113595 | 1 | | | |
| Zn_ppm | -0.010 | 0.206 | 0.421 | 0 | 0.102181 | 0.250 | 1 | | |
| As_ppm | 0.139 | 0.053 | 0.291 | 0 | 0.030504 | 0.076 | 0.684451 | 1 | |
| S_ppm | -0.067 | -0.116 | 0.206 | 0 | 0.411917 | 0.040 | 0.234665 | 0.047998 | 1 |

Cuadro 24: Correlación de Pearson del Área V-3.

| | Au_ppm | Ag_ppm | Cu_ppm | Hg_ppm | Mo_ppm | Pb_ppm | Zn_ppm | As_ppm | S_ppm |
|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|
| Au_ppm | 1 | | | | | | | | |
| Ag_ppm | -0.043 | 1 | | | | | | | |
| Cu_ppm | 0.080 | 0.068 | 1 | | | | | | |
| Hg_ppm | -0.025 | -0.028 | 0.658 | 1 | | | | | |
| Mo_ppm | 0.650 | -0.057 | 0.455 | 0.582 | 1 | | | | |
| Pb_ppm | 0.156 | -0.057 | 0.146 | 0.260 | 0.300 | 1 | | | |
| Zn_ppm | -0.050 | 0.347 | 0.103 | -0.020 | -0.058 | 0.547 | 1 | | |
| As_ppm | 0.181 | -0.093 | 0.236 | 0.441 | 0.364 | 0.185 | -0.071 | 1 | |
| S_ppm | 0.531 | -0.101 | 0.023 | -0.045 | 0.264 | 0.047 | -0.071 | 0.129 | 1 |

4.2.4 DISTRIBUCIÓN DE VALORES

Se analiza la distribución de elementos para Au, Ag, Cu, Pb, Zn, As, S, Hg, Mo. Los resultados de las distribuciones se pueden encontrar en espaciados en un mapa. En ellos se compara la concentración de los elementos con las alteraciones hidrotermales y se preparan histogramas y gráficos de probabilidad de elementos de Au, Ag, y minerales guía de Cu, S, As, Hg para complementar las distribuciones de valores geoquímicas (ver Láminas 9-18).

Lámina 10: Mapa geoquímico y de distribución de muestras de Oro.

Lámina 11: Mapa geoquímico y de distribución de muestras de Plata.

Lámina 12: Mapa geoquímico y de distribución de muestras de Arsénico.

Lámina 13: Mapa geoquímico y de distribución de muestras de Cobre.

Lámina 14: Mapa geoquímico y de distribución de muestras de Mercurio.

Lámina 15: Mapa geoquímico y de distribución de muestras de Azufre.

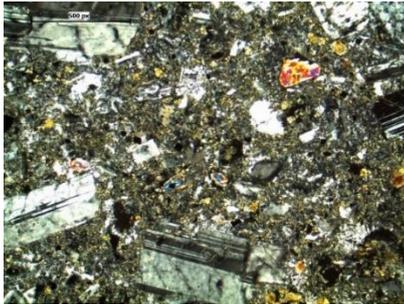
Lámina 16: Mapa geoquímico y de distribución de muestras de Plomo.

Lámina 17: Mapa geoquímico y de distribución de muestras de Zinc.

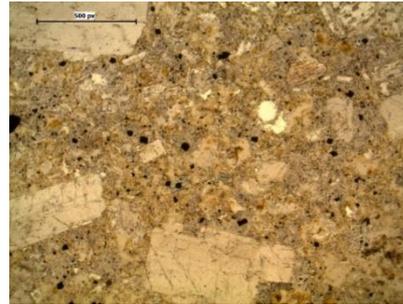
Lámina 18: Mapa geoquímico y de distribución de
muestras de Molibdeno

4.3 ANÁLISIS MICROSCÓPICO

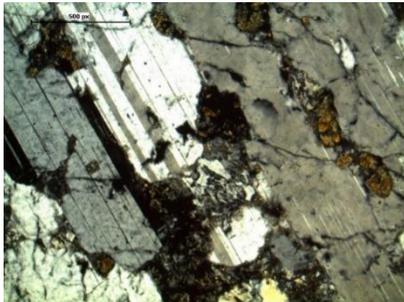
En el estudio de reconocimiento de rocas láminas se muestran una roca andesita; se clasifica como roca intermedia, presentan fenocristales de plagioclasa, anfíbol, y pequeños cristales de clorita diseminadas, presenta un alto contenido de vidrio, débilmente a moderada alteración.



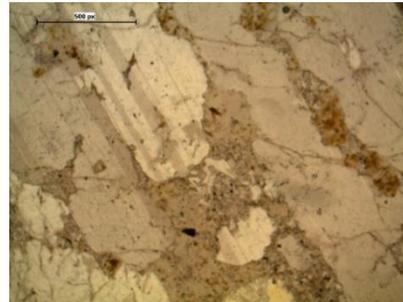
Fotomicrografía 1. (NX): Se observan plagioclasas principalmente en una matriz vítrea, escasamente de cenizas y microcristales de plagioclasas; también presentan inclusiones de minerales de clorita.



Fotomicrografía 2. (NP): Se observa anfíboles con doble sistema de foliación de 102°



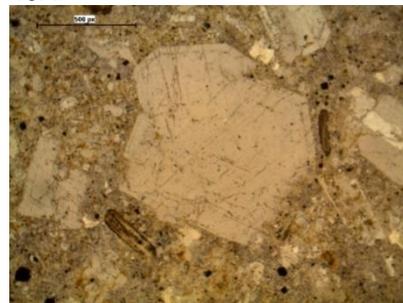
Fotomicrografía 3. (NX): Se observa un sistema de maclado combinado de albita-anortita? 40X.



Fotomicrografía 4. (NP): Se muestra débilmente alterada, se observa fracturada por actividad de deformación mecánica. 40X.



Fotomicrografía 5. (NX): Cristal de plagioclasa mostrando líneas de inter crecimiento y estructura zonad. 40X.



Fotomicrografía 6. (NP): Se observa cortada paralelamente en un 010. 40X.

4.4 MICROSCOPIA DE ROCAS

4.4.1 DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA DE LA MUESTRA N° A-374

La muestra corresponde a un fragmento de roca ígnea volcánica, está constituida por los minerales que a continuación se describen sus rasgos micrográficos (ver Fotomicrografía 7-10).

4.4.1.1 Minerales Esenciales:

A. Plagioclasa $(\text{Na,Ca})(\text{Si,Al})_3\text{O}_8$

Ocurren como fenocristales de dos etapas de formación, los de la primera etapa son aquellos que tienen tamaños que van desde 0,825 hasta 2,18 mm de longitud, mientras que los fenocristales de la segunda etapa son aquellos que tienen tamaños que van desde 0,120 hasta 0,450 mm de longitud; en ambos casos se observan que presentan maclas polisintéticas y combinadas, también presentan zonación; en la matriz se observa vidrio con cierto proceso de desvitrificación, lo que está dando lugar a la nucleación de microlitos de plagioclasas. Gran porcentaje de los fenocristales de plagioclasas están corroídos y asimilados por la matriz criptocristalina, consecuentemente, algunos fenocristales presentan bordes engolfados.

A. Vidrio

La matriz vítrea se halla compuesta por los mismos integrantes químicos de las plagioclasas, lo que se deduce porque en dicha matriz se observa cierto proceso de desvitrificación, lo cual está dando lugar a la nucleación de microlitos de plagioclasas, por tanto se afirma esa deducción.

4.4.1.2 Minerales Accesorios

A. Biotita $\text{K}(\text{Mg,Fe})_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH,F})_2$

Con formas que varían de subhedrales a anhedrales, son parte integrante de los fenocristales que constituyen la roca, sus tamaños son hasta de 0,825 mm de longitud; algunos fenocristales se encuentran microfracturados, como producto de que han estado en contacto con la matriz líquida, durante su recorrido, exhiben cierta flexura.

B. Apatito $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F},\text{Cl},\text{OH})$

Muy disperso en la matriz se observa a algunos cristales euhedrales de apatito, los cuales presentan tamaños hasta de 0,090 mm de longitud.

C. Hornblenda $\text{Ca}_2(\text{Mg},\text{Fe},\text{Al})_5(\text{Al},\text{Si})_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$

Como remanentes esqueléticos están dentro de la matriz criptocristalina, presenta forma anhedral y tamaños hasta de 0,210 mm de longitud; sus bordes están fuertemente corroídos y asimilados por la matriz.

4.4.1.3 Minerales de Alteración

A. Biotita $\text{K}(\text{Mg},\text{Fe})_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH},\text{F})_2$

Este mineral ocurre como agregados microlaminares, están ubicados en algunos microclastos.

B. Clorita $(\text{Si}_4\text{O}_{10})\text{Mg}_3(\text{OH})_2.\text{Mg}_3(\text{OH})$

Se manifiesta como alteración de los fenocristales de biotitas, motivo por lo que están asociadas a éstas.

C. Arcilla

Es el producto de la alteración en grado incipiente de la matriz vidriosa, está como agregado pulverulento.

4.4.1.4 Minerales Opacos

Están diseminados en la matriz, presentan formas que varían de euhedrales a anhedrales y sus tamaños son hasta de 0,222 mm de longitud; en algunos sectores están aglomerados, principalmente en las áreas correspondientes a los microclastos y las zonas que rodean a éstos.

Cuadro 25: Distribución volumétrica porcentual.

| MINERALES | % PRIMARIOS | % SECUNDARIOS |
|--------------------------|-------------|---------------|
| Minerales Esenciales: | | |
| Plagioclasa | 60,00 | |
| Vidrio | 32,50 | |
| Minerales Accesorios: | | |
| Biotita | 3,00 | |
| Hornblenda | Trz | |
| Apatito | Trz | |
| Minerales de Alteración: | | |
| Biotita | | 0,50 |
| Arcilla | | 3,00 |
| Clorita | | 1,00 |
| Minerales Opacos | | 5,00 |
| TOTAL | | 100,00 |

4.4.1.5 Textura

Porfidoclástica en matriz criptocristalina.

4.4.1.6 Alteración

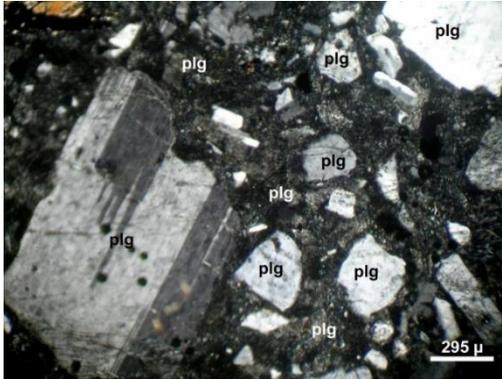
Propilitización incipiente y potásica en los microclastos en grado fuerte.

4.4.1.7 Clasificación

Andesita porfidoclástica.

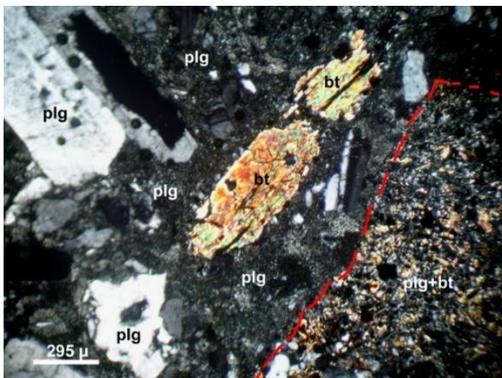
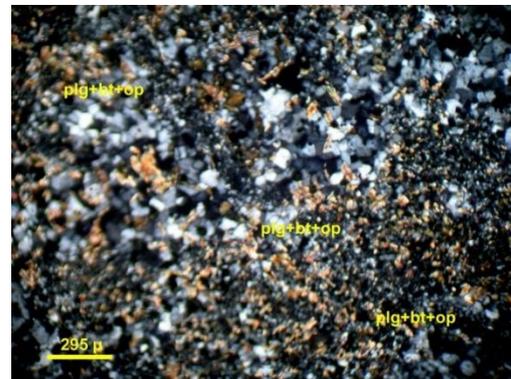
4.4.1.8 Observaciones

Los microclastos se encuentran alteradas a en grado fuerte al tipo potásico, correspondiente a las biotitas hidrotermales, las que están dentro del agregado microgranoblástico de plagioclasas.



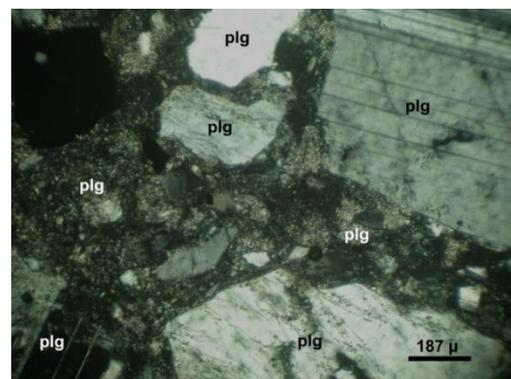
Fotomicrografía 7. (NX): Fenocristales de plagioclasa (plg) en dos etapas de cristalización, una de mayor granulometría y la otra de granulometría más pequeña, están englobadas por la matriz criptocristalina algo desvitrificado, lo que da lugar a microlitos de plagioclasas (plg). 40X.

Fotomicrografía 8. (NX): Agregados microgranoblásticos de plagioclasas, biotitas y minerales opacos (plg+bt+op), lo que son parte integrante del microclasto metamorfozido hidrotermalmente.



Fotomicrografía 9. (NX): Fenocristales de plagioclasas (plg) y de hornblenda (hb), microclasto metamorfozido hidrotermalmente, están envueltos por la matriz criptocristalina algo desvitrificado dando lugar a la aparición de microlitos de plagioclasas (plg). 40X.

Fotomicrografía 10. (NX): Fenocristales de plagioclasa (plg) y en la parte superior izquierda un cristal de mineral opaco, todos ellos están envueltos por la matriz criptocristalina, algo desvitrificado, lo que da lugar a la nucleación de microlitos de plagioclasas (plg). 40X.



4.4.2 DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA DE LA MUESTRA N°: A-385

La muestra corresponde a un fragmento de roca sedimentaria, está constituida por los minerales que a continuación se describen sus rasgos micrográficos:

4.4.2.1 Minerales Esenciales

A. Plagioclasa (Na,Ca)(Si,Al)₃O₈

Se halla constituida por fenocristales y por la matriz de micro a criptocristalina; los fenocristales pertenecen a la roca principal como a los microclastos; los fenocristales en general presentan formas que varían de euhedrales a anhedrales y con tamaños hasta de 3,00 mm de longitud; la Mayoría de ellos están corroídos y asimilados por la matriz, notándose en algunos de ellos con engolfamiento en sus bordes; en algunos sectores se presentan aglomerados; en la matriz gran porcentaje de los fenocristales están fuertemente microfracturados, por lo que son observados como micropartículas detríticas; presentan alteración a arcillas, lo que ocurre a partir de sus microfracturas, planos de maclas y clivajes. En los microclastos se observan que la matriz está constituida por el agregado de microlitos de plagioclasas con hábito listonado, los que están alineados, de ese modo indican el flujo de la lava que dio origen a la roca.

4.4.2.2 Minerales de Alteración

A. Arcilla

En la roca principal es uno de los integrantes de la matriz, la que se ha derivado de la alteración de las plagioclasas; están con hábito pulverulento, notándose mayormente en los fenocristales de las plagioclasas, ya que en las áreas de la matriz, las hematitas las han camuflado, no pudiendo ser apreciados.

4.4.2.3 Minerales Opacos

Principalmente las hematitas, las cuales han coloreado intensamente a la roca principal, como a algunos microclastos; en la matriz ha camuflado a los minerales que las integran; en algunas zonas están como playas amplias, pero con distribución muy irregular.

Cuadro 26: Distribución volumétrica porcentual.

| MINERALES | % PRIMARIOS | % SECUNDARIOS |
|--------------------------|-------------|---------------|
| Minerales Esenciales: | | |
| Plagioclasa | 60,00 | |
| Minerales de Alteración: | | |
| Arcilla | | 10,00 |
| Minerales Opacos | | 30,00 |
| TOTAL | | 100,00 |

4.4.2.4 Textura

Microclástica en matriz microdetritica.

4.4.2.5 Alteración

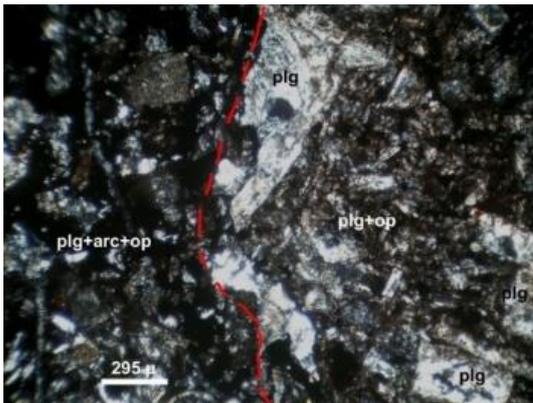
Argilización moderada.

4.4.2.6 Clasificación

Andesita feldespática.

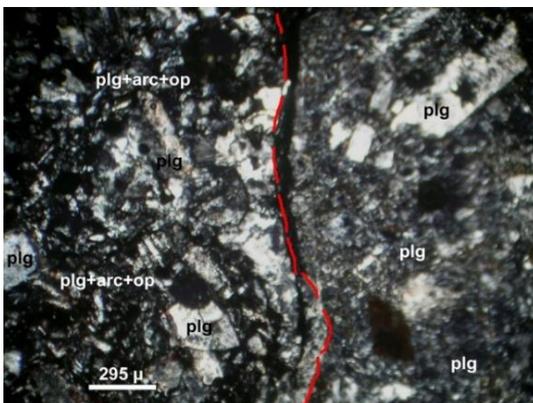
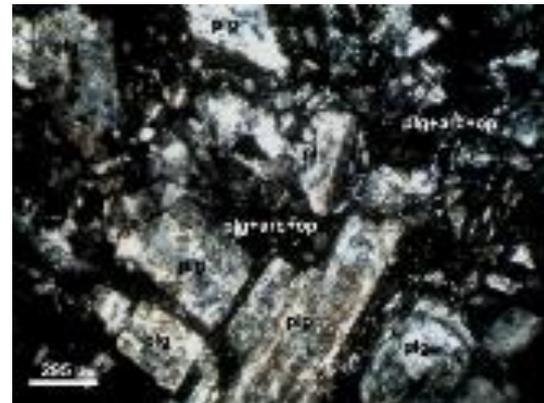
4.4.2.7 Observaciones

La roca se halla integrada por partículas detriticas de fenocristales de plagioclasa, microclastos de origen volcánico, de naturaleza andesítica, todos éstos se hallan aglomerados por la matriz integrada por partículas microdetriticas de plagioclasas, las que están cementados por las arcillas coloreadas por los minerales opacos (hematitas); se nota que los fenocristales están como partículas microdetriticas, es decir, microfragmentadas y por este motivo presentan bordes angulosos, a pesar de que algunas plagioclasas exhiben también bordes parcialmente redondeados.



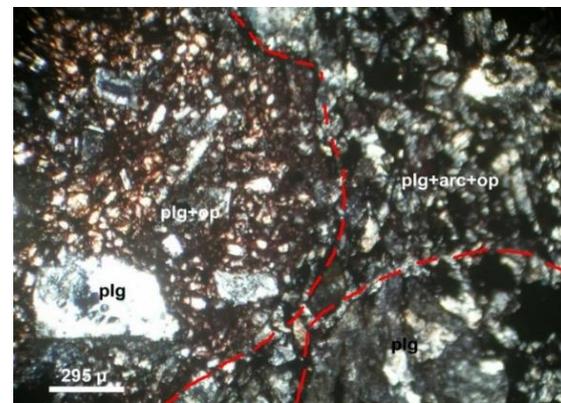
Fotomicrografía 11. (NX): Hacia el lado derecho se observa al clasto integrado por los fenocristales de plagioclasas (plg) envueltos por la matriz microcristalina de plagioclasas asociadas a los minerales opacos (plg+op); hacia la izquierda está la roca principal que está integrada por partículas microdetriticas de plagioclasas, envueltas por las arcillas y minerales opacos (plg+arc+op). 40X.

Fotomicrografía 12. (NX): Partículas detriticas de fenocristales de plagioclasas (plg) están envueltas por la matriz integrada por la asociación de plagioclasa, arcillas y minerales opacos (plg+arc+op). 40X.



Fotomicrografía 13. (NX): Hacia la derecha está el clasto de naturaleza andesítica integrada por los fenocristales de plagioclasa (plg) envueltos por la matriz microcristalina de plagioclasas (plg); hacia la izquierda está la roca constituida por partículas detriticas de fenocristales de plagioclasa (plg), las que están envueltas por la matriz que se halla constituida por la asociación de plagioclasa, arcilla y minerales opacos (plg+arc+op). 40X.

Fotomicrografía 14. (NX): Clastos integrados de fenocristales de plagioclasas (plg) envueltas por la matriz microcristalina de plagioclasas y minerales opacos (plg+op). La roca principal se halla integrada por partículas detriticas de plagioclasa, arcilla y minerales opacos (plg+arc+op). 40X.



4.4.3 DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA DE LA MUESTRA N° A-433

4.4.3.1 Minerales Esenciales

A. Plagioclasa $(\text{Na,Ca})(\text{Si,Al})_3\text{O}_8$

Se observa micro cristales de plagioclasa de tamaños que van desde 0.08 mm a 2.01 mm, a su vez presentan maclas polisintéticas y combinadas, se observa una matriz vítrea que asila a los cristales de plagioclasa.

B. Vidrio

La matriz vítrea está compuesta de la misma composición química de las plagioclasas ya que se observa desvitrificación los cual posiblemente da lugar a los microcristales de plagioclasa.

C. Biotita $\text{K}(\text{Mg,Fe})_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH,F})_2$

Se aprecia cristales subhedrales con tamaños de mm, los cristales se encuentran microfacturados por el contacto directo con la matriz.

Hornblenda.- Se encuentran zoneadas en una matriz criptocristalina en formas anhedral de tamaños de 0.2 a 1 mm completamente asimilados a la matriz vítrea.

4.4.3.2 Minerales De Alteración

A. Clorita $[(\text{Si}_4\text{O}_{10})\text{Mg}_3(\text{OH})_2.\text{Mg}_3(\text{OH})]$

Se muestran alteradas provenientes de los fenocristales de biotita, asociados a manera de matriz.

B. Arcillas

Se observa débilmente entre la matriz vítrea como micro agregados.

4.4.3.3 Minerales Opacos

Se observa hemetitas dando coloración intensa a la roca principal ligadas a la matriz y rodeando a los microcristales.

Cuadro 27: Distribución volumétrica porcentual.

| MINERALES | % PRIMARIOS | % SECUNDARIOS |
|--------------------------|-------------|---------------|
| Minerales Esenciales: | | |
| Plagioclasa | 60,00 | |
| Vidrio | 32,50 | |
| Minerales Accesorios: | | |
| Biotita | 3,00 | |
| Hornblenda | Trz | |
| Minerales de Alteración: | | |
| Biotita | | 0,50 |
| Arcilla | | 3,00 |
| Clorita | | 1,00 |
| Minerales Opacos | | 5,00 |
| TOTAL | | 100,00 |

4.4.3.4 Textura

Porfidoclástica en matriz criptocristalina (vitroclástica)

4.4.3.5 Alteración

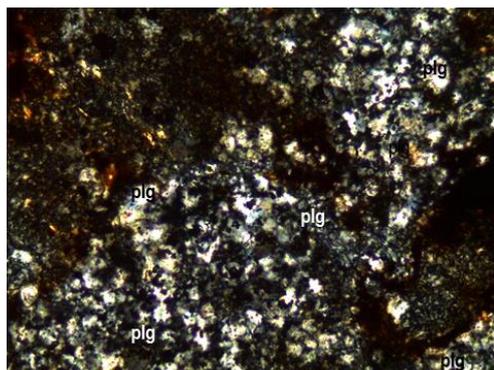
Débilmente Propilitizada y moderada oxidación provenientes de los cristales ferromagnesianos.

4.4.3.6 Clasificación

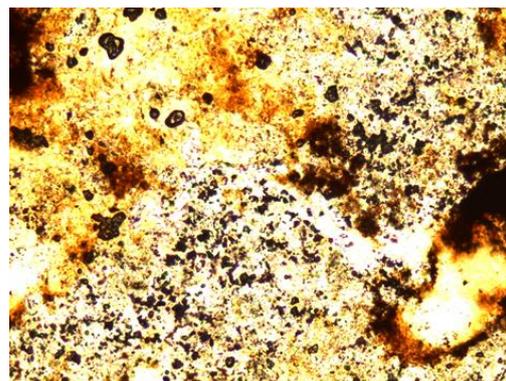
Andesita Microporfídica

4.4.3.7 Observaciones

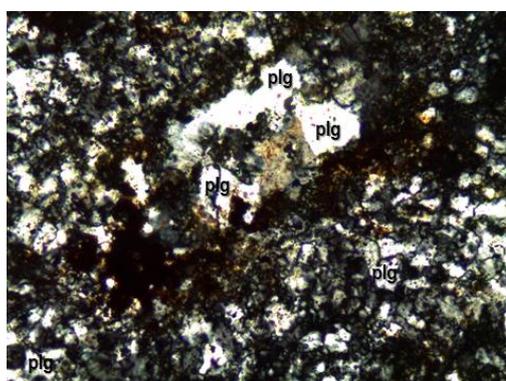
Se observa intersticios con presencia de Biotita hidrotermal que da la apariencia de alteración potásica.



Fotomicrografía 15. (NX): Fenocristales de Plagioclasa (plg) aparente equigranular en una matriz criptocristalina (vitrificada). 10X.

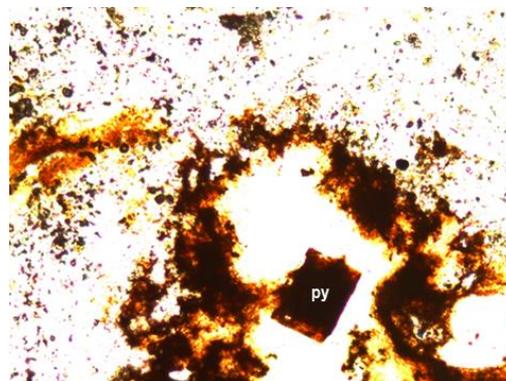


Fotomicrografía 16. (NP): Se observa claramente la zonación de la asociación de cristales agregados durante se cristalización. 10X.



Fotomicrografía 17. (NX): Fenocristales de diferente granulometría con un sector de cristales pequeños golfado a una de cristales de plagioclasa (plg) grandes, se observa a su vez débil desvitrificación de la matriz. 40X.

Fotomicrografía 18. (NP): Se Observa una cavidad tipo Boxwork de Pirita (py) en una buena zonación; claramente mediante una inclusión fluidal. 40X.



4.4.4 DESCRIPCION MICROSCOPICA DE LA MUESTRA N° A-692

4.4.4.1 Minerales Esenciales

A. Plagioclasa $(\text{Na,Ca})(\text{Si,Al})_3\text{O}_8$

Se observa fenocristales de plagioclasa de tamaños que van desde 0.3 mm a 2.5 mm, a su vez presentan maclas polisintéticas y combinadas como bandas paralelas alternados blanco y negro, variando a colores grisáceos de interferencia, con una exfoliación cuasi perfecta, se observa una matriz vítrea que asila y golfa a los cristales de plagioclasa, presentando microfracturas rellenas posiblemente de sericita, prehnita, zeolita o calcita.

A. Vidrio

La matriz vítrea está compuesta de la misma composición química de las plagioclasas ya que se observa desvitrificación lo cual posiblemente da lugar a los microcristales de plagioclasa.

B. Cuarzo (SiO_2)

Se observa granulometría pequeña tienen longitudes de 0.1 mm a 2 mm inmersa en la matriz vítrea.

C. Hornblenda $\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe,Al})_5(\text{Al,Si})_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$

Se encuentran zoneadas en la matriz criptocristalina en formas subhedral de tamaños....mm completamente asimilados a la matriz vítrea y rodeada por un incipiente metamorfismo, presenta una exfoliación en dos familias típica de los Anfíboles.

D. Biotita $\text{K}(\text{Mg,Fe})_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH,F})_2$

Se aprecia cristales subhedrales con tamaños, los cristales se encuentran microfacturados por el contacto directo con la matriz.

4.4.4.2 Minerales de Alteración

A. Clorita ($Si_4O_{10}Mg_3(OH)_2.Mg_3(OH)$)

Se muestran alteradas provenientes de los fenocristales de biotita, asociados a manera de microlaminar.

B. Arcillas

Se observa débilmente entre la matriz vítrea como micro agregados, alterada de la pasta.

4.4.4.3 Minerales Opacos:

Se observa hemetitas, óxidos dando coloración distorsionada a las hornblendas, se encuentran en algunos sectores diseminados en la matriz de los microcristales.

Cuadro 28: Distribución volumétrica porcentual.

| MINERALES | % PRIMARIOS | % SECUNDARIOS |
|--------------------------|-------------|---------------|
| Minerales Esenciales: | | |
| Plagioclasa | 60,00 | |
| Vidrio | 30,50 | |
| Minerales Accesorios: | | |
| Biotita | 3,00 | |
| Hornblenda | 3,00 | |
| Minerales de Alteración: | | |
| Biotita | | 0,50 |
| Arcilla | | 2,50 |
| Clorita | | 0,50 |
| Minerales Opacos | | 5,00 |
| TOTAL | | 100,00 |

4.4.4.2 Textura

Porfidoclástica en matriz criptocristalina

4.4.4.3 Alteración

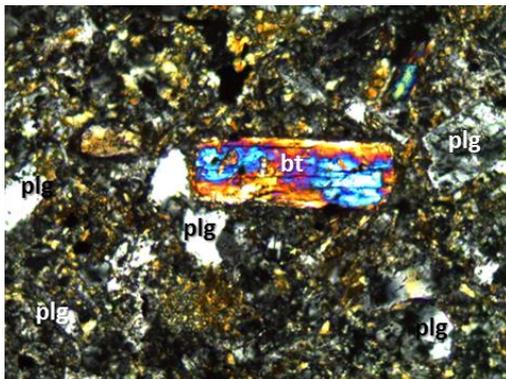
Débilmente Propilitizada y moderada oxidación provenientes de los cristales ferromagnesianos.

4.4.4.4 Clasificación

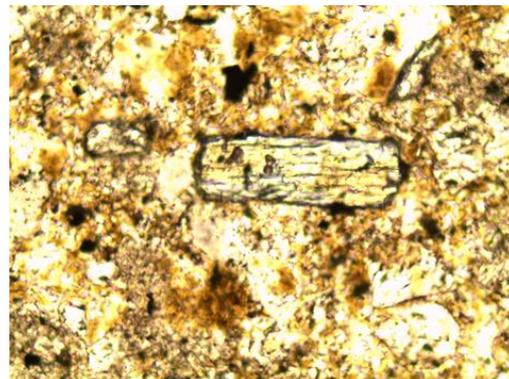
Andesita Porfidoclástica

4.4.4.5 Observaciones

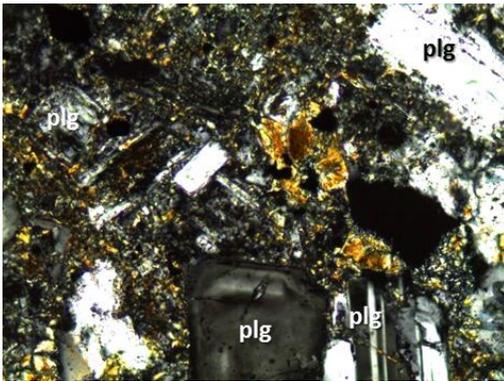
Se observa intersticios con presencia de Biotita hidrotermal que da la apariencia de alteración potásica.



Fotomicrografía 19. (NX): Fenocristal de biotita (bt) con colores de interferencia, cristales plagioclasa (plg) de granulometría media pequeña englobada en una matriz criptocristalina. 40X

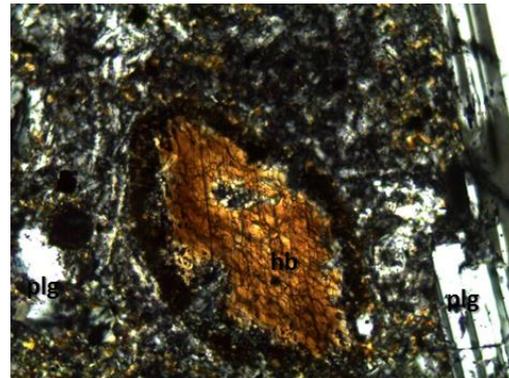


Fotomicrografía 20. (NP): Se observa biotita parda, variando de colores al girar el polarizador, con zoneamiento probable a variaciones mineralógicas de Hierro.



Fotomicrografía 21. (NP): Fenocristales de plagioclasa (plg), observándose la zonación continua, girando la platina se observa variación de posición de extinción, se muestra en partes zonación discontinua, a su vez muestra plagioclasas, biotitas, hornblendas y minerales opacos ligados en la matriz criptocristalina. 40X.

Fotomicrografía 22. (NP): Se observa fenocristal de Piroxeno (Hornblenda) rodeado de recristalización en forma de playas, con exfoliación perfecta en dos familias, fenocristales y micro-fenocristales de plagioclasa englobadas en una matriz criptocristalina. 40X.



4.4.5 DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA DE LA MUESTRA N° A-614

4.4.5.1 Minerales Esenciales

A. Plagioclasa $(\text{Na,Ca})(\text{Si,Al})_3\text{O}_8$

Se observa fenocristales de plagioclasa de tamaños que van desde...mm a...mm de longitud, se muestra como bandas con inicios de reorientación de cristales sub-paralelas, presenta una matriz vítrea mostrando débil recristalización que rige a los cristales de plagioclasa; en algunos casos los cristales de plagioclasa muestran intercrecimiento de minerales debido a un fluido reconstituyendo su composición, presentando alteraciones posiblemente a sericita, prehnita, zeolita o calcita.

B. Vidrio

La matriz vítrea está compuesta de la misma composición y orden químico de los cristales de plagioclasas, notándose desvitrificación y reordenamiento de cristales.

C. Hornblenda $\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe,Al})_5(\text{Al,Si})_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$

Se encuentran desintegradas en la matriz criptocristalina en formas anhedral de tamaños....mm de longitud asimilados a la matriz mostrando un incipiente metamorfismo, no presenta rasgos de exfoliación características de los anfíboles.

D. Biotita $\text{K}(\text{Mg,Fe})_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH,F})_2$

Se aprecia cristales subhedrales a euhedrales con tamaños de....mm de longitud, los cristales se encuentran recrystalizadas.

4.4.5.2 Minerales De Alteración

A. Clorita $(\text{Si}_4\text{O}_{10})\text{Mg}_3(\text{OH})_2.\text{Mg}_3(\text{OH})$

Se muestran alteradas provenientes de los fenocristales de biotita, asociadas a estas.

B. Arcillas

Se observa débilmente entre la matriz vítrea como micro agregados, alterada de como agregados.

4.4.5.3 Minerales Opacos

Se observa hemetitas, óxidos anhedral dando coloración distorsionada a las hornblendas, se encuentran en algunos sectores diseminados en la matriz de los microcristales.

Cuadro 29: Distribución volumétrica porcentual.

| MINERALES | % PRIMARIOS | % SECUNDARIOS |
|--------------------------|-------------|---------------|
| Minerales Esenciales: | | |
| Plagioclasa | 58,00 | |
| Vidrio | 32,50 | |
| Minerales Accesorios: | | |
| Biotita | 3,00 | |
| Hornblenda | 2,50 | |
| Minerales de Alteración: | | |
| Biotita | | 0,50 |
| Arcilla | | 3,00 |
| Clorita | | 0,50 |
| Minerales Opacos | | 5,00 |
| TOTAL | | 100,00 |

4.4.5.4 Textura

Porfidoclástica en matriz criptocristalina.

4.4.5.5 Alteración

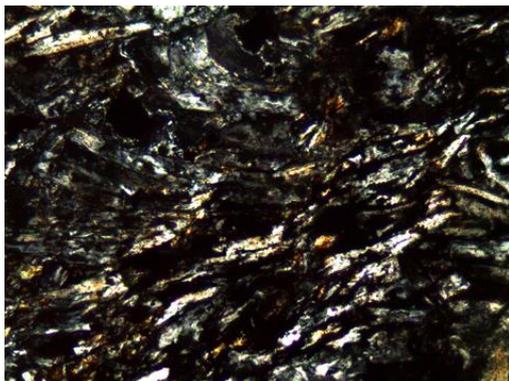
Débilmente Propilitizada y moderada oxidación provenientes de los cristales ferromagnesianos.

4.4.5.6 Clasificación

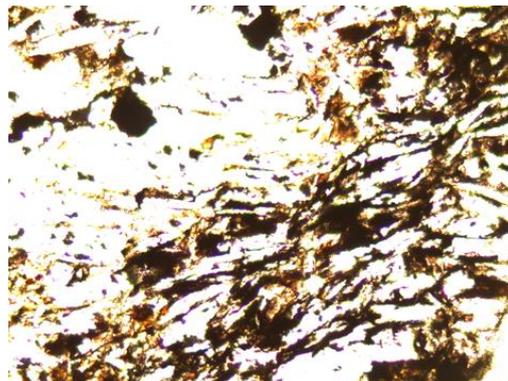
Andesita Porfidoclástica (flesdespatica).

4.4.5.7 Observaciones

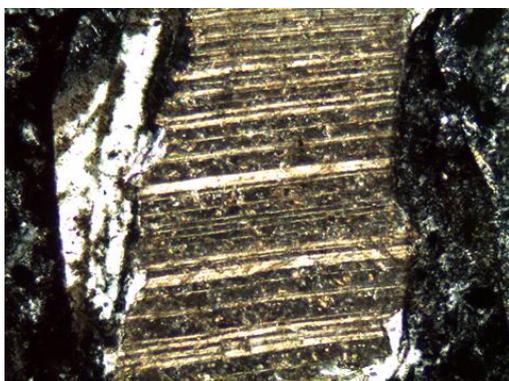
Se observa intersticios con presencia de micropertitas en los fenocristales de plagioclasa.



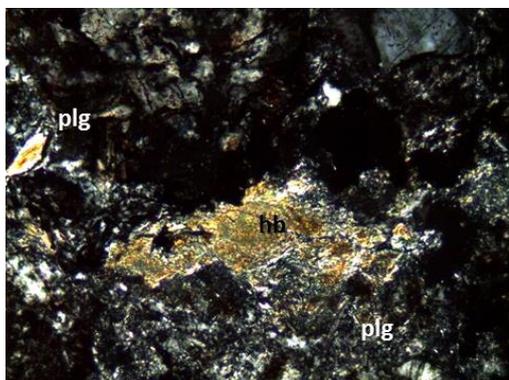
Fotomicrografía 23. (NX): Partículas tipo detrítico de microcristales de plagioclasas (plg) están envueltas por la matriz asociada de plagioclase, arcillas y minerales opacos (plg, arc, op). 40X.



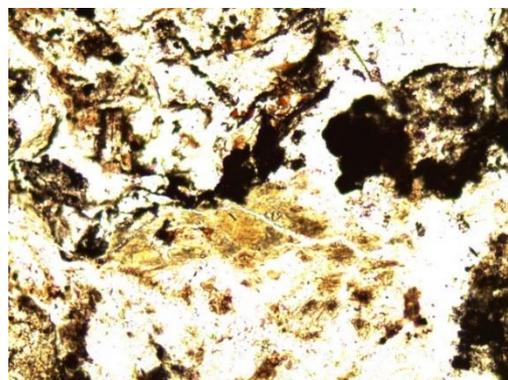
Fotomicrografía 24. (NP): Partículas tipo detrítico de microcristales de plagioclasas (plg) manteniendo una orientación, cambiando la tonalidad y viendo un relieve moderado al mover la platina. 40X.



Fotomicrografía 25. (NX): Plagioclase (plg) bandeada y sub-orientada, débilmente alterada, englobada por microcristales de una posible reordenamiento de cristales. 40X.



Fotomicrografía 26. (NX): Fenocristal de hornblenda alterada y englobada en micro fenocristales de plagioclasas. 40X.



Fotomicrografía 27. (NP): Cristales de típicos de hornblenda de relieve moderado y alto de la plagioclase. 40X.

4.5 MICROSCOPIA DE MINERALES OPACOS

4.5.1 DESCRIPCION MICROSCOPICA de la MUESTRA N°: A-704

Los minerales opacos que se han observado en esta muestra son los que a continuación se describen sus rasgos micrográficos.

4.5.1.1 Minerales Observados

A. Hematita Fe_2O_3

Escasos cristales anhedrales de hematita se encuentran diseminados en las gangas, sus tamaños son hasta de 0,020 mm de longitud; posiblemente se han originado por la alteración de las piritas.

B. Goethita $nFeO(OH)$

Este mineral además de hallarse integrando las microvenillas, se encuentra diseminado y como relleno de las microfracturas de la roca; posiblemente se han originado por la alteración de las piritas, sus formas son anhedrales y sus tamaños son hasta de 0,300 mm de longitud; algunas goethitas exhiben remanentes esqueléticos de hematita dentro de sus playas irregulares; presentan hábito coloforme.

C. Esfalerita ZnS

Cristales anhedrales y con tamaños hasta de 0,700 mm de longitud, están diseminados y también integrando las microvenillas; hay de la variedad casi transparentes, es decir, con escaso contenido de hierro y de los que contienen hasta 4% de hierro.

D. Galena PbS

Diminutos cristales anhedrales de galena están ubicados en los intersticios de algunos cristales de esfalerita y en los intersticios de las gangas (siderita?); sus formas son anhedrales y sus tamaños son hasta de 0,012 mm de longitud.

E. Electrum (Au,Ag,Cu,Pd,Rh)

Escasos cristales anhedrales de electrum con tamaños de 0,018 y 0,012 mm de longitud están asociados a algunos cristales de goethita.

F. Pirita (FeS₂)

Como remanentes esqueléticos están asociadas a las goethitas de las cuales se han originado por alteración; sus formas son anhedrales y sus tamaños son menores de 0,020 mm de longitud.

Cuadro 30: Distribución volumétrica porcentual.

| MINERALES | % HIPÓGENOS | % SUPERGENOS |
|------------|-------------|--------------|
| Pirita | 0,01 | |
| Esfalerita | 0,50 | |
| Electrum | Trz | |
| Hematita | Trz | |
| Galena | Trz | |
| Goethita | 5,00 | |
| Gangas | 94,49 | |
| TOTAL | | 100,00 |

4.5.1.2 Textura

Diseminada, relleno de espacios vacíos y de reemplazamiento.

4.5.2.3 Paragénesis

A.- Depositación Hipógena de los Minerales:

1. Hematita.
2. Pirita.
3. Electrum.
4. Esfalerita.
5. Galena.

B.- Depositación Supérgena de los Minerales:

1. Goethita.

4.5.2.4 Observaciones

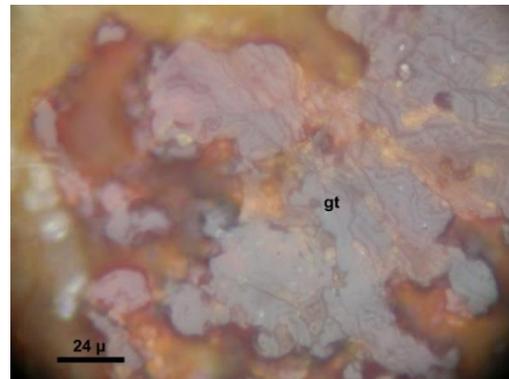
Las goethitas, mayormente están ubicados en las microfracturas, en menor porcentaje están ubicados en los intersticios de las gangas.

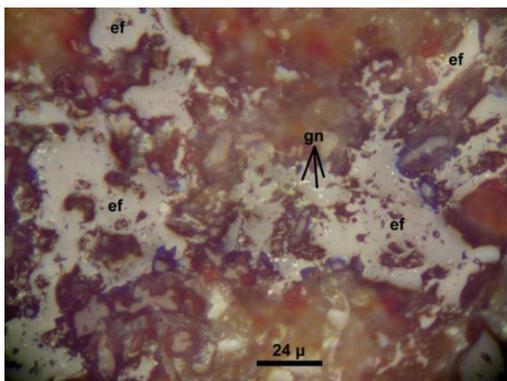
En la muestra, posiblemente, haya argentita o acantita, pero en el orden de trazas y se encontrarían asociadas a las galenas y esfaleritas, habiéndose ubicado en los intersticios de éstas.



Fotomicrografía 28. (NX): Agregados de microcristales de hematita (hm) está diseminada en la ganga (GGs). 500X.

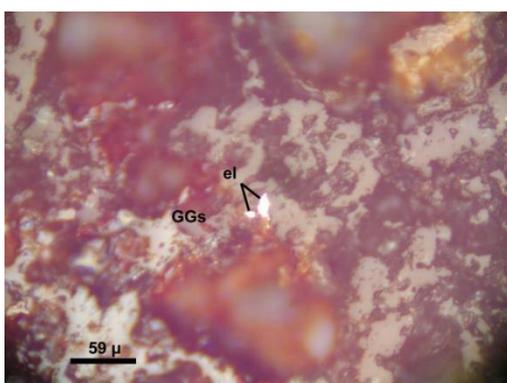
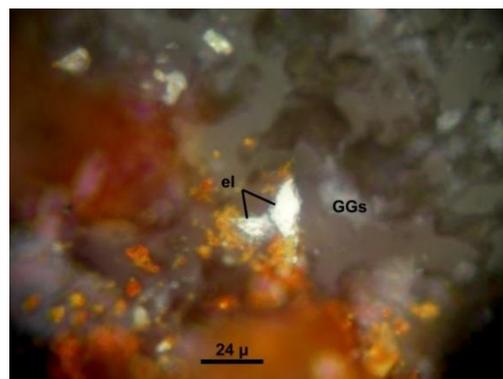
Fotomicrografía 29. (NX): Distribución muy irregular de goethita (gt), la que se halla diseminada en la ganga. 500X.





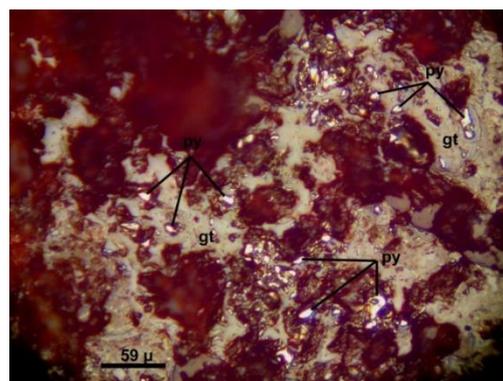
Fotomicrografía 30. (NX): Cristales anhedrales de esfalerita (ef) mostrando algunos de sus intersticios que están rellenos por diminutos cristales de galena (gn). 500X.

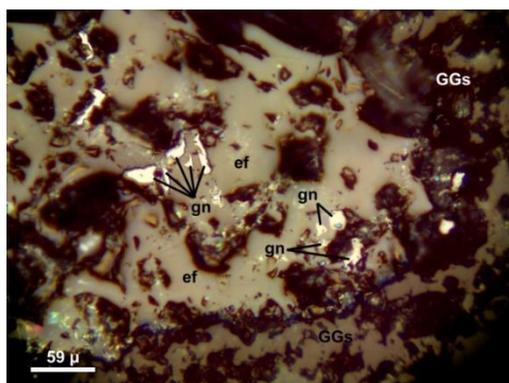
Fotomicrografía 31. (NX): Diminutos cristales de electrum (el) uno de ellos tiene 18 micras de longitud y el otro tiene 12 micras de longitud, están dentro de la ganga (GGs) coloreada por la goethita. 500X.



Fotomicrografía 32. (NX): La misma vista de la anterior, pero observada con menor amplificación, en este caso con 200X.

Fotomicrografía 33. (NX): Remanentes de piritas (py) están dentro de las playas irregulares de goethita (gt), a las que ha dado origen por alteración. 200X.





Fotomicrografía 34. (NX): Cristal anhedral de esfalerita (ef) muestra sus intersticios rellenos por los diminutos cristales de galena (gn). 200X.

4.5.2 DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA DE LA MUESTRA N°: A-609

En esta muestra se han observado los minerales opacos que a continuación se describen sus rasgos micrográficos:

4.5.2.1 Minerales Observados

A. Goethita $n\text{FeO}(\text{OH})$

Están diseminadas en las gangas, donde se han depositados en sus intersticios, motivo por lo que presentan formas anhedrales, posiblemente se han originado por la alteración de las piritas. De ese modo han coloreado a algunos sectores de la muestra; en algunos sectores las goethitas exhiben hábito acicular, en este caso posiblemente se hayan originado por la alteración de las hematitas preexistentes.

C. Pirita FeS_2

Escasos cristales anhedrales de piritas, con escasas micras de diámetro se encuentran diseminadas en las gangas, posiblemente algunas de las goethitas se hayan originado por la alteración de éstas.

Cuadro 31: Distribución volumétrica porcentual.

| MINERALES | % HIPOGENOS | % SUPERGENOS |
|-----------|-------------|--------------|
| Pirita | Trz | |
| Goethita | | 0,10 |
| Gangas | 99,90 | |
| TOTAL | 100,00 | |

4.5.2.2 Textura

Diseminada y de reemplazamiento.

4.5.2.3 Paragénesis

A.- Depositación Hipógena de los Minerales:

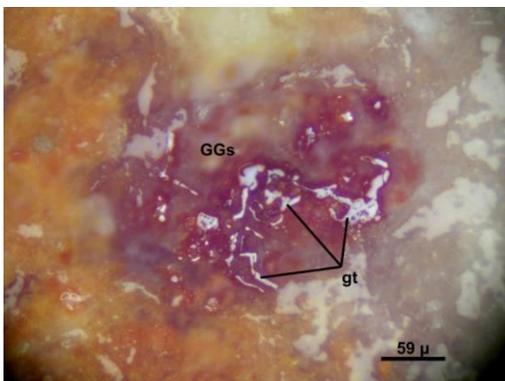
1. Pirita.

B.- Depositación Supérgena de los Minerales:

1. Goethita.

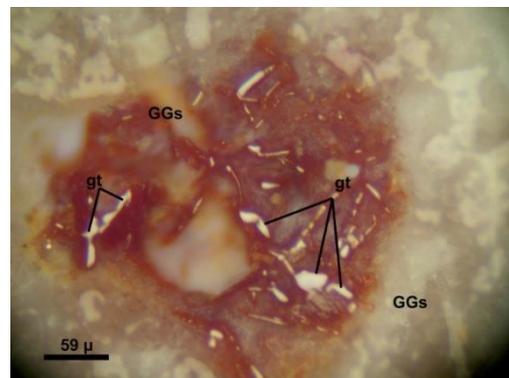
4.5.2.4 Observaciones

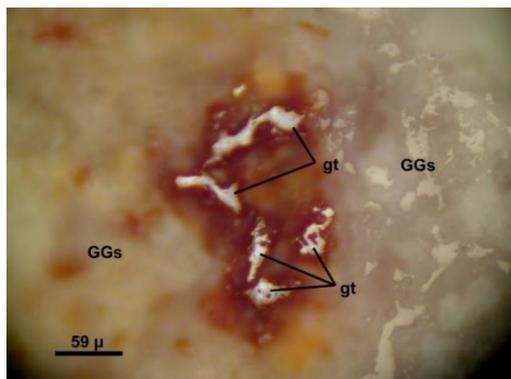
La muestra se halla de intensamente coloreada por la presencia de las goethitas.



Fotomicrografía 35. (NX): Crisales anhedrales de goethita (gt) están diseminados en las gangas (GGs), posiblemente se han originado por la alteración de las piritas preexistentes. 200X.

Fotomicrografía 36. (NX): Crisales anhedrales de goethita (gt) diseminados en las gangas (GGs). 200X.





Fotomicrografía 37. (NX): Cristales anhedrales de goethita (gt) disseminadas en las gangas (GGs). 200X.

4.5.3 DESCRIPCION MACROSCOPICA DE LA MUESTRA N° A-724

4.5.3.1 Minerales Observados

A. Hematita Fe_2O_3

Se observa cristales anhedrales se encuentran disseminadas en las gangas y ligado a la pirita presentan hasta 1 mm de longitud; posiblemente alterado de las piritas.

D. Goethita $nFeO(OH)$

Están disseminados e integran en la micro fracturas como relleno, tiene formas anhedrales de 0.5 mm de longitud, originados a partir de la alteración de la pirita.

E. Pirita FeS_2

Se muestra Cristales anhedrales de 0.1 a 1 mm de longitud, asociadas a hematita y goethita disseminadas en las gangas, posiblemente la goethita se formó de la alteración de estas.

Cuadro 32: Distribución volumétrica porcentual.

| MINERALES | % HIPÓGENOS | % SUPERGENOS |
|-----------|-------------|--------------|
| Pirita | 0,01 | |
| Hematita | Trz | |
| Goethita | | 2,00 |
| Gangas | 98,50 | |
| TOTAL | | 100,00 |

4.5.3.2 Textura

Diseminada, relleno de espacios vacíos y de reemplazamiento.

4.5.3.3 Paragénesis

A.- Depositación Hipógena de los Minerales:

1. Hematita.
2. Pirita.

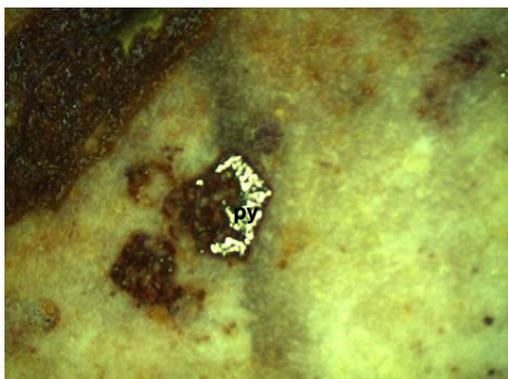
B.- Depositación Supérgena de los Minerales:

1. Goethita.

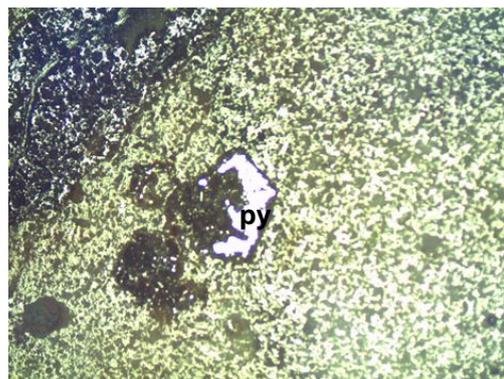
4.5.3.4 Observaciones

Las goethitas, mayormente están ubicados en las microfracturas, en menor porcentaje están ubicados en los intersticios de las gangas.

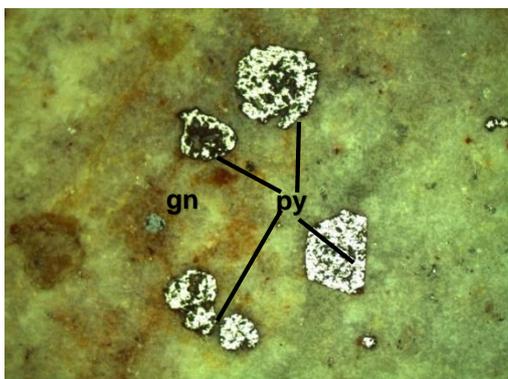
En la muestra, posiblemente, haya argentita o acantita, pero en el orden de trazas y se encontrarían asociadas a las galenas y esfaleritas, habiéndose ubicado en los intersticios de éstas.



Fotomicrografía 38. (NP): Cristal anhedral de Pirita (py) diseminada en la ganga (GGS). 200X.

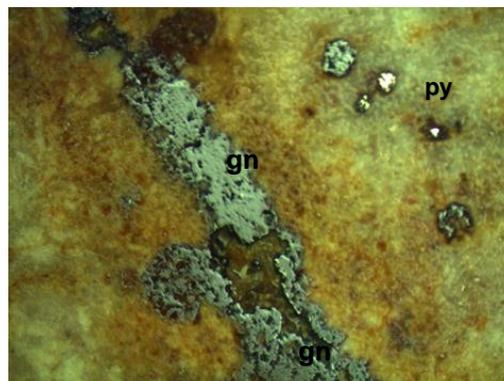


Fotomicrografía 39. (NX): Se muestra una marcada alteración supergena, se manifiesta remplazamiento de la pirita por goethita. 200X.



Fotomicrografía 40. (NP): Se identifica cristales de pirita y cristal de galena anhedrales diseminados. 200X

Fotomicrografía 41. (NP): Cristales de pirita (py) y galena (gn) anhedral, la galena se muestra relleno una microfractura intercreciendo en las gangas (GGs). 200X.



4.5.4 DESCRIPCION MACROSCOPICA DE LA MUESTRA N° A-614

4.5.4.1 Minerales Observados

A. Galena PbS

Se muestra en fenocristales de 0.5 a 1.5 mm de longitud, además de rellenar cavidades y estar diseminado, intercediendo posiblemente con minerales de esfalerita.

B. Hematita Fe_2O_3

Se observa cristales anhedrales se encuentran escasa en las gangas y conjuntamente con la pirita presentan hasta 0.1 a 3 mm de longitud; posiblemente alterado de las piritas.

C. Goethita $n\text{FeO}(\text{OH})$

Están diseminados e integran en la micro fracturas como relleno, tiene formas anhedrales de 0.02 a 0.2 mm de longitud, originados a partir de la alteración de la pirita, asociados a esta.

D. Pirita FeS_2

Se muestra Cristales anhedrales de ..mm de longitud, asociadas a hematita y goethita diseminadas en las gangas, posiblemente la goethita se formó de la alteración de estas.

E. Malaquita $\text{Cu}_2[(\text{OH})_2\text{CO}_3]$

Se encuentra de manera imperfecta asociado con al pirita y la calcita, en gran parte de la sección se muestra con el típico color verde dando la apariencia de remplazamiento total de esta.

F. Calcita CO_3Ca

Se encuentra asociada la pirita y la malaquita de 0.5 a 2.5 mm de longitud, mostrándose transparente con cierta tonalidad verdusca por la malaquita.

Cuadro 33: Distribución volumétrica porcentual.

| MINERALES | % HIPÓGENOS | % SUPERGENOS |
|-----------|-------------|--------------|
| Pirita | 0,01 | |
| Hematita | Trz | |
| Goethita | | 3,00 |
| Calcita | | 3,00 |
| Malaquita | 25,00 | |
| Gangas | 70,00 | |
| TOTAL | | 100,00 |

4.5.4.1 Textura

Diseminada, relleno de espacios vacíos y de reemplazamiento.

4.5.4.2 Paragénesis**A.- Depositación Hipógena de los Minerales:**

1. Hematita.
2. Pirita.

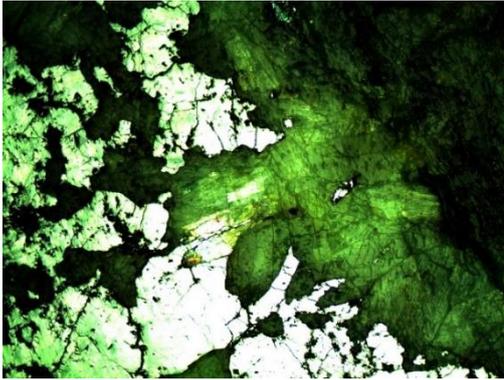
B.- Depositación Supérgena de los Minerales:

1. Goethita.
2. Malaquita
3. Calcita.

4.5.4.3 Observaciones

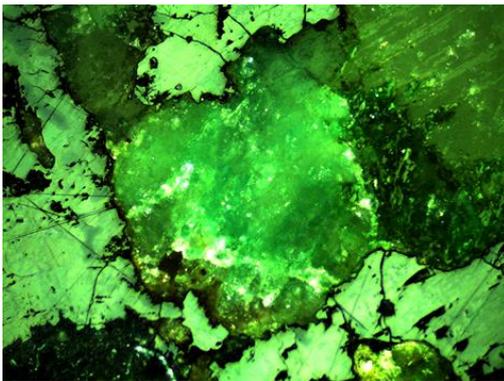
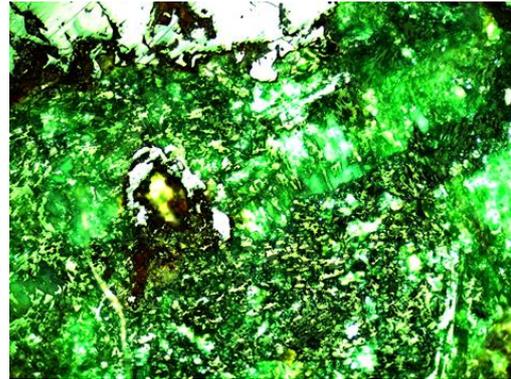
Las goethitas, mayormente están ubicados en las microfracturas, en menor porcentaje están ubicados en los intersticios de las gangas.

En la muestra, posiblemente, haya argentita o acantita, pero en el orden de trazas se encontrarían asociadas a las galenas y esfaleritas, habiéndose ubicado en los intersticios de éstas.



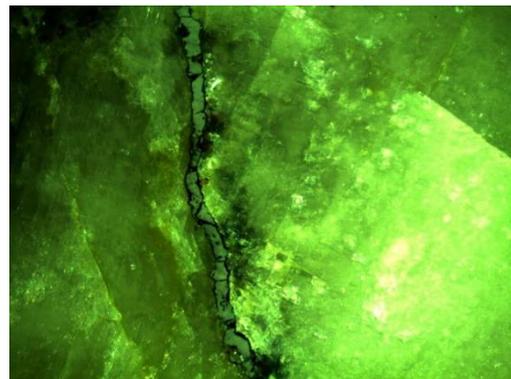
Fotomicrografía 42. (NX): Cristales anhedrales de galena, malaquita y calcita estos últimos como minerales de ganga. 200X.

Fotomicrografía 43. (NX): Se muestra cristales de galena anhedrales, malaquita, calcita y hematitas alteradas en base a la pirita. 200X.



Fotomicrografía 44. (NX): Cristales de galena anhedrales en la parte superior central, inferior derecha y margen izquierdo ordenado a la calcita en la parte central, juntamente con la malaquita. 200X.

Fotomicrografía 45. (NP): Galena relleno microfracturas ligada a la calcita. 200X.



4.6 MINERALOGÍA

4.6.1 MINERALES ECONÓMICOS

4.6.1.1 Oro (Au)

El oro se encuentra en la zona de intermedia sulfuración como estructuras vetiformes de manera finamente diseminada y en el alta sulfuración como electrum finamente diseminada, controlada litológicamente.

4.6.1.2 Plata (Ag)

Este mineral se encuentra como electrum que mantiene un 25% a 28%; se encuentra diseminado muy fino.

4.6.1.3 Cobre (Cu)

Se encuentra diseminado, relleno de cavidades, como parche alojadas en vetas una asociación de Covelina (CuS), Calcosina (Cu_2S), Calcopirita (CuFeS_2)

4.6.1.4 Plomo (Pb)

El plomo es observable de manera microscópica resultando trz, finamente diseminando.

4.6.1.5 Zinc (Zn)

Se observa microscópicamente asociado a la galena (PbS) muy fina y diseminada, relleno de cavidades.

4.6.2 MINERALES DE GANGA

4.6.2.1 Pirita FeS_2

El principal mineral de ganga se encuentra en sectores de alteración propilítica, presenta ocurrencias de pirita-arcilla al este del prospecto vicuña

4.6.2.2 Goethita $n\text{FeO}(\text{OH})$

Se encuentra diseminada y asociada a minerales de plata, vista microscópicamente.

4.6.2.3 Limonita $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{H}_2\text{O})_n$

Se encuentra como patinas y rellenando fracturas asociada al cuarzo y jarosita.

4.5.2.4 Jarosita $(\text{SiO}_4)_2\text{KFe}_3(\text{OH})_6$

Este mineral se observa como patinas y parches ligados al cuarzo.

4.5.2.5 Malaquita $\text{Cu}_2[(\text{OH})_2\text{CO}_3]$

Se observa en las vetas como relleno y patina, asociadas a los sulfuros de cobre y al cuarzo

4.5.2.6 Calcita CO_3Ca

Se encuentra en rellenando fracturas ligada a las vetas asociada a la malaquita, crisocola, sulfuros de cobre.

4.5.2.7 Crisocola $\text{Cu}_4\text{H}_4[(\text{OH})_8\text{Si}_4\text{O}_{10}]$

Se observa en asociada a vetas de cobre, juntamente con la malaquita, presenta cristalización subhedral.

4.5.2.8 Cuarzo SiO_2

Es un principal mineral de ganga que se encuentra en la en el Prospecto de manera puntual en a manera de sílice-arcillas.

4.5.2.9 Hematita Fe_2O_3

Este mineral se muestra de manera supergena ligada a minerales de clorita y calcita.

4.5.2.10 Clorita $(\text{Si}_4\text{O}_{10})\text{Mg}_3(\text{OH})_2 \cdot \text{Mg}_3(\text{OH})$

Mineral típico de alteración propilítica se encuentra como parches, patinas y finamente diseminada asociada a la pirita.

4.5.2.11 Alunita $(\text{KAl}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6)$

Mineral de alteración, se encuentra finamente diseminado, asociada a la alteración argílica.

4.7 MINERALIZACIÓN

4.7.1 MINERALIZACIÓN DISEMINADA

Este tipo de mineralización se caracteriza por un control litológico, presenta una típica diseminación en cuerpos mineralizados, mediante los resultados cabe la posibilidad de un yacimiento Epitermal de baja sulfuración y Epitermal de Alta Sulfuración.

Se ha reconocido un sector de sistema de Baja Sulfuración, en la zona de V-1 de dimensiones de 150 m x 150 m en promedio donde se aprecia ensambles de cuarzo hialino con venillas de sulfuro de plomo y puntualmente sílice oquerosa. La alteración que conforma es básicamente de silicificación con bordes de Propilitización.

4.7.2 MINERALIZACIÓN EN VETA.

Se caracteriza por mineralización de oro, plata, cobre Tenemos 15 vetas y vetillas reconocidas en las áreas de V-1 y V-2, las características de dimensiones

de longitud varía de 5 m a 30 m, espesor desde 0.01m hasta 1 m, donde resaltan a la vista en la zona V-1 (Vetas Definidas), con respecto a la zona V-2 (Vetillas). Por tener un ensamble de minerales polimetálicos se interpreta como un Epitermal de baja sulfuración. La mineralización está conformada por Cuarzo - Calcita intercaladas con bandas de sulfuros, a su misma vez se observa mineralización secundaria como los óxidos de Cobre. La roca Hospedante de esta mineralización es la Toba Andesita Feldespática, se interpreta como parte distal del sistema porfirítico, por la presencia de alteración propilítica.

4.7.3 RECURSOS MINERALES

Tenemos 3 áreas V-1, V-2, V-3 de intensa alteración que se presentan en las 3 zonas y abarcan dimensiones de mayores a 1 km x 0.5 a 0.3 km, donde ocurren en forma aislada pequeñas franjas y brechadas silicificadas, rodeadas por halos de alteración argílica avanzada, gradando hacia fuera a zonas argílicas.

Esta alteración se interpreta como “feeders” remanentes de un sistema de alta sulfuración, cuya zona mineralizada principal de “silica vuggy” aparentemente ya fue erosionado; y su probable proyección en profundidad sería una posible transición a niveles de mineralización en profundidad.

Se tienen 15 vetas y vetillas reconocidas en las áreas de V1 y V2, las características de dimensiones de longitud varía de 5 m a 30 m, espesor desde 0.01m hasta 1 m, donde resaltan a la vista en la zona V1 (Vetas Definidas), con respecto a la zona V2 (Vetillas).

La mineralización está conformada por Cuarzo - Calcita intercaladas con bandas de sulfuros, a su misma vez se observa mineralización secundaria como los óxidos de Cobre.

La roca Hospedante de esta mineralización es la Toba Andesítica Feldespática, se interpreta como parte distal del sistema porfirítico, por presentarse en la alteración propilítica.

Se ha reconocido un pequeño sistema de Baja Sulfuración, en la zona de V-1 de dimensiones de 150 m x 150 m en promedio, donde se aprecia ensambles de cuarzo hialino con vetillas de sulfuro de Pb y puntualmente vuggy silica en la parte central. La alteración que conforma es básicamente de silicificación con bordes de propilitización.

CONCLUSIONES

- El área de estudio se ha dividido en 3 áreas V-1, V-2 y V-3 con afloramientos de Tobas Volcánicas Andesíticas con sistemas estructurales NW-SE y NE-SW con áreas de extensa alteración argílica con proyección de mineralización en profundidad.
- Se ha reconocido entre 15 vetas y vetillas con dimensiones de 0.5 a 0.3 km principalmente con mineralización de Cobre (Covelina).
- En V-1, presentan mineralización de vetas y vetillas de Au-Cu en la zona propilítica y un área de baja sulfuración con valores máximo de Au 16.4 ppm y Ag 624ppm.
- Los estudios PIMA realizados nos muestran con certeza los minerales de: Alunita, Caolinita, Halloysita, Calcita, Montmorillita, Sericita, Pirofilita, Cuarzo, Illita; los que nos identifica un yacimiento de Alta sulfuración superpuesta a una de intermedia sulfuración por presentar minerales característicos de estos ambientes de formación.
- Los análisis Geoquímico de las muestras colectadas nos muestra que los valores de Cobre oscilan desde 1 ppm a 1410 ppm, Oro desde 0.005 ppm a 0.01 ppm, plata desde 5.41 ppm a 624 ppm como valores mínimos lo que nos permite contrastar que en las área superficial estudiadas en algunas muestras dan valores a considerar de oro, plata, cobre.
- El análisis Petrominerográfico muestran presencia de minerales económicos Cobre (Covelina), Oro y Plata (Electrum) relacionados con alteración hidrotermal argílica intermedia a argílica avanzada.
- La existencia de rasgos positivos en el análisis PIMA y Geoquímico presentando valores en Cobre, Oro, Plata no constituyen en la actualidad un atractivo económico para continuar con mayores estudio geológicos.
- Cabe indicar que tenemos un valor alto en Cobre (Cu) acompañado de otras muestras que dan resultados en promedio de 1 Oz-Ag, el valor en Oro es relativamente baja (de 0.1 Au-Gr/ton), confirmando la mineralización económica que pueda tener en profundidad.
- El Prospecto Vicuña, se ubica en la franja de depósitos Epitermales de Au y Ag del Mioceno y en el centro del distrito minero de Epitermales en lineamientos de las extensas cubiertas regionales de alteración argílica.

RECOMENDACIONES

- Se recomienda, extender muestreos de manera sistemática y realizar trincheras “tipo cruz” en las áreas de interés y sus sectores para realizar las líneas de prospección geofísica que se tienen proyectadas en las zonas V-1, V-2 y V-3 como un recurso más en la aspiración de revelar las ventajas económicas de este prospecto.
- Se recomienda utilizar los resultados geofísicos si muestran valores y condiciones interesantes lo cual se deberá realizar una campaña de perforación diamantina y cerciorar valores económicos a mayor escala.
- Continuar con la colecta de muestras y contar con una nueva librería espectral, las cuales pueden definir las áreas de interés mediante un análisis PIMA con muestras sistemáticas para descartar o tener mejores resultados en el área de concesión.
- El análisis de interpretación de imágenes satelitales, pueden tener mayor precisión en la zonas de alteración hidrotermal con los análisis geoquímicos y de geofísica que complementaria a reducir zonas de exploración.
- Se recomienda utilizar técnicas específicas para las interpretaciones de estructuras circulares.

BIBLIOGRAFÍA

- ALBINO, G.V. (1994). Time-pH-fO₂ Paths of Hydrothermal Fluids and the Origin of Quartz-Alunite- Gold Deposits; United States Geological Survey, Bulletin 2081, pp. 33-42.
- ATENCIO, E & SALGADO, T. (2003), Memoria Descriptiva de la Revisión y Actualización del cuadrángulo de Laramate (29-n) a escala 1:100 000, INGEMMET, Lima-Perú.
- ATKINSON, W. W.; SKEWES, M. A.; STERN, CH. (2007), Brechas Hidrotermales y Geoquímica de Depósitos Hidrotermales. In: SEMINARIO: Capitulo de Ingeniería Geológica. CIP – Lima.
- CASTILLO, J., BARREDA J., VELA C. (1993), Geología de los cuadrángulos Laramate y Santa Ana, INGEMMET, Lima-Perú.
- CHIRIF, L. (2010), Microscopia Óptica de Minerales. Boletín N 1 serie J, Tópicos de Geología. Lima – Perú.
- CLARK, R.N., KING, T., KLEFWA, M., SWAYZE, G.A. & VERGO, N., (1990), Espectroscopía de reflectancia de alta resolución para minerales: Journal of Geophysical Research, v. 95, no. B-8, p. 12,653-12,680.
- CORBETT, G.J. Y LEACH, T.M. (1998). Southwest Pacific Rim Gold-Copper Systems: Structure, Alteration, and Mineralization. Society of Economic Geologist, Special Publication Number 6, 237 pp.
- CROWLEY, J. K., 1984, Reflectancia de la zunyita en la zona cercana al infrarrojo: Implicancias en el mapeo de campo y la detección por sensores remotos de rocas con alto contenido de alúmina hidrotermalmente alteradas: Economic Geology v.79, p. 553-557.
- DANA – HULBURT (1960), Manual de Mineralogía, Ed. Reverte S.A. Barcelona-Buenos Aires-Mexico.
- DENNISS A.M., COLMAN, T.B., COOPER, D.C, HATTON, W.A., & SHAW, M.H., (1999), El uso combinado de las tecnologías PIMA y VULCAN para la evaluación de depósitos minerales en la mina Parys Mountain, Anglesey, UK: International Conference on Applied Geologic Remote Sensing, 13 th , Vancouver, B.C., March 1-3, 1999, ERIM International Inc., Proceedings, p. I-25-32.

- DÍAZ, M. A. (2002). Geoestadística Aplicada, Instituto de Geofísica, UNAM, Instituto de Geofísica y Astronomía, CITMA, Cuba.
- FARMER, V.C., (1974), Los espectros infrarrojos de los minerales: Mineralogical Society of London, Dorking, Surrey, Adlar and Son Ltd., Monograph 4, 539 p.
- GROVE, C.I., HOOK, S., Y PAYLOR, E.D., (1992), Espectros de reflectancia de laboratorio de 160 minerales, 0.4 a 2.5 micrometros: Pilot Land Data Systems, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, California, JPL Publication 92-2.
- HAUFF, P.L. (1993), SPECMIN TM Sistema de Identificación de Minerales y Archivo Espectral, v. 1 y 2.: Arvada, Colorado, Spectral International, Inc., 600 p.
- HUNT, G.R., Y ASHLEY, R.P. (1979), Espectros de rocas alteradas en el infrarrojo visible y el infrarrojo cercano: Economic Geology, v. 74, p. 1613-1629.
- HUNT, G.R., Y SALISBURY, J.W., (1970), Imágenes espectrales del infrarrojo visible y del infrarrojo cercano de minerales y rocas: I. Silicatos: Modern Geology, v. 1, p.23-30.
- HUNT, G.R., Y SALISBURY, J.W., (1971), Imágenes espectrales del infrarrojo visible y del infrarrojo cercano de minerales y rocas: II Carbonatos, IV. Sulfuros y Sulfatos, VI Silicatos adicionales: Modern Geology, v. 2,3,4 p.1-300
- HUSTON, D.L., KAMPRAD, J., Y BRAUHART, C., (1999), Definición de zonas de alteración de altas temperaturas con PIMA: Un ejemplo del distrito Panorama VHMS, central Pilbara Craton: Australian Geological Survey Organization Research Newsletter, v. 30, p. 10-12.
- KODAMA, H., 1985, Imágenes espectrales del infrarrojo de minerales; guía de referencia para la identificación y caracterización de minerales para el estudio de suelos: Research Branch Agriculture Canada, Technical Bulletin 1985-1E, 197 p.
- KRUSE, F.A. Y HAUFF, P.L., (1991), Identificación del zonamiento de diferentes tipos de illita en depósitos de oro diseminado usando el espectrómetro de reflectancia y la difracción con rayos X- potencial para el mapeo con espectrómetros: IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, v. 29, p. 1101-1104.
- MAREL, H.W. Y BEUTELSPACHER, H., (1976), Atlas de la espectroscopia del infrarrojo y los minerales arcillosos y sus mezclas. Amsterdam, Elsevier, 396 p.

- MARSH, S.E. Y MCKEON, J.B., (1983), Análisis integrado de los datos de alta resolución con espectralradiómetros de campo y aerotransportados para el mapeo de alteraciones: *Economic Geology*, v.78, p. 618-632.
- MARTINEZ-ALONSO, S.E., GOETZ, A.F.H., ATKINSON, W.W., KRUSE, F.A. Y EBERL, D.D., (1999), Estudio a multiescala de las imágenes espectrales del infrarrojo de minerales arcillosos: de cálculos “ab initio quantum” para sensores remotos hiperespectrales: *International Conference on Applied Geologic Remote Sensing*, 13th, Vancouver, B.C., March1-3, 1999, ERIM International Inc., Proceedings, p. I-174-181.
- MATHERON, G. (1969), Curso de Geoestadística, Fascículo 2 traducido al español por Marco ALFARO, 2005; Centro de Geoestadística de la Escuela de Minas, Paris.
- MEYER, C. & HEMLEY, J.J. (1967). Wall Rock Alteration. En: *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, Primera Edición, Hubert L. Barnes (ed.), Holt, Rinehart and Winston Inc. Publication, 166-235.
- MOENKE, H., (1962), *Spektralanalyse von mineralien und gesteinen; eine anleitung zur emissions und absorptionsspektroskopie*: Leipzig, Akademie Verlagsges. (in German).
- OSORIO, V. (2007), Tesis de Alteraciones y Mineralización en Prospecto Carla, Región de Antofagasta, U. de Chile.
- OYARZÚN J., GEOL. DR. SC., 2009, *Léxico sobre procesos y estructuras geológicas*, Universidad de La Serena – Chile.
- PALACIOS, O. & SANCHEZ, A. & HERREA, F., (1995), *Geología del Perú*, Boletín N°55 seria A: Carta Geológica Nacional, Lima-Perú.
- PASSOS, R.V., Y DE SOUZA FILHO, C.R., (1999), Mapeo mineral-espectral usando espectrometría de campo y la geometría de zonas de alteración hidrotermal asociadas con mineralización de oro mesotermal: Un caso estudiado en el Depósito Brumal, Cuadrilatero, Ferrifero, Brazil: *International Conference on Applied Geologic Remote Sensing*, 13th, ERIM International Inc., Proceedings, p. I-73-80.
- POZO, M., GONZALES, J., GINER, J. (2010), *Geología Practica. Introducción al reconocimiento de Materiales y Análisis de Mapas*. Madrid-España. PERSON.

- ROSE A.W. Y BURT, (1979), Alteración hidrotermal, en Barnes, H.L., ed., Geoquímica de depósitos minerales hidrotermales: Nueva York, Wiley-Interscience, p. 173-235.
- SHEN, X.C., DUNLOP, A.C. Y COHEN, D.R., (1999), Caracterización de los perfiles de regolitos residuales y transportados usando el PIMA II (abs): The Association of Exploration Geochemists, International Geochemical Exploration Symposium, 19th, Vancouver, B.C., April 1999, Program and Abstracts, p. 137-138.
- SILLITOE, R.H. (1993), Modelos epitermales: tipos genéticos, controles geométricos y características de poca profundidad: Geological Association of Canada Special Paper 40, p. 403-417.
- SPECTRAL INTERNATIONAL INC. (2005), Espectroscopia de Reflectancia Aplicada, Spectral International inc., Arvada, Colorado, USA.
- STEWART, A. Y KAMPRAD, J., (1997), Penetrando la superficie de un regolito; Identificación de las rocas originales de rocas equivalentes intemperizadas, Eastern Goldfields, Western Australia: Australian Geological Survey Organisation Research Newsletter 26, May 1997, 6 p.
- THOMPSON, A.J.B. Y THOMPSON, J. F. H., (1996), Atlas de alteración: Una guía de campo y petrográfica para minerales de alteración hidrotermal: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, 119 p.
- WHITE, N.C., & HEDENQUIST, J.W., 1990, Ambientes epitermales y estilos de mineralización: Variaciones y sus causas y guías para la exploración: Journal of Geochemical Exploration, v. 36, p. 445-474.
- ZHANG, G., PAN, Y. Y CHEN, N., (1998), Un estudio de la espectroscopía de reflectancia de onda corta del Infrarrojo (SWIR) de un grupo de minerales de kaolinita en el Athabasca basin, Saskatchewan (abs): Geological Association of Canada and Mineralogical Association of Canada Abstract Volume, Quebec 1998, Abstracts, p. A-203.

ANEXOS