



## **Red DESIR**

# **MÁSTER INTERNACIONAL APROVECHAMIENTO SOSTENIBLE DE LOS RECURSOS MINERALES**

**Línea:**

**RECURSOS GEOLÓGICOS PARA UN DESARROLLO  
SOSTENIBLE**

**TESIS DE MAESTRÍA**

***CARACTERIZACIÓN MINERALÓGICA Y  
GEOQUÍMICA DE LA VETA PALLANCATA –  
APLICACIONES A LA EXPLORACIÓN MINERA  
PARINACOCHAS-AYACUCHO  
PERÚ***

Jorge Edgardo Gamarra Urrunaga

Marzo – 2008



**MÁSTER INTERNACIONAL  
APROVECHAMIENTO SOSTENIBLE DE LOS RECURSOS  
MINERALES**

Como director del Trabajo,

Autorizo la presentación de la Tesis de Maestría

***CARACTERIZACIÓN MINERALÓGICA Y GEOQUÍMICA DE LA VETA  
PALLANCATA – APLICACIONES A LA EXPLORACION MINERA  
PARINACOCHAS – AYACUCHO – PERU***

Realizado por

***JORGE EDGARDO GAMARRA URRUNAGA***

Bajo mi dirección

y

**Dr. HEINZ-JÜRGEN BERNHARDT**

Firmado: **Prof. RICARDO CASTROVIEJO BOLIBAR**

Fecha: *18 marzo 2008*.....

## Red DESIR

Constituido el tribunal nombrado por el Coordinador Internacional del Programa de Máster Aprovechamiento Sostenible de los Recursos Minerales, el día 22 de ABRIL de 2006

Presidente: ROLANDO CARRASCAL MIRANDA.

Vocal: ALBERTO RIOS CARRANZA

:  
Secretario: MIGUEL RIVERA FETJÓ

Realizado el acto de defensa y lectura de la Tesis de Maestría el día el día 22 de ABRIL de 2006



EL PRESIDENTE



LOS VOCALES



EL SECRETARIO

## ÍNDICE

	Pág.
<b>RESUMEN</b>	I
<b>ABSTRACT</b>	III
<b>AGRADECIMIENTOS</b>	V
<b>CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN</b>	1
I.1. Presentación	1
I.2. Planteamiento del problema	2
I.3. Objetivos de la investigación	3
I.4. Ubicación y accesos	3
I.5. Datos de producción	4
<b>CAPÍTULO II: ESTADO DEL ARTE</b>	6
II.1. Marco geológico	6
II.2. Yacimientos epitermales	8
II.2.1. Caracterización de los yacimientos epitermales	8
II.2.2. Entorno geológico de los procesos epitermales	8
II.2.3. Clasificación de los yacimientos epitermales	10
II.3. Las texturas en el ámbito epitermal	16
II.3.1. Texturas de reemplazo	16
II.3.2. Texturas de relleno filoniano	17
II.4. Aplicación de la microscopía de menas en la tecnología mineral	26
<b>CAPÍTULO III: METODOLOGÍA</b>	27
III.1. Cartografía geológica de superficie	27
III.2. Cartografía en interior mina	28
III.3. Levantamiento e interpretación de columna de sondeos	28
III.4. Estudios petro-mineragráficos	29
III.5. Microanálisis cuantitativos	29
III.6. Análisis factorial de datos geoquímicos de sondeos	36
III.7. Cocientes metálicos	37
III.8. Consideraciones geotermométricas	39

<b>CAPÍTULO IV: PROCESO EXPERIMENTAL</b>	41
IV.1. Litoestratigrafía	41
IV.1.1. Basamento cretácico	41
IV.1.2. Unidad inferior	42
IV.1.3. Unidad media	44
IV.1.4. Unidad superior	46
IV.1.5. Unidades intrusivas	46
IV.2. Rasgos estructurales	49
IV.3. Distribución de la mineralización	51
IV.4. Alteraciones hidrotermales	53
IV.5. Mineralogía de la veta Pallancata	55
IV.5.1. Caracterización microscópica	56
IV.5.2. Estadios paragenéticos	72
IV.6. Microanálisis cuantitativo	83
IV.6.1. Minerales Identificados	84
IV.6.2. Cálculo de fórmulas estructurales	108
IV.7. Geoquímica de las menas metálicas de la veta Pallancata	118
IV.7.1. Distribución en curvas de isocontenidos	119
IV.7.2. Análisis estadístico de la información geoquímica	122
IV.7.2.1. Análisis factorial	123
IV.7.2.2. Cocienes metálicos	126
IV.8. Consideraciones geotermométricas	130
<b>CAPÍTULO V: ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS</b>	137
<b>CAPÍTULO VI: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES</b>	147
<b>CAPÍTULO VII: BIBLIOGRAFÍA</b>	150

## RELACIÓN DE FIGURAS

- Figura 1:** Plano de ubicación y accesos a la mina Pallancata
- Figura 2:** Ubicación de la mina Pallancata en el arco volcánico miocénico y su relación con otros yacimientos epitermales de Au-Ag.
- Figura 3:** Esquema comparativo de los procesos involucrados en la formación de yacimientos epitermales de baja y altabaja sulfuración.
- Figura 4:** Texturas de reemplazamiento.
- Figura 5:** Texturas de relleno filoniano
- Figura 6:** Tiempo de equilibrio para diversos sulfuros involucrados en reacciones al estado sólido (Barnes, 1979)
- Figura 7:** Texturas en espacios abiertos:
- Figura 8:** Textura brechoide
- Figura 9:** Microsonda electrónica CAMECA SX-50
- Figura 10:** Esquema de los efectos producidos por interacción entre la materia y el haz de electrones.
- Figura 11:** Afloramientos y muestras de sondeos de la unidad inferior
- Figura 12:** Afloramientos y muestras de sondeos de la unidad media:
- Figura 13:** Afloramientos de la unidad superior
- Figura 14:** Unidades intrusitas.
- Figura 15:** Mapa geológico y perfil geológicos simplificados.
- Figura 16:** Afloramiento de la Veta Pallancata.
- Figura 17:** Venilla con morfología en “cola de caballo” indicando desplazamiento sinistral.
- Figura 18:** Traza de la Veta Pallancata con las labores en ejecución.
- Figura 19:** Fotomicrografías de alteración cuarzo – sericita
- Figura 20:** Andesita afanítica gris verdosa con fuerte alteración propilítica.
- Figura 21:** Sección longitudinal de la Veta Pallancata – Ubicación de muestras para estudios petro-minerográficos.
- Figura 22:** Texturas del cuarzo epitermal
- Figura 23:** Fotomicrografías de adularia
- Figura 24:** Fotomicrografías de sericita
- Figura 25:** Relictos de calcita embutidos en cuarzo de relleno 1 (Qz1)
- Figura 26:** Fotomicrografías de esfalerita y galena

- Figura 27:** Fotomicrografías de la serie proustita – pirargirita
- Figura 28:** Fotomicrografías de calcopirita:
- Figura 29:** Fotomicrografías de la serie pearceita – polibasita
- Figura 30:** Fotomicrografías de argentita
- Figura 31:** Fotomicrografías de estefanita
- Figura 32:** Fotomicrografías de estromeyerita
- Figura 33:** Fotomicrografías de electrum
- Figura 34:** Fotomicrografías de covelina
- Figura 35:** Fotomicrografías de goethita
- Figura 36:** Fotografías estadio 1
- Figura 37:** Fotografías estadio 2
- Figura 38:** Fotografías estadio 3
- Figura 39:** Fotografías estadio 4
- Figura 40a:** Fotografías estadio 5 – Bonanza
- Figura 40b:** Fotografías estadio 5 – Bonanza:
- Figura 41:** Fotografías estadio 6
- Figura 42:** Fotografías estadio 7
- Figura 43:** Porcentaje en peso total en muestras analizadas.
- Figura 44:** Distribución del porcentaje en peso (%w) de Plata contenido en sulfuros y sulfosales.
- Figura 45:** Imágenes BSE en serie proustita – pirargirita
- Figura 46:** Distribución atómica As/Sb en la serie Pearceita-Polibasita
- Figura 47:** Correlación wAg-wCu en la serie Pearceita – Polibasita
- Figura 48:** Distribución del contenido en oro: serie Pearceita (wAs) – Polibasita (wSb).
- Figura 49:** Contenido en porcentaje en peso de Au en la serie Pearceita – Polibasita.
- Figura 50:** Imágenes BSE en serie pearceita – polibasita
- Figura 51:** Relación As/Sb en series Proustita – Pirargirita y Pearceita – Polibasita.
- Figura 52:** Variación del contenido de Plata en Argentita.
- Figura 53:** Registro del espectrómetro EDS en argentita II
- Figura 54:** Imágenes BSE de argentita I y II
- Figura 55:** Imágenes BSE de estefanita
- Figura 56:** Contenidos de Ag – Au en Electrum
- Figura 57:** Imágenes BSE de electrum

- Figura 58:** Imágenes de Uyténbogaardtita
- Figura 59:** Imagen BSE de estromeyerita
- Figura 60:** Imagen BSE de jalpaita
- Figura 61:** Imágenes de miargirita
- Figura 62:** Sección longitudinal de la Veta Pallancata – curvas de distribución de isocontenidos de Ag (LogAg).
- Figura 63:** Sección longitudinal de la Veta Pallancata – curvas de distribución de isocontenidos de Au (LogAu).
- Figura 64:** Sección longitudinal de la Veta Pallancata – curvas de distribución de isocontenidos de Pb (LogPb).
- Figura 65:** Sección longitudinal de la Veta Pallancata – curvas de distribución de isocontenidos de An (LogZn).
- Figura 66:** Sección longitudinal de la Veta Pallancata – curvas de distribución de isocontenidos de An (LogZn).
- Figura 67:** Variograma para valores de Ag en la veta Pallancata
- Figura 68:** Sección longitudinal de la Veta Pallancata – curvas de distribución de isovalores del Factor-F1 (LogF1).
- Figura 69:** Sección longitudinal de la Veta Pallancata – curvas de distribución de isovalores del Factor-F2 (LogF2).
- Figura 70:** Sección longitudinal de la Veta Pallancata – curvas de cocientes metálicos Au/Ag (LogAu/LogAg).
- Figura 71:** Sección longitudinal de la Veta Pallancata – curvas de cocientes metálicos Ag/Zn (LogAg/LogZn).
- Figura 72:** Sección longitudinal de la Veta Pallancata – curvas de cocientes metálicos Ag/Pb (LogAg/LogPb).
- Figura 73:** Sección longitudinal de la Veta Pallancata – curvas de cocientes metálicos Zn/Pb (LogZn/LogPb).
- Figura 74:** Sección longitudinal de la Veta Pallancata – curvas de cocientes metálicos Ag/Sb (LogAg/LogSb).
- Figura 75:** Sección longitudinal de la Veta Pallancata – curvas de cocientes metálicos Zn/Cu (LogZn/LogCu).
- Figura 76:** Fotomicrografías de IF.
- Figura 77:** Relaciones de fases en el sistema Ag-S (Keighin & Honea, 1969).



- Figura 78:** Diagrama de fases del sistema Ag-Sb-S enfriados a partir de 600°C hasta 200°C.
- Figura 79:** Variación de la ebullición en función de la salinidad y profundidad (Haas, 1979).
- Figura 80:** Tipos de depósitos epitermales de baja a intermedia sulfuración, según su profundidad de formación relacionados al inicio del proceso de ebullición.
- Figura 81:** Diagrama de correlación entre temperatura y fugacidad de azufre.

### RELACIÓN DE TABLAS

- Tabla 1:** Accesos a la mina Pallancata
- Tabla 2:** Comparaciones entre depósitos de Baja y alta sulfuración.
- Tabla 3:** Inferencias a partir de observaciones texturales y de alteraciones.
- Tabla 4:** Clasificación textural del cuarzo epitermal de relleno filoniano.
- Tabla 5:** Parámetros de calibración para los cristales PET, TAP y LIF.
- Tabla 6:** Aproximaciones geotermométricas a partir de la morfología de Inclusiones Fluidas.
- Tabla 7:** Principales texturas de relleno filoniano observadas en muestras de mano y alforamientos indicando los eventos.
- Tabla 8:** Secuencia paragenética de los minerales de mena y ganga
- Tabla 9:** Resultados en porcentaje en peso (%w) del microanálisis cuantitativo en la serie Proustita-Pirargirita.
- Tabla 10:** Resultados en porcentaje en peso (%w) del microanálisis cuantitativo en la serie Pearceita – Polibasita.
- Tabla 11:** Resultados en porcentaje en peso (%w) del microanálisis cuantitativo en Argentita.
- Tabla 12:** Resultados en porcentaje en peso (%w) del microanálisis cuantitativo en Estefanita.
- Tabla 13:** Resultados en porcentaje en peso (%w) del microanálisis cuantitativo en Electrum.
- Tabla 14:** Resultados en porcentaje en peso (%w) del microanálisis cuantitativo en Uytendogaardtita.
- Tabla 15:** Resultados en porcentaje en peso (%w) del microanálisis cuantitativo en Estromeyerita

- Tabla 16:** Resultados en porcentaje en peso (%w) del microanálisis cuantitativo en Freibergita y Mckinstryita
- Tabla 17:** Resultados en porcentaje en peso (%w) del microanálisis cuantitativo en Jalpaita
- Tabla 18:** Resultados en porcentaje en peso (%w) del microanálisis cuantitativo en Miargirita.
- Tabla 19:** Resultados en porcentaje en peso (%w) del microanálisis cuantitativo en Esfalerita
- Tabla 20:** Resultados en porcentaje en peso (%w) del microanálisis cuantitativo en Galena
- Tabla 21:** Resultados en porcentaje en peso (%w) del microanálisis cuantitativo en calcopirita
- Tabla 22:** Cálculo de la fórmula estructural en la serie proustita – pirargirita.
- Tabla 23:** Cálculo de la fórmula estructural en la serie pearceita – polibasita.
- Tabla 24:** Cálculo de la fórmula estructural de Argentita.
- Tabla 25:** Cálculo de la fórmula estructural de Estefanita
- Tabla 26:** Cálculo de la fórmula estructural en Electrum
- Tabla 27:** Cálculo de la fórmula estructural en Uyttenbogaardtita
- Tabla 28:** Cálculo de la fórmula estructural de Estromeyerita.
- Tabla 29:** Cálculo de la fórmula estructural en Freibergita.
- Tabla 30:** Cálculo de la fórmula estructural de Mckinstryita.
- Tabla 31:** Cálculo de la fórmula estructural de Jalpaita.
- Tabla 32:** Cálculo de la fórmula estructural de Miargirita.
- Tabla 33:** Cálculo de la fórmula estructural de Esfalerita
- Tabla 34:** Cálculo de la fórmula estructural de Galena
- Tabla 35:** Cálculo de la fórmula estructural de Calcopirita
- Tabla 36:** Valores de unicidad de las variables consideradas para el análisis factorial
- Tabla 37:** Valores de Matriz de carga (*loadings*) de los factores 1 y 2
- Tabla 38:** Puntos invariantes a partir de sistemas condensados

## RESUMEN

El yacimiento epitermal de baja sulfuración de Ag-Au Pallancata, está emplazado en rocas volcánicas correspondientes al arco magmático miocénico del sur de los andes peruanos, al norte de la faja de yacimientos epitermales de Au-Ag de Orcopampa – Caylloma – Arcata.

Estructuralmente la Veta Pallancata se encuentra asociada a una gran falla sinuosa de rumbo subparalelo a la veta y buzamiento subvertical. Esta falla tuvo una historia muy activa, antes, durante y después de la mineralización. Las evidencias cinemáticas de esta falla indican que es de tipo sinistral (fracturas extensionales oblicuas y morfología en “rosario”), con una componente normal; inferida a partir de la morfología de los clavos (Corbett, 2002b). Este fallamiento favoreció la formación de zonas dilacionales, donde la Veta Pallancata alcanza espesores de hasta 30 m y zonas de estrechamiento donde su espesor es de sólo algunos metros.

Las alteraciones hidrotermales observadas en los encajantes van desde una fuerte silicificación con sericitización y disseminación de pirita en las zonas próximas a la veta, pasando a una zona intermedia con alteración argílica con illita + smectita, para finalmente gradar a una amplia zona de alteración propilítica con abundante clorita, venillas de calcita y pirita euhedral disseminada. La alteración se distribuye en forma de halos asimétricos, desarrollándose con mayor amplitud hacia el piso de la veta.

En la Veta Pallancata se han evidenciado al menos siete estadios paragenéticos de relleno hidrotermal, iniciándose con la formación de venilleos y *stockworks*, continuando por múltiples fases de brechamiento con precipitación de parte de la mena metálica, seguidos por una etapa de “bonanza” con inyección de sílice gris bandeada muy rica en sulfuros y sulfosales de plata.

La mineralogía de la Veta Pallancata, en cuanto a la ganga, se compone de adularia seudorómbica disseminada y pseudoacicular en texturas fantasmas por reemplazamiento de calcita laminar; muy intercrecida con cuarzo con texturas de recristalización a partir de gel de sílice (texturas plumosas, escarapeladas, en rompecabezas) además presenta también texturas laminares fantasmas por reemplazamiento de calcita; lo que en conjunto señala un proceso de ebullición, principal responsable de la precipitación de las menas metálicas.

Además se debe mencionar la presencia de sericita, rellenando oquedades, intercrecida con cuarzo o alterando en venillas a adularia.

En cuanto a la mineralogía de mena, se inicia con la deposición de esfalerita con galena, para luego precipitar proustita-pirargirita, miargirita, posteriormente calcopirita, pearceita-polibasita, electrum, argentita (incluyendo uytenbogaardtita), estefanita y hacia las etapas tardías de la mineralización se depositan jalpaita y estromeyerita (con mckinstryita); finalmente como mineral secundario (supergénico) se deposita covelina. Es de especial interés resaltar la presencia de uytenbogaardtita ( $\text{Ag}_3\text{AuS}_2$ ), dado que convierte a la mina Pallancata en la cuarta localidad a nivel mundial donde se describe este mineral (Barton et. al., 1978).

Las asociaciones paragenéticas de pirargirita-miargirita, pirarigirita-argentita, argentita-plata nativa (electrum), indican temperaturas de formación entre 300°C y 200°C (Keighin & Honea, 1969); además la presencia de inclusiones fluidas con un factor L:V constante y una morfología subredondeada, indican una temperatura de captura entre 240°C y 260°C (Bodnar et. al., 1985) marcando un límite superior para la temperatura de formación de las menas.

Además, con la deposición de estefanita, se puede afirmar que el sistema no pudo superar los 197 +/- 5°C (Keighin & Honea, 1969), por tanto, estefanita marca un límite inferior en la temperatura de deposición de las menas principales y más abundantes en la Veta Pallancata (pirargirita-prosutita, pearceita-polibasita y argentita). Aunque la presencia de jalpaita y mckinstryita, que se forman a temperaturas menores a 117°C y 94.4 °C respectivamente (Anthony, J.W. et. al., 1990), indicarían que el sistema era todavía muy rico en plata, aún cuando las temperaturas iban descendiendo hasta estar por debajo de lo que suele considerarse el límite epitermal.

Un estudio geoquímico de la mena, mediante el uso de curvas de isocontenidos y cocientes metálicos, sobre la base del análisis factorial de los datos geoquímicos, muestra dos posibles áreas fuente de fluidos, una desde la parte oeste de la veta y otra en la parte central, en un inicio ascendente y luego lateralmente divergente.

## **ABSTRACT**

The low-sulfidation epithermal Ag-Au deposit, Pallancata, is located in volcanic rocks of the Andes of southern Peru. The deposit occurs within the Miocene magmatic arc, and is part of the Orcopampa – Caylloma – Arcata, Au-Ag belt.

The Pallancata Vein is hosted within a regional subvertically dipping fault strike-slip fault. This fault has had a very active story, before, during and after mineralization. Kinematic evidence show sinistral movement (dilatational features), with a normal component, evidenced by ore shoot geometry (Corbett, 2002b). Strike-slip faulting has produced zones of dilation (vein widths of up to 30m), as well as stretching zones where the vein is quite thin (a few meters in width).

Wallrock alteration consists of strong silicification with sericite and disseminated pyrite adjacent to the vein, grading to a middle zone of argillic alteration with illite + smectite, and an outer broad zone of propylitic alteration with abundant chlorite, calcite veinlets and disseminated euhedral pyrite. The alteration halos are asymmetric, with a wider footwall alteration zone.

Seven paragenetic events of hydrothermal infill have been recognized, starting with veinlets and stockwork formation, followed by multiphase hydrothermal breccias and precipitation of a part of the ore minerals, and ending with a “bonanza” event consisting of grey banded silica, very rich in silver sulfides and sulfosalts.

The gangue minerals at Pallancata include disseminated, pseudorombic and pseudoacicular adularia, occurring with pseudomorphs of quartz after calcite; intergrown adularia and quartz with recrystallization textures, indicative of precipitation from a silica gel (plumose, crustiform and jigsaw-like textures), and sericite in vugs, intergrown with quartz, and in veinlets with adularia. All of these features are good indicators of boiling, which was one of the main mechanisms of ore mineral precipitation.

The ore mineral paragenesis consists of a first stage of sphalerite and galena; followed by a second stage of proustite-pyragirite and myargirite; a third stage of chalcopyrite, pearceite-

polibasite, electrum, argentite (including uytenbogaardtite) and stephanite; and a final stage of jalpaite and stromeyerite (with mckinstryite). Covelite is present as a supergenic mineral. It is important to mention that Pallancata is only the fourth location in the world where uytenbogaardtite ( $\text{Ag}_3\text{AuS}_2$ ) has been described (Barton et. al., 1978).

The paragenetic associations of pyrargirte-myargirte, pyrargirte-argentite, argentite-native silver (electrum) suggest temperatures of formation of between  $300^\circ\text{C}$  and  $200^\circ\text{C}$  (Keighin & Honea, 1969); in addition, the presence of fluid inclusions with a L:V constant factor and a subrounded morphology suggest a capture temperature of between  $240^\circ\text{C}$  and  $260^\circ\text{C}$  (Bodnar et. al., 1985), placing an upper limit for the temperature for ore formation. Moreover, the occurrence of stephanite implies a lower temperature limit of  $197 \pm 5^\circ\text{C}$  for the third or main stage of ore deposition (Keighin & Honea, 1969). The presence of jalpaite and mckinstryite, during the fourth stage of ore deposition, indicates a temperature of formation of under  $117^\circ\text{C}$  and  $94.4^\circ\text{C}$ , respectively (Anthony, J.W. et. al., 1990). This implies that hydrothermal fluids still contained silver, even at temperatures below the epithermal limit.

A geochemical study of the ore by using isocontent and metal ratios contours, on the basis of factor analysis of the geochemical data, show two possible source areas for fluids: one originating at the western part of the vein and a second whose source is near the central part of the vein, starting with an ascendent fluid and then lateral divergent.

## **AGRADECIMIENTOS**

Quiero empezar agradeciendo a Minera Oro Vega S.A.C, a través del Sr. Noe Vilcas, gerente general, quien hizo posible el estudio de este yacimiento y por todo el apoyo brindado en beneficio de mi desarrollo profesional; igualmente hago extensivo mi agradecimiento al Ing. Enrique Barrantes, por darme la oportunidad de iniciar mi carrera profesional en el entonces proyecto de exploración minera de Pallancata, ahora importante mina de plata, y a Mark Canuli, gerente de exploraciones de IMC por su orientación y correcciones.

Al proyecto ALFA de la Unión Europea, que me permitió realizar este master de tan alto nivel en calidad de becario.

A mis directores de Tesis: Dr. Ricardo Castroviejo y Dr. Heinz-Jürgen Bernhardt, por su constante supervisión y ayuda, su invaluable amistad y por todo el apoyo brindado durante mi estadía en España y Alemania, igualmente mi eterno agradecimiento al Dr. Arne Willner y esposa por todo el apoyo brindado durante mi estadía en Alemania.

A Leopoldo Escobedo, superintendente de Geología de la unidad operativa de Pallancata, por su valiosa colaboración y ayuda en la etapa de campo, igualmente a Jorge León, superintendente general de la unidad operativa de Pallancata, a César Calderón, César Cerdán y Rony Muchaipiña, staff de geólogos de Cía. Minera Suyamarca S.A.C.

A Lázaro Sánchez de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de la UPM, por su valioso apoyo en la preparación de muestras, también al personal de preparación de muestras de la Universidad del Ruhr en Alemania por las extraordinarias secciones delgadas-pulidas.

A Álvaro Granados, por su valiosa ayuda en la elaboración de planos y al personal de GIS de minera Oro Vega S.A.C.

A todos mis familiares y amigos que de una u otra forma me brindaron su apoyo y ayuda.

## CAPÍTULO I: INTRODUCCION

### I.1. Presentación

La mina Pallancata es un yacimiento epitermal en vetas cuyo producto principal es la Plata, habiéndose cubicado sólo en la veta Pallancata 2.6 millones de Toneladas con una ley de 383 g/T Ag y 1.3 g/T Au que contienen 975 Toneladas finas de plata y 3.2 Toneladas finas de oro, como recursos indicados (IMC *press release* 14/05/2007). Sin embargo, de esta veta sólo se conocían algunas especies minerales visibles a la lupa, como son proustita, pirargirita, argentita, galena y calcopirita en cuanto a la mineralogía de mena, mientras que en la ganga solo se conocían por estudios de PIMA algunas zonas de alteración que consisten en illita + smectita + clorita.

Hasta antes de este trabajo tampoco se conocía mucho sobre la paragénesis del yacimiento, es por ello que Minera Oro Vega S.A.C mostró un gran interés por conocer la mineralogía presente en la veta Pallancata, que en agosto de 2007 inició su producción.

El objetivo principal de este trabajo consiste, entonces, en determinar los eventos mineralizantes (Paragénesis), identificando para cada evento la mineralogía asociada, atendiendo principalmente a la mineralogía presente en el relleno de veta (mena y ganga). Todo esto con el fin de orientar los trabajos de recuperación en la etapa de flotación, además de conocer los productos o minerales que puedan resultar problemáticos en el momento de la concentración y aquellos que signifiquen un pago de penalidades en el concentrado final.

Además con este trabajo se busca identificar futuras zonas prospectivas, mediante la aplicación del análisis factorial y de cocientes metálicos a partir de los datos geoquímicos de sondeos.

Por ello este trabajo abarca el estudio desde una etapa inicial de campo, con cartografía de la veta en superficie e interior de mina, interpretación estructural de las vetas, recolección de muestras en superficie, sondeos e interior mina, revisión detallada de sondeos, para identificar los eventos macroscópicos. Luego sigue una etapa de laboratorio donde se realizó el estudio de secciones delgadas-pulidas y probetas pulidas al microscopio, estudio de secciones con la microsonda electrónica y tratamiento estadístico de los datos geoquímicos.



## **I.2. Planteamiento Del Problema**

El no contar con ningún estudio detallado previo constituye un gran inconveniente para realizar tanto los trabajos de extracción como de concentración y beneficio. En Pallancata no se cuenta con un conocimiento detallado de la mineralogía presente en la veta, macroscópicamente se pueden reconocer minerales como platas rojas (proustita, pirargirita), galena, calcopirita y pirita, sin embargo existen muchos otros que no se pueden determinar con certeza, tal es el caso de acantita, plata nativa, entre otros.

Por otro lado, en la Veta Pallancata se pueden encontrar diversas texturas que indican diferentes etapas en la mineralización, sin embargo tampoco existe un estudio detallado de las mismas, ni de su relación temporal, tampoco de su importancia desde un punto de vista económico.

Con este trabajo se busca identificar las especies minerales presentes, asociándolas bajo el concepto de paragénesis para cada evento de mineralización, además mediante el empleo de la microsonda electrónica se busca conocer en detalle la composición de los minerales presentes, haciendo posible su identificación exacta, difícil incluso con microscopio de reflexión en las menas argentíferas. De este modo se podría dar una orientación para optimizar el proceso de concentración con algunas recomendaciones.

Finalmente, como siempre es de interés definir nuevas zonas prospectivas, este trabajo busca aplicar también el análisis factorial sobre los datos geoquímicos, de manera que se puedan correlacionar con el estudio paragenético y de este modo definir zonas prospectivas dentro de la veta Pallancata.

### **I.3. OBJETIVOS DE LA INVESTIGACIÓN**

1. Definir la secuencia paragenética de la veta Pallancata y la asociación mineralógica a la que se asocia la mena.
2. Realizar una estimación de la temperatura y profundidad de mineralización a partir de la petrografía de inclusiones fluidas y paragénesis minerales.
3. Indicar los principales controles para la deposición de las menas.
4. Emplear la microsonda electrónica para determinar la composición exacta de los minerales e identificarlos de forma precisa.
5. Realizar un tratamiento de la información geoquímica para obtener curvas de isocontenidos y cocientes metálicos para indicar nuevas zonas prospectivas, previo análisis factorial como técnica de control.

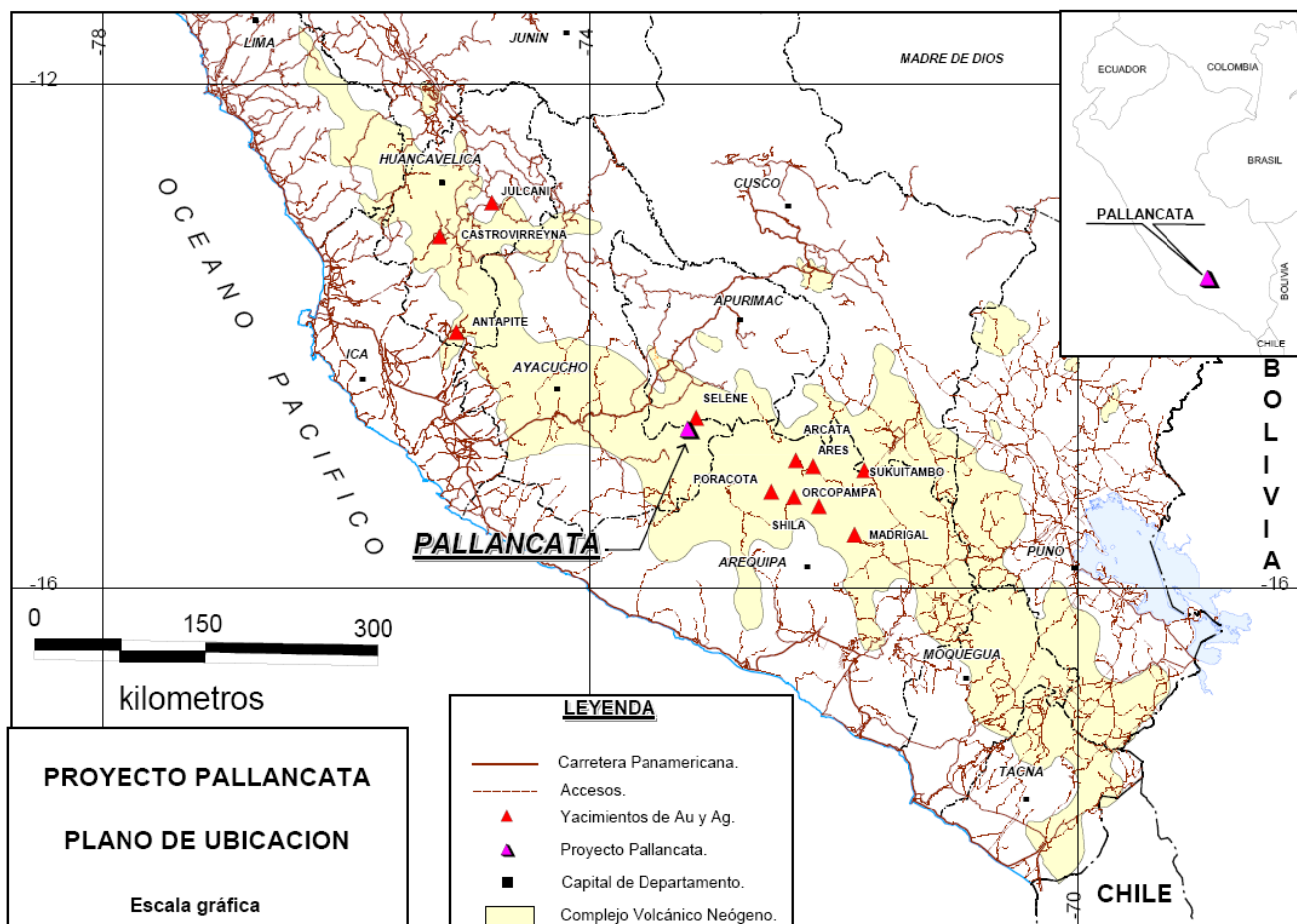
### **I.4. Ubicación Y Accesos:**

El yacimiento de Pallancata se ubica aproximadamente a 520 km al sureste de Lima, en el distrito de Coronel Castañeda, provincia de Parinacochas, departamento de Ayacucho, sobre los 4200 m.s.n.m. La mina Selene-Explorador del grupo Hochschild, es la operación más cercana y se encuentra a 10 km al noreste.

Se accede al Proyecto, vía Lima-Nazca-Puquio-Izcahuaca a través de 770 km. de carretera asfaltada y de allí 45 km. de trocha carrozable hasta la propiedad. El viaje dura aproximadamente 13 horas (ver tabla 1).

**Tabla 1: Accesos a la mina Pallancata**

<b>RUTA</b>	<b>TIPO DE VIA</b>	<b>DISTANCIA</b>	<b>TIEMPO</b>
Lima-Nazca	Asfaltada	460 km	6 hrs
Nazca-Puquio-Izcahuaca	Asfaltada	310 km	6 hrs
Izcahuaca-Pallancata	Afirmada	45 km	1 hr
<b>Total</b>		<b>815 km</b>	<b>13 hrs</b>



**Figura 1: Plano de ubicación y accesos a la mina Pallancata**

### **I.5. Datos De Producción:**

La propiedad de Pallancata comprende 6280 hectáreas aproximadamente (63 km<sup>2</sup>) en 17 concesiones mineras. Los trabajos de exploración se iniciaron en el año 2002 por parte de Minera Oro Vega S.A.C, subsidiaria de Internacional Minerals Corporation (IMC), que adquirió el 100% de las concesiones mineras.

Luego de un trabajo de exploración intensivo, que implicó la ejecución de 13 923 m de sondeos en dos campañas (2003 – 2004) se logró encontrar un recurso económico importante, cubicando en septiembre de 2005, 2.7 millones de toneladas con una ley promedio de 445 g/T en plata y 1.7 g/T en oro, conteniendo aproximadamente 38.6 millones de onzas de plata y 146 000 onzas de oro, con una ley de corte de 150 g/T para plata. (IMC Press Release 26/09/2005).

Luego, el 13 de diciembre de 2005, se firmó un acuerdo de sociedad (*joint venture*) entre IMC (40%) y Compañía minera Ares (60%), subsidiaria de la compañía peruana

Hochschild Mining plc, la misma que opera la mina de plata-oro de Selene, ubicada a 10 km al noreste de Pallancata.

La compañía minera Ares es la que realiza los trabajos de laboreo, con un método de minado subterráneo de corte y relleno ascendente. La producción se inició en agosto de 2007 con 500 Tpd. El último de reporte de cubicación indica 3.5 millones de toneladas con una ley promedio de 289 g/T en plata y 1.2 g/T en oro, conteniendo aproximadamente 32.9 millones de onzas de plata y 142 000 onzas de oro, con una ley de corte de 148 g/T para plata (*IMC press release 17/03/2008*)

Para el fin de 2007 se incrementó la producción a 700 Tpd y para el fin de 2008 se espera incrementar a 2250 Tpd.

## CAPÍTULO II: ESTADO DEL ARTE

### II.1. Marco Geológico:

La mina Pallancata se encuentra dentro de un distrito minero ubicado en el arco magmático miocénico del sur de los andes peruanos. Este arco se desarrolló en un margen activo (Benavides-Caceres, 1999) como respuesta a la subducción de la Placa oceánica de Nazca debajo del margen occidental de la placa continental Sud americana. La orientación de la convergencia durante el Mioceno fue en promedio de N78°E, aproximadamente, oblicua al margen andino, y la tasa de convergencia fue en promedio de 10.8 cm/año (Minster y Jordan, 1978). Este movimiento de placas ha variado en velocidad y azimut a lo largo del tiempo, dando como resultado una variación en los esfuerzos compresivos que controla la actividad magmática (Pilger 1984).

Durante las tres fases tectónicas principales: Peruana (Campaniano), Incaica (Paleoceno-Eoceno) y Quechua (Neogeneo) se produjo una deformación compresiva, con rotación de bloques, plegamiento y levantamiento (Benavides-Caceres 1999), sin embargo, la principal actividad volcánica en la región empezó después de la orogenia Incaica (42Ma). Desde el Eoceno superior al Oligoceno, el arco magmático está representado por la secuencia inferior del grupo Tacaza, el cual tiene edades reportadas de 41 a 23 Ma (Noble et al. 1989, McKee et al. 1982; Klinck et al. 1986; and Clark et al. 1990). Esta secuencia se compone principalmente de rocas piroclásticas.

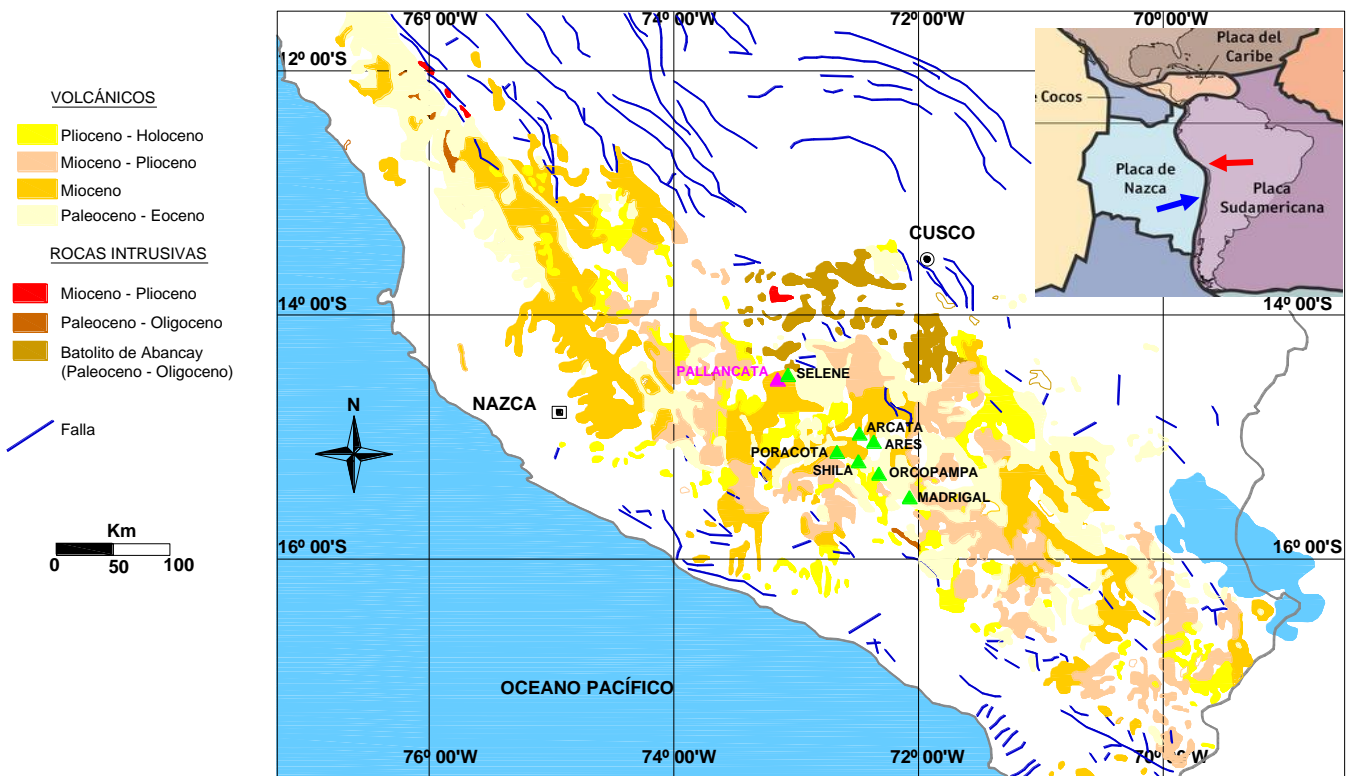
Hace 17 Ma (Mioceno medio) aproximadamente, la fase Quechua I (Steinmann 1929; McKee et al. 1982; Megard et al. 1985) afectó el oeste peruano y fue seguida por una erosión (hiatus) y la subsecuente deposición de la secuencia Sillapaca de edad mioceno inferior a medio (16-8 Ma). Esta secuencia recubre con discordancia angular el Grupo Tacaza y comprende dos facies, una facies volcánica dominante denominada Grupo Sillapaca y una facies volcánica-sedimentaria llamada Grupo Maure.

El grupo Sillapaca, se le conoce también como formación Alpacabamba, y se compone de rocas piroclásticas riolíticas a dacíticas. En general esta formación está estratificada horizontalmente, además está interestratificada con esporádicos niveles lagunares (Guevara y Dávila 1983). El grupo Maure se correlaciona con la Formación Aniso en el cuadrángulo

de Pacapausa y se compone de intercalaciones de areniscas tobáceas grises a verdosas, con areniscas conglomeráticas cuyos fragmentos subredondeados a subangulares son de tobas o lavas andesíticas; también se observan estratos de tobas redepositadas blanco-amarillentas. La estratificación es delgada y definida. Observándose estratificación gradada y sesgada, típicas de un ambiente lagunar cerrado (Guevara y Dávila 1983). Discordantes sobre esta unidad yacen los volcanicos Saycata que se componen de un conjunto lávico andesítico, de color gris a gris oscuro; son rocas porfídicas a algo porfídicas, con fenocristales de feldespatos y máficos, con textura fluidal, además de brechas con clastos de andesita en una pasta lávica de la misma composición (Guevara y Dávila 1983).

El encajante en la mina Pallancata incluye afloramientos correlacionados con las formaciones Alpbamba, Aniso y Saycata. Los depósitos fluvioglaciares del cuaternario cubren localmente los afloramientos de estas unidades.

El rasgo tectónico más destacado en los Andes del sur del Perú lo constituye la deflexión de Abancay, entre los 13° y 14° de latitud sur y 71° y 74° de latitud oeste, la cual se caracteriza por un cambio en el rumbo de los Andes. Esta deflexión coincide con la presente transición entre una placa subducida sub-horizontalmente al norte y una placa más inclinada hacia la parte sur del Perú, con 30° de inclinación.



**Figura 2:** Ubicación de la mina Pallancata en el arco volcánico miocénico y su relación con otros yacimientos epitermales de Au-Ag.

## **II.2. Yacimientos Epitermales**

### **II.2.1. Caracterización de los Yacimientos Epitermales:**

El término “Epitermal” fue definido por Lindgren (1933) para incluir un amplio rango de depósitos de metales preciosos (+/- seleniuros, telururos), metales base, mercurio y antimonio, de los cuales él creía que se formaron a partir de fluidos acuosos cargados con emanaciones ígneas a bajas temperaturas (menos de 200°C) y presiones moderadas. Ahora se acepta de forma generalizada que los fluidos presentes en estos depósitos están a temperaturas algo más elevadas (200°-300°C) y a presiones menores a unos cuantos cientos de bar. Sin embargo, el término epitermal aún se usa para clasificar estos yacimientos.

Un sistema hidrotermal está sometido a cambios físicos y químicos abruptos en las profundidades someras que caracterizan a la mayoría de los depósitos epitermales. Estos cambios ocurren debidos, ya sea, al cambio de una presión litostática a hidrostática, resultando en ebullición (White y Hedenquist 1989); ya sea, debidos a la interacción de los fluidos derivados de profundidad con agua cercana a la superficie; o debidos a cambios de permeabilidad y reacción entre fluidos y roca caja.

Estos cambios cercanos a la superficie son los responsables de la existencia de un ambiente “epitermal”, ya que afectan a la capacidad del fluido hidrotermal de transportar metales en solución. La concentración de los fluidos cerca de la superficie, además de los cambios que disminuyen la solubilidad de los metales en los fluidos, resultará entonces en un depósito de metales dentro de un espacio restringido.

### **II.2.2. Entorno geológico de los procesos Epitermales**

Los depósitos epitermales se encuentran en una variedad de ambientes geológicos, los cuales reflejan una diversa combinación de parámetros ígenos, tectónicos y estructurales.

### **Entorno Ígneo:**

Los sistemas epitermales se encuentran asociados a diferentes tipos de litología, la mayoría de ellos están espacial y temporalmente asociados a rocas volcánicas subaéreas, y sus intrusiones subvolcánicas asociadas (Sillitoe y Bonham, 1984) los que muchas veces reciben también el nombre de *volcanic-hosted*, pero además existen otros yacimientos epitermales asociados a rocas sedimentarias, denominados *sediment-hosted*. La actividad ígnea tiene un rol importante en la formación de yacimientos epitermales, dado que provee la fuente de calor necesaria para generar una celda de convección hidrotermal. Además los magmas pueden contribuir con los gases presentes en el sistema hidrotermal situado por encima (Giggenbach, 1986), especulándose además, sobre su posible contribución de metales. (Hedenquist, 1987; Berger y Henly, 1989).

### **Entorno Tectónico:**

Estos depósitos se asocian principalmente a arcos volcánicos en ambientes tectónicos convergentes, característicos de subducción entre placas oceánica-continental u oceánica-oceánica (Le Pichon et al. 1973).

### **Entorno Estructural:**

Se reconoce un importantísimo control estructural en el emplazamiento de yacimientos epitermales, debido al incremento de permeabilidad causado por las fracturas cercanas a la superficie. Muchos depósitos epitermales están regionalmente asociados con estructuras volcánicas (Rytuba, 1981). Además las fallas regionales comúnmente ejercen un importante control en los depósitos epitermales (Mitchel y Balce, 1990), posiblemente debido a que guían el emplazamiento de la fuente del calor magmático, influenciando la subsecuente actividad hidrotermal (Hedenquist, 1986a).

### **Causas de la variación en un ambiente epitermal:**

Diferentes factores influyen las condiciones físicas y químicas prevalecientes en un ambiente epitermal, las cuales determinan finalmente las zonas y caracteres de la mineralización. Estos factores incluyen:



1.- Geología: Estructuras, estratigrafía, intrusiones y tipo de roca; todo ello afecta el estilo y grado de permeabilidad. El tipo de roca determina además su reactividad con el encajante.

2.- Presión y Temperatura: En los ambientes hidrotermales la presión es generalmente hidrostática, o donde ocurre convección, hidrodinámica (presión que un fluido ejerce sobre un cuerpo que se desplaza en su seno). Además limita la temperatura en el sistema a un valor no mayor que la correspondiente a la presión de vapor a una profundidad dada, por ejemplo, la temperatura de ebullición (White y Hedenquist, 1989).

3.- Hidrología: En conjunto con las características de permeabilidad, la topografía determina la dirección y el valor de los gradientes hidráulicos en los sistemas hidrotermales someros que a su vez gobiernan el flujo de los fluidos. La formación de aguas calentadas por vapor y su potencial para ingresar en el sistema hidrotermal, se ve incrementado a manera que el relieve topográfico también se incrementa, debido a que se origina un mayor gradiente hidráulico.

4.- Química del fluido mineralizante: El contenido de gas total en un fluido es importante para determinar diversos factores físico-químicos críticos, incluyendo la solubilidad del oro y otros metales. La reactividad del fluido se relaciona en parte con el grado de neutralización de cualquier volátil magmático contribuido al sistema, aunque la reactividad de la roca de caja también es un factor. La mezcla con agua fría meteórica o con agua calentada por vapor afectan la alteración, el depósito de la ganga y además la mineralización.

5.- Desarrollo sin-hidrotermal de permeabilidad o cambios en los gradientes hidráulicos relacionados con la tectónica, con la fracturación hidrotermal y con el depósito/erosión de rocas.

### **II.2.3 Clasificación de los Yacimientos Epitermales**

Los sistemas epitermales han sido ampliamente estudiados por diversos autores, esto ha conllevado a que exista una amplia gama de clasificaciones, como por ejemplo la de ácido-sulfatado y adularia-sericita (Heald et al., 1987), o la de alta sulfuración y baja sulfuración (Hedenquist, 1987) u otras más específicas como las de Corbet (2002) que divide a los

depósitos de baja sulfuración en *arc-low sulfidation* y *rift-low sulfidation*, para luego hacer una subdivisión aún más amplia de cada uno basado en la paragénesis presente.

Además se deben mencionar otros tipos de yacimientos hidrotermales como los VMS (*volcanogenic massive sulfides*) y los SEDEX (*sediment exhalative*), que a diferencia de los anteriores se forman en ambientes sub-acuosos y están asociados mayormente a rocas sedimentarias (*sediment hosted*) con circulación de aguas hipersalinas. No se debe dejar sin mencionar también a los yacimientos epitermales del tipo Carlin.

Como se puede ver, la clasificación es muy amplia y también lo son los criterios empleados para ella. Sin embargo se debe reconocer que la alteración hidrotermal y la mineralogía de la mena son buenos indicadores de la química y de la temperatura de los fluidos y en sistemas epitermales proveen los únicos medios, aparte de las inclusiones fluidas y de la información isotópica, para estimar estas variables críticas y poder definir un sistema como epitermal.

Basados en las características de muchos depósitos epitermales, es posible distinguir la mineralización producida por dos tipos de fluidos profundos contrastantes los que tienen respectivamente Ph casi neutro y Ph ácido (Hayba et al., 1985; Heald et al., 1987; Hedenquist 1987).

### **Fuente de Fluidos**

En los sistemas con Ph casi neutro, los fluidos son análogos a aquellos de los sistemas geotérmicos actuales (Henley y Ellis, 1983). Por contraste los depósitos en los que la mineralización está más íntimamente relacionada con la alteración alunítica y silíceo, los sistemas parecen ser análogos a sistemas hidrotermales adyacentes a cuerpos magmáticos cercanos a la superficie y chimeneas volcánicas, en los cuales los volátiles magmáticos generan acidez (Hedenquist, 1987). Aunque un sistema geotermal con Ph casi neutro pueda tener un contenido en volátiles magmáticos (Giggenbach, 1986), la fuente magmática (tanto de calor como de componentes) es mucho más profunda (5-10km?) que las observadas en sistemas relacionados con chimeneas volcánicas, lo que conduce a que los volátiles ácidos sean diluidos o neutralizados por interacción con la roca caja a través de su camino relativamente largo de ascenso.

## **Alteracion**

Los tipos de alteración para ambos fluidos (Ph casi neutro y ácido) han sido ampliamente descritos. Heald et al. (1987) usó los términos “Adularia – Sericita” y “Ácido – Sulfatado” respectivamente, Bonham (1986) usó los términos “Azufre bajo” y “Azufre alto”. Berger y Henley (1989) sugirieron reemplazar el término “ácido – sulfatado” por “kaolín – alunita”. Clasificando estos depósitos basados en las especies minerales, aunque no siempre son características o diagnósticas para cada depósito.

Los sistemas de Ph casi neutro se caracterizan por una predominancia de una alteración sericítica que rodea una zona silicificada cerca de la veta, además de feldespato potásico de grano fino al interior de la misma (Heald et al. 1987). La zona de sericitización grada hacia fuera a una zona propilítica. Puede también estar presente, una zona de alteración argílica entre la zona sericítica y propilítica.

Los sistemas de Ph ácido, se caracterizan por una alteración con Alunita, Kaolinita y otros minerales de la paragénesis de la alteración ácido-sulfatado que ocurren cerca de la veta y están casi siempre coexistiendo con la silicificación. Rodeando a esta zona de alteración argílica avanzada, se encuentra una zona de alteración argílica con una gradación de kaolinita a esmectita hacia la periferia. La zona de alteración más externa está dada por la alteración propilítica.

## **Minerales de Mena:**

Hedenquist (1987) propuso el término “baja sulfuración” y “alta sulfuración”, para referirse al estado redox del azufre presente en el fluido mineralizante. El azufre en sistemas geotermales con Ph casi neutro está en su estado redox más bajo (estado de oxidación de -2). Por el contrario, el azufre en descargas hidrotermales volcánicas puede alcanzar un estado de oxidación de +4, con todo el azufre presente como SO<sub>2</sub> (White y Hedenquist 1989).

Sin embargo, el límite entre ambos sistemas no es fijo y existe una transición entre los miembros finales en sistemas activos, por lo que se puede reconocer depósitos con características intermedias entre los de baja y alta sulfuración (Hedenquist et al., 2000; Einaudi et al., 2003; Sillitoe y Hedenquist, 2003). La paragénesis de sulfuros de un miembro final epitermal de baja sulfuración es típicamente pirita-pirrotita-arsenopirita y

esfalerita rica en Fe. Los depósitos de alta sulfuración, en contraste, se caracterizan por paragénesis de enargita-luzonita-covelita más pirita.

Para resumir todas estas características y brindar una idea más clara de lo expuesto anteriormente se presenta la tabla 2 modificada de White y Hedenquist (1989).

**Tabla 2: Comparaciones entre depósitos de Baja y alta sulfuración.**

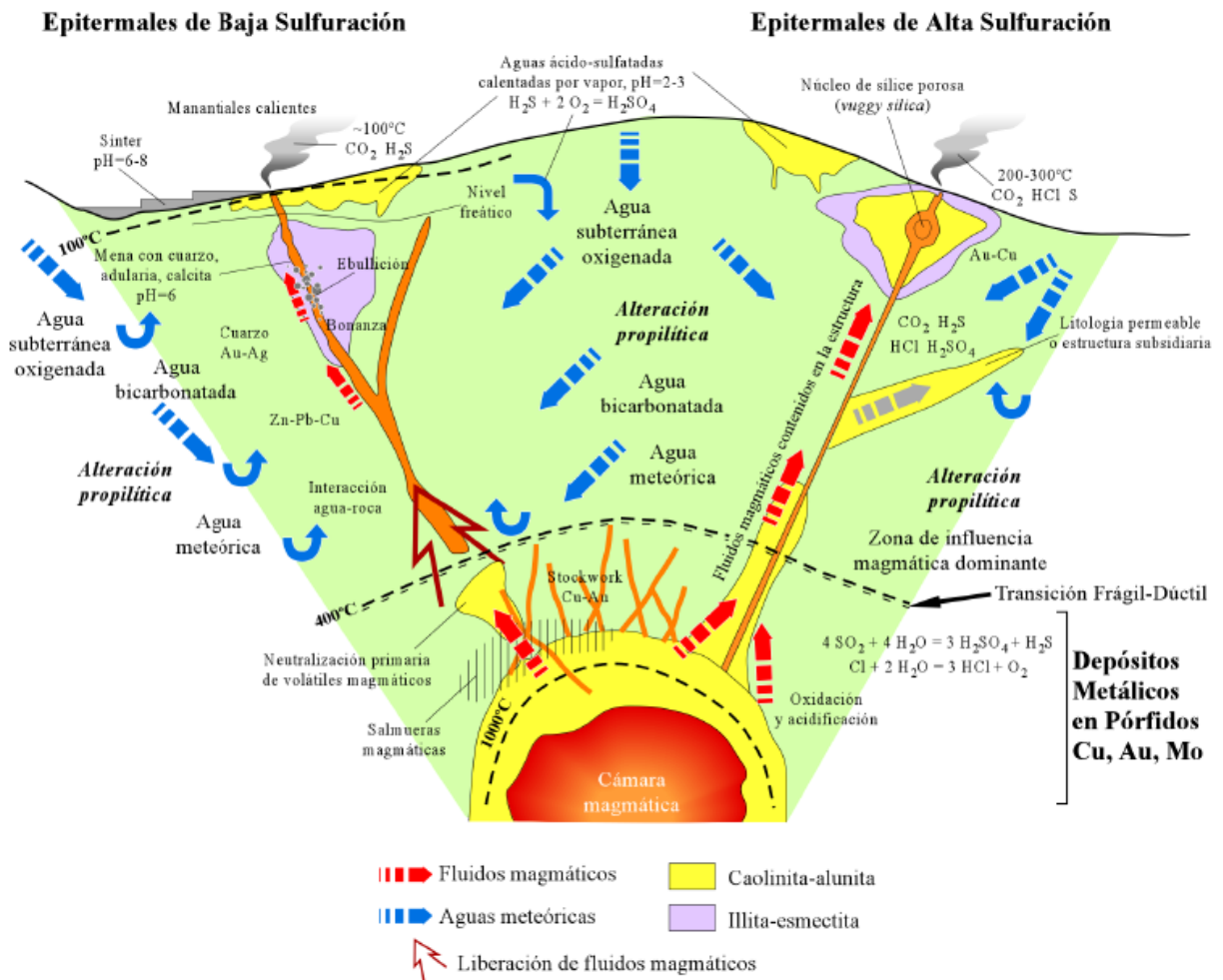
	<b>Baja Sulfuración</b>	<b>Alta Sulfuración</b>
<b>Roca Caja</b>	Volcánicos subaéreos ácidos a intermedios y rocas del basamento subyacente de cualquier tipo.	Volcánicos subaéreos ácidos a intermedios y rocas del basamento subyacente de cualquier tipo.
<b>Controles de emplazamiento</b>	Cualquier zona de falla o fracturas, especialmente las relacionadas con centros volcánicos.	Fallas regionales principales o intrusiones subvolcánicas
<b>Profundidad de formación</b>	Mayormente de 0 a 1000 m	Mayormente 500 a 2000 m
<b>Temperatura de formación</b>	100 a 320 °C (principalmente entre 150 y 250° C)	De 100 a 320 °C
<b>Caracter de los fluidos</b>	<p>Baja salinidad (0-15% en peso de NaCl eq.)</p> <p>Aguas meteóricas, con posible interacción con fluidos magmáticos</p> <p>pH casi neutro, puede volverse alcalino por ebullición; la fase gaseosa separada puede oxidarse para formar un fluido ácido.</p> <p>Reducido</p> <p>Contenido total de S típicamente bajo</p> <p>Contenido variable en metales base (Pb, Zn).</p>	<p>En su mayor parte, de baja salinidad (1-24% en peso NaCl eq.); algunos de alta salinidad (hasta casi 50% NaCl eq.)</p> <p>Mezcla de fluidos magmáticos con agua meteórica.</p> <p>pH ácido a partir de HCL magmático, y por desproporción de SO<sub>2</sub>, se neutraliza por reacción con el encajante y por dilución.</p> <p>Oxidado</p> <p>Contenido total de S típicamente alto</p> <p>El contenido en metales base puede ser alto (Cu)</p>
<b>Alteración asociada</b>	<p>Alteración propilítica extendida en las regiones circundantes con bajos cocientes agua:roca</p> <p>Intensa mica blanca en regiones con altos cocientes agua:roca</p> <p>La alteración de arcillas se vuelve</p>	<p>Alteración propilítica extendida en las regiones circundantes con bajos cocientes agua:roca</p> <p>Depósitos profundos tienen intensa alteración pirofilita-mica blanca.</p>

	<p>dominante con el descenso de temperatura.</p> <p>Los gases perdidos por ebullición pueden producir alteración argílica y argílica avanzada periférica o bien superpuesta a la alteración de los fluidos profundos</p>	<p>Depósitos someros tienen núcleo de sílice masiva (por lixiviación ácida y movilización de sílice), con un delgado margen de alunita y kaolinita, hacia fuera mica blanca y arcillas intercapas. Depósitos cercanos a la superficie pueden tener alteración de arcillas pervasiva.</p>
<b>Carácter de la Mineralización</b>	<p>Mineralización de mena caracterizada por relleno de espacios abiertos y cavidades, típicamente venas con paredes netas. Típico relleno de veta en bandas o en hojaldre, comúnmente con múltiple brechamiento.</p> <p>Cerca de la superficie puede ser stockwork o diseminado, dependiendo de la naturaleza de la permeabilidad primaria y secundaria local.</p>	<p>Mineralización de mena típicamente diseminada, ya sea con mica blanca-pirofilita, o en sílice masiva.</p> <p>No es común el relleno de espacios abiertos y cavidades.</p> <p>Mineralización comúnmente asociada con alteración argílica avanzada y piritita típicamente muy abundante.</p>
<b>Texturas características</b>	<p>Bandeamiento crustiforme, textura en peine fina, bandeamiento coliforme, cuarzo – calcedonia bandeados, cavidades de drusas, oquedades, vetas brechadas, calcita laminar o “en hojas”</p>	<p><i>Vuggy silica</i> (cuarzo de grano fino).</p> <p>Sílice masiva (cuarzo de grano fino).</p>
<b>Mineralogía característica</b>	<p>Venas de calcedonia comunes</p> <p>Adularia en vetas y diseminada</p> <p>Alunita escasa</p> <p>Pirofilita escasa</p> <p>Enargita – Luzonita ausentes</p>	<p>Calcedonia mayormente ausente</p> <p>Adularia ausente</p> <p>Alunita puede ser abundante</p> <p>Pirofilita puede ser abundante</p> <p>Enargita – Luzonita típicamente presentes.</p>

Es importante señalar entonces, que los principales criterios para clasificar este tipo de yacimientos son, además de la alteración y mineralogía, los criterios texturales. Ambos pueden proveer información relacionada con las condiciones de mineralización, además a qué temperatura y, en algunos casos, a qué profundidad se formaron, como se muestra en la tabla 3, modificada de White y Hedenquist (1989).

**Tabla 3: Inferencias a partir de observaciones texturales y de alteraciones.**

OBSERVACION	INFERENCIA
<p><i>Mineralogía/Textura de la veta</i> Calcedonia presente</p> <p>Adularia presente</p> <p>Textura pseudo-laminar (p.e. reemplazamiento de cristales de calcita laminar por sílice).</p>	<p>Ocurrió enfriamiento rápido; puede indicar ebullición; temperatura de deposición entre 190 y 100 °C, se puede inferir una profundidad de menos de 100 m por debajo del nivel freático, asumiendo condiciones hidrostáticas.</p> <p>Ocurrió ebullición, causando un incremento del pH</p> <p>Ocurrió ebullición, resultando en una pérdida de CO<sub>2</sub>, y con cosecuente saturación de calcita.</p>
<p><i>Alteración del encajante</i> Sericita (mica blanca)</p> <p>Arcillas interestratificadas</p> <p>Zeolitas y calcosilicatos</p> <p>Kaolin</p> <p>Silicificación (cuarzo)</p> <p>Silicificación con calcedonia</p>	<p>Fluido de pH casi neutro a ligeramente ácido; temperatura por encima de 220°C</p> <p>Paleotemperaturas por debajo de 220°C, pueden cuantificarse por análisis con DRX del espaciado basal</p> <p>Muy dependientes de la temperatura, también indican bajo contenido en CO<sub>2</sub> del fluido.</p> <p>Depresión del pH del fluido; puede resultar de aguas ricas en CO<sub>2</sub> calentadas por vapor, marginales al sistema; o por condensación de volátiles magmáticos.</p> <p>Saturación con respecto al cuarzo requerido. Se puede producir a bajas presiones (&lt;1kbar) y a temperaturas menores a 300°C.</p> <p>Se requiere una saturación local de sílice para producir calcedonia. Los rangos de temperatura están entre 190 a 100 °C</p>



**Figura 3:** Esquema comparativo de los procesos involucrados en la formación de yacimientos epitermales de baja y alta sulfuración. Tomado de Camprubi et. al. 2003, modificado de Sillitoe, 1995)

## II.3. Las texturas en el ámbito epitermal

### II.3.1. Texturas de reemplazo

Este tipo de texturas es principalmente característica de los yacimientos de alta sulfuración, en los que los fluidos ácidos lixivian los feldespatos y fragmentos de roca del encajante y silicifican pervasivamente la matriz de la roca, dando como resultado un residuo silíceo de aspecto oqueroso llamado *vuggy silica*. Estos fluidos ácidos se van neutralizando progresivamente hacia fuera, dando como resultado un zonado mineralógico.



**Figura 4:** Texturas de reemplazamiento: Alteración *vuggy silica* de una intrusión porfírica, distrito de El Indio. (Corbett, 2002).

### II.3.2. Texturas de relleno filoniano

Estas texturas se encuentran con mayor frecuencia en los yacimientos epitermales de baja sulfuración. Si bien hay sílice que reemplaza al encajante (silicificación) no es tan característica como en el caso anterior, pero sí lo son sus texturas bandeadas, colomorfas y crustiformes de relleno filoniano. Además las de reemplazamiento, pero en este caso de calcita depositada como relleno de veta.



**a**



**b**

**Figura 5:** Texturas de relleno filoniano: a) Bandas de adularia-sericita y cuarzo en Goleen Cross (Corbett, 2002) b) Calcita laminar reemplazada por pseudomorfos de cuarzo de Vera Nancy (Corbett, 2002).

Así en estos yacimientos de baja sulfuración se pueden distinguir los siguientes tipos de texturas tanto al microscopio como en muestras de mano y afloramientos.



## a) Texturas Del Cuarzo Epitermal

En el estudio de filones hidrotermales del tipo de “baja sulfuración” se pueden encontrar frecuentes manifestaciones de cuarzo anómalo, por sus texturas y características petrográficas. La interpretación de estos tipos de cuarzo plantea problemas a la hora de establecer su origen y para cualquier estudio de inclusiones fluidas, por ejemplo (Demoustier et. al. 1998) al poner en duda el carácter primario de las inclusiones.

Demoustier et. al. (1998) clasifica a las texturas en dos grandes grupos:

1.- Texturas primarias: que reflejan la geometría inicial, en las condiciones de formación de la paragénesis observada.

2.- Las texturas que resultan de las modificaciones sufridas por las texturas primarias, que en la mayoría de los casos están recrystalizadas en mayor o menor medida. Son esencialmente fenómenos de recrystalización o de reemplazamiento.

Generalmente en una veta, coexisten varios tipos de texturas, la tabla 4 tomada de Demoustier et al (1998) presenta sinópticamente los tipos de texturas anteriormente descritas.

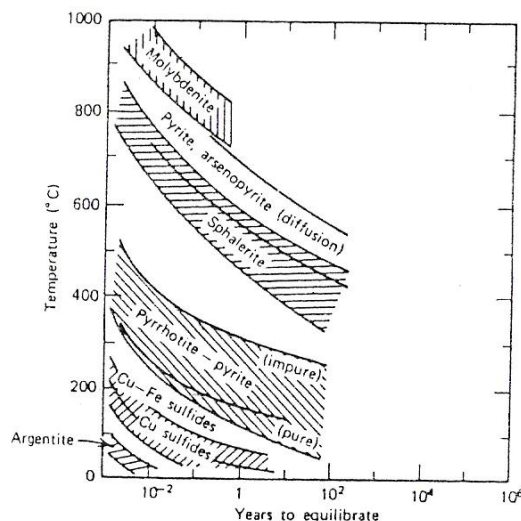
**Tabla 4: Clasificación textural del cuarzo epitermal de relleno filoniano**

TEXTURAS	TIPOS PRINCIPALES	SUBDIVISIONES	MORFOLOGÍA / ESTRUCTURA
PRIMARIAS DE RELLENO	crustiforme	s.s: según forma y cristalinidad	variable en cada banda
		transicional a escarapelada	concéntrica
	Coloforme	s.s	botroidal, arriñonada, etc...
		en moho	esferoidal, sin estructura interna
		esferulítica	fibroso-radiada
	En escarapela	según cristalinidad	concéntrica
	En cresta	s.s	zonada
		en roseta	concéntrica
		en abanico	radial
	Cavidades póstumas	coloforme, concéntrico, cristalino, etc...	variada
Masiva	según cristalinidad, microcristalina, subcristalina, gruesa,...	variable: zonada, etc...	

MODIFICADAS	Residuales	asociaciones cristalinas	variable	
	Recristalización		en rompecabezas	irregular, indentada
			plumosa de borde	astillosa, discontinua
			plumosa interna	astillosa, discontinua
			Flameante sobre cristales: de borde o interna	fibrosa o fibroso-radiada
			Flameante sobre fisuras: de relleno	fibrosa o fibroso-radiada
			en esfera fantasma	concéntrica relictas
	Reemplazamiento		fantasmas cristalinos	seudomorfa recristalizadas
			laminar en trama	reticular pseudomorfa
			laminar fantasma	hojosa o tabular pseudomorfa
			sacaroides	microcristalina, pseudoreticular
	Deformación		en telaraña o red de fisuras	malla microcristalina
			brechoide matriz - soportada	clastos sobre la matriz
			brechoide clato - soportada	clastos cementados

## b) Texturas de los minerales de mena

El reconocimiento y la interpretación de las texturas es un paso importante en el entendimiento del origen y la historia deposicional de una mena. El grado en el cual los minerales de mena retienen composiciones y texturas formadas durante la cristalización inicial, varía ampliamente. La figura 6 ilustra esta variación en términos de tasas de equilibrio y muestra el comportamiento de sulfuros, disulfuros, arseniuros y esfalerita. Estos metales pueden preservar evidencia de sus condiciones iniciales de formación más que minerales como Pirrotita o sulfuros de Cu-Fe. Argentita, sulfosales y metales nativos, están entre los minerales que más rápidamente se reequilibran y por ello son los que menos reflejan las condiciones iniciales de formación.



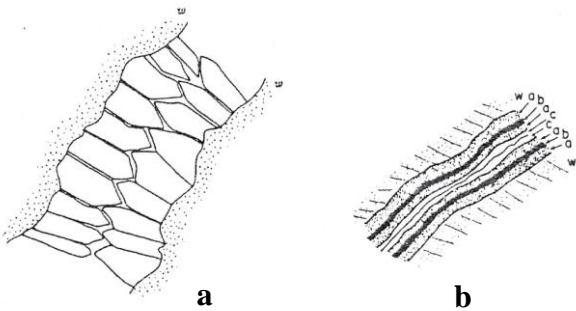
**Figura 6:** Tiempo de equilibrio para diversos sulfuros involucrados en reacciones al estado sólido (Barnes, 1979)

La información textural también es importante en la molienda y beneficio de menas, lo que se discutirá más adelante.

### b.1) Texturas Primarias De Deposition En Espacios Abiertos

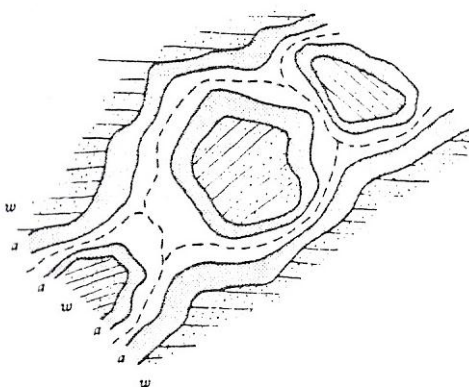
El crecimiento de minerales en oquedades y vetas abiertas se caracteriza comúnmente por la formación de cristales con caras bien desarrolladas, de cristales que muestran zonamiento de crecimiento y bandas coloformes o zonados monominerales.

Las deposiciones de soluciones hidrotermales en fisuras abiertas pueden resultar en texturas en peine y en venas crustiformes simétricas y rítmicas (figuras 7a y 7b).



**Figura 7:** Texturas en espacios abiertos: a) Textura en peine evidenciando crecimiento de cristales a partir de las paredes de una fractura abierta. b) Vena crustiforme simétrica mostrando deposición sucesiva de minerales hacia el interior de las paredes de una fractura abierta. Secuencia a-b-a-c (w= roca caja)

Un movimiento a lo largo de una veta rellena puede causar brechificación resultando en una mena brechoide (figura 8). Todas estas texturas pueden desarrollarse desde escalas que van desde macroscópicas a microscópicas.



**Figura 8:** Textura brechoide, mostrando sucesiva deposición de minerales en los fragmentos y otras paredes.

A continuación se da una lista de criterios más comunes por los que puede ser reconocido el relleno de espacios abiertos (Park y Macdiarmid, 1981).

1. Muchas cavidades y drusas: Pueden interpretarse como espacios abandonados por relleno incompleto de un espacio abierto mayor. El crecimiento hacia dentro de los minerales de mena y ganga en una fisura abierta se detiene cuando encuentra paredes opuestas. Dado que el crecimiento no es uniforme a lo largo de la fisura, la circulación incompleta de las soluciones deja partes sin rellenar.

2. Minerales de grano fino en las paredes de una cavidad y minerales más gruesos en el centro. Los primeros cristales que se forman a lo largo de las paredes de un filón son generalmente de grano fino debido a la cesión de calor a las rocas encajantes y una cristalización consecuentemente rápida. Por el contrario, los cristales que se forman en el centro tienen más tiempo para desarrollarse; estos se forman probablemente de soluciones más diluidas y menos viscosas que permiten a los iones moverse libremente.

3. Crustificación. Cuando las soluciones mineralizantes cambian en composición, depositan minerales diferentes a lo largo de las paredes de una fisura o cavidad. Los cristales formados en primer lugar son recubiertos por minerales posteriores. Algunos filones tienen un aspecto bandeado debido a la crustificación.

4. Estructura en cresta (peine). A lo largo de la unión de cristales que han crecido desde paredes opuestas de una fisura, hay generalmente una zona de drusas interdigitadas debido al contacto de las partes finales de los cristales señalados. Puesto que esta zona dentada de unión se parece al perfil de una cresta de gallo, se conoce como estructura en cresta. Su presencia indica un crecimiento hacia el interior a partir de las paredes de las fisuras, es decir un relleno de espacios abiertos.

5. Bandedo simétrico. Los cristales depositados a lo largo de una cavidad o fisura crecerían simétricamente hacia el centro, en cuyo caso la orientación y composición de los cristales en las partes opuestas de un filón son como imágenes en un espejo. Cuando el fluido mineral cambia en composición, los minerales depositados cambiarán en composición formando crustificación según un patrón simétrico desde las paredes del filón

hacia el centro. Tal bandeado simétrico puede traer consigo muchos cambios en mineralogía y en color, produciendo un filón espectacularmente bandeado.

6. Paredes parejas. Allí donde se ha abierto una fisura que permite el relleno, el perfil de las paredes opuestas encajaría; es decir, si el mineral del filón fuese eliminado, las rocas encajantes las partes opuestas se acoplarían igual que si se encajaban piezas de un rompecabezas. El acoplamiento de muchos filones es realmente evidente.

7. Estructura en escarpela. La mineralización dentro de los espacios abiertos de una brecha (o cualquier roca fragmentada) produce comúnmente un patrón de bandeado especial simétrico o crustificación conocido como estructura en escarpela. Cada abertura es un centro para la deposición secuencial y toda la roca representa un modelo al azar de fragmentos de roca huésped cubiertos con lechos de cristales radiados.

8. Estructuras de partición oblicuas. Cuando un rasgo lineal o planar intersecta un filón oblicuamente se rompe según ángulos. Un filón de reemplazamiento no causaría partición a lo largo de tal estructura preexistente.

## **b.2) Texturas secundarias resultantes por reemplazamiento**

El reemplazamiento de un mineral de mena por otro formado durante el intemperismo es común en muchos tipos de menas. Sin embargo, el intemperismo es solo una de las variantes posibles del fenómeno de reemplazamiento. La alteración hidrotermal es otra variante muy frecuente, que puede afectar tanto la mena como la roca de caja. Un problema mayor en la interpretación textural es el reconocimiento del reemplazamiento cuando no queda vestigio remanente de la fase reemplazada.

El reemplazamiento puede ocurrir a partir de uno o más de los siguientes procesos:

1. Disolución y reprecipitación subsecuente.
2. Oxidación
3. Difusión en estado sólido

El límite resultante entre el mineral reemplazado y el mineral reemplazante comúnmente es agudo e irregular (a careus = textura corroída) o difuso.

Edwards (1947), Bastin (1950) y Ramdohr (1969) han descrito una gran variedad de geometrías de reemplazamiento (en aro, zonal, frontal, etc.) pero todos ellos parecen representar variaciones del mismo proceso. Las texturas de reemplazamiento para su desarrollo dependen principalmente de tres características de la fase que es reemplazada.

Fracturas, exfoliación y límites de granos: El reemplazamiento es el resultado de una reacción química en la superficie, por lo tanto cualquier canal entre los granos o a través de los granos es el primer lugar para el inicio del proceso de reemplazamiento. El reemplazamiento a lo largo de los bordes de los granos o por las vías de canales internos, frecuentemente aparecen como finos listones o cristales simétricos de la fase reemplazante proyectándose hacia el huésped.

También pueden aparecer como capas delgadas concéntricas desarrolladas aproximadamente paralelas al frente de avance del reemplazamiento. En los estadios iniciales del proceso, el reemplazamiento puede ser rápidamente identificado porque gran parte del material de la fase original queda remanente y los bordes de grano original, fracturas o exfoliaciones aún son visibles.

En estadios más avanzados, la fase original puede ser reducida a “islas” que ahora quedan dentro de la matriz de los minerales secundarios. Por otro lado con una observación cuidadosa se puede distinguir entre reemplazamiento a lo largo de fracturas y un mero relleno de fractura por precipitación de una fase anterior. El reemplazamiento consume algo de la fase original y tiende a producir redondeo de las caras irregulares, mientras que el relleno deja las caras fracturadas originales intactas. Después del reemplazamiento, las caras de cada lado de la fractura no “encajan”, mientras que después del relleno, deberían de “encajar”.

El reemplazamiento a lo largo de fracturas puede parecerse en algo a las texturas de exsolución. Sin embargo, el reemplazamiento comúnmente resulta en un incremento de volumen de la fase secundaria reemplazante en las intersecciones de las fracturas, al contrario de lo que sería de esperar en exsolución.

Estructuras del cristal: La estructura del cristal de la fase que es reemplazada puede controlar el reemplazamiento, ya sea porque esto determina sus direcciones de exfoliación o porque la difusión puede progresar más rápidamente a lo largo de ciertas direcciones cristalográficas. Por ejemplo, la oxidación de magnetita comúnmente resulta en reemplazamiento por hematita a lo largo de los planos (111).

Composición química: La composición química de la fase primaria puede controlar la composición de la fase que la reemplaza. Durante el intemperismo y a menudo durante el reemplazamiento hidrotermal, la fase secundaria retiene la misma composición catiónica que la fase primaria con simplemente un cambio en el estado de oxidación o un cambio de anión. También puede ocurrir que el reemplazamiento quite selectivamente un catión y lo sustituya por otro, por ejemplo en el reemplazamiento de calcopirita o bornita por covelita.

### **b.3) Texturas secundarias resultantes por enfriamiento**

La mayoría de las menas se forman a elevadas temperaturas y han sufrido enfriamiento en rangos de temperaturas los cuales pueden estar, por ejemplo, a menos de 100 °C para muchas menas de Pb-Zn en carbonatos pero también tan altas como 1000 °C para las menas de Fe-Ni-Cu en rocas ultramáficas.

Los minerales refractarios como magnetita, esfalerita y algunos arseniuros frecuentemente retienen sus composiciones y texturas originales a través del episodio de enfriamiento, mientras que muchos sulfuros, sulfosales y metales nativos se reequilibran composicionalmente y texturalmente durante el enfriamiento. Algunos efectos texturales resultantes del enfriamiento se describen a continuación.

**Recristalización:** El reequilibrio de las menas a temperaturas diferentes de la original está usualmente acompañado en algún grado por recristalización de los minerales primarios, un efecto que puede o no dejar algún vestigio en la textura original.

**Exsolución y Descomposición:** Muchos minerales de mena sufren ajustes composicionales o estructurales en forma de exsolución o inversión a medida que se enfrían desde las temperaturas iniciales de cristalización.

En la exsolución una fase es expelida de otra, a menudo en un patrón característico (v.g. exsolución de ilmenita en magnetita)

La exsolución constituye un tipo de descomposición porque la composición original de alta temperatura ya no es estable como una sola fase homogénea. Sin embargo el término “descomposición” se aplica comúnmente cuando una fase sufre un cambio químico brusco entre dos fases de composición claramente diferente como en una separación eutéctica (Craig y Vaughan, 1981). El término descomposición también se aplica a la separación de la porción central de una serie de solución sólida completa, con el desarrollo resultante de un íntimo intercrecimiento de fases composicionalmente diferentes.

**Inversión:** La inversión de un mineral, de una forma estructural a otra de la misma composición, no siempre es discernible texturalmente, pero puede producir un maclado característico. Algunas veces, aunque se haya producido la inversión, la morfología cristalina de la fase de alta temperatura está retenida como un paramorfo. Algunas fases de alta temperatura se invierten tan rápidamente en el enfriamiento que sólo las formas de baja temperatura se pueden observar (v.g., troilita, calcocita, acantita). Desafortunadamente, el maclado en acantita, que una vez se pensó como diagnóstico de inversión, puede formarse por debajo de la temperatura de inversión de 176 °C (Taylor 1969). Algunas otras fases que se observan en formas tanto de alta como de baja temperatura (v.g., cinabrio-metacinabrio, famatinita-luzonita) pueden no ser diagnósticas de las condiciones de formación porque una de las formas es metaestable.



#### **II.4. Aplicación de la microscopía de menas en la tecnología mineral.**

La mayoría de las operaciones de beneficio mineral involucran dos etapas principales. La primera de estas es la reducción en tamaño de las partículas del mineral extraído (lo que inicialmente pueden ser bloques de hasta varios metros de diámetro) a tamaños lo más cercano posible a aquellas partículas individuales en las que se presenta la mena. Este proceso conlleva la liberación de los granos económicos y, en el caso de menas complejas, la liberación de diferentes minerales valiosos. La segunda etapa en el beneficio, es la de separación del mineral, en las cuales los minerales valiosos son removidos como concentrado y el remanente, comúnmente sin valor (los relaves), son descartados. Esta separación comúnmente se alcanza explotando las diferencias en las propiedades físicas, químicas o de superficie entre la mena y los minerales de ganga. Uno de los métodos más usados para esta etapa es el de flotación.

La microscopía de menas tiene una gran importancia industrial. Facilita la identificación de minerales valiosos y de minerales que pueden producir problemas durante el beneficio o durante etapas posteriores a la extracción. También provee información sobre el tamaño de las partículas, la naturaleza de su intercrecimiento y la naturaleza de los bordes entre ellas (“locking”) La eficiencia de de la molienda y las técnicas de separación pueden ser monitoreadas en cualquier etapa mediante el examen de probetas pulidas bajo el microscopio de menas.

## **CAPÍTULO III: METODOLOGÍA**

Los datos de campo utilizados para este estudio se recopilieron como parte de los trabajos de exploración de Minera Oro Vega S.A.C. desde el año 2004 al 2006. Consistieron en el levantamiento de 15 000 m de sondeos y en la cartografía en superficie a escalas 1/10 000, 1/1000 y 1/500. Luego, en octubre de 2007, se realizó la cartografía en interior mina a escala 1/250 y 1/500, se revisaron testigos de perforación y se tomaron muestras para estudios petro-minerográficos, representativas de los diferentes eventos paragenéticos. Finalmente se trabajó con los datos geoquímicos de los sondeos ejecutados por Minera Oro Vega S.A.C.

### **III.1. Cartografía geológica de superficie**

La cartografía geológica se realizó en 3 etapas:

La primera etapa consistió en una cartografía a escala semi regional (1/ 10 000, ver anexo I) de las propiedades de Minera Oro Vega S.A.C. que abarcaron un total de 36 km<sup>2</sup>. El objetivo de esta cartografía fue identificar las unidades litoestratigráficas presentes y correlacionarlas con las unidades regionales descritas por el INGEMMET. Además de definir los principales rasgos estructurales presentes. Para ello se emplearon también orto fotos a escala 1/10 000 e imágenes satelitales ASTER.

La segunda etapa consistió en una cartografía detallada de la veta Pallancata a escala 1/1000 insistiendo particularmente en el análisis estructural (vetas, venillas, fallas, brechas, etc; ver anexos II.1.A, II.1.B y II.1.C) y además en el estudio de las zonas de alteración (principalmente silicificación con diseminación de Py). Abarcando toda la extensión de la veta (1.5 km de afloramiento). Para ello se tomaron puntos topográficos con estación total en el terreno que sirvieron de soporte para la cartografía, además se un intensivo muestreo en los afloramientos y labores de la época colonial.

La tercera etapa, ya de más detalle, consistió en realizar cartografías de zonas específicas de gran interés a escala 1/500, una vez más insistiendo en las estructuras como vetas, venillas y fallas. Este cartografía se realizó tanto en superficie (brecha oeste) como en las labores antiguas encontradas en la veta Pallancata.

### **III.2. Cartografía en interior mina**

Para agosto de 2007 se habían ejecutado la rampa Santa Angela y las galerías 244NW en la veta Pallancata y la galería 075 NW en la veta Simoide I. El trabajo consistió principalmente en identificar los eventos paragenéticos macroscópicos vistos en sondeos y ver su relación espacial, para ello se realizó una cartografía de las labores a escala 1/250 y 1/500, insistiendo en las zonas con mayor contenido de sulfuros, así como en la interpretación estructural (fallas, fracturas, brechas) y textural (bandeamiento).

De estas labores se tomaron 8 muestras para estudios petro mineragráficos, principalmente de los eventos de “bonanza”.

### **III.3. Logueo de testigos de perforación diamantina**

Los trabajos de logueo se llevaron a cabo desde agosto de 2004 a junio de 2005, como parte de los trabajos de exploración de minera Oro Vega S.A.C. Se estudiaron los sondeos de dos campañas de perforación (2003 y 2004) con un total de 15 000 m. Con estos datos se realizaron secciones transversales de la veta Pallancata para ver su comportamiento a lo largo del rumbo, además de identificar las principales unidades litoestratigráficas.

Durante el mes de octubre de 2007 también se revisaron sondeos de la campaña de *in-fill drilling* ejecutada por Minera Suyamarca (60% Hochschild Mining PLC, 40% International Minerals).

En estas tres campañas se tomaron 37 muestras representativas de los principales eventos paragenéticos a lo largo de toda la veta.

La revisión de los sondeos de estas tres campañas se centró en las características texturales de la veta, estableciendo una secuencia de las relaciones de intersección. Además se buscó relacionar los distintos eventos con valores geoquímicos de plata, analizando los principales eventos mineralizantes desde el punto de vista económico.

### **III.4. Estudios petro-minerográficos**

Para el desarrollo de estos estudios fue necesario enviar a la universidad del Ruhr en Bochum, Alemania, un total de 34 muestras con la finalidad de que se preparen secciones delgadas pulidas, facilitando de este modo, el estudio de la mineralogía de ganga y mena, así como sus intercrecimientos.

Las muestras restantes (17), fueron preparadas en probetas pulidas para el estudio específico de minerales de mena en los laboratorios de la Universidad Politécnica de Madrid.

Para el estudio de las secciones delgadas-pulidas y probetas pulidas se empleó un microscopio de polarización de transmisión y reflexión Leica DMRXP del Laboratorio de Microscopía Aplicada de la Escuela de Minas de la Universidad Politécnica de Madrid.

Para cada sección delgada pulida se estudió en principio la mineralogía de la mena (esencialmente opacos), empleando luz reflejada. Se describieron y analizaron sus texturas, interrelaciones, abundancias y tamaños. Luego, se empleó luz transmitida para estudiar detalladamente la mineralogía de ganga, prestando atención a las texturas y relaciones de corte. Finalmente, se alternó el trabajo en luz transmitida y reflejada para identificar las interrelaciones entre los minerales de mena y ganga.

### **III.5. Microanálisis cuantitativos**

Las menas argentíferas resultan muchas veces difíciles de estudiar, debido a la gran variedad de minerales con propiedades similares, como es el caso de las sulfosales (Proustita – Pirargirita / Pearceita - Polibasita), en las que no es posible hacer una diferencia entre sus miembros intermedios y finales. Por otro lado están los sulfuros de plata como la Argentita, que resulta a veces difícil de estudiar debido que se destruye fácilmente con la luz de la lámpara del microscopio (propiedad característica conocida como “ataque por luz” o “corrosión por luz”), incluso en otros minerales de plata como estefanita, esta reacción es mucho más violenta y hace casi imposible poder estudiar sus propiedades ópticas.

Otras veces aparecen minerales que al microscopio se pueden identificar como alguna especie común y aparentemente conocida, pero que en el momento de medir su composición dan más de una sorpresa.

Para esta parte del estudio, se trabajó con una microsonda electrónica de marca CAMECA, modelo SX-50. En el laboratorio de Microsonda Electrónica de la Universidad de Ruhr, Bochum, Alemania, bajo la dirección del Dr. Heinz-Jürgen Bernhardt.



**Figura 9:** Microsonda electrónica CAMECA SX-50, Universidad del Ruhr, Alemania.

La microsonda electrónica, usa espectrometría de rayos X para identificar y medir las concentraciones de elementos en una muestra, basados en el descubrimiento de Moseley (1913) quien determinó que los rayos X característicos emitidos son una función del número atómico del elemento que los emite.

La microsonda electrónica proporciona un análisis químico cuantitativo a escala microscópica de sólidos inorgánicos. Es un método no destructivo y emplea rayos X característicos emitidos por un haz de electrones, que incide en una superficie plana (pulida) de la muestra.

Esta interacción del haz de electrones con la materia, produce ciertos efectos que son:

1. Efectos Primarios

- a. Dispersión Elástica (baja pérdida de energía)

En el núcleo

Electrones retrodispersados (BSE)

En la nube de electrones

Electrones secundarios (SE)

- b. Dispersión Inelástica (alta pérdida de energía)

En el núcleo

Radiación Berm

En la nube de electrones

Rayos X característicos

Electrones Auger

Electrones secundarios

Cátodoluminiscencia

2. Efectos secundarios

- a. Fluorescencia secundaria

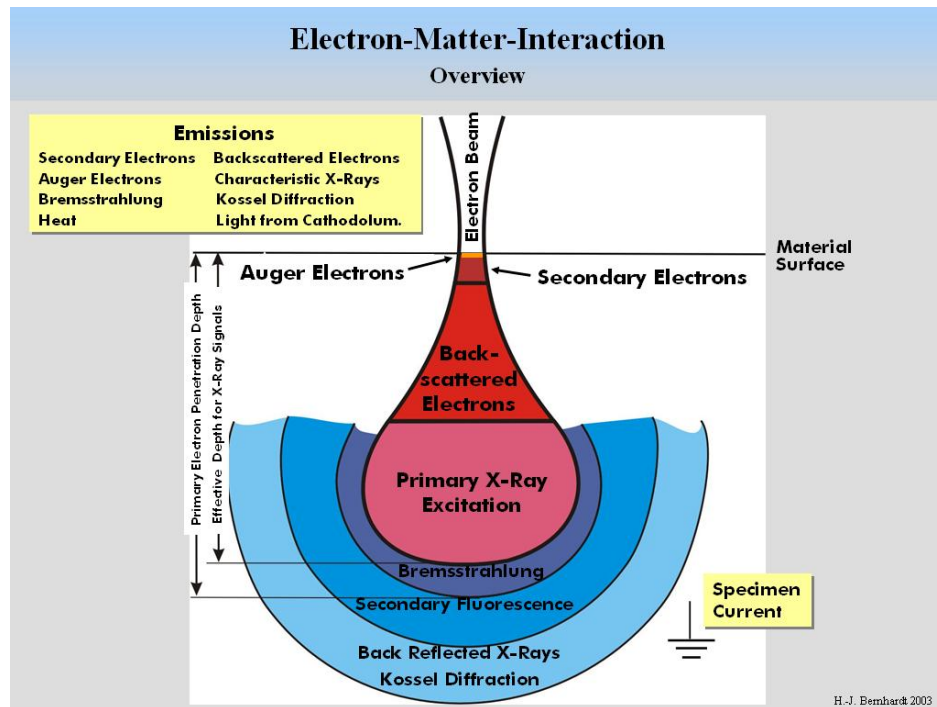
Por radiación Berm

Por radiación característica

- b. Dispersión compton

- c. Efectos Kossel y Kikuschi

Los electrones retro-dispersados (Back scattered electrons - BSE), se utilizan para obtener imágenes en las que se pueden distinguir granos de composiciones diferentes (v.g. proustita y pirargirita), incluso para distinguir zonados dentro de un aparente grano monomineral. Mientras que los electrones secundarios (SE) sirven únicamente para distinguir formas. Hay que señalar que el poder de penetración de los BSE es mucho mayor que los SE.



**Figura 10:** Esquema de los efectos producidos por interacción entre la materia y el haz de electrones (Bernhardt, 2007 – curso master ALFA)

La microsonda CAMECA SX-50, lleva además integrados dos tipos de espectrómetros. Un EDS (Energy-dispersive Spectrometer) que es un detector de estado sólido, que sirve para analizar todas las energías de fotones de Rayos X simultáneamente. Su desventaja es que tiene una baja resolución espectral, por ello no se emplea para análisis cuantitativos, sin embargo para obtener una información preliminar es muy útil.

El segundo tipo de espectrómetro es un WDS (wavelength-dispersive spectrometer), que sirve para medir los rayos X característicos generados por la interacción entre el haz de electrones y la muestra. Éste espectrómetro se usa para análisis químicos cuantitativos muy exactos y consiste en un monocromador y un detector. El monocromador en este caso contiene cristales de LIF (fluoruro de litio), PET (pentaerythritol), TAP (Phthalato ácido de Talio). Estos cristales cubren todas las longitudes de onda de rayos X generadas por elementos entre  $Z=11$  (Na) y  $Z=92$  (U).

El detector empleado para este WDS es un contador proporcional, cuya principal ventaja radica en que puede separar porciones de energía de los rayos X característicos, en elementos cuyos espectros se superpongan, evitando así solapamientos entre los mismos

(v.g. PbKa y SbLb). Cabe señalar que esta microsonda (CAMECA SX-50) trabaja con cuatro espectrómetros WDS, los que van midiendo de forma simultánea.

Luego de completar los estudios petro-minerográficos, para este estudio se seleccionaron 8 muestras, las que mostraron gran interés por la mineralogía presente (v.g. minerales que se destruyen con la luz y que, además, resultaban difíciles de identificar con precisión). Estas muestras son, principalmente, de zonas con alta concentración de sulfuros y en otros casos zonas con un posible enriquecimiento supergénico.

El trabajo se inició con la toma de coordenadas, en la sección delgada-pulida, de los granos a medir. Para ello se utilizó un vernier digital y con la ayuda de un software (constrans) se iban almacenando, de forma digital también, las coordenadas en un computador. A su vez, por cada punto tomado para medir, se tomaba una fotografía para facilitar su ubicación en la microsonda.

Luego de obtener las coordenadas las muestras fueron cubiertas con grafito en una cámara de vacío, para después de ello ser colocadas en un porta muestras, sujetas con una lámina de cobre para facilitar la conductividad, y posteriormente fueron ingresadas en la microsonda. Finalmente, las coordenadas obtenidas con Constrans, son recalculadas para la microsonda a partir de dos puntos de referencia.

El trabajo se inicia con el análisis cualitativo de los minerales a identificar con el uso del espectrómetro EDS. El objetivo de esta etapa preliminar es obtener los elementos presentes en los diferentes granos. Luego de revisar todas las muestras se encontró que los elementos presentes en los minerales son Au, Ag, As, Sb, S, Pb, Zn, Cu, Fe.

Finalmente se realizó una calibración (Tabla 5) para estos elementos y los cristales que se emplearon fueron el PET para Ag La, Au Ma, S Ka, Sb La, Pb Ma; TAP para As La y LIF para Fe Ka, Cu Ka y Zn Ka. Luego de ello, se inició el análisis cuantitativo.

A continuación se presentan en detalle los parámetros de calibración y medida empleados en los análisis.



**Tabla 5: Parámetros de calibración para los cristales PET, TAP y LIF**

**Quantitative Analysis Declaration**

Label: Jorge  
 Date: Thu Jan 24 11:46:55 2008  
 Type: Normal  
 Take Off  
 Angle: 40  
 Iteration Limit: 0

Condition #1      **20,0KV**      **10,0 nA**

**Sp1 PET**

<b>Ag La</b>		Shift:	0	Valence:	1
Time (sec):	20	Bkg (sec):	20		
(+) Bkg:	1150	(-) Bkg:	0	Slope:	1
Standard:	Silber	Esti 3Sig.D.L. (ppm):	1607.86		
Bias (V):	1350	Gain(*):	120	DeadTime (us):	3
Baseline:	500	Window:	250	Mode:	Pha Integral
SineTheta:	47440	I(C/s/nA):	179.099	Date:	18/Jan/08

<b>Au Ma</b>		Shift:	0	Valence:	3
Time (sec):	20	Bkg (sec):	10		
(+) Bkg:	800	(-) Bkg:	-800	Slope:	0
Standard:	Gold1	Esti 3Sig.D.L. (ppm):	3706.29		
Bias (V):	1350	Gain(*):	120	DeadTime (us):	3
Baseline:	500	Window:	250	Mode:	Pha Integral
SineTheta:	66748	I(C/s/nA):	95.498	Date:	18/Jan/08

**Sp2 TAP**

<b>Ag La</b>		Shift:	0	Valence:	3
Time (sec):	20	Bkg (sec):	10		
(+) Bkg:	850	(-) Bkg:	-850	Slope:	0
Standard:	Arsenkies	Esti 3Sig.D.L. (ppm):	2343.81		
Bias (V):	1447	Gain(*):	120	DeadTime (us):	3
Baseline:	900	Window:	2000	Mode:	Pha Diff
SineTheta:	37646	I(C/s/nA):	177.034	Date:	18/Jan/08

**Sp3 LIF**

<b>Fe Ka</b>		Shift:	0	Valence:	2
Time (sec):	20	Bkg (sec):	10		
(+) Bkg:	800	(-) Bkg:	-800	Slope:	0
Standard:	Pyrit	Esti 3Sig.D.L. (ppm):	562.66		
Bias (V):	1698	Gain(*):	120	DeadTime (us):	3
Baseline:	500	Window:	2000	Mode:	Pha Integral
SineTheta:	48081	I(C/s/nA):	283.408	Date:	17/Jan/08

<b>Cu Ka</b>		Shift:	0	Valence:	2
Time (sec):	20	Bkg (sec):	10		
(+) Bkg:	800	(-) Bkg:	-800	Slope:	0
Standard:	S58CuS	Esti 3Sig.D.L. (ppm):	839.2		
Bias (V):	1698	Gain(*):	120	DeadTime (us):	3
Baseline:	500	Window:	2000	Mode:	Pha Integral
SineTheta:	38249	I(C/s/nA):	368.543	Date:	17/Jan/08

<b>Zn Ka</b>		Shift:	0	Valence:	2
Time (sec):	20	Bkg (sec):	20		
(+) Bkg:	1200	(-) Bkg:	0	Slope:	1
Standard:	ZnS	Esti 3Sig.D.L. (ppm):	997.01		
Bias (V):	1698	Gain(*):	120	DeadTime (us):	3
Baseline:	500	Window:	2000	Mode:	Pha Integral
SineTheta:	35628	I(C/s/nA):	314.338	Date:	17/Jan/08

#### Sp4 PET

<b>S Ka</b>		Shift:	0	Valence:	4
Time (sec):	20	Bkg (sec):	20		
(+) Bkg:	200	(-) Bkg:	0	Slope:	1
Standard:	S58CuS	Esti 3Sig.D.L. (ppm):	462.54		
Bias (V):	1371	Gain(*):	120	DeadTime (us):	462.54
Baseline:	500	Window:	2000	Mode:	Pha Integral
SineTheta:	61390	I(C/s/nA):	125.524	Date:	17/Jan/08

<b>Sb La</b>		Shift:	0	Valence:	3
Time (sec):	20	Bkg (sec):	10		
(+) Bkg:	680	(-) Bkg:	-750	Slope:	0
Standard:	S53_Sb2S3	Esti 3Sig.D.L. (ppm):	1272.76		
Bias (V):	1371	Gain(*):	120	DeadTime (us):	1272.76
Baseline:	500	Window:	2000	Mode:	3
SineTheta:	39297	I(C/s/nA):	241.068	Date:	17/Jan/08

<b>Pb Ma</b>		Shift:	0	Valence:	2
Time (sec):	20	Bkg (sec):	20		
(+) Bkg:	1600	(-) Bkg:	-800	Slope:	0
Standard:	S54_PbS	Esti 3Sig.D.L. (ppm):	3106.52		
Bias (V):	1371	Gain(*):	120	DeadTime (us):	3
Baseline:	500	Window:	2000	Mode:	Pha Integral
SineTheta:	60385	I(C/s/nA):	76.004	Date:	17/Jan/08

Cabe mencionar que los minerales que se desintegraban con la luz del microscopio también resultaron muy difíciles de medir con la microsonda, ya que presentaban el mismo problema, e inclusive mayor. Es así, que se tuvo que escoger granos grandes para poder mover la muestra y hacer que el haz no incida siempre en el mismo punto desintegrado, ya que los valores podrían ser erróneos. En granos que se desintegraban violentamente (menos de 3 segundos) y de tamaño pequeño fue imposible realizar una medida.

### III.6. Análisis factorial de datos geoquímicos de sondeos

El análisis factorial es un término que se usa para describir varios métodos diseñados para analizar las interrelaciones dentro de un grupo de variables u objetos. A pesar de que las técnicas variadas difieren grandemente en sus objetivos, y en el modelo matemático que las sustenta, todas tienen una característica en común, que es, la construcción de unas pocas variables (u objetos) hipotéticas, llamadas factores, que se supone contienen la información esencial de un grupo más amplio de variables u objetos observados.

Los factores se construyen de una manera tal que se reduce la complejidad general de los datos aprovechando sus interdependencias. Como resultado, un pequeño número de factores pueden comúnmente contabilizar aproximadamente la misma cantidad de información como lo hace el grupo más amplio de observaciones. Es así que el análisis de factor es, en este único sentido, un método multivariable de reducción de datos.

Para aplicar este método se utilizaron los resultados geoquímicos de muestras de sondeos de perforación, los mismos que fueron analizados por ICP-MS (espectrometría de masas con plasma de acoplamiento inductivo) en el laboratorio comercial ALS CHEMEX en Lima.

Se consideraron únicamente las muestras dentro de los bloques de cubicación, obteniendo un promedio ponderado para cada intersección de la veta en el sondeo, con la siguiente fórmula:

$$LeyM = \frac{\sum Ley\ muestra\ x\ potencia\ muestra}{\sum potencias\ muestra}$$

Donde M es la ley para los diferentes elementos considerados (Au, Ag, Sb, As, etc...).

Luego se trataron estos datos con el programa R en la versión 2.6.1 (Fundación R para Cálculo Estadístico). Con este software se realizó el análisis estadístico de los elementos viendo sus distribuciones y correlaciones. Finalmente se trabajó con el análisis de factor para obtener la máxima probabilidad de las variables en la matriz de datos.

El modelo matemático aplicado es:

$$X_{(N \times p)} = F_{(N \times K)} A'_{(K \times p)} + E_{(N \times p)}$$

Donde X es la matriz de datos, F es la matriz del resultado de factores (*scores*), los que fueron obtenidos con el método de regresión de Thompson (1951). A es la matriz de carga de factor (*Loadings*) y E es la matriz de residuales o términos de error. K es un escalar que indica el número de factores a utilizarse, que puede postularse antes del análisis o pueden calcularse por diversos medios después del análisis. Es casi siempre menor que p, el número de variables, y a menudo mucho menor (Jöreskog et al 1976)

Con los resultados de estos análisis se seleccionaron las variables con las que se trabajaría más adelante, en el método de cocientes metálicos. Para ello se seleccionaron las variables cuyos valores de unicidad (*uniqueness*) se alejaban de la unidad. Los valores de unicidad expresan la proporción de la variabilidad de la variable, que no es explicada por el modelo factorial. Si este valor es muy alto (cercano a la unidad), quiere decir que esta variable toma valores independientemente de los que toman las otras. Sin embargo, si éste es bajo, quiere decir que sus variaciones están relacionadas con las de los factores comunes y por lo tanto, su comportamiento debe poder ser explicado por el comportamiento de los factores.

### **III.7. Cocientes metálicos**

El zonamiento de las menas de metales puede determinarse por la observación de cambios verticales y laterales de los contenidos metálicos o mineralógicos en un sistema de vetas. La representación gráfica de los valores actuales de metales en las proyecciones de las vetas o en una sección transversal del distrito permite una aproximación cuantitativa y a menudo revela la naturaleza general del patrón de zonado. Sin embargo, tal aproximación es más indicativa de la distribución de un *ore shoot* que de un cambio químico. Los valores metálicos altos reflejan áreas donde las venas son inusualmente anchas o donde el terreno está fuertemente fracturado, y en consecuencia, donde se deposita una gran cantidad de sulfuros.

La distribución de los *ore shoots* se correlaciona comúnmente con características estructurales tales como el espesor de las vetas o inflexiones, evidenciadas por frecuentes concordancias de los mapas de contenido metálico con proyecciones de isopacas o contornos de estructuras. Las variaciones del contenido metálico por sí solas no pueden dar una idea clara de zonamiento, porque resultan tanto de controles físico-químicos como estructurales de la deposición de la mena. Las observaciones en los cambios mineralógicos se usan comúnmente para describir el zonamiento, pero también son esencialmente cualitativos (Goodell y Petersen, 1974, Petersen et. al. 1977).

Por otro lado, el uso de los cocientes metálicos puede resultar en una caracterización cuantitativa del zonado. Los cocientes metálicos de elementos mayores son esencialmente independientes de las características estructurales e indican cambios en el carácter químico del material depositado por las soluciones mineralizantes.

Los cocientes metálicos resultan de cambios mineralógicos y de variaciones en las cantidades relativas de las fases presentes. Estos cambios pueden deberse a controles litológicos o a las variaciones físicoquímicas generales experimentadas por las soluciones que viajan a través de la roca. Éste método puede presentar algunos inconvenientes cuando hay solapamientos de diferentes episodios deposicionales, aunque estas complicaciones pueden resolverse en algunas oportunidades.

Los metales empleados para obtener los cocientes se eligieron en función de los valores del análisis factorial, además se tuvieron en cuenta otros metales adicionales, considerando la mineralogía vista al microscopio y en la microsonda, cuando hay una asociación es indiscutible.

Finalmente se elaboraron esquemas de cocientes metálicos de Au/Ag, Ag/Pb, Pb/Zn, Ag/Cu, cabe señalar que a todos ellos se les aplicó logaritmo (base 10) para centrar su distribución.

### III.8. Consideraciones geotermométricas

Existen diversos métodos para estimar las temperaturas a las que se formó una mena mineral. Una de ellas por ejemplo consiste en la medida de isótopos estables de oxígeno en pares de minerales en equilibrio ( $^{16}\text{O}$  y  $^{18}\text{O}$ ) muy ampliamente usado en muchos estudios. Otro método es el estudio de las paragénesis de sulfuros y sus equilibrios, existiendo algunas especies minerales que por sus características pueden dar una orientación de la temperatura de formación (vbg. maclas de inversión de argentita a acantita, supuestamente, a  $173^\circ\text{C}^1$ ). Finalmente otro método de amplia aplicación es el estudio de las inclusiones fluidas, cuya medida puede dar una aproximación muy exacta de las temperaturas y las presiones a las que se formaron las menas.

En este estudio, se han empleado las paragénesis minerales encontradas, con ayuda de la microsonda electrónica para dar una idea de las temperaturas a las que se pudieron depositar estos sulfuros. Pero además, se han realizado observaciones preliminares de petrografía de inclusiones fluidas sobre una muestra seleccionada para estimar un rango de temperatura, aplicando los estudios desarrollados por Bodnar, Reynolds y Kuehn (1985).

Bodnar et al (1985) proponen una predicción general de las temperaturas de captura basada en la coherencia de los cocientes volumétricos líquido-vapor (o grado de relleno, F), en la forma y en la suavidad de la superficie de las inclusiones. En efecto, la cinética de la disolución y reprecipitación del cuarzo durante la formación y “maduración” de las inclusiones depende de la temperatura. Cuanto más alta es la temperatura, es más rápido el proceso de cicatrización (*healing*) y por lo tanto se tiene un potencial más alto para alcanzar la forma de superficie que corresponde al estado de mínima energía (morfología de cristal negativo); mientras que cuanto más baja sea la temperatura, este proceso es más lento, y por lo tanto es más fácil que se alcance la nucleación de una fase de vapor antes del estrangulamiento de una inclusión fluida individual.

Bajo este razonamiento proponen las siguientes características (Tabla 6), para predecir las temperaturas de homogenización de las inclusiones fluidas en cuarzo, basándose únicamente en la morfología de las mismas y en los cocientes L:V.

---

<sup>1</sup> Taylor (1969) ha demostrado experimentalmente que las maclas en acantita pueden formarse a temperaturas menores a  $173^\circ\text{C}$ , descartando su utilidad como geotermómetro.

**Tabla 6: Aproximaciones geotermométricas a partir de la morfología de Inclusiones Fluidas, modificada de Bodnar et al (1985).**

<b>FORMA</b>	<b>L:V</b>	<b>Th*</b>
Irregular	Inconstante	<200°C
Irregular	Constante	~200 – 230°C
Redondeada	Constante	~240 – 260°C
De cristal negativo	Constante	> 260°C

\* Para inclusiones de 7-15 micras en la dimensión más larga.

Hay que tener en cuenta que este método, fruto de la experiencia de autores y basado en numerosas observaciones, es una estimación que en general da resultados muy razonables, pero en rigor no puede suplir al estudio micro-geotermométrico propiamente dicho.

Para este trabajo se seleccionó una muestra de la zona de bonanza, en la que se ve claramente un intercrecimiento entre ganga y mena, que permiten afirmar su relación genética, y se preparó una sección delgada doblemente pulida para hacer la petrografía de las inclusiones fluidas.

## **CAPÍTULO IV: PROCESO EXPERIMENTAL**

### **IV.1. Litoestratigrafía**

La mina Pallancata se ubica en la zona noreste del cuadrángulo de Pacapausa (30-p), cuyo mapa geológico a escala 1/100 000 (Dávila, 1991) la sitúa en rocas volcánico sedimentarias de la formación Aniso, que se compone de intercalaciones de areniscas tobáceas grises a verdosas, con areniscas conglomerádicas. Sin embargo, en el cuadrángulo de Chulca (30-q) Palacios (1994), describe hacia la zona noroeste de la hoja un amplio afloramiento de la formación Alpbamba, compuesto de rocas piroclásticas riolíticas a dacíticas. Por esta razón no se distingue un contacto claro entre estas dos formaciones.

En la cartografía geológica de superficie a escala 1/10 000 realizada (anexo I), se distinguen distintos rasgos texturales y composicionales que corresponderían, además de las formaciones Aniso y Alpbamba, a otras unidades geológicas. Cabe señalar que la clasificación que se presenta a continuación ha sido elaborada de acuerdo con observaciones de campo y estudios de muestras de mano, debido al corto tiempo disponible para la elaboración de este estudio y además por estar fuera de los objetivos principales, no se tomaron muestras para estudios petrográficos. Las unidades de origen volcánico fueron divididas en tres miembros (inferior, medio y superior; ver Anexo I) tomando como referencia a una toba ignimbrítica de composición riolítica que constituye un buen marcador estratigráfico. Se describen las siguientes unidades.

#### **IV.1.1. Basamento cretácico**

A pesar de que no aflora en el área de la mina, se pueden observar comúnmente clastos de pizarras negras y areniscas como componentes de algunas tobas. Se observan bien en afloramientos, aunque se aprecian mejor en testigos de sondeos. Estos fragmentos pueden provenir de rocas del basamento cretácico, ya sea arrancados de cuellos volcánicos o arrastrados durante el transporte (Pratt W. 2005). Estas rocas sedimentarias del basamento cretácico, afloran a 5 km al sur de la veta Pallancata, donde Dávila (1991) describe a la Formación Ferrobamba, conformada por calizas gris-negruscas, masivas y calizas areniscosas gris clara a amarillentas.



#### **IV.1.2. Unidad Inferior**

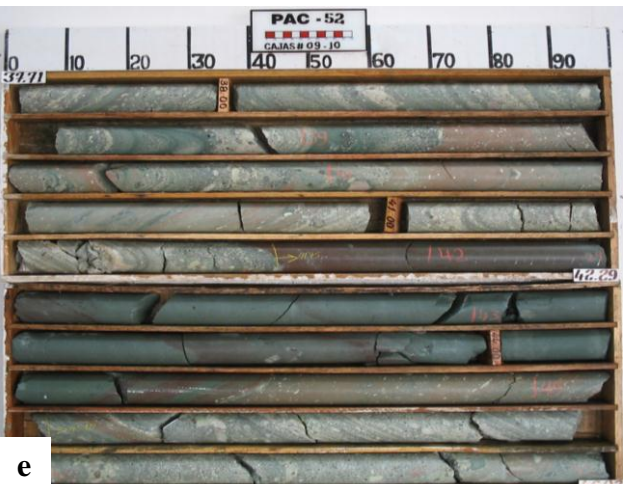
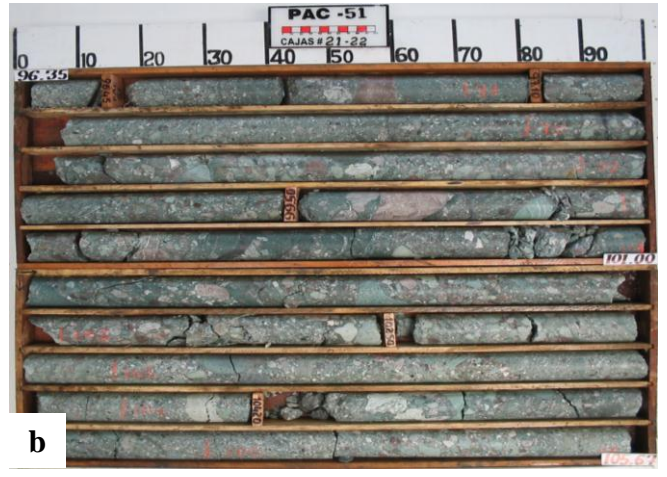
Esta secuencia es difícil de generalizar debido a sus grandes cambios laterales, sin embargo es posible diferenciar a la base una secuencia de rocas volcanoclásticas en estratos gruesos, a veces masivos, de tobas lapillíticas de grano grueso muy ricas en pómez, de composición dacítica a riódacítica, las mismas que gradan hacia el techo a tobas lapillíticas de grano medio-fino hasta llegar a tobas de cristales, repitiéndose esta secuencia de forma cíclica. Esta litología se alterna con lutitas tobáceas de color rojo a verde, con un claro componente sedimentario indicando su deposición en ambientes lagunares o subacuados.

Otro componente importante de este miembro son coladas de lavas andesitas afaníticas, generalmente son de color rojo y se encuentran muy oxidadas, presentan geometrías muy irregulares y se intercalan de una forma compleja con las tobas. Es muy característico, en estas coladas andesíticas, encontrar brechas de flujo hacia la base y el frente de las unidades, embutidas muchas veces en una matriz de ceniza o de la andesita misma.

Finalmente hacia el techo de esta unidad, los cambios en sedimentación son aún mayores, pudiendo distinguirse antiguos conos aluviales los que muestran cambios progresivos a lo largo del rumbo, pasando de secuencias de conglomerados canalizados a secuencias dominadas por lutitas tobáceas (lagunares).

El espesor de cada una de estas unidades es muy variable, como se puede ver, sin embargo, éstas han sido reconocidas en profundidad mediante sondeos (veta Pallancata) alcanzando un espesor de aproximadamente 300 m, cabe señalar también que esta estimación es relativa ya que asociada a la deposición de estas tobas se encuentran también numerosas fallas sindeposicionales, las mismas que pudieron jugar un papel importante en el volumen depositado.

Este miembro correlacionaría coherentemente con la formación Alfabamba, de acuerdo con lo descrito por el INGEMMET (Dávila 1991, Palacios, O. 1994).



**Figura 11:** Afloramientos y muestras de sondeos de la unidad inferior: a) Secuencia de tobas lapillíticas y de cristales de color gris verdoso, con estratos afectados por fallas sindeposicionales; b) Secuencia volcanoclástica con abundantes fragmentos de pómez, andesita y del basamento cretácico; c) Colada andesítica con brecha de flujo a la base; d) Ampliación de la brecha de flujo andesítica, clastos subangulosos de andesita embutidos en una matriz muy fina violácea; e) Secuencia volcánico – sedimentaria finamente estratificada y con gradación normal, incluyen horizontes de lutitas tobáceas de color rojizo; f) Afloramientos de tobas con estratificación sesgada dentro de unidades con estratificación laminar, posiblemente por un cambio del régimen de flujo (turbulento).

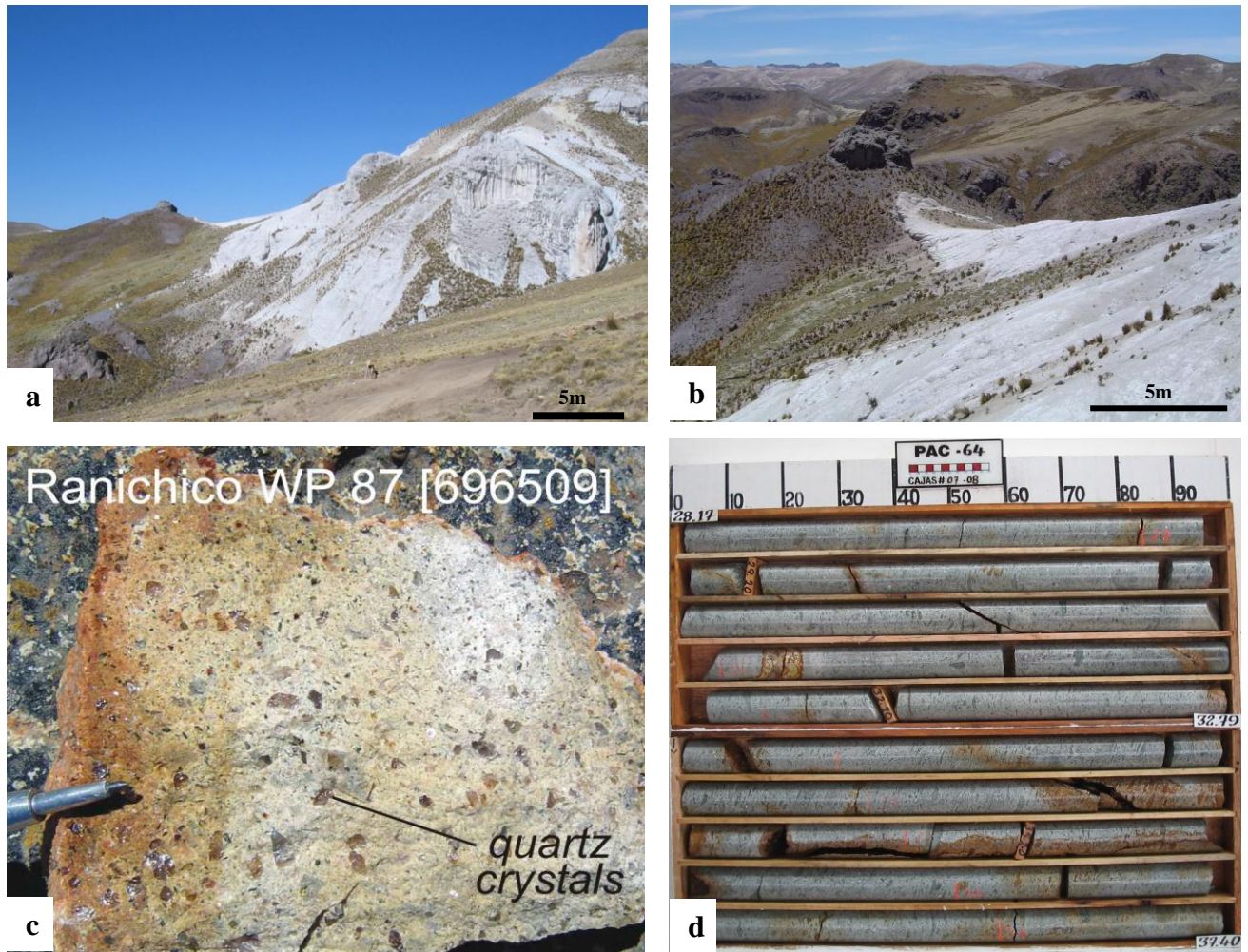
### IV.1.3. Unidad Media

Esta unidad la compone una toba de cenizas de composición dacítica a riolítica, resultado de una gran erupción ignimbrítica debida a una gran caldera o fisura (Pratt, W. 2005). Esta toba forma grandes afloramientos de color blanco y generalmente es masivo y no estratificado, en algunas zonas se puede observar una moderada “foliación” de soldadura reflejada en pómez alineados (*fiamme*). Los fragmentos de pómez y la ceniza son abundantes en esta toba, además es común encontrar cristales rotos de cuarzo bipiramidal y cristales euhedrales de biotita.

La mayor parte de este miembro se compone de una toba masiva, sin embargo se pueden diferenciar algunos estratos de tobas redepositadas con un alto contenido de cristales de cuarzo y biotita, los que se ubican tanto al techo como a la base del cuerpo principal de la toba.

Otro rasgo importante de este miembro es que presenta delgadas capas de carbón o de tobas carbonáceas, las que indican que, al menos localmente, las condiciones entre erupciones fueron algo pantanosas.

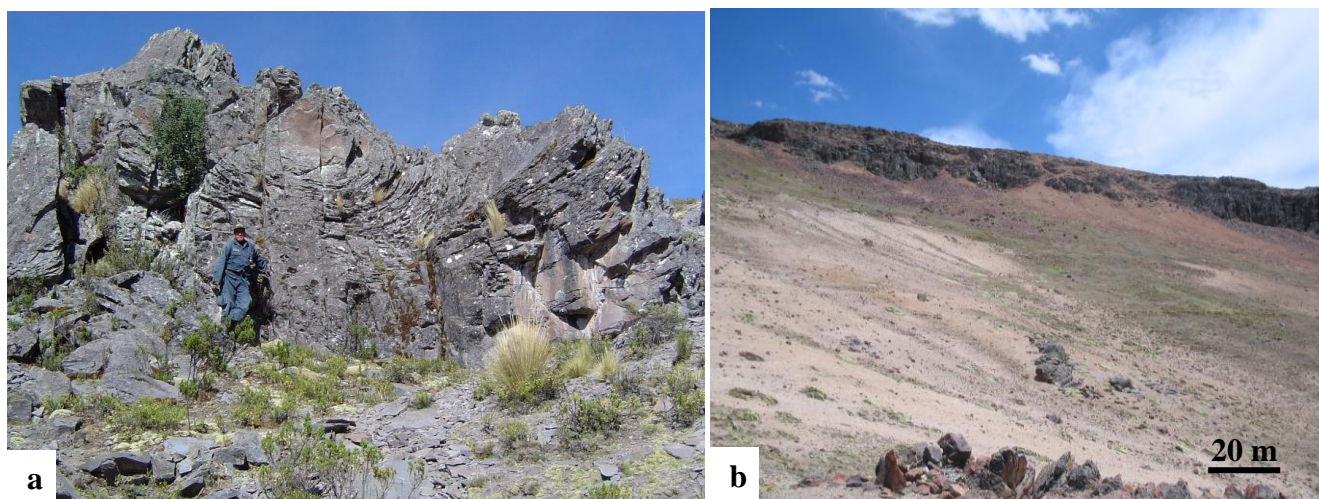
Esta unidad se encuentra discordante sobre el miembro inferior, y su espesor es también muy variable ya que se deposita sobre las colinas y valles del miembro inferior, el mismo que sufrió fuerte fallamiento en bloques (sindeposicional). Este miembro medio se correlaciona con la formación Aniso descrita en los trabajos del INGEMMET (Dávila, 1991).



**Figura 12:** Afloramientos y muestras de sondeos de la unidad media: a) Afloramiento gris blanquecino de la unidad media sobre la unidad inferior de color violáceo b) Toba dacítica cubriendo en discordancia a lutitas tobáceas y andesitas de la unidad inferior; c) Muestra de mano con abundantes cristales de cuarzo rotos; d) Foliación de soldadura, nótese los *fiammes* alineados.

#### IV.1.4. Unidad Superior

Esta unidad se compone de coladas andesíticas de textura afanítica a débilmente porfirítica de 50 a 75 m en espesor. Presentan un fuerte bandeamiento de flujo son de color oscuro, se observan fenos de plagioclasa y hornablenda, además presentan débil magnetismo. Este miembro se correlaciona con los volcánicos Saycata descritos por el INGEMMET (Dávila, 1991).



**Figura 13:** Afloramientos de la unidad superior: a) Afloramiento de colada andesítica con fuerte fracturamiento hacia la base y frente del flujo; b) Afloramiento de colada andesítica cubriendo tobas dacíticas blanquecinas de la unidad media.

#### IV.1.5. Unidades intrusivas

Las unidades intrusivas principales encontradas en el área son de composición andesítica y riolítica, las cuales además de diferir en composición, parecen también diferir en el tiempo en que se emplazaron.

##### **Intrusiones Andesíticas**

Estas intrusiones son de color verde y carecen de texturas autobrecha, como en las coladas andesíticas, por el contrario es característico en ellas la textura porfirítica, con abundantes fenocristales de plagioclasa, anfíbol, biotita y clinopiroxenos en una matriz de grano muy fino.

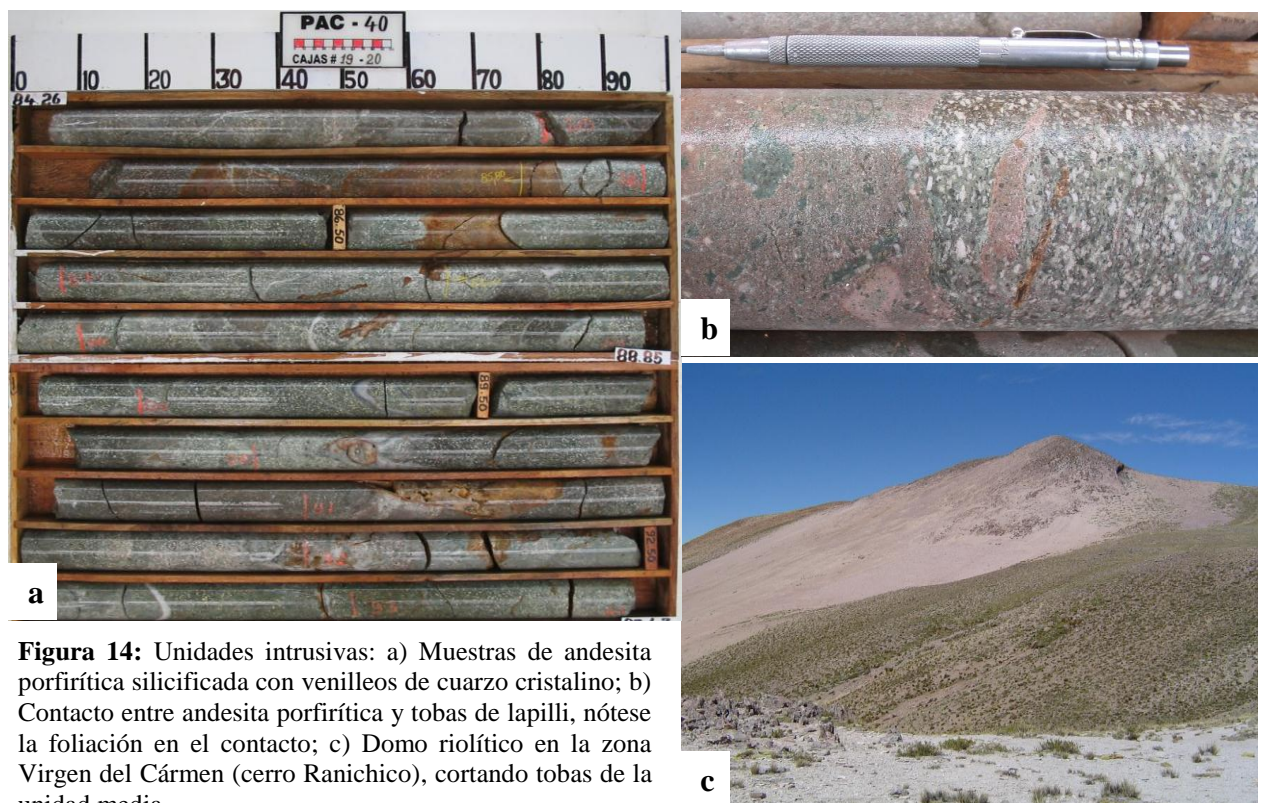
Un gran afloramiento de esta unidad se encuentra al sur de la veta Pallancata (ver anexo I), la misma que corta a este material intrusivo formando *stockworks* y brechas con clastos del

mismo en una matriz de cuarzo cristalino, esto ha sido evidenciado por testigos de sondeos en profundidad. En superficie esta andesita porfirítica, se corta abruptamente a 100 m de la veta Pallancata, lo que posiblemente se deba a un fallamiento posterior al emplazamiento de este cuerpo intrusivo, o a que sea su geometría original.

### Intrusiones riolíticas

En el mapa geológico a escala 1/10 000 se pueden ver tres intrusiones principales (anexo I, figura 15). Éstas comprenden riolitas afaníticas de color rosado, con fuerte bandeamiento de flujo paralelo a los contactos, además es muy frecuente encontrar esferulitas de devitrificación. En algunas de ellas se puede encontrar obsidiana de color gris claro a negro hacia los contactos de la intrusión (Cerro Ranichico y Sarnahuiri), lo que indica su proximidad a la superficie en el momento de la intrusión y que posiblemente llegaron a formar domos en superficie.

La morfología de estas intrusiones es de domos alargados con paredes verticales, además se encuentran cortando a la toba ignimbrítica del miembro medio, también la ausencia de fenocristales sugiere que estas riolitas no fueron la fuente de alimentación de estas tobas, en consecuencia serían intrusiones tardías y hasta podrían ser posteriores a la mineralización.



**Figura 14:** Unidades intrusivas: a) Muestras de andesita porfirítica silicificada con venilleos de cuarzo cristalino; b) Contacto entre andesita porfirítica y tobas de lapilli, nótese la foliación en el contacto; c) Domo riolítico en la zona Virgen del Cármen (cerro Ranichico), cortando tobas de la unidad media.

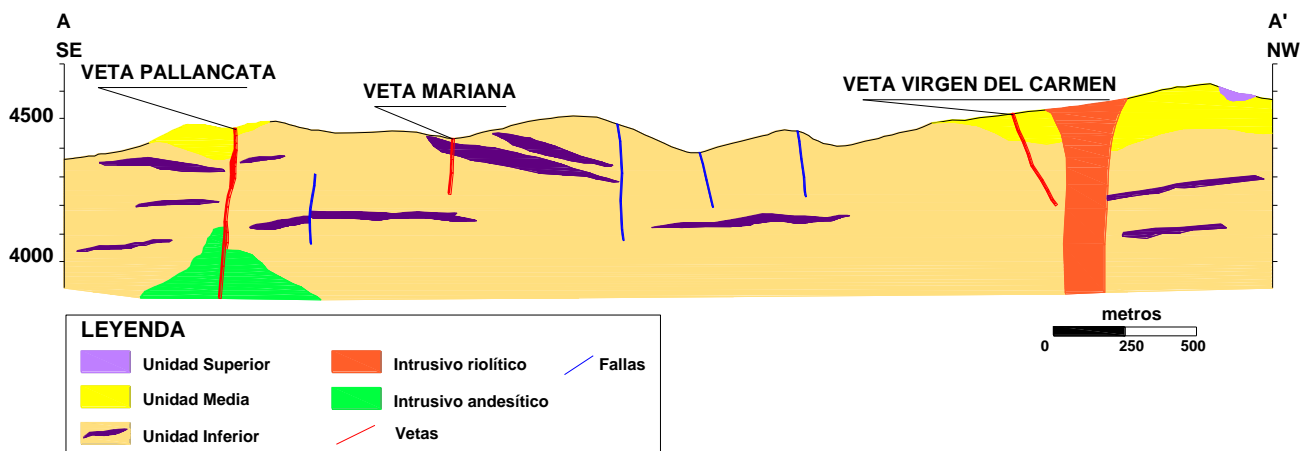
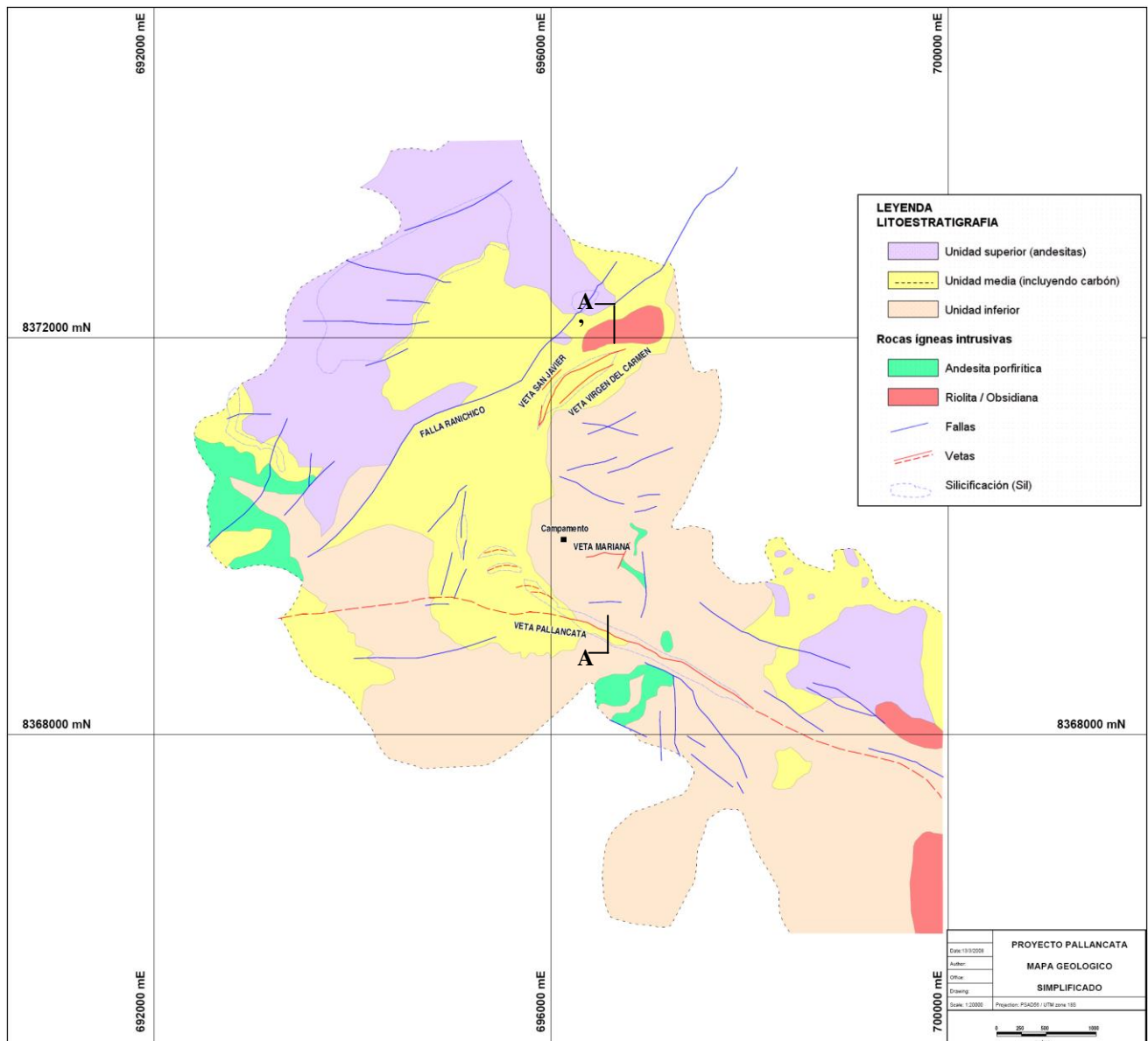


Figura 15: Mapa geológico y perfil geológicos simplificados; escala gráfica, modificados de Pratt (2005).

## IV.2. Rasgos estructurales

La veta Pallancata está asociada a una gran falla sinuosa de rumbo E – ESE, que corta a la veta a veces en forma paralela y otras ligeramente en diagonal, sin embargo el rumbo promedio es siempre subparalelo a la veta y su buzamiento subvertical, aunque la dirección del mismo también varía. Esta falla está flanqueada por varias fallas menores subparalelas pero menos contínuas<sup>2</sup>.

La falla Pallancata, tuvo una historia muy activa, antes, durante y después de la mineralización, esto queda evidenciado en los testigos de sondeos en los que se pueden apreciar amplios intervalos con brechas tectónicas que incuyen fragmentos de roca (volcánicos) y veta (cuarzo y calcedonia con pirita) en una matriz muy fina, esta misma brecha, se encuentra alterada por una silicificación intensa y a continuación pasa a otra brecha tectónica con fragmentos de esta antigua brecha silicificada, pero además, con fragmentos del encajante (volcánicos) y de la veta mineralizada (cuarzo con sulfuros de plata) en una matriz de harina de falla.

Las evidencias cinemáticas de esta falla indican que es de tipo sinistral, una de ellas es la morfología de la veta pallancata con una apariencia “en rosario” (Figura 16) con zonas de gran potencia que alcanzan hasta 30 m de espesor (dilacionales) y otras donde se adelgaza (estrechamientos) hasta tener solo un metro de espesor. Además en profundidad se han reconocido fracturas extensionales oblicuas a la veta formando vetas simoidales secundarias (Figura 18, anexo II.2), cuya orientación confirma esta interpretación. Otro rasgo importante para afirmar que el movimiento en esta zona es de tipo sinistral, son las venillas menores sin-tectónicas que tienen una morfología en “cola de caballo” (Figura 17) indicando también un movimiento sinistral.

---

<sup>2</sup> En los anexos II.1.A, II.1.B y II.1.C se muestra una cartografía estructural de la Veta Pallancata a escala 1/1000.

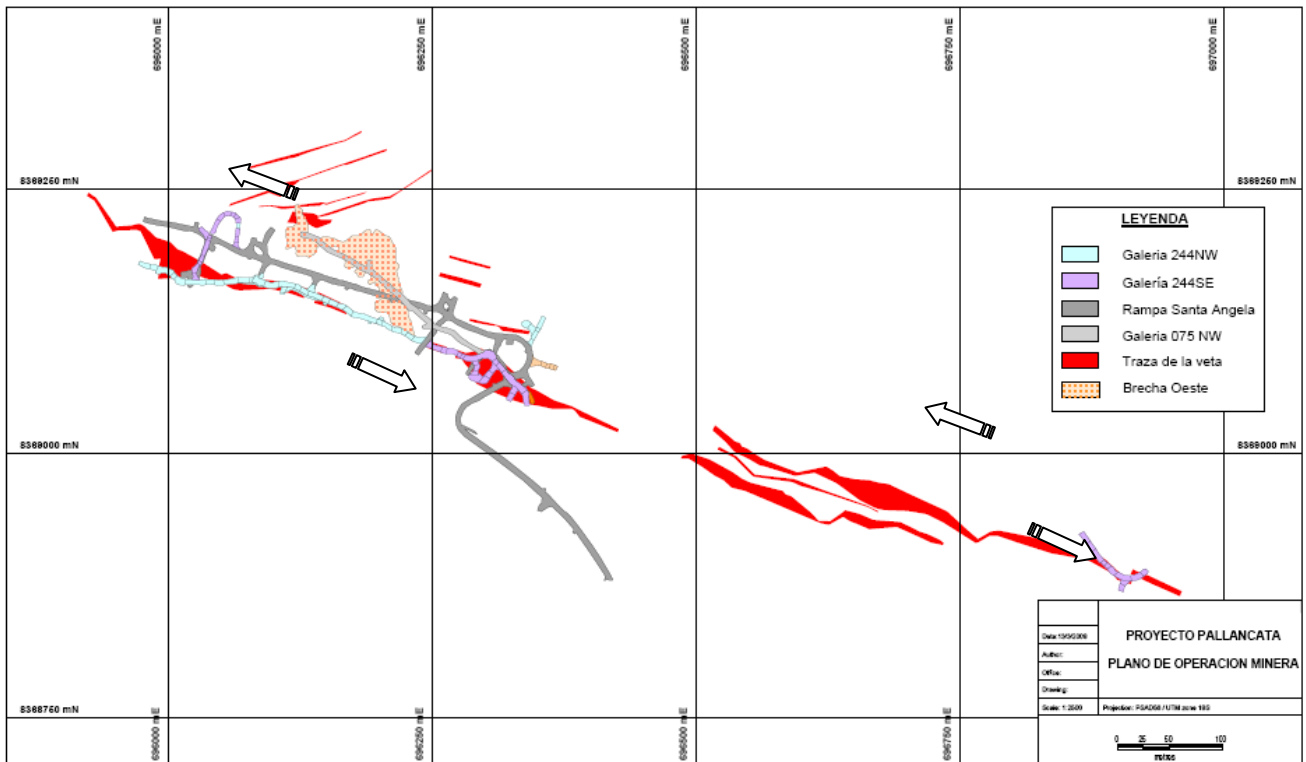




**Figura 16:** Afloramiento de la Veta Pallancata: con inflexiones que dan apariencia “en rosario” por zonas dilacionales y zonas de estrechamiento.



**Figura 17:** Venilla con morfología en “cola de caballo” indicando desplazamiento sinistral. Tomada de Pratt, 2005.



**Figura 18:** Traza de la Veta Pallancata con las labores en ejecución, nótese las estructuras emplazadas en fracturas tensionales hacia la zona noroeste de la veta y las zonas de apertura en la parte central, indicando una clara componente sinistral.

Es claro que esta falla tuvo un papel importantísimo en la mineralización, controlando los espesores de la veta y por ende, la concentración de metales en la misma. Además, teniendo en cuenta que las fallas transcurrentes tienen por lo general un buzamiento vertical a subvertical, los clavos mineralizados en Pallancata deberían tener el mismo buzamiento (Corbett, 2002b) y estar relacionados a los lazos y codos formados en la veta producto de esta falla, sin embargo se observa que los clavos mineralizados tienen una inclinación hacia oeste, lo que indicaría que además actuó un fallamiento normal, que se caracteriza por formar clavos horizontales (Corbett, 2002b). La geometría de los clavos en la veta Pallancata sería un resultado de ambos tipos de fallamientos.

Debido al tiempo limitado para este estudio, no fue posible realizar una correlación de la falla Pallancata con otros rasgos estructurales regionales, sin embargo los grandes cambios deposicionales en la vecindad de la veta Pallancata (lentes de lava que se acuñan hacia la zona de la veta, rodeados por tobas formando *slumps*) han conducido a interpretada como un graben complejo que controló la deposición de estas unidades volcánicas. Otra interpretación que se le asigna es la de un posible margen de caldera (Pratt, W., 2005), estas serían algunas aproximaciones pero en realidad se necesita hacer un trabajo más profundo sobre este tema.

### **IV.3. Distribución de la mineralización**

En la mina Pallancata se pueden encontrar diversos sistemas de vetas, cuyas texturas son típicas de un ambiente epitermal (texturas de relleno y reemplazamiento). El sistema principal lo constituye la veta Pallancata con una extensión aproximada de 1.2 km en superficie y en la cual se enfoca este estudio. Pero además existen otros dos sistemas, que a pesar de no tener la extensión de la veta Pallancata, son muy interesantes, pues la geoquímica muestra valores económicos en plata, estos son las vetas Mariana, Virgen del Carmen y San Javier (ver anexo I).

#### **Zona Mariana**

La veta Mariana se ubica al norte de la veta Pallancata, y tiene un rumbo promedio de N75E, con buzamiento 75NW. El rumbo de esta veta es oblicuo a Pallancata. La veta

Mariana se compone, más que de una sola estructura, de una serie de venilleos de cuarzo blanco a cristalino con moderadas drusas, que en conjunto alcanzan un espesor de hasta 2 m en superficie.

No se han tomado muestras para el estudio de secciones delgadas y pulidas de esta zona, pero macroscópicamente se puede ver que la ganga se compone fundamentalmente de cuarzo, no se observan pseudomorfos de calcita, pero sí un débil bandeamiento en las venillas. En cuanto a la mena, se puede observar principalmente platas rojas (serie proustita-pirargirita), además otros sulfuros como pirita.

Esta veta tiene, aparentemente, además de un control estructural sinistral, un control litológico, debido a que presenta un mejor desarrollo del venilleo en zonas donde la estructura corta andesitas, muy frágiles, alcanzando los 2 m de espesor, mientras que en zonas donde corta tobas del miembro inferior, el venilleo se acuña y pasa a ser de unos escasos centímetros.

### **Zona Virgen del Carmen**

Esta zona se encuentra al norte de la zona Mariana, en el cerro Ranichico. Aquí se distinguen dos vetas principales que son Virgen del Carmen y San Javier, ambas vetas se encuentran emplazadas en la toba ignimbrítica del miembro medio, la cual en esta zona está muy bien soldada con una fuerte alineación de los *fiammes* y además está fuertemente silicificada, lo que la hace muy quebradiza y favorable para albergar estructuras.

La veta Virgen del Carmen tiene un rumbo N60E y buza 60NW, es posible seguir sus afloramientos por aproximadamente 800m, más al norte se encuentra aflorando un domo riolítico el cual podría estar limitando la estructura, sin embargo no se ha podido evidenciar ello debido a que los afloramientos de la veta se encuentran cubiertos por derrubios del domo, pero además, se puede encontrar una posible extensión de esta veta hacia el noreste después del domo.

Virgen del Carmen presenta texturas típicas de relleno filoniano de baja sulfuración, con abundantes texturas de calcita laminar y débil bandeamiento de calcedonia. Los contactos

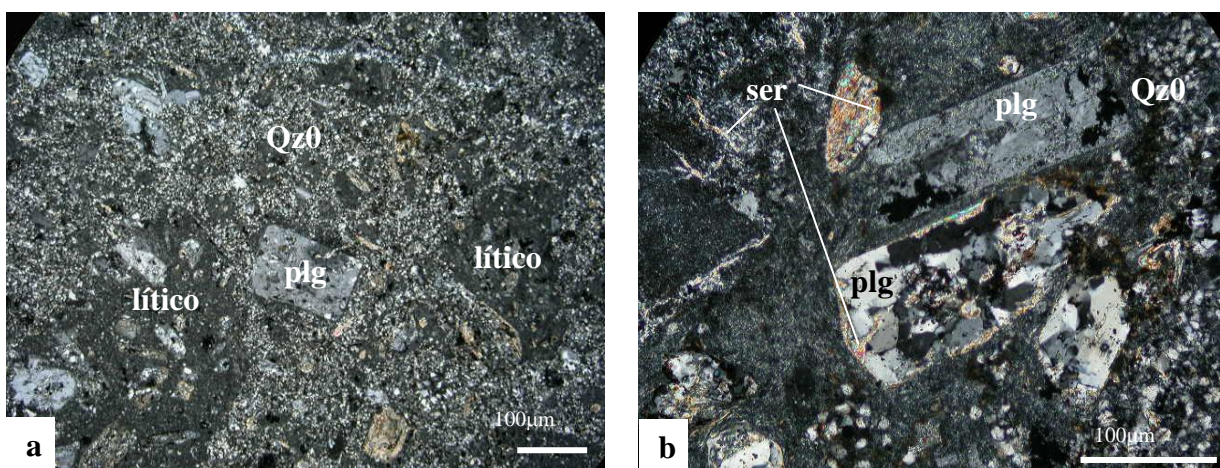
son planos y muy bien marcados, su espesor llega a ser de hasta 1.80 m. La ganga de esta veta se compone principalmente de cuarzo, adularia, calcedonia y sulfuros como marcasita y pirita, mientras que los minerales de mena predominantes son platas rojas (serie proustita-pirargirita), estas observaciones son a partir de muestras de mano y de sondeos.

Por otro lado la veta San Javier tiene un rumbo N30E y buza 75NW, sus afloramientos tienen una extensión de aproximadamente 500m y sus espesores son muy variables van de 0.30 m a 0.80 m. La ganga se compone de cuarzo cristalino muy oqueroso con abundante pirita y marcasita fina, en la ganga se puede distinguir platas rojas, aunque en mucha menor proporción que en la veta Virgen del Carmen.

#### IV.4. Alteraciones hidrotermales

El estudio de las alteraciones hidrotermales se centró en la veta Pallancata, sin embargo no se ha realizado un estudio exhaustivo de las mismas porque no es objetivo de este estudio.

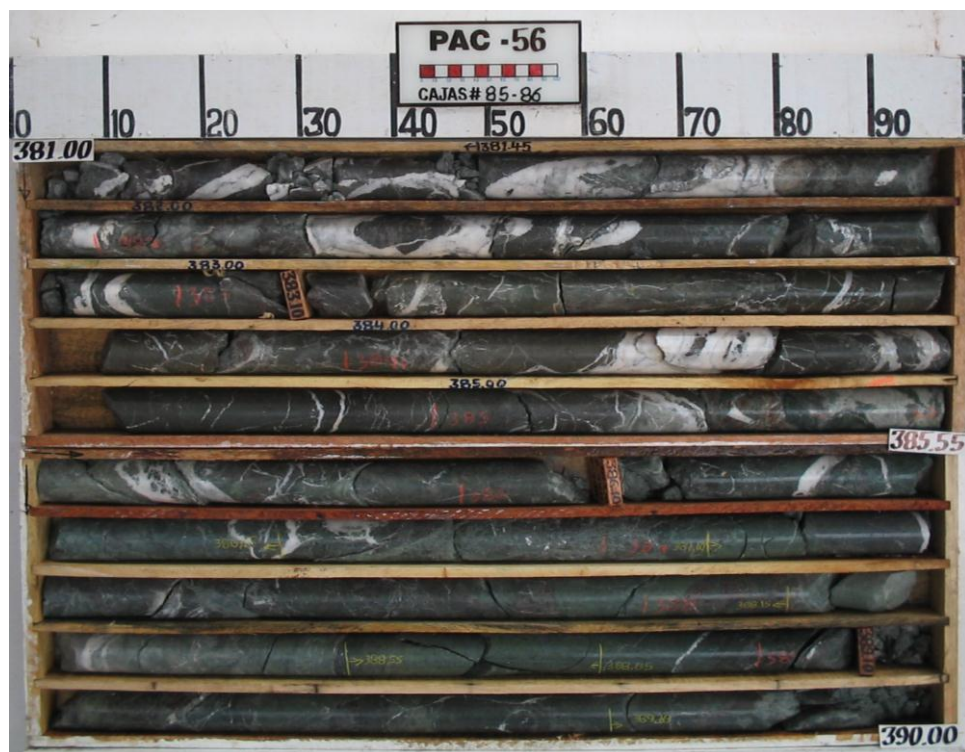
Las alteraciones hidrotermales en la veta Pallancata se presentan en forma de halos restringidos a la zona de la veta, teniendo hacia el contacto con la estructura de cuarzo masivo un primer halo en el que se observa silicificación intensa con cuarzo de grano fino reemplazando al encajante, además sericita alterando a los feldespatos presentes en la roca a manera de finas venillas (Figura 19 a y b), menor clorita e illita y fuerte diseminación de pirita, este halo alcanza espesores de hasta 50m, este halo se caracteriza también por presentar finas venillas irregulares en forma de stockwork de sílice cristalina, en ocasiones con halos de illita.



**Figura 19:** Fotomicrografías de alteración cuarzo – sericita: a) Toba dacítica con matriz reemplazada por cuarzo de grano fino (Qz0) y líticos con fenocristales de plagioclasa silicificados; b) Fenocristales de plagioclasa (plg) parcialmente reemplazados por cuarzo de grano fino (Qz0) y cortados por venillas de sericita (ser).

Alejándose de la estructura se tiene gradualmente un segundo halo de alteración, alcanzando también algunas decenas de metros de espesor. La paragénesis de esta alteración se obtuvo mediante estudios de PIMA, y consiste principalmente en illita más esmectita, los que dan una coloración verdosa a la roca, también es frecuente encontrar pirita diseminada, pero en rocas con abundantes pómez, suele concentrarse en ellos formando buenos cristales.

Finalmente se tiene un halo más amplio con una alteración propilítica típica (Figura 20), las rocas presentan una fuerte coloración verdosa (especialmente volcánoclasticos), están alterados a clorita, calcita y con fuerte diseminación de pirita. La calcita se encuentra tanto en la matriz de la roca, como en venillas que alcanzan algunos centímetros de espesor. Al parecer esta fue la primera alteración presente en la veta, ya que alcanza grandes áreas, además en los primeros eventos de cuarzo, se pueden ver abundantes restos de calcita en la roca que está pervasivamente silicificada.

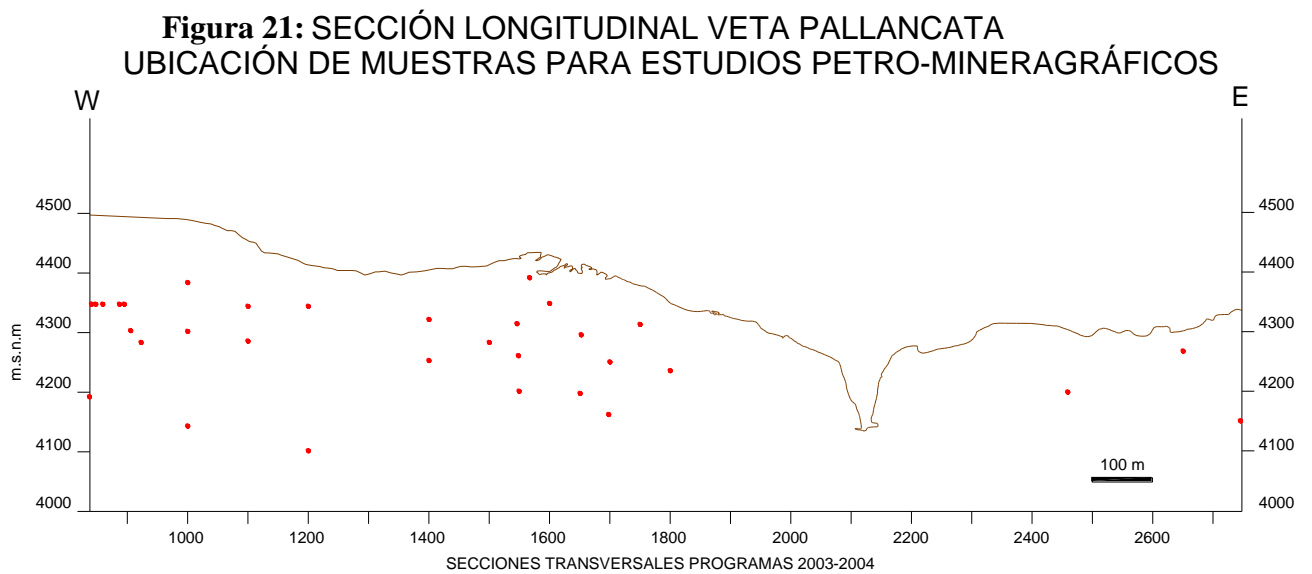


**Figura 20:** Andesita afanítica gris verdosa con fuerte alteración propilítica: abundante clorita, venillas de calcita y pirita fina diseminada 2%.

Se debe mencionar que en los sondeos revisados se aprecia que estos halos no se distribuyen de forma simétrica a partir de la veta, sino que se encuentra más desarrollados hacia el piso de la veta (parte norte), esto posiblemente a una mayor permeabilidad del piso.

#### IV.5. Mineralogía de la veta Pallancata

El objetivo principal de este estudio es conocer en detalle la asociación mineralógica de la Veta Pallancata, siendo de especial interés los minerales de mena. Para ello, se identificaron los principales eventos hidrotermales existentes, estudiando alforamientos, sondeos, labores en interior de mina. Con estos datos se determinaron al menos siete estadios paragenéticos de relleno hidrotermal (estadios 1 al 7). De estos estadios se tomaron muestras representativas para un estudio petro-mineragráfico detallado, en total se tomaron 49 muestras (Figura 21), la mayor parte de ellas de sondeos (40) y las restantes de interior de mina.



El estudio petromineragráfico se desarrolló en dos etapas, la primera consistió en una caracterización de la mineralogía usando un microscopio de luz transmitida y reflejada, en la que se observó tanto minerales de mena como de ganga y una segunda etapa en la que se empleó una microsonda electrónica para estudiar, principalmente, los minerales de mena complejos y difíciles de identificar.

#### **IV.5.1. Caracterización microscópica**

El estudio de las menas metálicas resulto muy difícil de realizar con este método, debido a que se encontraron minerales complejos como sulfosales de plata, en los que resulta muy complicado poder identificar con certeza el miembro exacto de la serie proustita-pirargirita o de la serie pearcetita-polibasita, debido a sus propiedades ópticas tan similares.

Pero así como hubo dificultades en identificar estos minerales de composición compleja, hubieron otros como argentita y estefanita cuya propiedad más diagnóstica fue el rápido ataque por luz que sufrían, especialmente en estefanita, bastaban unos segundos bajo la lámpara del microscopio para que el color gris con tono rosado de la estefanita se empiece a llenar de manchas negras producto del ataque por luz, esto se observó en nícoles paralelos, por el contrario en nícoles cruzados, la débil anisotropía de la estefanita quedaba opacada por la aparición de estos puntos que se ven muy brillantes y sin extinción. En el caso de argentita sucedía lo mismo pero la descomposición de su color gris verdoso era menos rápida que en la estefanita.

También se identificaron minerales característicos de este ambiente epitermal, como son esfalerita, galena, calcopirita, piritita y marcasita, además de minerales supergénicos como covelina. Mientras que en la ganga se encontró principalmente, cuarzo (de diferentes tamaños de grano), adularia, sericita y en algunas zonas calcita.

Esta parte del estudio se centró en las texturas de la mena, observando las relaciones entre los minerales opacos y transparentes, sus intercrecimientos y equilibrios, de modo que se pudiera establecer un orden cronológico de deposición, los que posteriormente se correlacionarían con los estadios paragenéticos mayores determinados en campo.

Se ha visto conveniente, a fines expositivos, separar a los minerales en dos grupos, opacos y transparentes, describiendo los miembros integrantes de cada grupo según un orden cronológico.

## **Minerales Transparentes**

### **Cuarzo:**

Como es lógico, es el mineral más abundante en todo el sistema. Se han identificado al menos cuatro episodios de cuarzo hidrotermal, uno inicial que corresponde a la alteración del encajante y tres siguientes, que corresponden al relleno hidrotermal propiamente dicho (figura 22). A continuación se describe cada uno de ellos.

### **Cuarzo de alteración (Qz0):**

Consiste en un cuarzo de grano fino que va reemplazando la matriz de la toba encajante. Presenta una extinción “ondulante” lo que sugiere una recristalización secundaria, posiblemente a partir de calcedonia. Es el primer tipo de cuarzo que se desarrolla en el sistema para dar inicio a la preparación del ambiente para la mineralización (Ver figura 19).

### **Cuarzo de relleno 1 (Qz1)**

Su límite no está bien definido, pero se observa un paso transicional del cuarzo de alteración (Qz0) hacia este tipo de cuarzo, que se caracteriza por ser de mayor tamaño (grano medio a grueso), se observan diferentes texturas, entre las primarias de relleno se tienen las texturas en escarpela y masiva de grano medio a grueso, sin embargo las texturas predominantes son las texturas modificadas de recristalización, teniendo gran parte de las descritas en la tabla 4 del apartado II.3.2, como son las texturas plumosas (figura 22c, 22d), en rompecabeza y falmeante (figura 22g). Todas estas texturas indican la recristalización de cuarzo a partir de un gel de calcedonia (Demoustier et al. 1998) También se pueden observar texturas modificadas de reemplazamiento, en especial la textura laminar fantasma, representada por el reemplazamiento de calcita por cuarzo.

Es muy típico en este tipo de cuarzo encontrar abundantes inclusiones fluidas muy finas, gran parte de ellas alienadas entre sí y formando pequeños arcos que dan la apariencia de la pluma de un ave (textura plumosa) al girar la platina en nícoles cruzados, estas inclusiones deben tomarse con cuidado, debido que pueden estar modificadas también y por ende no serían representativas del evento hidrotermal.



En este evento de cuarzo, es posible ver todavía el reemplazamiento de calcita en algunas muestras, así como un intercrecimiento con adularia, que forma pequeñas bandas con el cuarzo.

### **Cuarzo de relleno 2 (Qz2)**

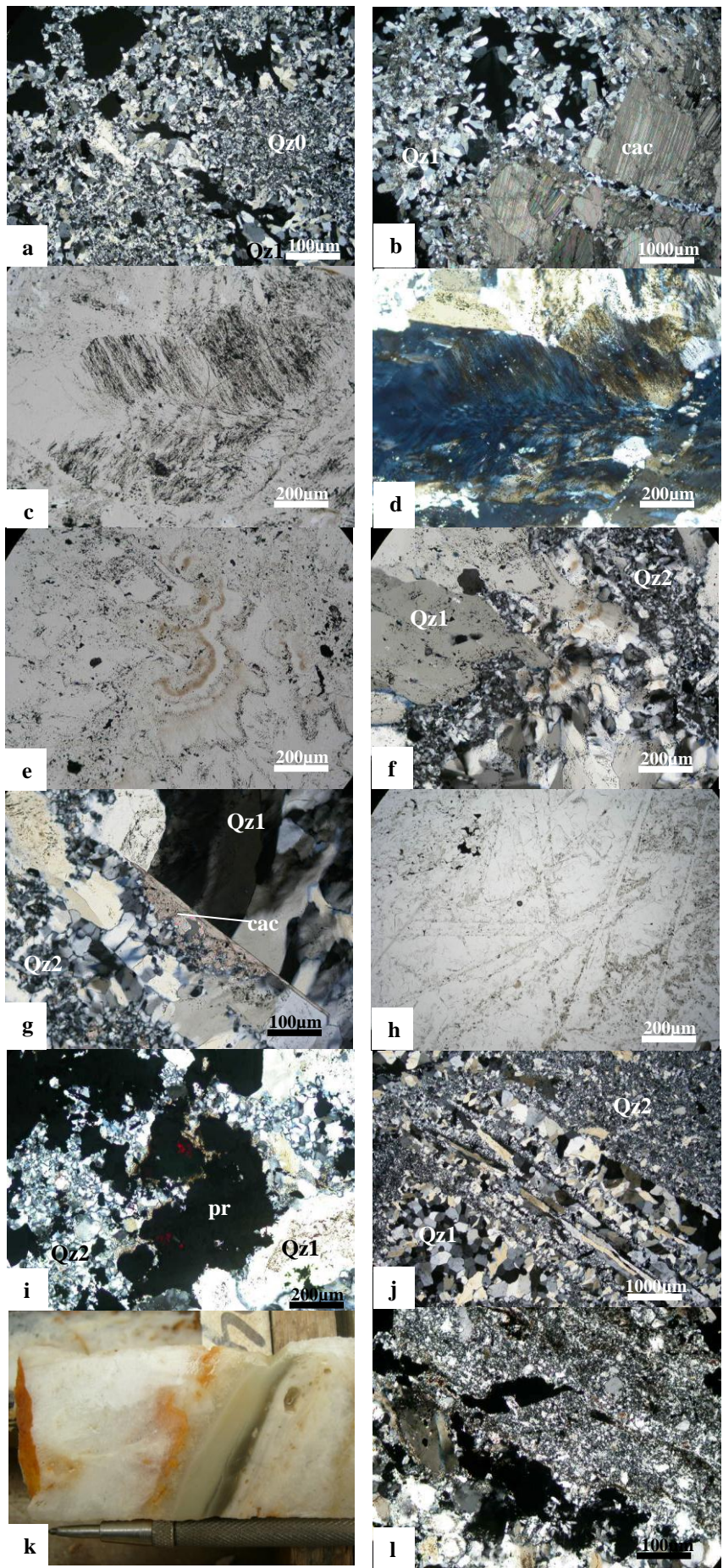
Este tipo de cuarzo se caracteriza por ser de grano medio y se encuentra englobando al cuarzo hidrotermal 1 (Qz1), los bordes de Qz1 en contacto con Qz2 se encuentran corroidos, indicando un claro desequilibrio. Las texturas que forma son generalmente modificadas de recristalización en rompecabezas (ver figura 22i), pero también es típica la textura laminar fantasma (figura 22h).

El Qz2 se encuentra muy intercrecido con adularia, lo que sumada a sus texturas indicaría claramente un ambiente de ebullición típico de los sistemas epitermales, en este caso de baja sulfuración (Dong & Morrison, 1995). Además el Qz2, se encuentra intercrecido con sericita en algunas zonas. Este cuarzo es de especial interés porque se encuentra muy asociado a los principales eventos de mineralización.

### **Cuarzo de relleno 3 (Qz3)**

Este tipo de cuarzo es de grano muy fino, aún con altos aumentos al microscopio, se caracteriza por rellenar oquedades y drusas de los eventos anteriores. En muestra de mano se ve como finas bandas subhorizontales de calcedonia, indicando un posible paleonivel freático (figura 22k).

Este evento es el final del sistema y no trae mineralización económica, únicamente se observan granos de pirita depositados en las bandas subhorizontales.



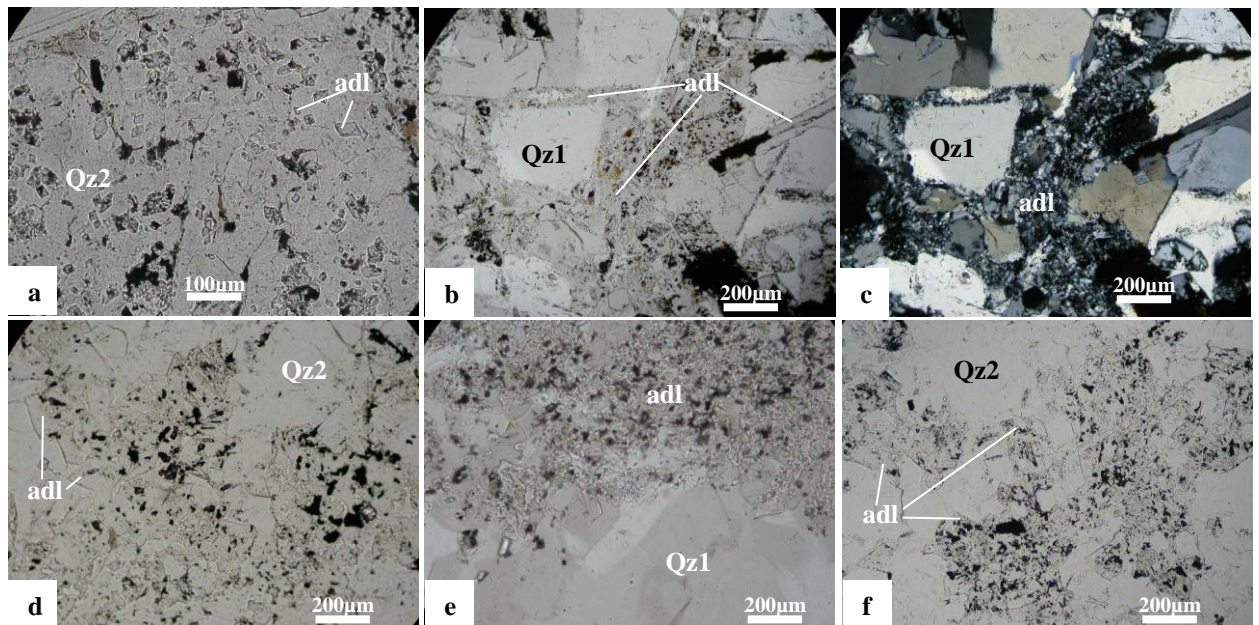
**Figura 22:** Texturas del cuarzo epitermal: a)Nx Transición del cuarzo de alteración (Qz0) al cuarzo de relleno1 (Qz1) que aprovecha oquedades para desarrollarse; b)Nx Relictos de calcita (cac) reemplazados por Qz1; c)N// d)Nx Textura “plumosa” del cuarzo de relleno 1 (Qz1) con abundantes inclusiones fluidas pseudoprimarias, modificadas por recristalización; e) N// Textura en escarpela del cuarzo de relleno 1 (Qz1) con bandas marcadas por impurezas de óxidos; f) Nx granos de Qz1 con textura en escarpela, corroídos por Qz2 que presenta extinción irregular (plumosa); g) Nx Cuarzo de relleno 1 (Qz1) cristalizando a partir de calcita (relicta) con textura flameante, Qz2 reemplazando a calcita y a Qz1 (bordes corroídos); h) N// Textura laminar fantasma de cuarzo de relleno 2 (Qz2) por reemplazamiento de calcita en hojas; i) Nx Textura en rompecabezas del cuarzo de relleno 2 (Qz2) intercrecido con proustita (pr), Qz1 presenta bordes corroídos por Qz2; j) Nx Relictos de cuarzo de relleno 1 (Qz1) con bordes corroídos por Qz2 que engloba; k) Vena de calcedonia con bandas oscuras con fragmentos de cuarzo y pirita, al girar la muestra del sondeo de acuerdo a su ángulo programado las bandas resultan subhorizontales (banda oscura hacia abajo), indicando posible paleo nivel freático; l) Nx Vena de calcedonia con textura en “sal y pimienta”

## Adularia:

Se la encuentra asociada al Qz1 como pseudomorfos de calcita, pero es más abundante con el Qz2. Se la puede encontrar como cristales de sección pseudorómbica de forma diseminada o alineados formando pseudomorfos de calcita laminar.

Los tamaños de los cristales son muy pequeños y es muy difícil identificarlos en muestras de mano, también están muy asociados a zonas con gran contenido de sulfuros de plata (alta ley) en las que los sulfuros rellenan oquedades formadas por adularia. Este tipo de adularia se forma en zonas de ebullición extensa y prolongada (Dong & Morrison 1995).

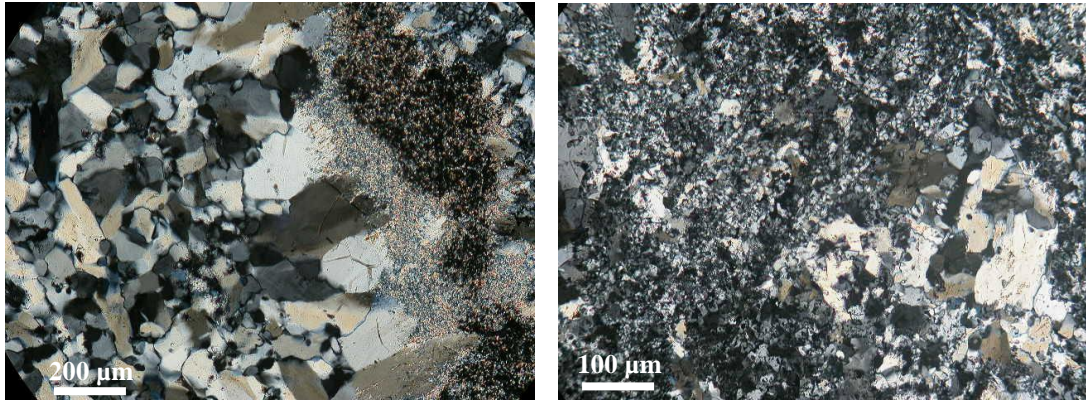
Además del hábito en cristales de sección pseudorómbica, su intercrecimiento con un gel de sílice indicado por las texturas del cuarzo, sugiere temperaturas relativamente bajas de formación (<220°C) (Dong et al. 1994).



**Figura 23:** Fotomicrografías de adularia: a) N// Cristales pseudorómbicos de adularia (adl) diseminados en cuarzo de relleno 2 (Qz2); b) N// Textura fantasma de adularia (adl) pseudoacicular y rómbica por reemplazamiento de calcita hojosa; c) Nx Adularia (adl) pseudoacicular (por reemplazo de calcita) y rómbica alterando a cuarzo de relleno hidrotermal 1 (Qz1), nótese los bordes corroídos; d) N// Cristales pseudorómbicos de adularia (adl) de grano grueso en agregados masivos asociados a pirargirita-proustita (opacos); e) N// Agregado masivo de adularia (adl) pseudoacicular de grano fino alterando cuarzo de relleno hidrotermal 1 (Qz1); f) N// Agregado masivo de adularia (adl) pseudoacicular intercrecida con cuarzo de relleno 2 (Qz2) y proustita-pirargirita (opacos)

### Sericita:

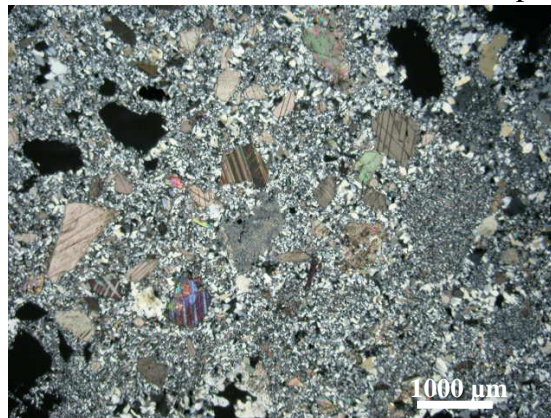
Se presenta en finos agregados muy intercrecidos con Qz2, pero es menos abundante que la adularia, de hecho muchas veces se encuentra formando finas venillas que cortan los cristales rómbicos de adularia, o como finos puntos diseminados en los cristales.



**Figura 24:** Fotomicrografías de sericita: a) Nx Agregado masivo de sericita (ser) rellenando oquedad con calcedonia y reemplazando a cuarzo de relleno 1 (Qz1); b) Nx Sericita intercrecida con cuarzo de relleno 2 (Qz2) y relictos de Qz1.

### Calcita:

Se observan como remanentes de una posible alteración propilítica (figura 22b) o como consecuencia de ebullición (Figuras 22g y 25), reemplazados por Qz0 y gradualmente a Qz1, observándose cristales de cuarzo hidrotermal 1 con pequeños relictos de calcita dentro de ellos.



**Figura 25:** Relictos de calcita embutidos en cuarzo de relleno 1 (Qz1)

### Clorita:

Se le observa en los encajantes como mineral de alteración hidrotermal, no es tan abundante como Qz0 y sericita, pero se pueden distinguir algunos anfíboles de las tobas alterados a clorita.

## **Otros minerales transparentes:**

Con ayuda de la microsonda electrónica fue posible identificar granos de anglesita, asociados siempre a galena como mineral de alteración supergénica.

## **Minerales Opacos**

### **Esfalerita:**

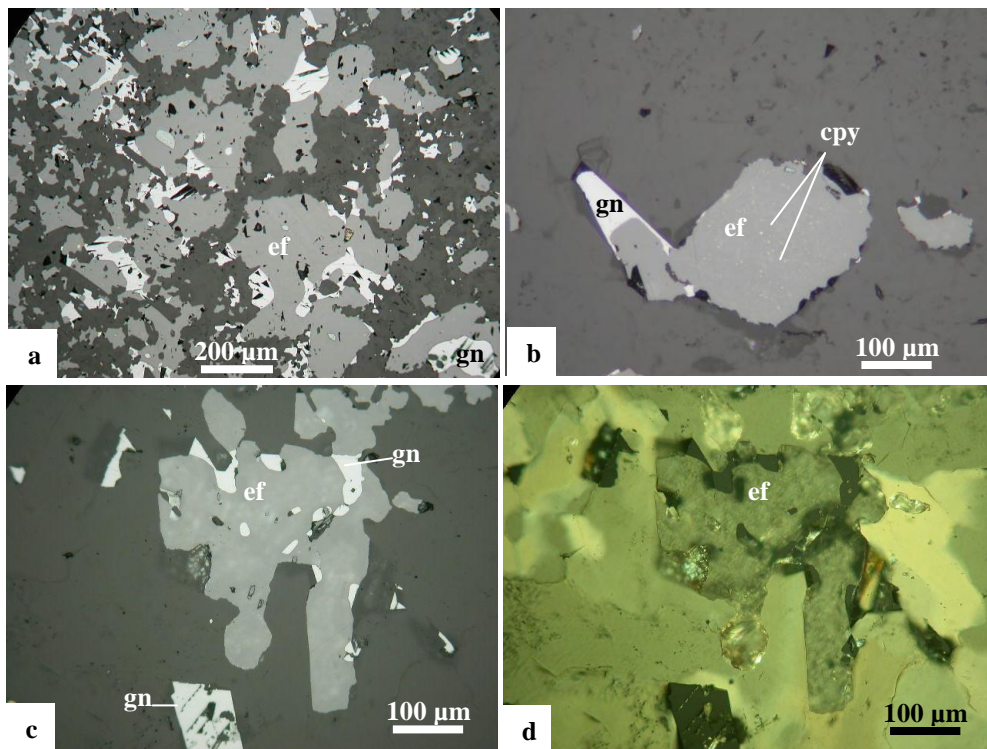
La esfalerita es uno de los primeros minerales en depositarse, es muy característica su baja reflectancia y sus reflexiones internas poco coloreadas a incoloras, lo que indicaría un pobre contenido en Fe (posteriormente confirmado por la microsonda). Se pueden distinguir dos tipos de ella, una sin inclusiones de calcopirita, muy limpia, que posiblemente sea la primera en depositarse y luego una con inclusiones de calcopirita, algo más tardía, sin embargo esta segunda también presenta las reflexiones internas blancas y sus medidas en la microsonda dan pobres contenidos en Fe.

Esta esfalerita se encuentra en granos subredondeados, frecuentemente intercrecida en equilibrio con galena, además con pirita y marcasita que parecen ser más tempranas. Se encuentra rellenando oquedades de cuarzo de grano grueso y medio (Qz1, Qz2).

### **Galena:**

Se encuentra muy intercrecida con esfalerita, con granos de gran tamaño (5 mm), visibles hasta en muestra de mano. De los granos medidos en la microsonda electrónica, se determinó que no contienen inclusiones de plata o de sulfosales de plata, tampoco ninguna variedad de las sulfosales de plomo, antes bien su composición es casi pura como la de esfalerita.

Al igual que esfalerita se encuentra rellenando oquedades de cuarzo de grano grueso y medio (Qz1y2), también en granos subredondeados, muy intercrecida con esfalerita, pirita y marcasita. Se altera comúnmente a anglesita.

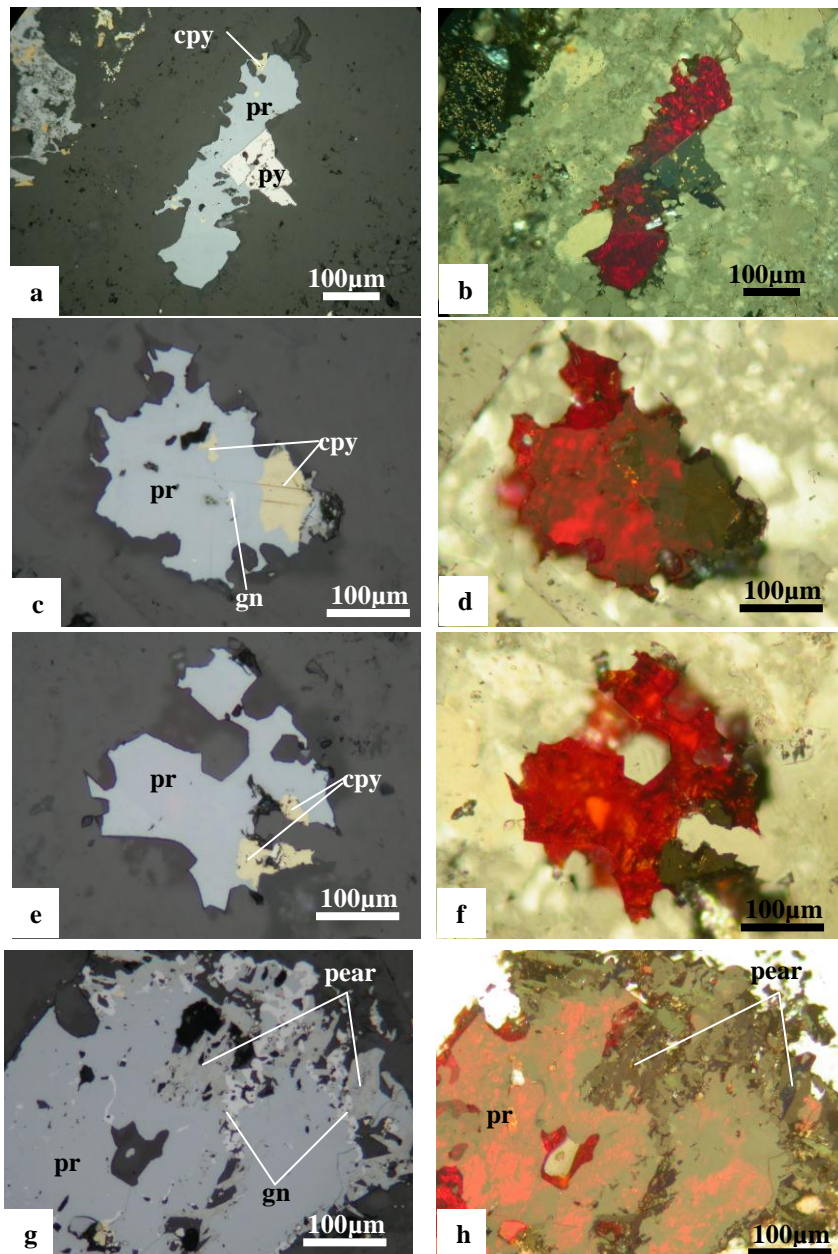


**Figura 26:** Fotomicrografías de esfalerita y galena: a) N// Intercrecimiento de esfalerita (ef) con galena (gn), nótese los típicos *triangular pits* de galena y la ausencia de inclusiones de calcopirita en esfalerita; b) N//s Esfalerita (ef) con inclusiones de calcopirita (cpy), asociada con galena (gn); c) N//s Esfalerita (ef) con muy baja reflectancia (nótese ligeras reflexiones internas) asociada a galena y sin inclusiones de calcopirita; d) Nx Reflejos internos incoloros de esfalerita, casi similar a la ganga.

### Proustita/Pirargirita:

Se encuentran abundantemente en casi la totalidad de las muestras, son de tamaños variables pero distinguibles a simple vista en muestras de mano. Al microscopio aparecen de color gris azulado y sus reflexiones internas de color rojo intenso son muy características. No es posible distinguir ópticamente entre los miembros extremos e intermedios de esta serie.

Se encuentran intercrecidos con una variedad cuprífera de polibasita (analizada con microsonda electrónica) con la que algunas veces forma bordes mirmequíticos, en ocasiones también forma estas texturas con calcopirita. Posiblemente estas texturas sean una evidencia de la reacción, proustita/pirargirita con parte del cobre remanente en la solución, para formar polibasita. Frecuentemente se encuentran reemplazando a galena, o bordeando a esfalerita, en ocasiones calcopirita está como inclusiones, se encuentran muy intercrecidas con cuarzo de grano medio (Qz2) y adularia, también relleno de drusas de Qz1.



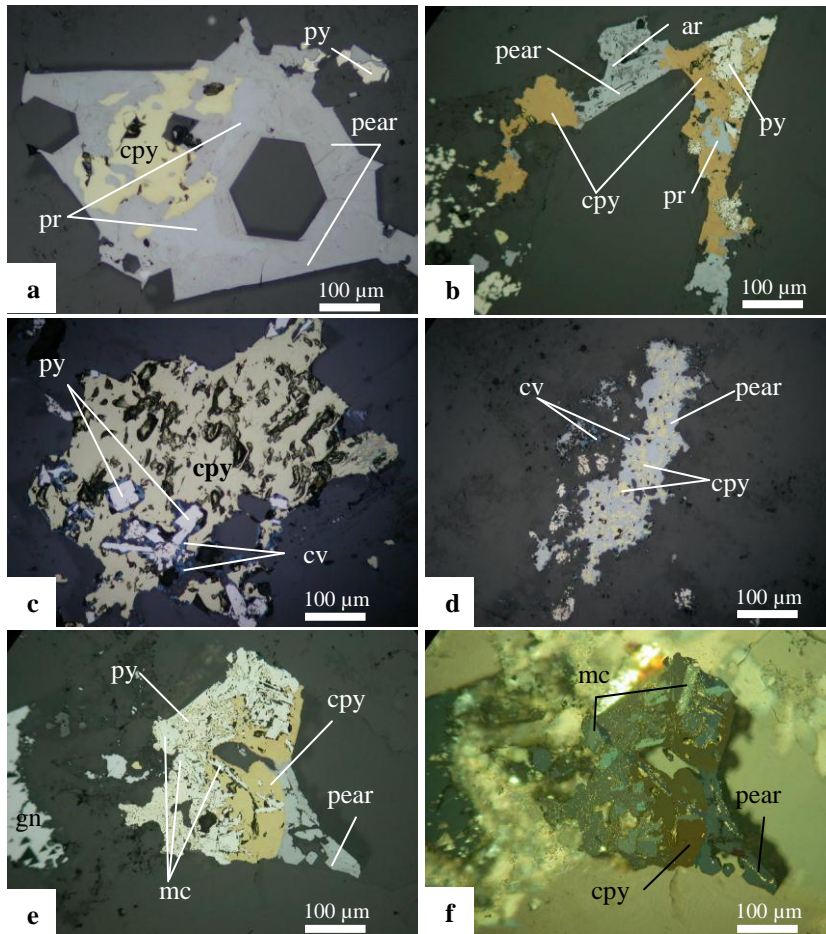
**Figura 27:** Fotomicrografías de la serie proustita – pirargirita: a) N// Pirargirita (pr) con inclusiones de pirita (py) y calcopirita, relleno de cavidad de Qz2; b) Nx Reflejos internos característicos de color rojo intenso; c) N// Pirargirita (pr) con inclusiones de calcopirita (cpy) y galena (gn), relleno de geoda de Qz2; d) Nx Reflejos internos característicos de color rojo intenso; e) N// Pirargirita con inclusiones de calcopirita relleno de geoda de Qz2 ; f) Nx Reflejos internos característicos de color rojo intenso, comparar con figura 45 (b) para ver zonamiento composicional; g) N// Pirargirita (pr) con relictos de galena (gn), pearceita (pear) alterando el grano hacia los bordes; h) Nx Reflejos internos característicos de pirargirita (pr) de color rojo intenso, nótese también colores de anisotropía pardos verdosos de pearceita (pear) que está alterando a pirargirita.

### Calcopirita:

Se encuentra como finas inclusiones en esfalerita, como granos de tamaños variables intercrecido con proustita/pirargirita, formando a veces intercrecimientos mirmequíticos y como islas dentro de pearceita/polibasita. Posiblemente se deposite en las fases tardías de esfalerita y casi simultáneamente con proustita/pirargirita, para luego reaccionar con esta serie y dar lugar a pearceita/polibasita.

Los tamaños en que se encuentra van desde menos de 1 μm en esfalerita hasta granos de 0.5 cm visibles en muestras de mano. Frecuentemente se observa relleno de oquedades de

cuarzo de grano medio (Qz2) en forma de venillas, intercrecida con pearceita/polibasita, o en granos en contacto con proustita/pirargirita (en desequilibrio algunas veces), o cortando a estos últimos. También se han podido encontrar granos de calcopirita con pequeñas inclusiones de electrum (entre 5 y 35  $\mu\text{m}$ ; ver figura 33).



**Figura 28:** Fotomicrografías de calcopirita: a) N// Calcopirita (cpy) y relictos de pirargirita (pr) incluidas en pearceita (pear) rellenando geoda de Qz1; b) Calcopirita (cpy) intercrecida con pearceita (pear), alterada por argentita (ar). Además pirita (py) e inclusiones de pirargirita, rellenando geoda de Qz1 ; c) Calcopirita (cpy) con inclusiones de pirita (py) y covelina (cv) alterando los bordes y contactos entre granos; d) Calcopirita como inclusiones en pearceita (pear), covelina (cv) hacia los bordes del grano; e) N// Calcopirita (cpy) intercrecida con pirita (py), marcasita (mc) y pearceita (pear); f) Nx Colores de anisotropía verdes de marcasita (mc) y parduscos de calcopirita (cpy).

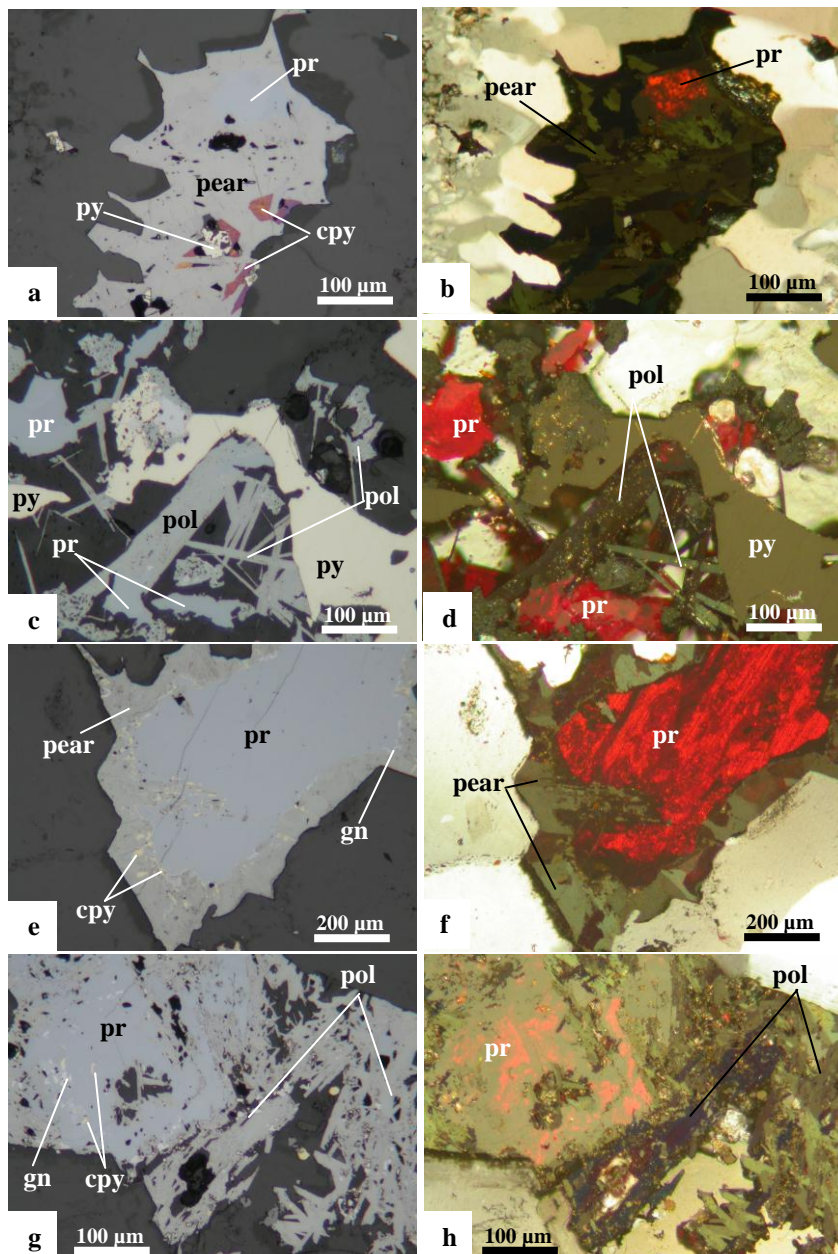
### Pearceita/Polibasita

Al igual que la serie proustita/pirargirita son muy abundantes, y se encuentran en casi todas las muestras tomadas, son de tamaños variables llegando a medir algunos milímetros, pero su identificación en muestra de mano no es fácil. Se encuentran como granos aislados de hábito tabular, formando “listones”, en forma masiva rellenando oquedades de cuarzo de grano medio (Qz2), pero mayormente en granos irregulares reemplazando a proustita/pirargirita, muy intercrecida con calcopirita y en ocasiones se observan restos de calcopirita dentro de polibasita.



En esta serie también resulta muy difícil identificar los miembros extremos e intermedios, por ello se habla de pearceita/polibasita sin hacer mención a uno de ellos en particular. Se caracterizan por su reflectancia baja, pero más alta que esfalerita, y por presentar un color gris con tono pardo a rosáceo, presentan fuerte anisotropía en tonos verdosos y también reflexiones internas rojas, aunque no tan intensas como las de la serie proustita/pirargirita, además sufren un débil ataque por luz, pero es más notorio con el haz de electrones de la microsonda.

Se puede observar también que esta serie si bien reemplaza a proustita/pirargirita, en las fases tardías reacciona también con argentita, observándose contactos irregulares en desequilibrio.



**Figura 29:** Fotomicrográficas de la serie pearceita – polibasita: a) N// Pearceita (pear) con inclusiones de calcopirita (cpy) y relicto de pirargirita (pr), rellenando geoda de Qz1; b) Nx Pearceita (pear) con colores de anisotropía pardos verdosos formando láminas, reflejos internos rojizos de pirargirita (pr); c) N// Cristales tabulares a aciculares de polibasita (pol) intercrecida con pirargirita (pr) y pirita (py); d) Nx Colores pardos verdosos de anisotropía de polibasita (pol) cristalizada y reflejos internos rojos de pirargirita (pr); e) N// Relicto de pirargirita (pr) corroída por pearceita (pear), quedando al contacto entre ambas restos de galena (gn) y calcopirita (cpy); f) Nx Pearceita (pear) con colores de anisotropía pardos verdosos y reflejos internos rojos de pirargirita (pr) relicta; g) N// Cristales tabulares de polibasita (pol) con relicto de pirargirita (pr), galena (gn) y calcopirita (cpy); h) Nx Colores de anisotropía pardos verdosos a azulados de polibasita (pol), reflejos internos rojos de pirargirita (pr) relicta.

## Argentita

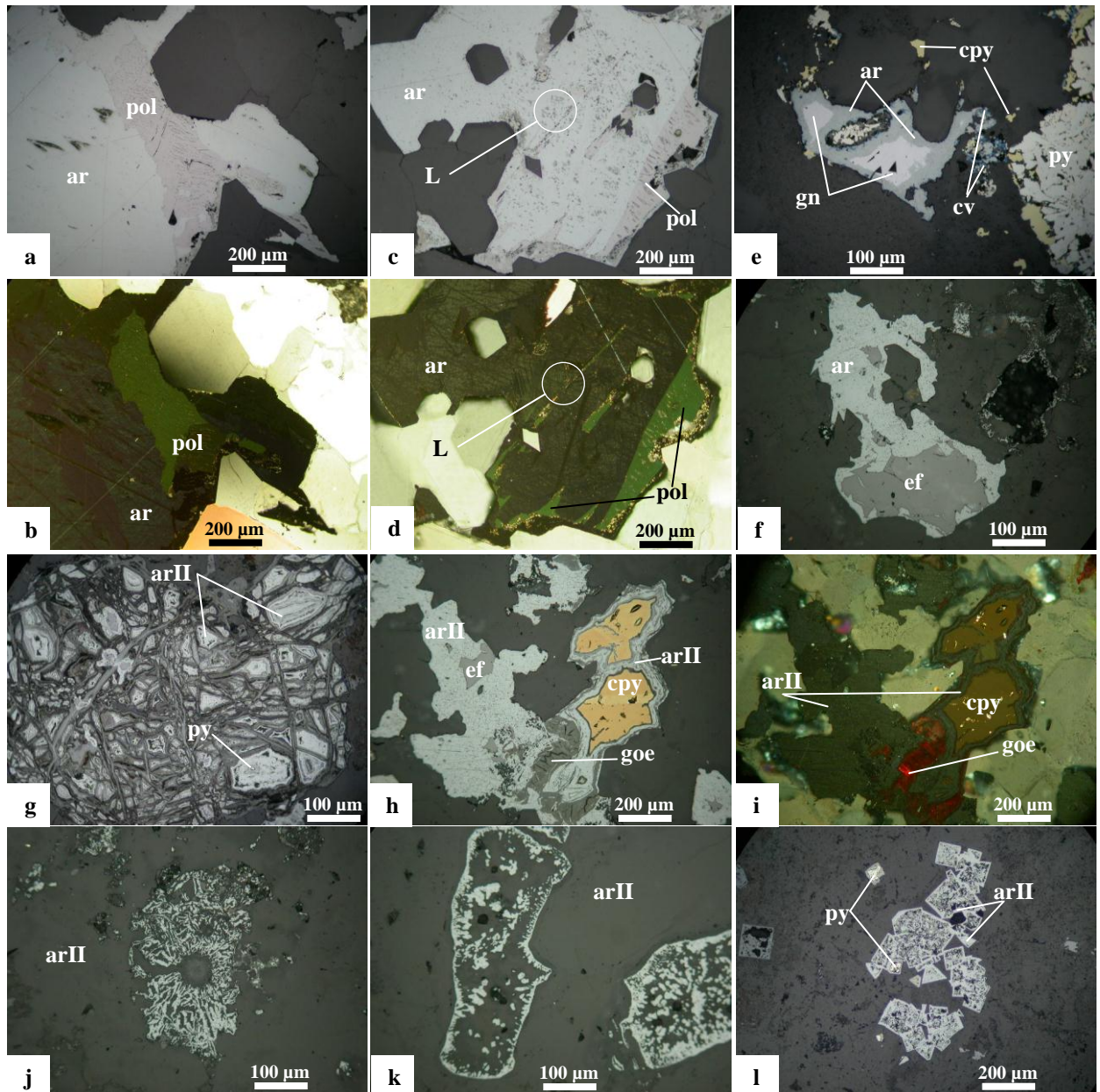
Este sulfuro de plata es muy abundante en gran parte de las muestras, su tamaño también es variable y va desde 50  $\mu\text{m}$  hasta 0.25 cm (visible en muestras de mano). Para describir su hábito, se debe mencionar que existen al menos dos eventos de argentita, uno claramente hipogénico que presenta hábito irregular en granos subredondeados, rellenando oquedades de cuarzo de grano medio (Qz2), al que denominaremos argentita I, y otro posiblemente supergénico o de muy baja temperatura que presenta un hábito colomorfo, muy irregular, generalmente rellenando fisuras de cuarzo, en texturas “fantasma” reemplazando a pirita y calcopirita, al que llamaremos argentita II.

La argentita I se encuentra generalmente reemplazando a galena, esfalerita, proustita/pirargirita y pearceita/polibasita, se caracteriza por presentarse en granos de buen tamaño, en donde es posible apreciar su anisotropía y en repetidas ocasiones sus maclas características en “hoja de laurel”. También se le suele encontrar rellenando oquedades de cuarzo de grano medio (Qz2). Es muy característico su color gris con tono verdoso y sus colores de anisotropía pardo verdosos, pero la característica por la que se le identifica fácilmente es por su rápido ataque por la luz del microscopio, formando puntos negros con forme aumenta el tiempo de exposición y cuando se cruzan los nícoles por el contrario se observan puntos brillantes que no se extienden al girar la platina. La argentita I, se empieza a depositar después de la primera fase de pearceita/polibasita,

La argentita II, también reemplaza a minerales hipogénicos como proustita/pirargirita, galena, esfalerita, etc. Pero su hábito es bastante peculiar, forma agregados colomorfos que se depositan en los bordes (fisuras) de cristales de cuarzo, dando lugar a formas muy caprichosas. En otras zonas se encuentra reemplazando a calcopirita, la misma que queda inmersa dentro de la argentita II como relicto de este proceso, las texturas más interesantes son las llamadas “textura fantasma” en las que se observan los moldes externos de lo que podría ser pirita, y hacia el interior se observa un enrejado de argentita con goethita con inclusiones o restos de pirita.

Si bien es cierto esta argentita II presenta también un color gris verdoso con una reflectancia media-baja y su anisotropía se ve también en colores pardos, no presenta nunca las típicas maclas en “hoja de laurel” sino que al girar la platina se ven las

anisotropías de pequeños granos individuales a manera de un agregado sacaroide. Además esta argentita II presenta un menor ataque por luz, posiblemente por estar intercrecida con goethita, sílice y otros elementos como se verá más adelante en los estudios en la microsonda.

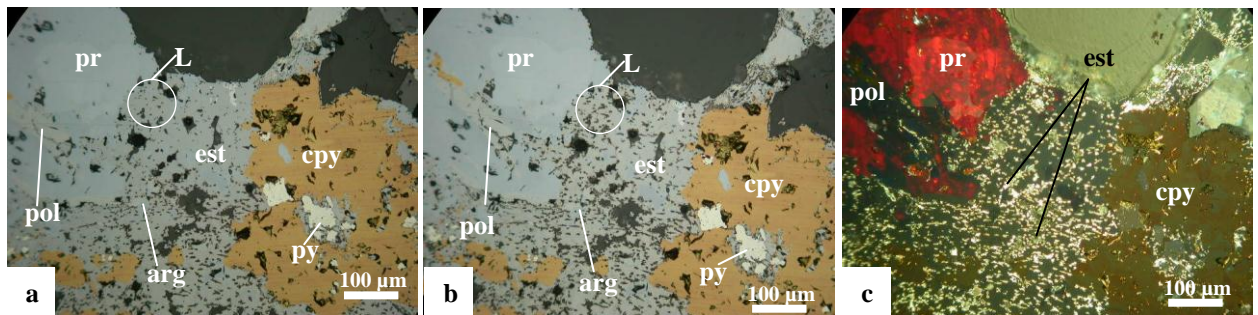


**Figura 30:** Fotomicrografías de argentita: a) N// Argentita (ar) reemplazando a polibasita (pol), rellenando geoda de Qz1; b) Nx Maclas en “hoja de laurel” de argentita (ar) con colores de anisotropía violáceos a parduscos, polibasita (pol) con colores de anisotropía verdes; c) N// Argentita (ar) con bordes de polibasita (pol), las manchas en argentita se deben al ataque por luz (L); d) Nx Argentita (ar) con maclas en “hoja de laurel” con colores de anisotropía pardos, polibasita (pol) con colores de anisotropía verdes; e) N// Argentita (ar) reemplazando a galena (gn) con bordes alterándose a covelina; f) N// Argentita (ar) reemplazando a esfalerita (ef); g) N// *Boxwork* de argentita II (arII) con textura colomorfa, reemplazando posiblemente a pirita (relicta en núcleos); h) N// Argentita II (arII) con textura colomorfa reemplazando a calcopirita (cpy) y esfalerita (ef), asociada con goethita (goe); i) Nx Argentita (arII) con colores de anisotropía pardos verdosos, no se distinguen maclas, pero si se logran individualizar finos granos formando un agregado sacaroide, reflejos internos rojos de goethita (goe); j) N// Agregado colomorfo irregular de argentita II; k) N// Argentita II (arII) en agregado colomorfo rellenando fisuras entre granos de cuarzo y oquedades; l) N// Seudomorfos de argentita II (arII) reemplazando cristales euhedrales de pirita (py).

## Estefanita

Este mineral se encuentra únicamente hacia la zona oeste de la veta Pallancata, se presenta en granos irregulares de gran tamaño y se caracteriza por tener un color gris rosado y una anisotropía en tonos verdosos pero muy difíciles de ver debido a su violenta descomposición bajo la lámpara del microscopio, propiedad que sirvió para reconocerla. Al permanecer unos pocos segundos bajo la luz del microscopio, se empiezan a formar numerosos puntos negros, que en nícoles cruzados se ven como luces brillantes en el mineral.

Se deposita después de argentita I, reemplazándola, igualmente reemplaza a proustita/pirargirita y a pearceita/polibasita, encontrándose frecuentes inclusiones de estos minerales y además de calcopirita y pirita. Su estudio se vuelve muy complicado debido a su rápida descomposición, al igual que en la microsonda.

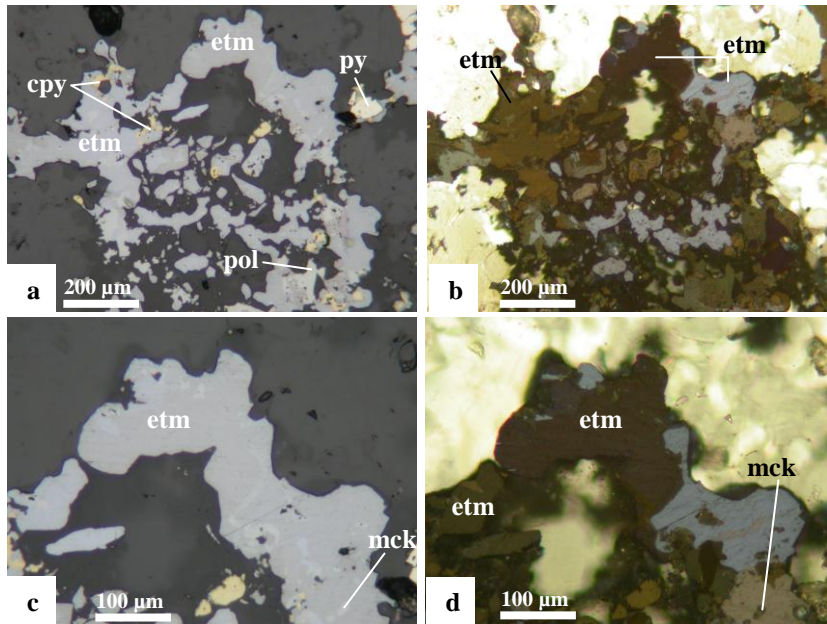


**Figura 31:** Fotomicrografías de estefanita: a) N// Estefanita (est) con relictos de pirargirita (pr) y argentita (ar), alterando parcialmente a calcopirita (cpy), nótese los puntos negros por el ataque por luz (L); b) N// Ataque por luz de estefanita después de 5 segundos bajo la lámpara del microscopio, nótese el violento incremento de los puntos negros en el mineral por el ataque, c) Nx Puntos brillantes por descomposición de estefanita que no permiten reconocer sus colores de anisotropía, reflexiones internas rojas de pirargirita (pr) que incluye cristal de polibasita (pol).

## Estromeyerita

Este mineral también ha sido visto en una de las muestras de la zona oeste de la veta Pallancata, su tamaño alcanza poco más de 1 cm en la sección delgada-pulida. En un principio se la puede confundir con proustita/pirargirita por su color gris azulado y baja reflectancia en nícoles paralelos, pero al insertar el analizador, se aprecian muy bien los colores azul violáceos de la anisotropía tan intensa que tiene.

Se presenta en granos subredondeados e irregulares, con pocas inclusiones de calcopirita y pirita, aunque se pudo ver también inclusiones de Freibergita (relictas) y electrum. Parece ser que este mineral se deposita en una etapa posterior a estefanita y continúa hasta las etapas más póstumas del sistema, dado que presenta inclusiones de Mckinstryita ( $\text{Ag,Cu}_2\text{S}$ ) (medido con microsonda) que se forma sólo por debajo de  $94.4^\circ\text{C}$  (Anthony J.W. et al. 1990).

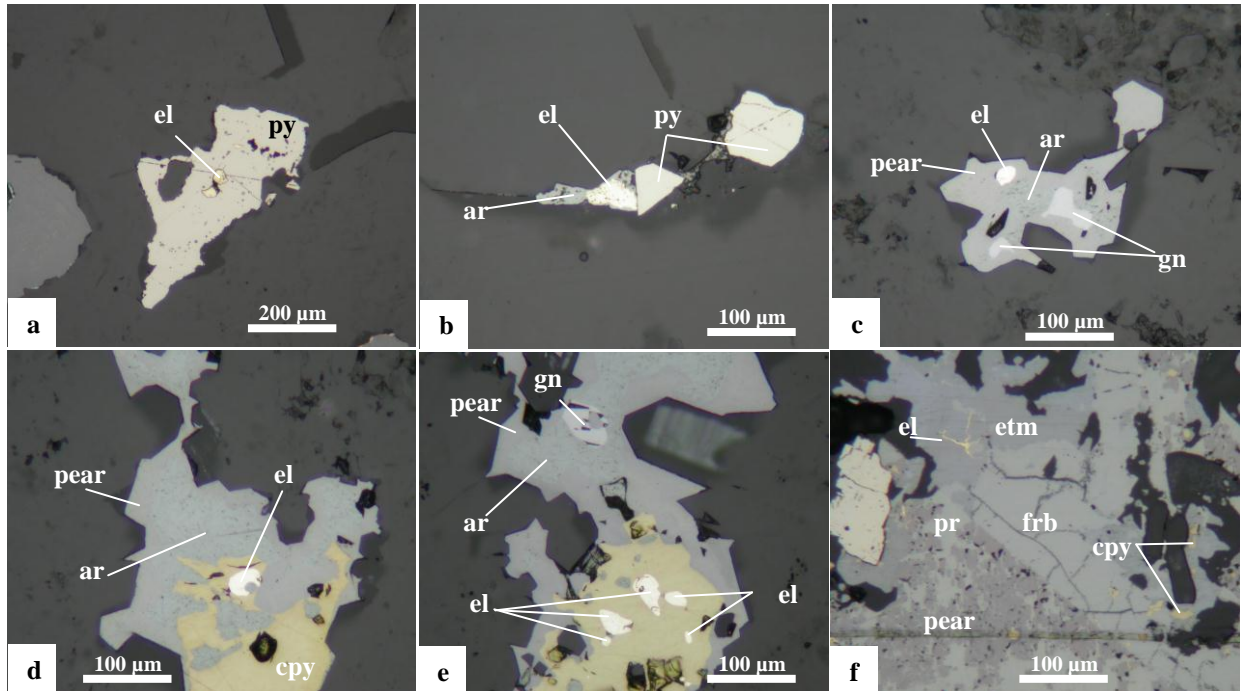


**Figura 32:** Fotomicrografías de estromeyerita: a) N// Estromeyerita (etm) con relictos de polibasita (pol) y calcopirita (cpy), rellenando geodas de Qz2; b) Nx Colores de anisotropía típicos de estromeyerita (etm) en tonos azul violáceo a marrón; c) N// Estromeyerita con inclusiones de mckinstryita (mck); d) Nx Fuerte anisotropía de estromeyerita en tonos azulados con inclusiones de mckinstryita (mck).

## Electrum

Este mineral es frecuente en muestras de zonas de alta ley. Generalmente se encuentra como inclusiones en pirita y calcopirita, muy raras veces en otros minerales como estromeyerita. Sus formas también son variadas pero con frecuencia son granos subredondeados e irregulares, su tamaño va desde 5 a 35  $\mu\text{m}$  aproximadamente.

Es fácil de identificar por su muy alta reflectancia y color característico, sin embargo inicialmente se lo describió como oro, pero dado el contenido en Ag ( $>20\%$ ) constatado con la microsonda electrónica, es más conveniente aplicar el término electrum. Al parecer se deposita en las etapas tardías de calcopirita y tempranamente en una segunda fase de pirita, y posiblemente se termine de depositar con estromeyerita.

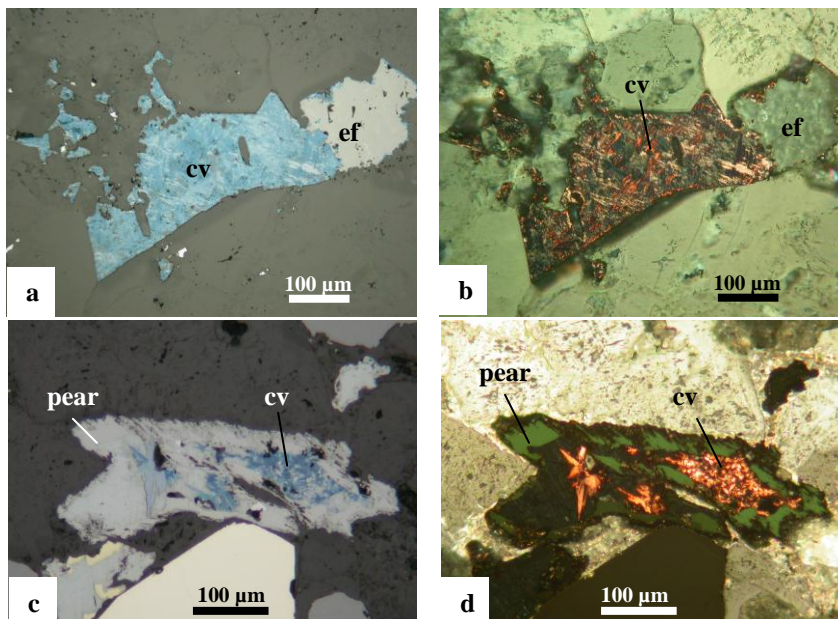


**Figura 33:** Fotomicrografías de electrum: a) Inclusión de electrum (el) en pirita (py); b) Inclusión de electrum (el) en argentita (ar); c) Inclusión de electrum en pearceita (pear), además argentita (ar) y galena (gn); d) Inclusión de electrum en calcopirita; e) Inclusión de electrum en calcopirita, además pearceita (pear), argentita (ar) y galena (gn); f) Inclusión fibrosa de electrum en estromeyerita (etm), además pearceita (pear) reemplazando pirargirita (pr), calcopirita (cpy) y relictos de freibergita (frb)

### Covelina:

Este mineral es relativamente abundante, se presenta netamente como mineral supergénico, reemplazando a calcopirita, esfalerita, argentita, proustita/pirargirita, y en zonas relleno completamente oquedades, sin vestigios del mineral reemplazado.

Su color azul, fuerte pleocroísmo y birrefelctancia, hacen que sea muy fácil de identificar.



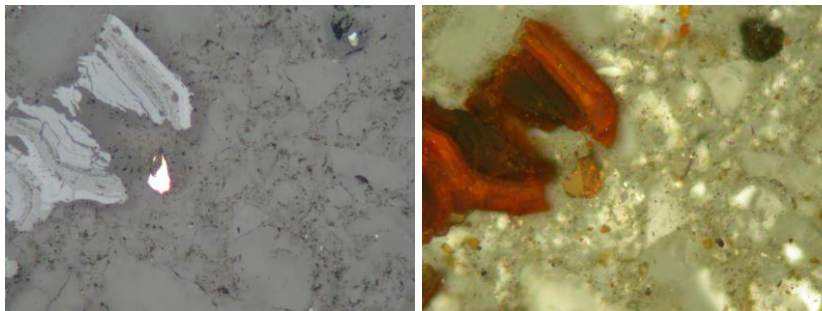
**Figura 34:** Fotomicrografías de covelina: a) N// covelina (cv) relleno geoda y reemplazando a esfalerita (ef); b) Nx Colores de anisotropía anaranjados típicos de covelina (cv); c) N// Covelina (cv) alterando a pearceita (pear); d) Nx Colores de anisotropía anaranjados de covelina (cv) que altera a pearceita (pear).

### Otros sulfuros:

Se han encontrado otros minerales como Jalpaita, Mckinstryita, Miargirita, Freibergita, Uytnebogaardita, todos ellos identificados mediante el uso de la microsonda electrónica, y se describirán en el siguiente apartado.

### Goethita:

Es un mineral supergénico típico. Se presenta siempre en texturas colomorfas y granulares, son típicas sus reflexiones internas naranjas. Están rellenando geodas, fisuras y bordeando crisales de cuarzo, en ocasiones se encuentra intercrecido con un gel de argentita.



**Figura 35:** Fotomicrografías de goethita: a) N// goethita en agregado colomorfo rellenando geoda de Qz2; b) Nx reflexiones internas rojas de goethita, nótese el bandeamiento.

### IV.5.2. Estadios paragenéticos

Para el estudio de los estadios paragenéticos se siguieron criterios de campo, estudiando las texturas macroscópicas y estableciendo su relación temporal. Para ello se revisaron testigos de sondeos, afloramientos, pero sobre todo sirvió de mucho el estudio de las labores subterráneas. Los estudios petro-minerográficos sirvieron para conocer con precisión la mineralogía de cada evento.

Se han observado diversos eventos hidrotermales, que van desde una silicificación intensa del encajante, pasando por múltiples etapas de brechamiento, para terminar en una etapa de sílice remanente subcristalina que rellena cavidades dentro del filón. Estos eventos, por sus relaciones espaciales y cronología, se han agrupado en nueve estadios, siendo el primer estadio (estadio 0) un evento de alteración del encajante, y el último estadio (estadio 8) un evento de alteración supergénica con alteración y reemplazamiento de los minerales de mena. Los principales eventos hidrotermales son siete (estadio 1 al 7) que corresponden al relleno filoniano propiamente dicho (ver tablas 7 y 8).

### Estadio 0:

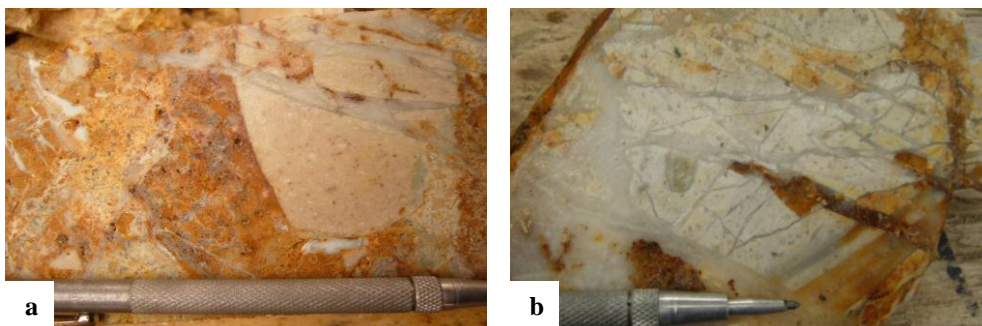
Se inicia con una silicificación intensa del encajante con cuarzo de grano fino (Qz0), posiblemente calcedonia (ver figura 19), observándose también un reemplazamiento de calcita (alteración propilítica previa) por el cuarzo de grano fino (ver figura 22b). Además se produce una sericitización moderada a débil de los feldespatos presentes en el encajante. Asociada a estas alteraciones se deposita también pirita de grano fino en forma diseminada, concentrándose en pómez remanentes con alteración argílica, o cloritizados.

### Estadio 1

Este estadio corresponde a un aporte más intenso de sílice que varía gradualmente de tamaño (Qz1) se considera una evolución del cuarzo de alteración (Qz0), debido que no se observa un contacto claro entre ambos (Qz0 y Qz1), sino un paso gradual en el que los granos se van haciendo cada vez más gruesos y aprovechan las oquedades formadas por el Qz0 para cristalizar (ver figura 22a).

Se inician las primeras venillas a manera de stockwork emplazándose en las fracturas irregulares del encajante previamente silicificado, este stockwork se va haciendo más intenso hacia la el centro de la veta, en la que forman stockwork-brechas sin observarse rotación de los clastos.

El mineral que se deposita en este evento corresponde principalmente a cuarzo (Qz1) de grano medio a cada vez más grueso, no se observa ningún sulfuro en esta etapa.



**Figura 36:** Fotografías estadio 1: a) Débil *stockwork* de sílice cristalina en toba de lapilli con moderada silicificación; b) *Stockwork* fuerte con débil brechamiento en toba de lapilli con fuerte silicificación.

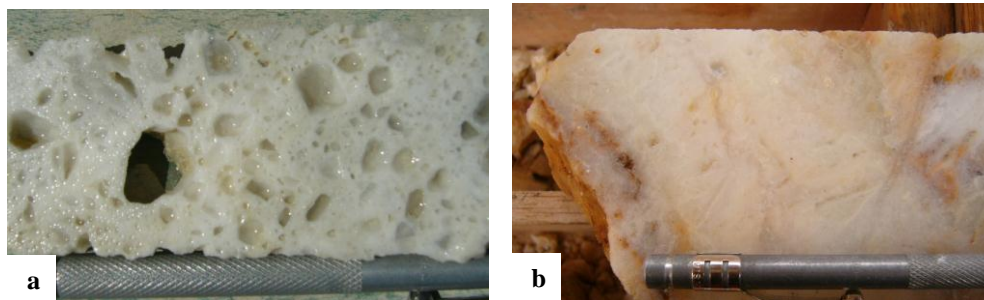


## Estadio 2

Se produce una silicificación pervasiva del encajante con un aporte mucho mayor de sílice, el Qz1 evoluciona a granos de buen tamaño con formas subhedrales y la silicificación intensa deja como testigo una textura de cuarzo oqueroso, con moldes de pómez. En otras zonas donde posiblemente existían fracturas abiertas, se produjo un relleno de veta, con texturas débilmente bandeadas.

En ambos tipos de texturas se observan restos de calcita, la que posiblemente se haya formado por ebullición debido a una rápida pérdida de CO<sub>2</sub>, la que produjo una consecuente precipitación de calcita (ver figura 25), esto se ve sustentado además de las texturas de calcita laminar reemplazada por cuarzo, por la formación de adularia (en secciones seudorómbicas) diseminada o siguiendo los pseudomorfos. Una de las características que presenta el Qz1, son las texturas modificadas, típicas de recristalización a partir de un gel, lo que hace pensar que debido a la rápida pérdida de la fase vapor durante la ebullición, se haya producido también una sobresaturación de sílice haciéndola precipitar en forma de gel resultando estas texturas tan peculiares (texturas plumosas y en escarapela, ver figura 22).

En este estadio se deposita principalmente Qz1 con adularia más sericita, se observan trazas de pirita.

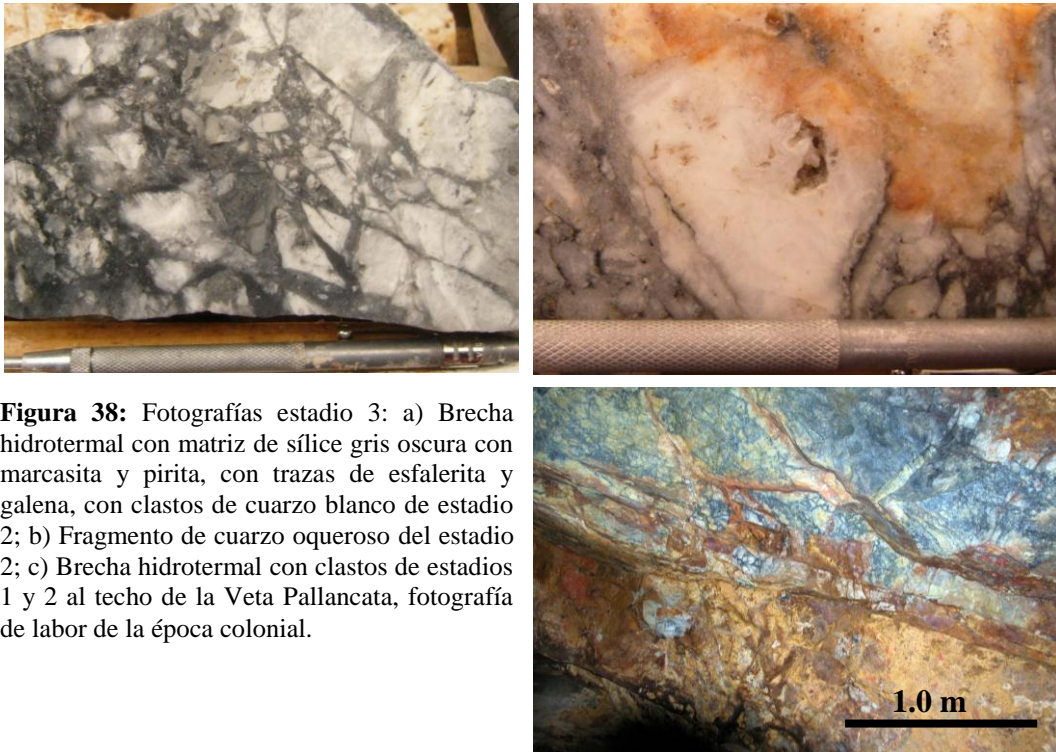


**Figura 37:** Fotografías estadio 2: a) Cuarzo oqueroso por silicificación pervasiva de toba de lapilli? con moldes de pómez lixiviados; b) Textura de relleno de veta con fantasmas de calcita laminar.

## Estadio 3

En este estadio se produce un brechamiento hidrotermal, en el que quedan fragmentos de los estadios anteriores (Estadios 0, 1 y 2) embutidos en una matriz de cuarzo de grano medio a fino (Qz2), que en muestra de mano presenta una coloración gris clara a blanquecina.

Se empieza a depositar abundante marcasita en forma de listones y pirita subhedral, además galena y esfalerita empiezan a aparecer en granos muy pequeños, los cuales posiblemente se empiecen a hacer más importantes hacia el final de este evento. En cuanto a la ganga se observan en algunas muestras trazas de adularia diseminada de sección seudorómbica, también se encuentra sericita intercrecida con cuarzo.



**Figura 38:** Fotografías estadio 3: a) Brecha hidrotermal con matriz de sílice gris oscura con marcasita y pirita, con trazas de esfalerita y galena, con clastos de cuarzo blanco de estadio 2; b) Fragmento de cuarzo oqueroso del estadio 2; c) Brecha hidrotermal con clastos de estadios 1 y 2 al techo de la Veta Pallancata, fotografía de labor de la época colonial.

#### Estadio 4

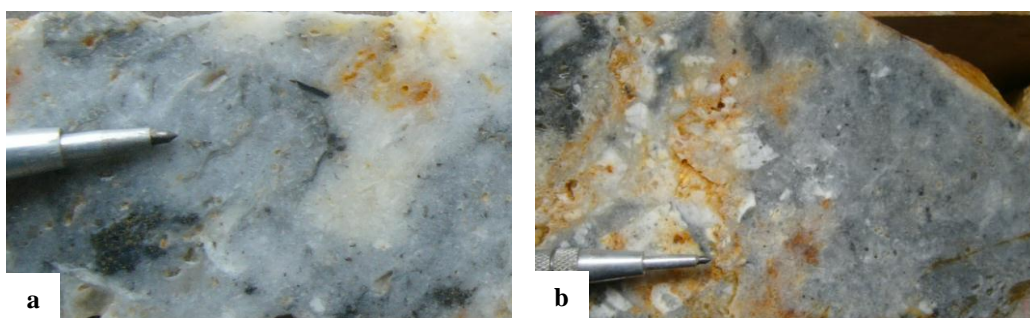
Se produce un nuevo brechamiento hidrotermal, en el que quedan embutidos fragmentos de la brecha del estadio 3 y de los eventos anteriores, además pequeños fragmentos del encajante. En este estadio sigue depositándose el cuarzo de grano medio a fino (Qz2) muy intercrecido con adularia diseminada de sección seudorómbica, indicando claramente un ambiente en ebullición (Henley 1985, Hedenquist 1990). Además de estas texturas de brechamiento se observan texturas de relleno filoniano siempre con cuarzo de grano medio (Qz2).

Este evento es de gran importancia porque es en el que se inicia la mineralización económica, se termina de depositar esfalerita y galena del estadio 3, para dar paso a la deposición de proustita/pirargirita que reemplaza parcialmente a galena y forma bordes en

esfalerita. Luego se empieza a depositar calcopirita, posiblemente de forma simultánea a proustita/pirargirita o en las etapas tardías de esfalerita (por inclusiones en esfalerita), posteriormente se va a depositar pearceita/polibasita la que reemplaza a proustita/pirargirita en presencia de calcopirita, se observan bordes mirmequíticos en los contactos entre ambas series, algunas veces con finas inclusiones de calcopirita.

Otro mineral que se deposita es electrum, el cual se encuentra como inclusiones en calcopirita, además es posible encontrar argentita temprana, la que reemplaza a pearceita/polibasita y proustita/pirargirita.

Los minerales depositados en este estadio, se encuentran muy intercrecidos con la ganga (Qz2 y adularia) lo que indicaría una deposición controlada por la ebullición del sistema, pero además se encuentran relleno geodas del Qz1 de grano grueso.



**Figura 39:** Fotografías estadio 4: a) Vena de sílice gris con diseminación de sulfosales de plata, texturas de reemplazamiento de calcita y esporádicos clastos de sílice blanca; b) Brecha hidrotermal de sílice gris clara con fragmentos de brecha del estadio 3 y del encajante (estadios 1) con fuerte diseminación de sulfosales de plata.

### **Estadio 5 – “Bonanza”**

Es el evento principal en el sistema, es el que trae la mineralización de más alta ley por lo que se le asigna el nombre de “bonanza”. Este evento se caracteriza por formar bandas irregulares de sílice gris con fuerte concentración de sulfuros, intercaladas con bandas de cuarzo blanco, ambas bandas formadas con cuarzo de grano medio (Qz2) y abundante adularia.

Las bandas se forman principalmente hacia la base de la veta desde donde se separan y se inyectan a lo largo de fracturas irregulares en cuarzo (posiblemente aún en estado semi sólido) hacia el techo de la veta. Estas venas bandeadas no tienen una orientación

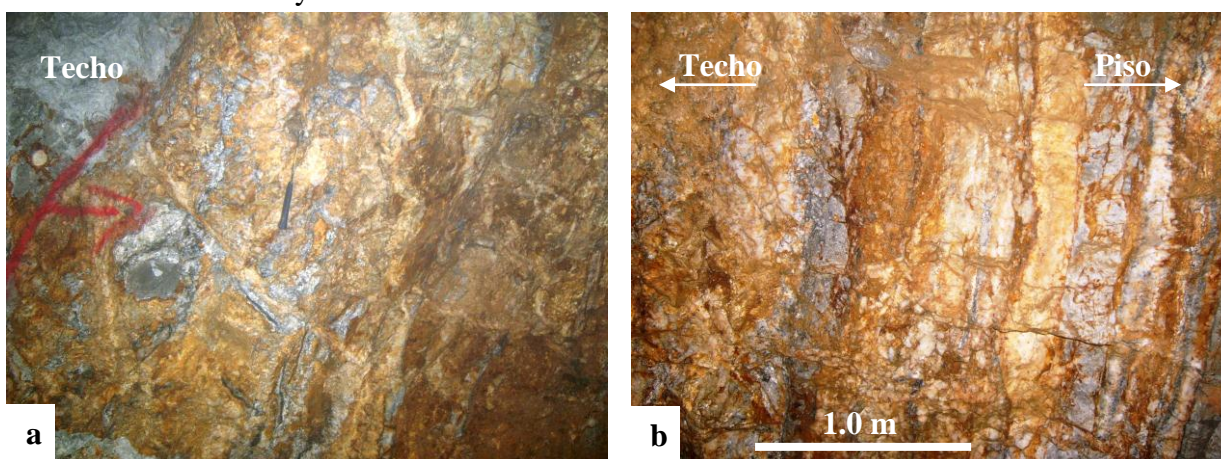
preferente sino que se distribuyen de forma irregular, dando formas arqueadas, en ocasiones forman aros y pocas veces se la encuentra formando texturas crustiformes.

Estas bandas aprovechan los espacios abiertos dejados por el reemplazo de calcita laminar por cuarzo, para depositar la mineralización, haciéndola ver de forma diseminada.

Este estadio empieza con una fuerte deposición de Argentita que reemplaza a proustita/pirargirita, pearceita/polibasita, galena y esfalerita. Se caracteriza por rellenar oquedades de Qz2, Qz1 y espacios abiertos de pseudomorfos de calcita laminar, además presenta maclas “en hoja de laurel” y es típico el ataque por luz. Posteriormente se deposita Estefanita la que reemplaza también a las sulfosales de plata de ambas series, pero además se encuentra reemplazando a argentita, quedando a veces como inclusiones dentro de estefanita, también a calcopirita.

Con la ayuda de la microsonda electrónica se han encontrado otros sulfuros menores que posiblemente correspondan a este evento, como la Uyténbogaardita, que se encuentra como inclusión en argentita, la Jalpaita que forma intercrecimientos mirmequíticos también con Argentita, Miargirita que se encuentra como inclusiones en pirargirita, Estromeyerita con inclusiones de Mckinstryita. Sin embargo al no ser tan abundantes en las muestras y debido a su tamaño, su reconocimiento fue posible únicamente con la microsonda electrónica.

Finalmente, se observa también una segunda fase de pirita, esta vez de hábito anhedral de grano grueso, que trae inclusiones de electrum, pero además se encuentran inclusiones de electrum en estromeyerita.



**Figura 40a:** Fotografías estadio 5 – Bonanza: a) Venas irregulares bandeadas hacia el techo de la veta Pallancata, muy ricas en sulfuros y sulfosales de plata; b) Venas bandeadas subparalelas (derecha) a irregulares (izquierda) en la parte central de la Veta Pallancata.



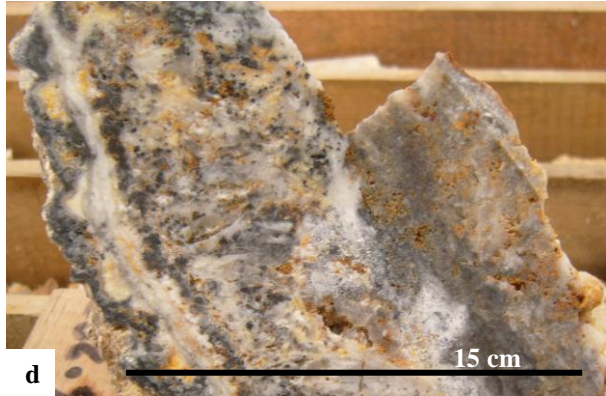
**a**



**b**



**c**

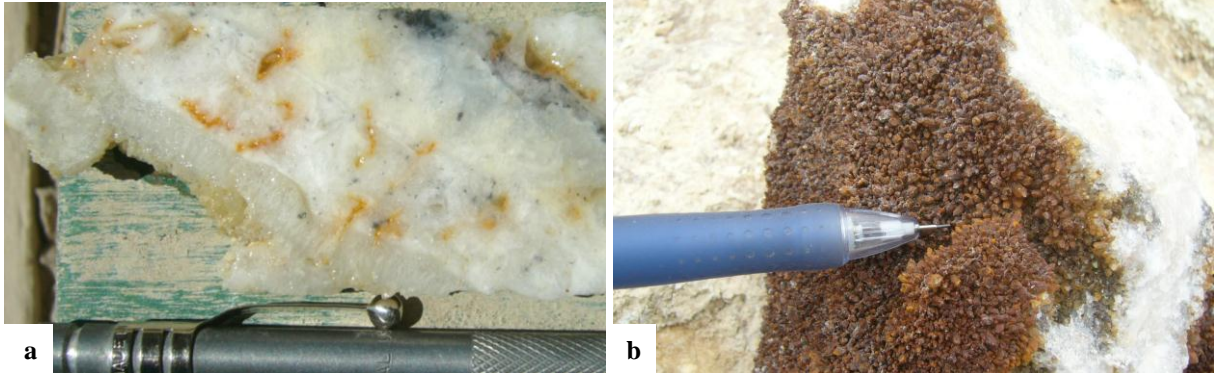


**d**

**Figura 40b:** Fotografías estadio 5 – Bonanza: a) Bandeamiento subparalelo en el piso de la Veta Pallancata, con venas muy ricas en minerales de plata; b) Banda de sílice gris oscura en forma de aro muy rica en sulfuros y sulfosales de plata, con seudomorfos de calcita laminar en la parte central, techo de la Veta Pallancata; c) Banda irregular negra con abundantes sulfuros de plata muy asociada con texturas de reemplazamiento de calcita laminar de cuarzo gris a blanco cristalino, techo de la Veta Pallancata; d) Bandas subparalelas de sílice gris con abundantes sulfuros y sulfosales de plata, fuertes texturas de reemplazamiento de calcita hacia la parte central con diseminación de sulfuros, piso de la Veta Pallancata.

## Estadio 6

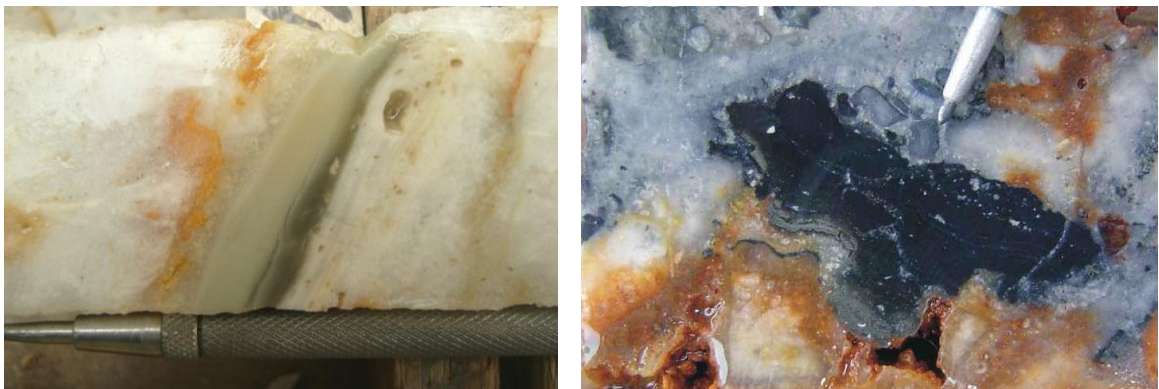
Este estadio corresponde a inyecciones tardías de sílice blanco cristalina de grano medio (Qz2) formando delgadas venillas con texturas en peine que cortan al evento de bonanza. Traen consigo escasa mineralización, únicamente pirita.



**Figura 41:** Fotografías estadio 6: a) Venilla tardía de cuarzo cristalino con textura en peine cortando vena mineralizada; b) Drusa de cuarzo blanco cristalino, teñida por óxidos de hierro, de venilla tardía.

## Estadio 7

Este evento corresponde a un relleno de los espacios abiertos de la veta, especialmente geodas, en las que se depositan finas bandas subhorizontales de calcedonia, las que podrían indicar un paleonivel freático. Además es posible ver cómo se van sedimentando los granos de cuarzo y sulfuros que traen consigo, formando bandas más oscuras a la base (con mucha pirita) y más claras hacia el techo.



**Figura 42:** Fotografías estadio 7: a) Cavity rellena por calcedonia con bandas subhorizontales (al girar en ángulo del sondeo), una parte oscura rica en pirita fina y fragmentos hacia la base y más clara hacia el techo; b) Cavity rellena por calcedonia negra con finas bandas de pirita y fragmentos. Ambas figuras son indicadoras de un paleonivel freático.

## **Estadio 8**

Se ha querido mencionar este estadio para hacer referencia a una alteración supergénica de los minerales primarios. Este estadio queda muy bien representado por covelina, que reemplaza a la gran mayoría de los minerales presentes: calcopirita, esfalerita, argentita, galena, pearceita/polibasita, proustita/pirargirita, pirita, etc. Se encuentra casi siempre en los bordes de los minerales que reemplaza, aunque algunas veces se observa únicamente el relicto del mineral como inclusión en covelina, y raras veces se ve únicamente a la covelina rellenando la oquedad que ocupaba el mineral primario.

Otro mineral muy importante de este estadio corresponde a la Argentita II, aunque no queda muy claro su origen supergénico, sus texturas colomorfos y en fantasma reemplazando principalmente a pirita y otros minerales tanto en la veta como en el encajante, señalan que se habría formado por un enfriamiento muy rápido o por mezcla con soluciones superficiales hacia la parte final del estadio 5 (aún rico en plata). Esta argentita presenta propiedades similares a la hipogénica, sin embargo su ataque por luz es muy débil, posiblemente debido a su intercrecimiento con un gel de sílice. Al medir esta argentita con la microsonda, fue imposible definirla como una especie mineral, debido a que presenta una gran variedad de elementos, entre ellos Si y Fe, lo que hace pensar más en un gel de calcedonia, rico en argentita, posiblemente goethita y otros elementos como fósforo, que en argentita propiamente dicha.

A pesar de estar combinado con otros elementos, la geoquímica de las muestras tomadas en estas zonas presenta valores muy altos en plata, llegando a tener hasta 3000 g/T de Ag.





**Tabla 8: Secuencia paragenética de los minerales de mena y ganga**

Principales minerales hidrotermales		Estadio 0	Estadio 1	Estadio 2	Estadio 3	Estadio 4	Estadio 5	Estadio 6	Estadio 7	Estadio 8
MINERALES DE GANGA	Cuarzo + calcedonia	Qz 0	Qz 1			Qz 2			Qz 3	
	Calcita reemplazada por qz y Adularia									
	Adularia									
	Sericita									
MINERALES DE MENA	Marcasita									
	Pirita									
	Esfalerita									
	Galena									
	Calcopirita									
	Pirargirita/Proustita									
	Miargirita									
	Pearceita/Polibasita									
	Electrum									
	Uytenboogardita									
	Argentita I									
	Estefanita									
	Jalpaita									
	Estromeyerita									
	Mckinstryita									
	Freibergita									
	Argentita II								?	
	Covelina									

#### **IV.6. Microanálisis cuantitativo**

Si bien los estudios petro-minerográficos de secciones delgadas, pulidas y delgadas-pulidas, son una importante herramienta a la hora de estudiar en detalle la mineralogía asociada a un yacimiento, muchas veces debido a propiedades muy similares dentro de una serie de minerales hace casi imposible poder diferenciar cada miembro de la serie. Otras veces el tamaño tan pequeño en el que se encuentran los minerales hacen que su determinación sea complicada.

En el caso de las menas argentíferas, resulta muy difícil diferenciar en el microscopio los miembros extremos e intermedios de las series proustita-pirargirita o pearceita-polibasita debido a que presentan propiedades ópticas muy similares. Por otra parte están los sulfuros de plata como estefanita, que a pesar de destruirse rápidamente con la luz, no permite observar otras propiedades como los colores de anisotropía o maclas, para identificarla con certeza como tal.

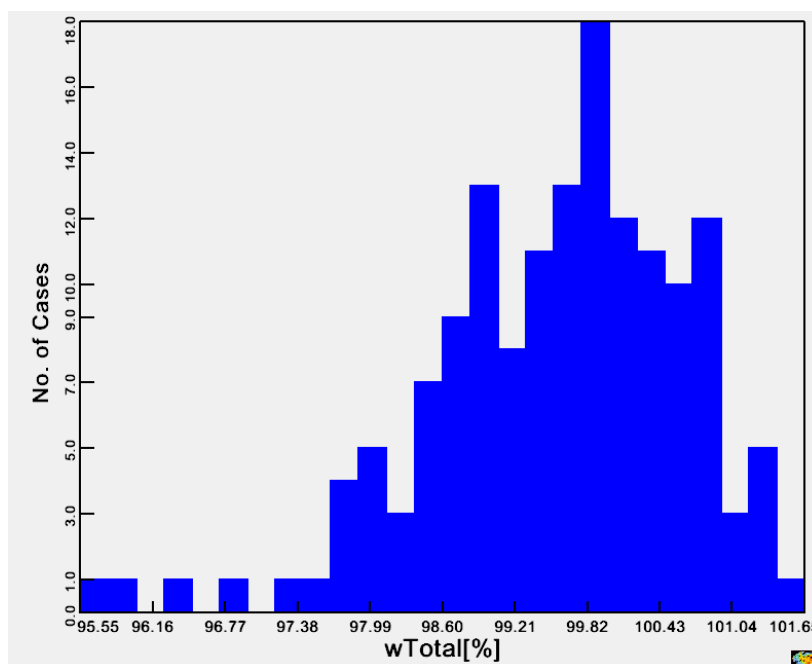
Por estas razones se decidió trabajar con una microsonda electrónica para conocer con exactitud la composición química de los minerales que resultaban muy difíciles de estudiar al microscopio. Con la ayuda de este equipo, se logró no solo identificar todos los miembros de las series de proustita-pirargirita y pearceita-polibasita, sino que también ayudó a identificar otras especies minerales que habían pasado desapercibidas por su tamaño o que fueron determinados como especies aparentemente conocidas por sus propiedades ópticas, pero que en realidad se trataban de especies muy diferentes, tal es el caso de Uytnebogaardtita que por su tamaño y rareza la hacen casi imposible de identificar al microscopio.

El microanálisis cuantitativo también sirvió para determinar la composición de minerales como esfalerita, que a pesar de ser muy fácil de identificar al microscopio, su contenido en hierro es importante para poder dar un alcance sobre el estado de sulfuración del sistema. Además ayudó a determinar la composición de oro, que por su contenido en plata se definió como electrum.

Finalmente este análisis permitió identificar minerales que pueden ayudar a dar una aproximación de las temperaturas a las que estuvo el sistema, como es el caso de la estefanita, jalpaita y las mismas proustita-pirargirita.

Para este estudio se seleccionaron 8 secciones delgadas-pulidas en las que tomaron 151 análisis. El porcentaje en peso total promedio fue de 99.61 %, con una desviación estándar de 1.14% (ver figura 43)

**Figura 43: Porcentaje en peso total en muestras analizadas.**

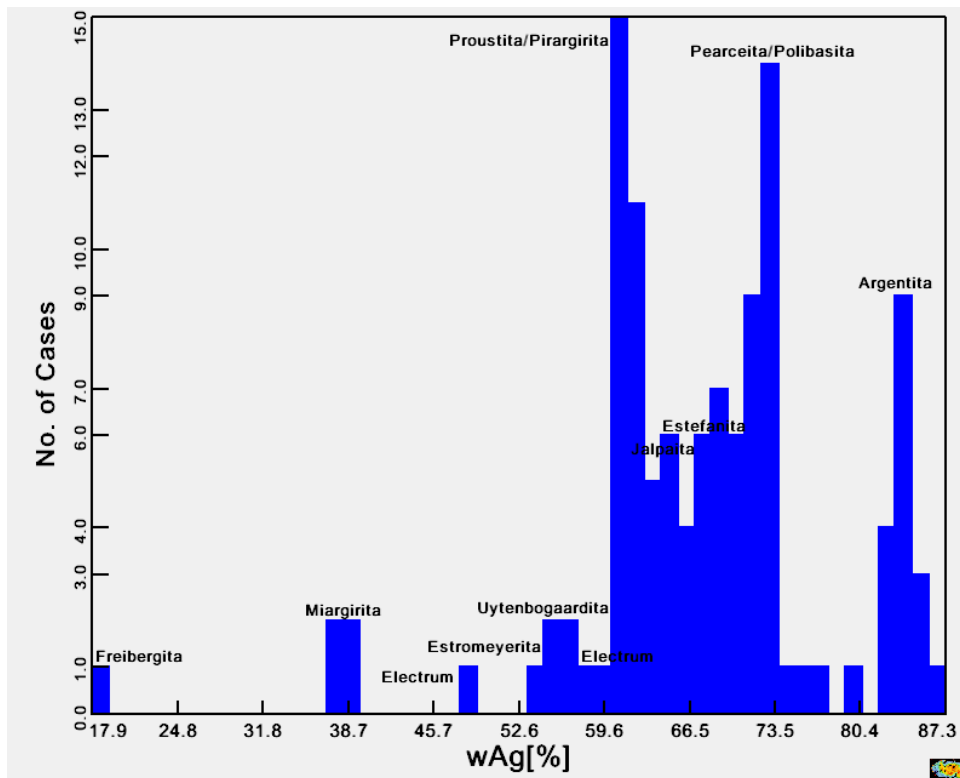


#### **IV.6.1. Minerales Identificados**

Se han identificado un total de catorce especies minerales (ver anexo IV), de las cuales once contienen plata en su composición variando el porcentaje en cada una de ellas (considerando las series proustita-pirargirita y peareceita-polibasita como una sola especie cada una), además se midió la composición de esfalerita, galena, calcopirita.

A continuación se muestra la distribución del contenido en plata (%w) para cada especie mineral identificada mediante la microsonda electrónica (Figura 44). Los resultados obtenidos muestran a argentita como el mineral con el más alto contenido en plata, como es lógico, y a Freibergita como el mineral con más bajo contenido, pero también el menos abundante.

**Figura 44: Distribución del porcentaje en peso (%w) de Plata contenido en sulfuros y sulfosales**



Los minerales identificados mediante el microanálisis cuantitativo son los siguientes:

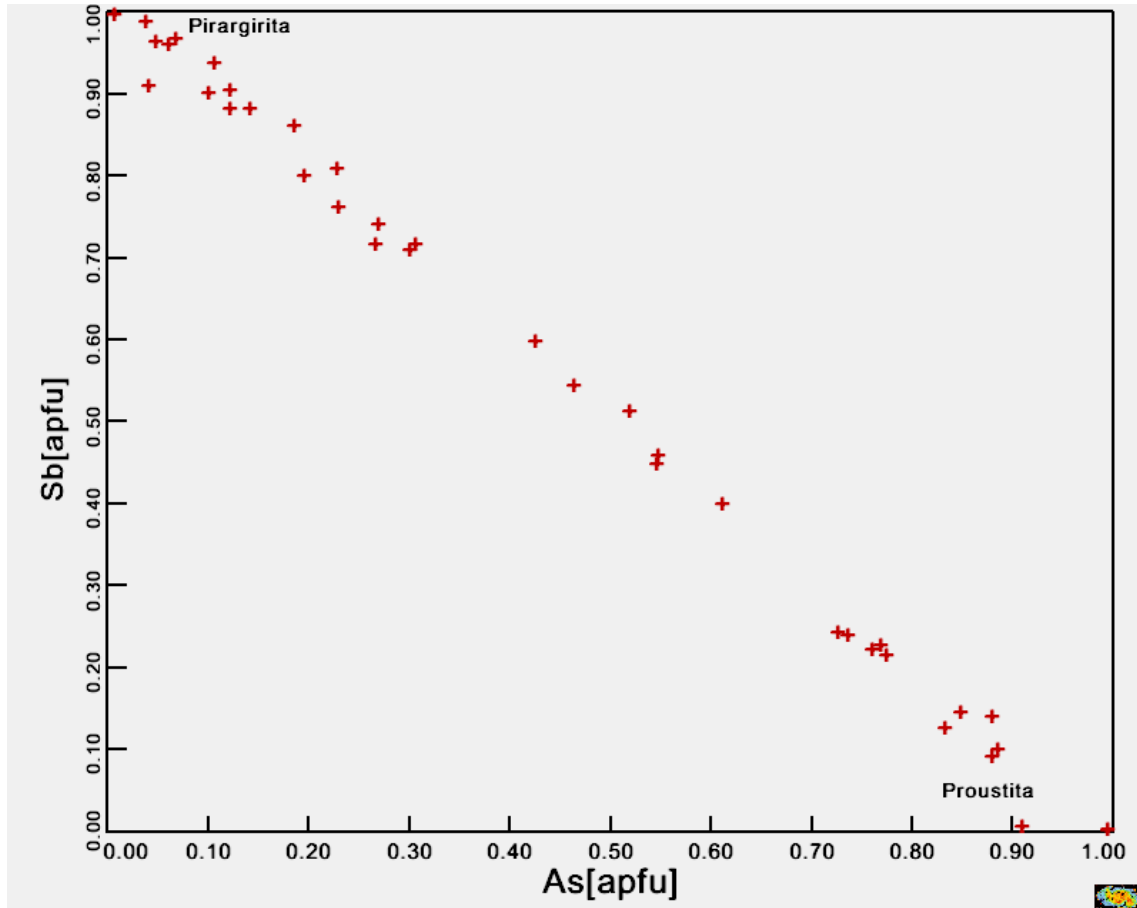
### **Serie Proustita – Pirargirita ( $\text{Ag}_3\text{AsS}_3$ – $\text{Ag}_3\text{SbS}_3$ )**

Se hicieron 39 análisis en diferentes granos que al microscopio fueron identificados como proustita/pirargirita. Las propiedades ópticas que todos ellos presentaban eran muy similares con una reflectancia baja, color gris azulado y las reflexiones internas de color rojo intenso a anaranjado, sin embargo no fue posible identificar en un mismo grano una variación composicional, esto fue posible únicamente con el uso de la microsonda electrónica.

Keighin y Honea (1969) mencionan que en la serie proustita – pirargirita, la mayoría de las muestras en la naturaleza tienen pequeñas cantidades de arsénico pero que los miembros intermedios de la solución sólida proustita – pirargirita no han sido descritos en sistemas naturales, esto no es del todo cierto, pues gracias a los microanálisis cuantitativos se puede ver una gran variación en la composición de la serie en este yacimiento. Esto pone en

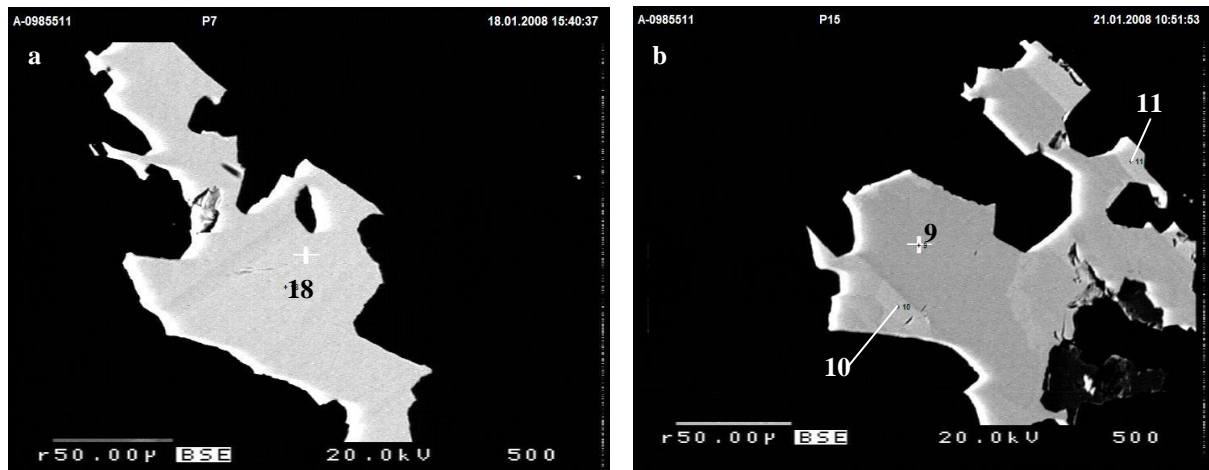
relieve que, pese a lo que se pensaba, existen tanto los miembros extremos como los intermedios en los sistemas naturales, como se muestran en la figura 45.

**Figura 45: Distribución atómica de As/Sb en la serie Proustita-Pirargirita.**



apfu = atoms per formula unit, datos normalizados según la fórmula general  $Ag_3(Sb,As)S_3$  a azufre (3) con estado de valencia -2

Gracias a las imágenes obtenidas con los BSE, se pueden ver en un mismo grano variaciones composicionales notorias, debido a la diferencia de pesos atómicos entre As y Sb.



**Figura 45:** Imágenes BSE en serie proustita – pirargirita: a) (18) Pirargirita con fórmula  $Ag_{3.15}As_{0.1}Sb_{0.9}S_3$ , tonos de gris más oscuros indican variación composicional (As/Sb); b) (9) Proustita con fórmula  $Ag_{3.28}As_{0.9}Sb_{0.1}S_3$ , (10) Pirargirita con fórmula  $Ag_{3.21}As_{0.4}Sb_{0.6}S_3$ , (11) Pirargirita con fórmula  $Ag_{3.19}As_{0.12}Sb_{0.88}S_3$ , los tonos de gris indican variación composicional (As/Sb).

A continuación se muestran algunos resultados de los análisis de los miembros extremos e intermedios.

**Tabla 9: Resultados en porcentaje en peso (%w) del microanálisis cuantitativo en la serie Proustita-Pirargirita.**

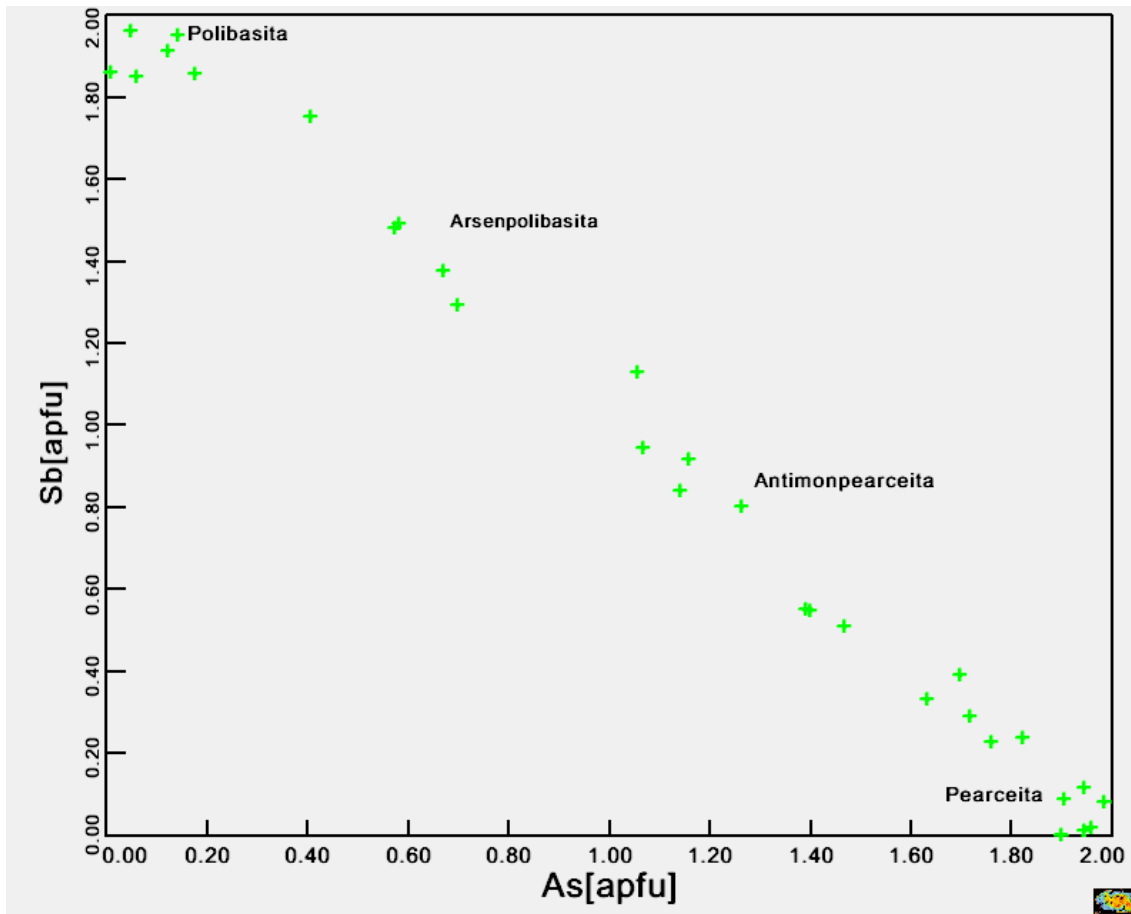
SerNo.	10	21	29	34	30
File	1080121a	1080123b	1080122a	1080122a	1080122a
No.	13	11	8	38	13
Pos_X	1809	4597	-11349	-82	-3486
Pos_Y	-26859	5346	-20715	5509	125
Sample	A-0985511	A-0985569	A-098552	A-0985512	A-0985512
Comment	P17	P4	P7	P16	P1
Mineral	Pirargiri	Pirargiri	Proustita	Proustita	Proustita
wAg	60.6080	60.4980	63.6640	65.3960	65.6880
wAs	0.1160	2.6250	7.0390	10.2000	14.3310
wSb	21.4040	17.3280	11.3230	5.5680	0.0850
wS	16.9170	17.0840	17.3720	17.9910	18.4830
wAu	0.0000	0.0000	0.1150	0.0130	0.0000
wCu	0.2270	0.0450	0.0370	0.0510	0.1920
wZn	0.0320	0.0160	0.1230	0.0650	0.0000
wPb	0.0000	0.1090	0.0000	0.0570	0.0220
wFe	0.1110	0.0000	0.0340	0.0000	0.0000
wTotal	99.4150	97.7050	99.7070	99.3410	98.8010

#### Serie Pearceita – Polibasita ( (Ag,Cu)<sub>16</sub>As<sub>2</sub>S<sub>11</sub> - (Ag,Cu)<sub>16</sub>Sb<sub>2</sub>S<sub>11</sub> )

De esta serie se realizaron 38 análisis en diferentes granos que también al microscopio habían sido identificados como pearceita/polibasita. Las propiedades ópticas que muestran estos miembros finales e intermedios (arsenpolibasita y antimonpearceita) son muy similares entre sí y no se puede discriminar el uno del otro, en ocasiones pearceita mostraba cierto ataque por la luz del microscopio, lo que podría ayudar a su identificación, sin embargo era muy difícil de ver alguna reflexión interna.

Al igual que en la serie anterior, se ve una gran variación composicional en la serie pearceita – polibasita, encontrándose tanto los miembros extremos como los intermedios, lo que se muestra a continuación en la figura 46.

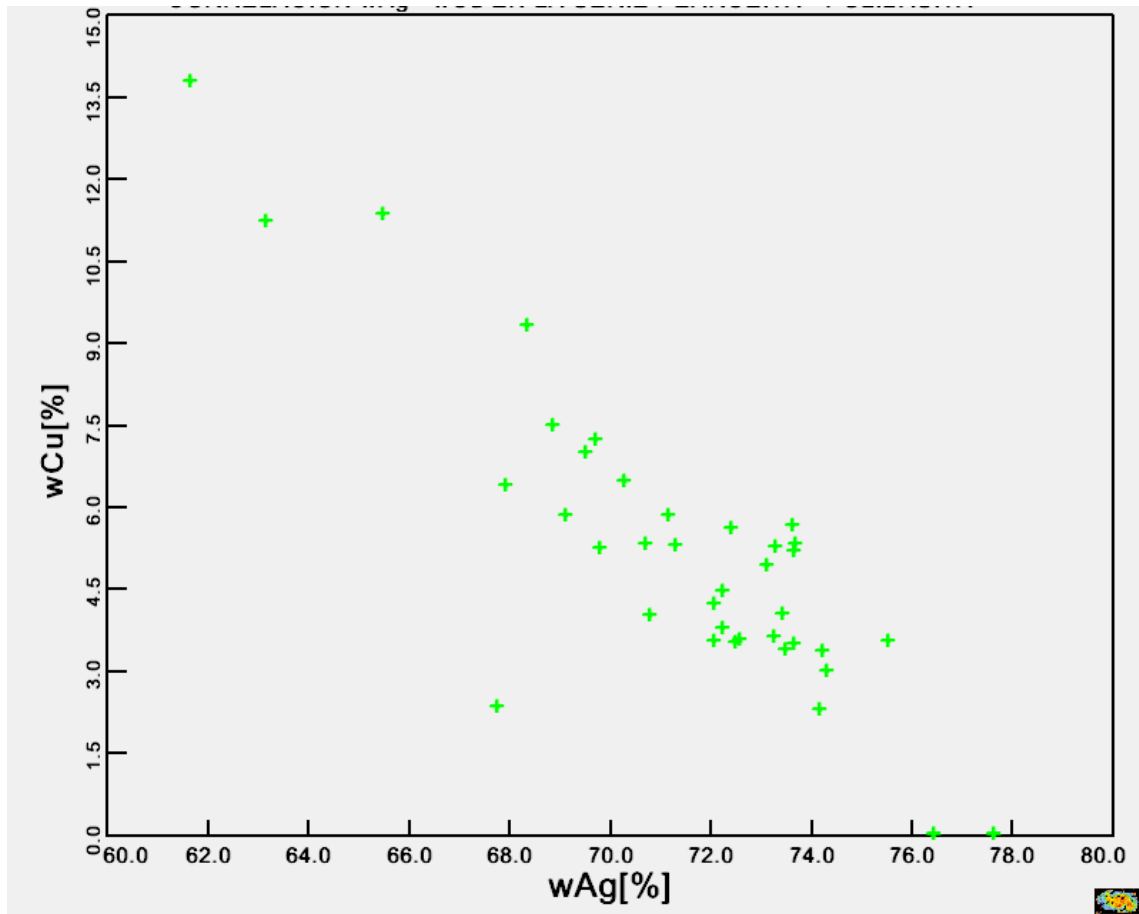
**Figura 46: Distribución atómica As/Sb en la serie Pearceita-Polibasita**



apfu=atoms per formula unit, datos normalizados según la fórmula general  $(Ag,Cu)_{16}(Sb,As)_2S_{11}$  a azufre (11 átomos) con estado de valencia -2

Otra relación muy importante a señalar en esta serie es el cociente Ag/Cu debido que el cobre ocupa los mismos espacios que la plata en la red cristalina de esta serie, pudiendo sustituirse entre ambos. En la figura 47 se muestra esta relación.

**Figura 47: Correlación wAg-wCu en la serie Pearceita – Polibasita.**



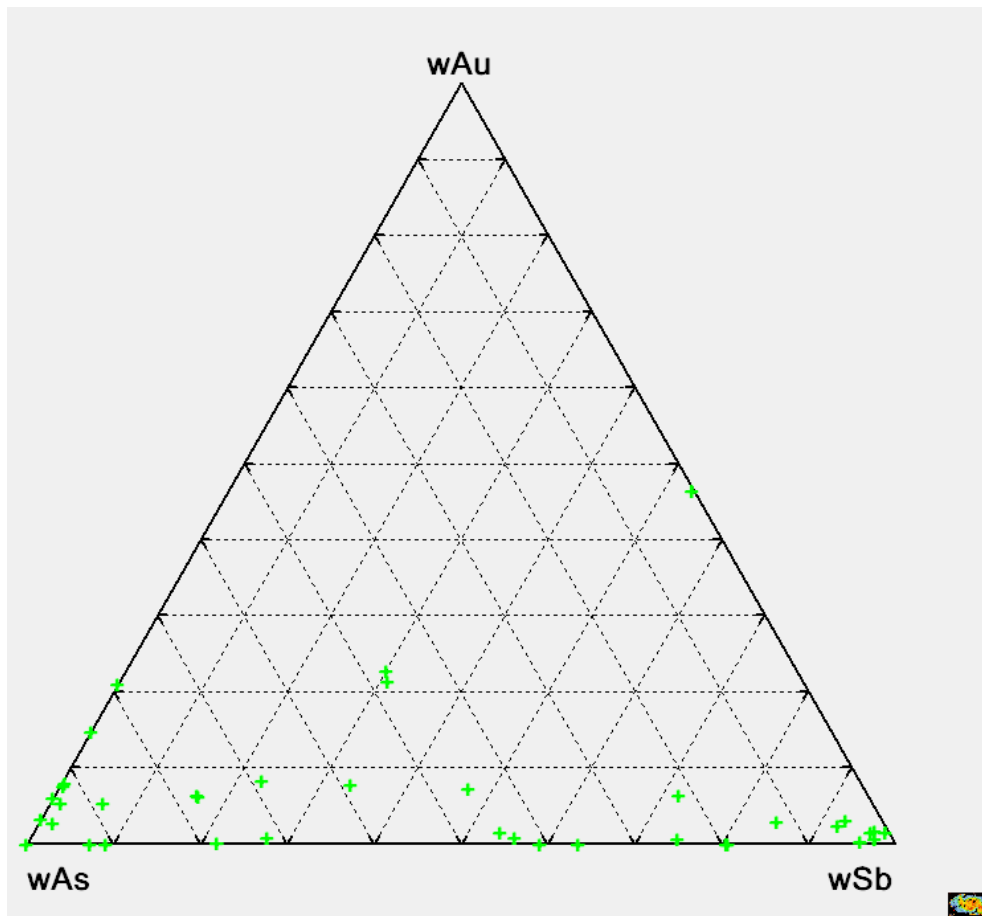
[%] Valores en porcentaje en peso de Ag y Cu

Se puede ver claramente la relación inversa que existe entre Ag y Cu, debido a su posición en la fórmula  $((Ag,Cu)_{16}(Sb,As)_2S_{11})$ , además se puede deducir que en la mayor parte de las muestras, el contenido en plata de este mineral varía entre 68% y 74%, mientras que el contenido en cobre está entre 3% y 7.5% aproximadamente.

Otra característica muy peculiar que se encontró en esta serie, son los contenidos en oro, la resolución de la microsonda (50 000 aumentos) no mostró alguna inclusión o intercrecimiento, por lo que posiblemente el oro se encuentre dentro de la red cristalina de esta serie, especialmente en los miembros arsenicales. A continuación se muestra un diagrama As-Au-Sb donde se muestra lo antes expuesto.



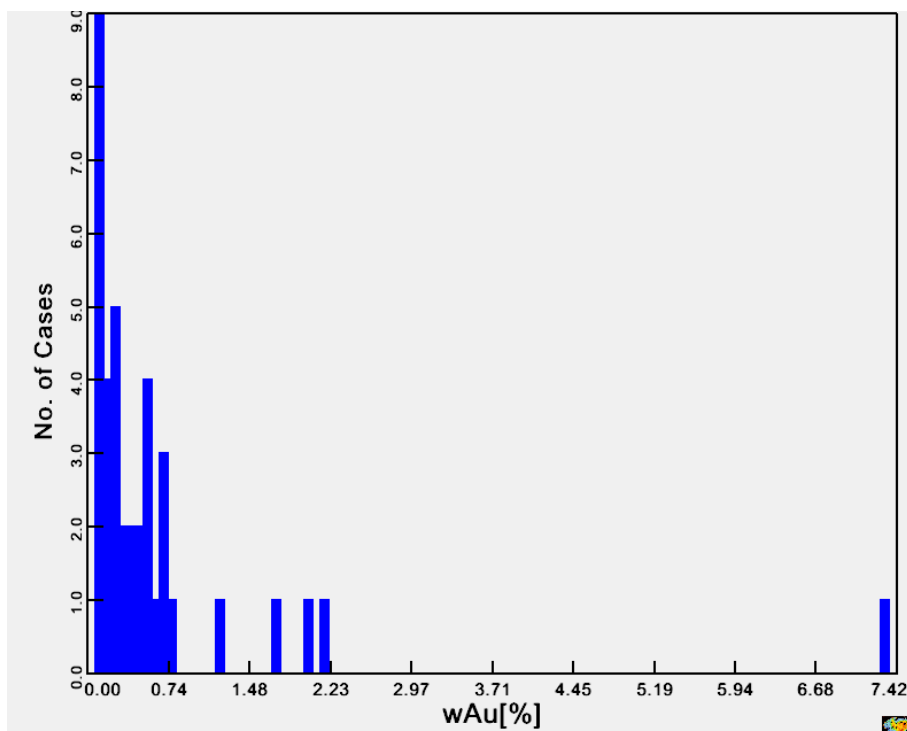
**Figura 48: Distribución del contenido en oro: serie Pearceita (wAs) – Polibasita (wSb)**



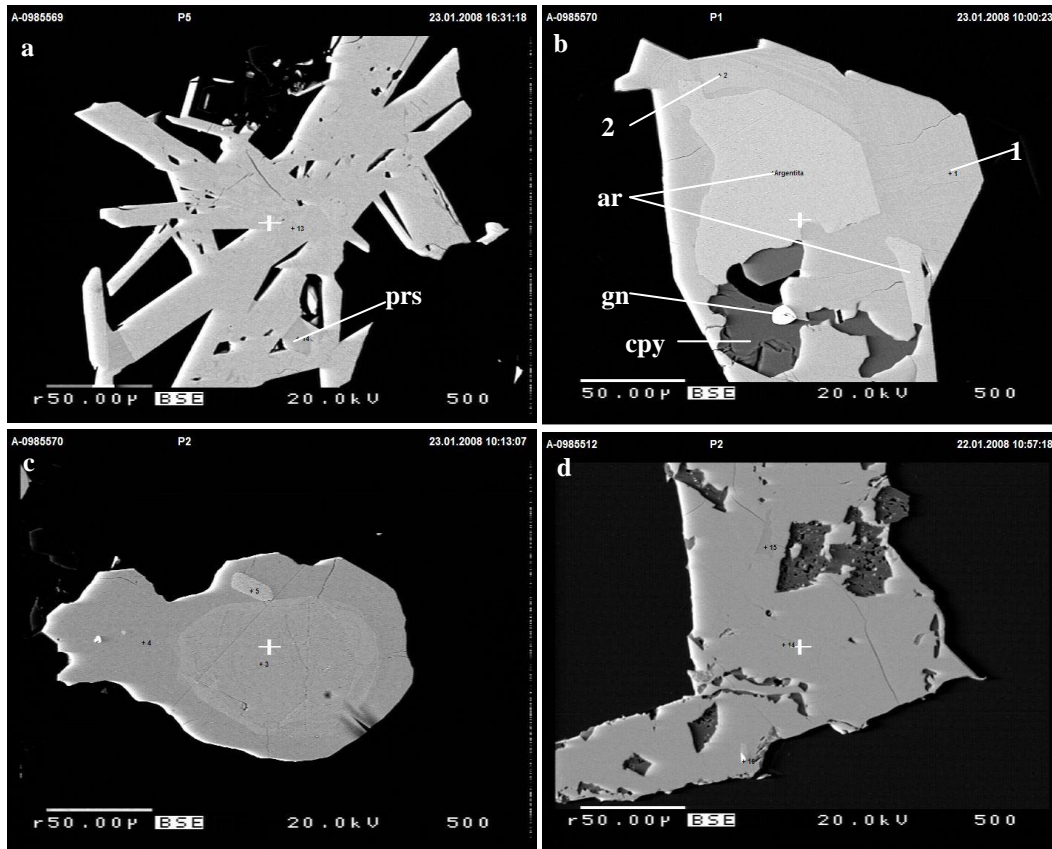
wAu, wAs, wSb = porcentajes en peso de Au, As y Sb recalculados a 100%

Los contenidos en oro son muy variables, llegando en algunos casos hasta un poco más de 7%, obsérvese el siguiente histograma de la figura 49.

**Figura 49: Contenido en porcentaje en peso de Au en la serie Pearceita – Polibasita.**



Igualmente las imágenes con BSE resultaron fundamentales para diferenciar intercrecimientos y zonados dentro de un mismo grano de la serie.



**Figura 50:** Imágenes BSE en serie pearceita – polibasita: a) Cristales de Polibasita con fórmula  $Ag_{17.5}Cu_{1.4}As_{1.0}Sb_{1.1}S_{11}$ , inclusiones de proustita (prs); b) (1) Pearceita con fórmula  $Ag_{15.7}Cu_{1.6}As_{1.7}Sb_{0.1}S_{11}$ , (2) Polibasita con fórmula  $Ag_{16.6}Cu_{1.4}As_{0.5}Sb_{1.5}S_{11}$ , inclusiones de argentita (ar), galena (gn) y calcopirita (cpy); c) (3) Pearceita con fórmula  $Ag_{15.7}Cu_{1.6}As_{1.1}Sb_{0.9}S_{11}$ , (4) Pearceita con fórmula  $Ag_{15.3}Cu_2As_{1.9}Sb_{0.1}S_{11}$ , inclusión de argentita (ar); d) (14) Pearceita con fórmula  $Ag_{16.2}Cu_{1.01}As_{2.0}S_{11}$ , inclusión de proustita (prs).

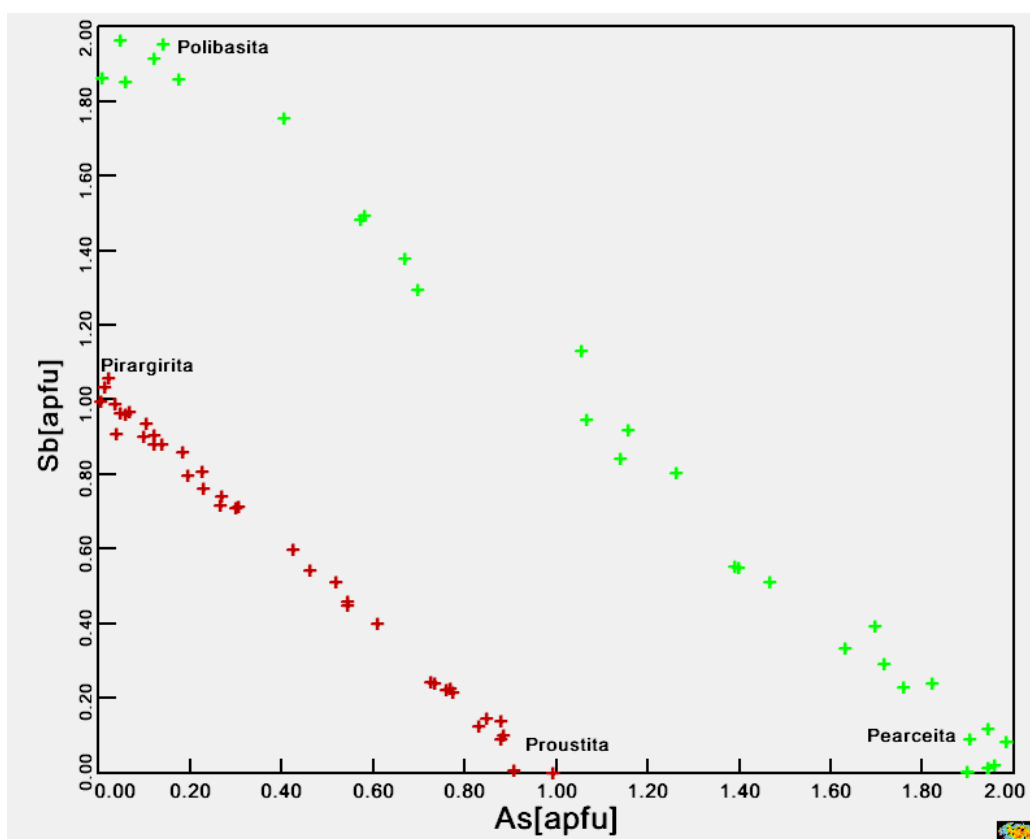
A continuación se muestran algunos resultados de los análisis de los miembros extremos e intermedios.

**Tabla 10: Resultados en porcentaje en peso (%w) del microanálisis cuantitativo en la serie Pearceita – Polibasita.**

SerNo.	32	10	6	20
File	1080121a	1080121e	1080123b	1080121a
No.	41	3E	15	15
Pos_X	-7109	116E	-1359	2567
Pos_Y	5153	-21E	-345	-35200
Sample	A-098557	A-098557	A-0985569	A-0985511
Comment	P21	P12	P7	P20
Mineral	Pearceita	Antimonpe	Arsenpoli	Polibasit
wAg	69.1410	69.5220	70.8130	67.9510
wCu	5.8900	7.0460	4.0720	6.4510
wAs	6.5760	5.5260	2.0700	0.2000
wSb	0.1170	1.8460	6.9080	9.5830
wS	15.7850	15.9060	14.4960	14.9520
wAu	0.1810	0.6710	0.6180	0.1420
Fe	0.0072	0.004E	0.0144	0.0000
Zn	0.0143	0.0007	0.0268	0.0094
Pb	0.1257	0.0000	0.0000	0.0165
wTotal	98.9160	100.5310	99.0820	99.4500

Al graficar ambas series (Proustita-Pirargirita y Pearceita-Polibasita) se puede ver que ambas se encuentran casi completas, abarcando todo el rango de la solución sólida, como se muestra a continuación.

**Figura 51: Relación As/Sb en series Proustita – Pirargirita y Pearceita – Polibasita.**



### Argentita ( $\text{Ag}_2\text{S}$ )

El microanálisis cuantitativo de este sulfuro resultó bastante complicado porque presenta una rápida descomposición por el haz de electrones, debido a ello se necesitaban buscar granos de buen tamaño de modo que se pueda desplazar el haz a lo largo de la superficie del grano. Este procedimiento no es recomendable porque la medida ya no es en un solo punto, pero al tener estos inconvenientes no hay otra solución que ir desplazando el haz por la superficie del mineral, en total se hicieron 18 análisis.

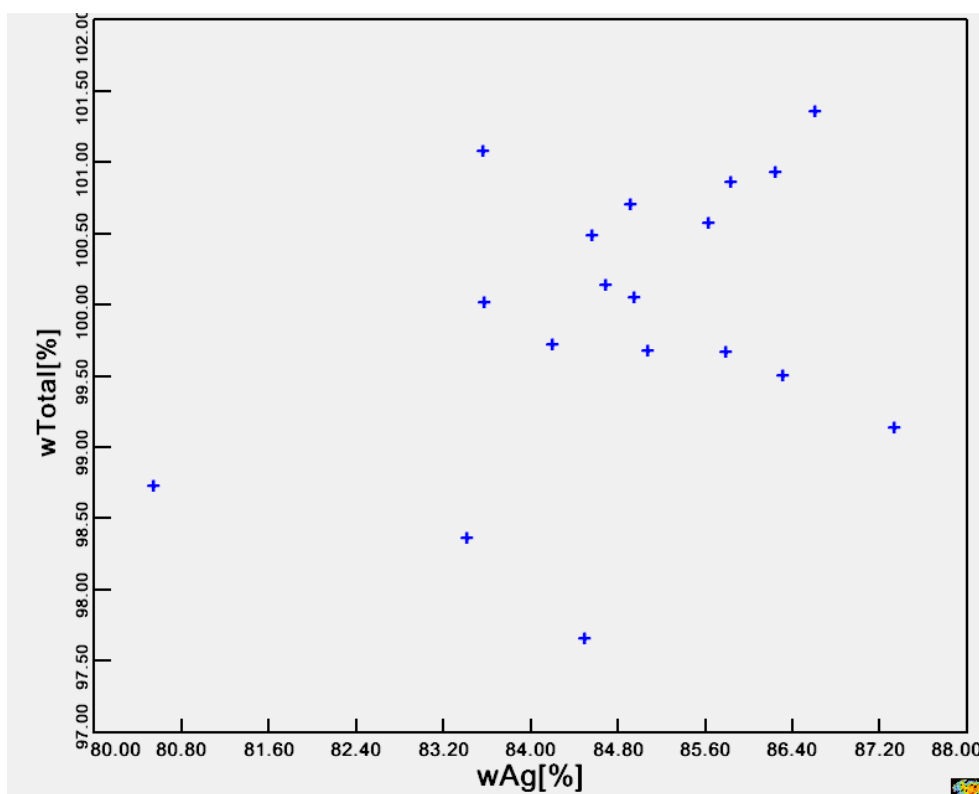
Se observó que la descomposición de argentita con el haz de electrones produce una variación en el contenido de plata, posiblemente porque se origina plata nativa. A continuación se muestran algunos de los resultados del análisis.

**Tabla 11: Resultados en porcentaje en peso (%w) del microanálisis cuantitativo en Argentita**

SerNo.	1	2	3
File	1080121a	1080122a	1080122a
No.	21	24	4
Pos_X	-15680	3098	1846
Pos_Y	-2558	8795	-23606
Sample	A-098557	A-0985512	A-098552
Comment	P1	P8	P4
Mineral	Argentita	Argentita	Argentita
wAg	87.3480	86.6150	86.3190
wS	11.7300	13.3940	12.9210
wCu	0.0290	0.0000	0.0380
wZn	0.0090	1.2060	0.0000
wPb	0.0000	0.0460	0.0180
wAu	0.0060	0.1100	0.0780
wFe	0.0160	0.0000	0.1260
wAs	0.0060	0.0000	0.0130
wSb	0.0000	0.0000	0.0000
	-----	-----	-----
wTotal	99.1440	101.3710	99.5130

El contenido teórico de plata en argentita es de 87.06%, sin embargo debido a la complejidad de la medida (por la descomposición del mineral), los contenidos de plata en los granos analizados estuvieron entre 84% y 87.2% (77.7% de la población). Cabe señalar que hubo medidas por debajo de 84%, pero estas han sido consideradas atípicas, como se muestra a continuación en la figura 52.

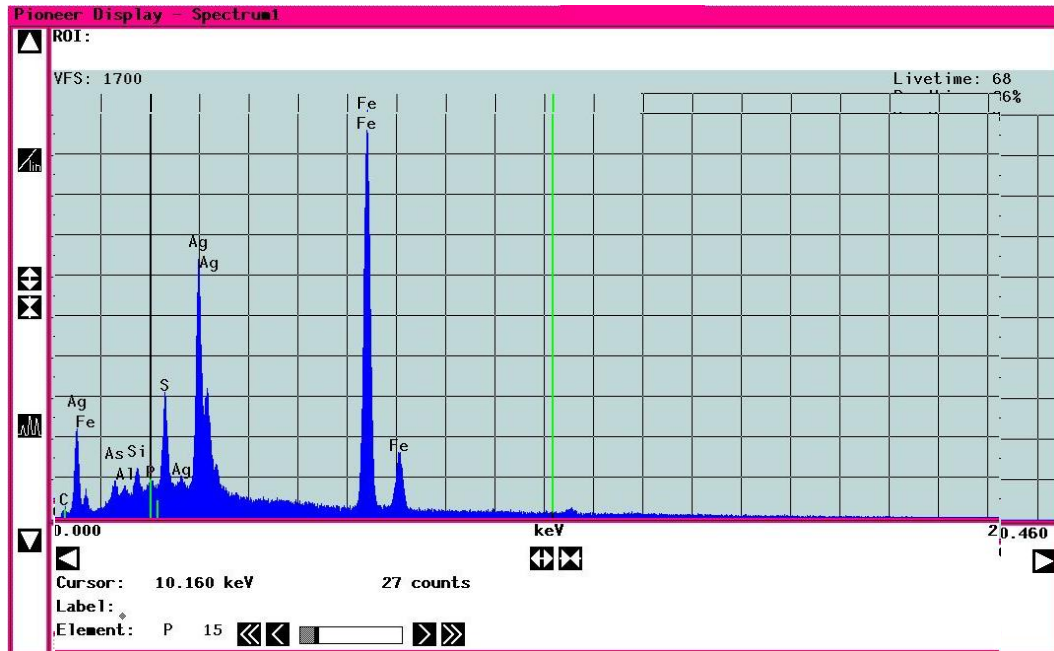
**Figura 52: Variación del contenido de Plata en Argentita.**



El contenido medio en porcentaje en peso de plata es de 84.88 %, con una desviación estándar de 1.54%, mientras que el valor medio del porcentaje en peso total analizado es de 99.94%, con una desviación estándar de 0.99 %, lo que asegura que las medidas son fiables.

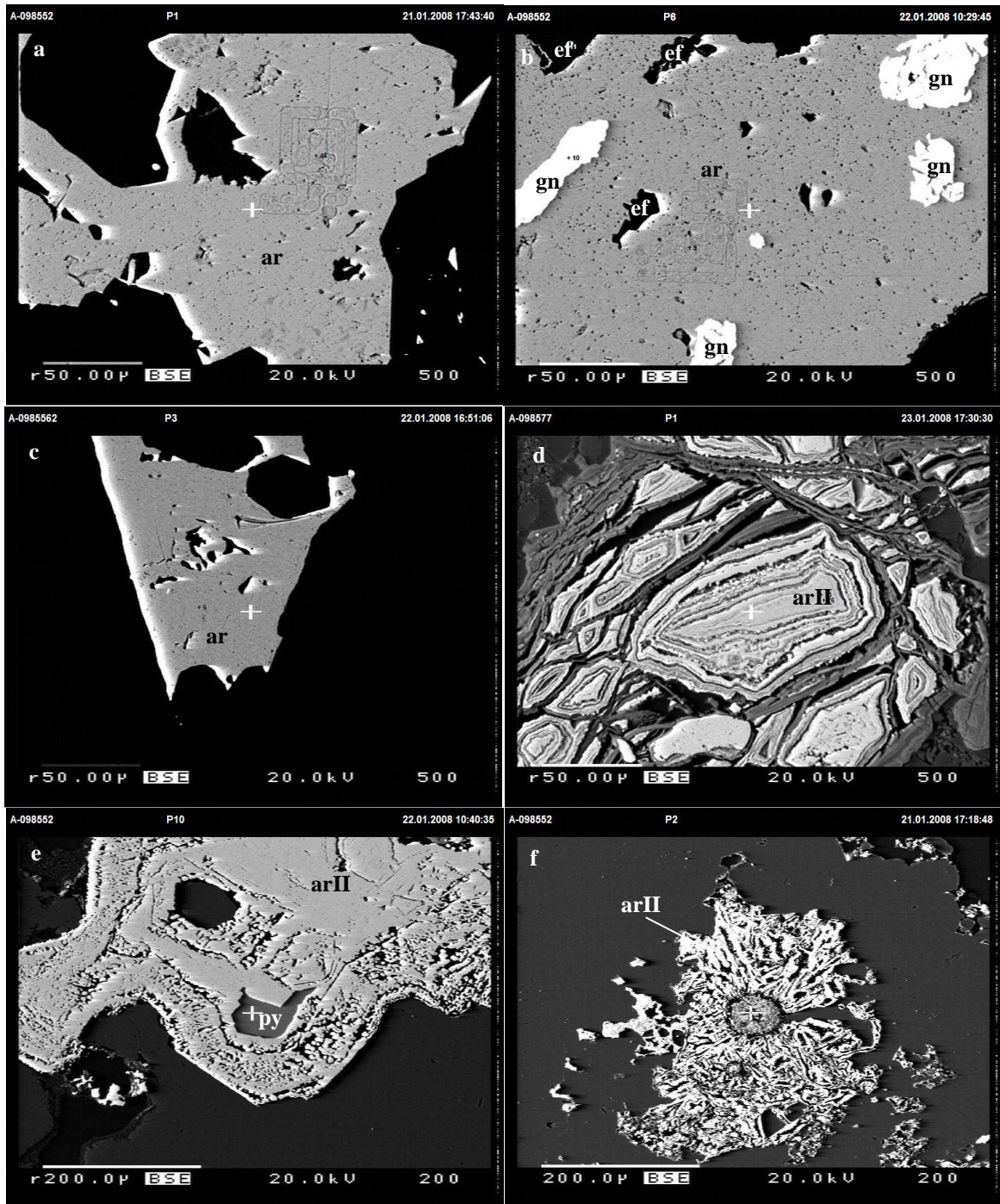
Como se describió anteriormente en los estudios petro-minerográficos existe una argentita de un posible origen supergénico, denominada argentita II. El análisis cuantitativo de esta argentita indica que se trataría de una mezcla de varios elementos, como son Ag, S, Fe, Si, P, entre otros, por lo que posiblemente se trate de un gel de sílice (calcedonia?) muy rico en plata (argentita) que además trae en suspensión goethita y otros elementos. El hábito colomorfo, su forma de rellenar fisuras y las texturas “en boxwork” reemplazando pirita, calcopirita, hacen suponer que se trate de un mineral formado ya sea a muy bajas temperaturas (supergénico) o por mezcla con fluidos freáticos durante las etapas tardías de mineralización.

A continuación se muestra el espectro de elementos tomado con un EDS donde se ven los distintos elementos presentes en la muestra. La asociación de todos estos elementos juntos no corresponden con ningún mineral hasta ahora estudiado, por lo que se piensa sería un gel silíceo mezclado con otros minerales.



**Figura 53:** Registro del espectrómetro EDS en argentita II. Granos analizados se muestran en la figura 54.

Como se puede ver en el diagrama del espectrómetro EDS en esta argentita se encuentran una mezcla de diversos elementos como Fe, As, P, C, Al, que no forman una sola especie mineral.

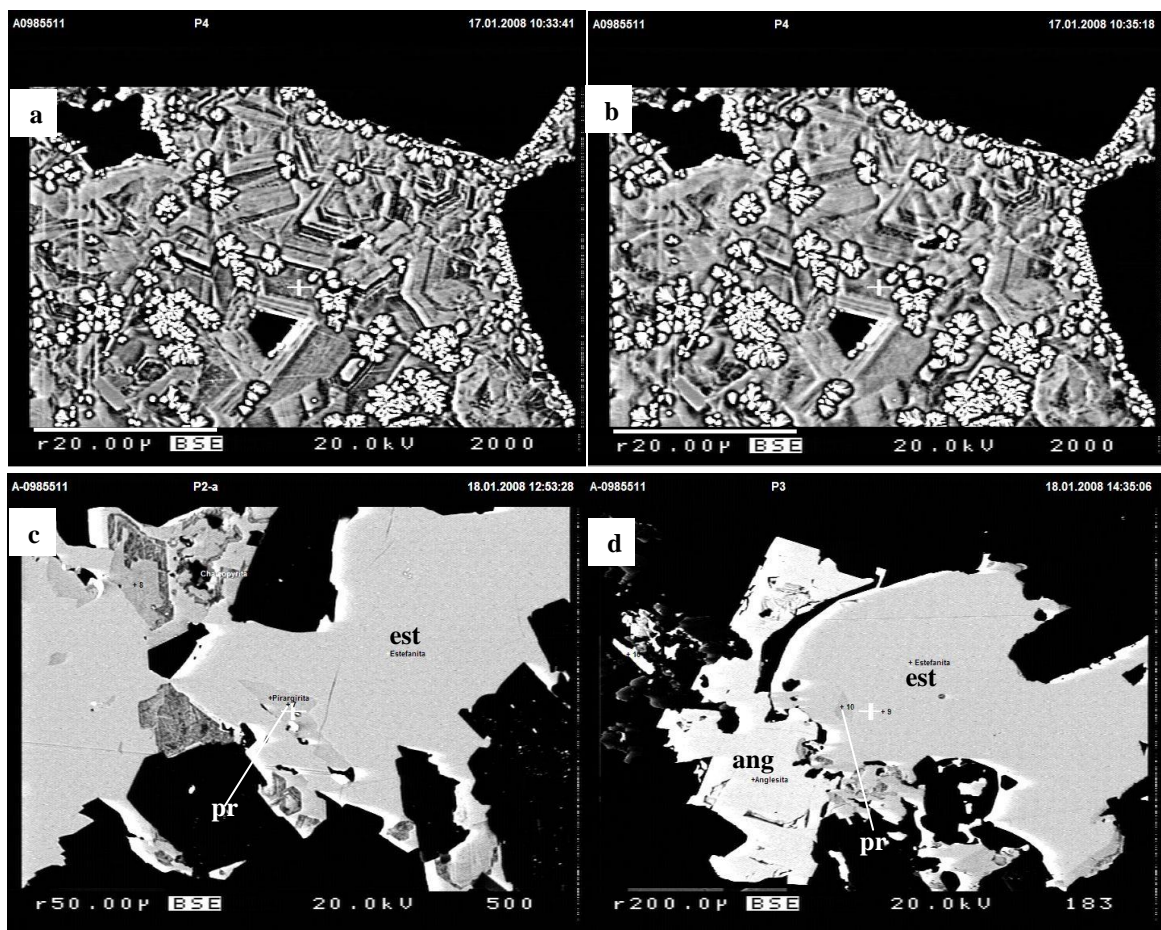


**Figura 54:** Imágenes BSE de argentita I y II: a) Argentita I (ar) con fórmula  $\text{Ag}_{1.7}\text{S}$ , nótese marca dejada por el haz de electrones; b) Argentita I (ar) con fórmula  $\text{Ag}_{1.6}\text{S}$  con inclusiones de galena (gn) y esfalerita (ef), nótese marca dejada por el haz de electrones; c) Grano monomineral de Argentita I (ar) con fórmula  $\text{Ag}_{1.7}\text{S}$ ; d) Boxwork de argentita II (arII) reemplazando pirita, con altos contenidos de Fe, Si y Al (posible gel de sílice con argentita); e) Agregado colomorfo de argentita II (arII) con relicto de pirita (py); f) Agregado colomorfo de argentita II (arII), con núcleo rico en Fe, Al, Si y P.

## Estefanita ( $\text{Ag}_5\text{SbS}_4$ )

El análisis de Estefanita fue aún más complicado que el de argentita, porque su descomposición con el haz de electrones es prácticamente instantánea, además el tamaño de los granos muchas veces no favoreció el análisis, igualmente se buscaron granos de buen tamaño que permitieran desplazar el haz por la superficie del mineral. En total se hicieron 6 microanálisis cuantitativos,

Las imágenes con BSE permitieron distinguir dentro de estefanita un posible zonado, no se pudo identificar si fue con la misma especie o fue otro mineral, esto porque con cada *scan* electrónico se descomponía violentamente, pero sí se observó que el contenido de plata aumentaba violentamente, observándose dendritas de plata nativa que se empezaban a formar rápidamente.



**Figura 55:** Imágenes BSE de estefanita: a) Estefanita con zonado y rápida destrucción por *scan* electrónico, formándose dendritas de plata nativa; b) Crecimiento violento de los dendritos de plata nativa en estefanita después de escasos segundos; c) Estefanita (est) con inclusión de pirargirita (pr); d) Estefanita (est) con inclusión de pirargirita y anglesita (ang) reemplazando posiblemente a galena.



A continuación se muestran los análisis cuyos valores parecen ser más fiables y cercanos a los valores teóricos, en los demás análisis los contenidos de plata son demasiado elevados por la descomposición.

**Tabla 12: Resultados en porcentaje en peso (%w) del microanálisis cuantitativo en Estefanita.**

SerNo.	3	4	6
File	1080118b	1080118b	1080122b
No.	5	9	18
Pos_X	1226	780	11739
Pos_Y	-25300	-25896	-7311
Sample	A-0985511	A-0985511	A-0985562
Comment	P2	P3	P10
Mineral	Estefanit	Estefanit	Estefanit
wAg	68.9870	71.1220	70.6930
wSb	13.5950	13.3300	13.7330
wS	14.9340	14.1860	15.1390
wCu	0.0020	0.0000	0.0090
wZn	0.0140	0.0160	0.0280
wPb	0.0000	0.0000	0.0460
wAu	0.0000	0.1340	0.0490
wFe	0.0120	0.0000	0.1070
wAs	0.0770	0.2490	0.0720
	-----	-----	-----
wTotal	97.6210	99.0370	99.8760

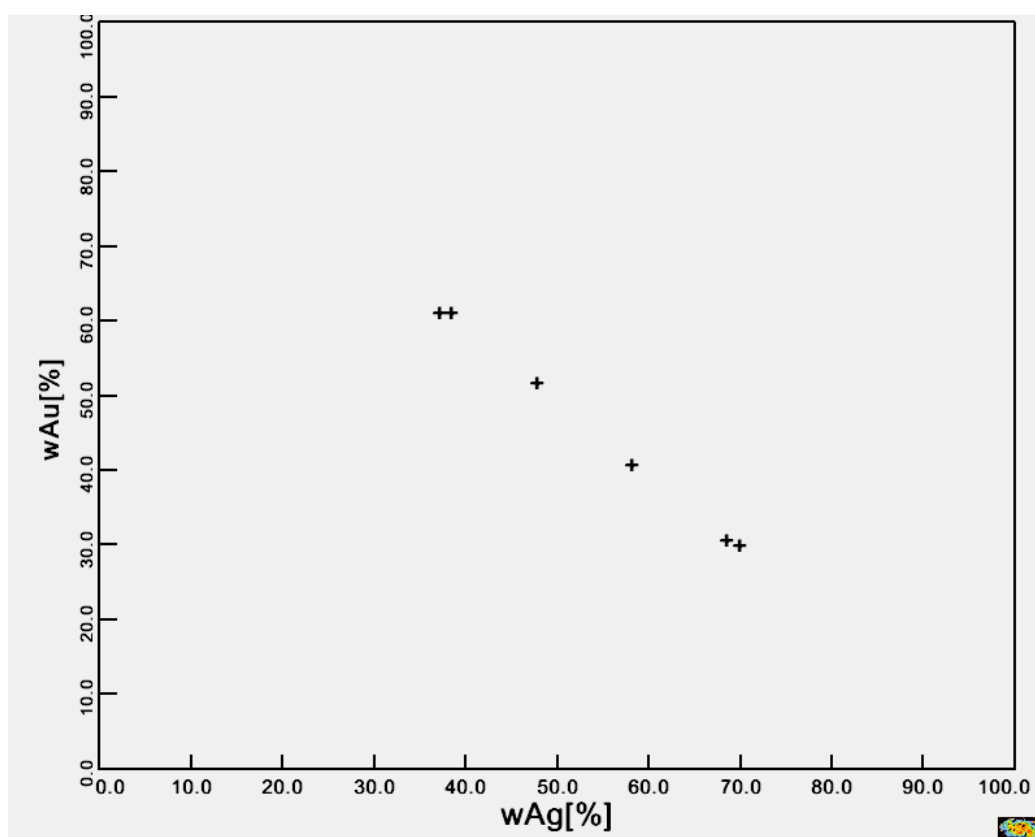
El porcentaje en peso total medio analizado (6 análisis) es de 98.97% con una desviación estándar de 1.43%, lo que indica que los valores son bastante aceptables.

### Electrum (Ag-Au)

Esta aleación de Au-Ag se encuentra como inclusiones subredondeadas dentro de pirita, calcopirita y pearceita, pero además como inclusión irregular en estromeyerita. Al microscopio es fácil de identificar por su alta reflectancia y color amarillo a amarillo pálido, mediante este método (microscopía de luz reflejada) se le identificó como oro, pero al realizar el análisis químico cuantitativo, se puede ver que en realidad se trata de electrum, siempre con un mayor contenido de plata que de oro.

Además es característico que esta aleación no solo sea de Au y Ag, sino que también se encuentran asociados otros metales como Cu y Fe principalmente. En el siguiente diagrama de la figura 56, se muestra la relación oro – plata en electrum, para un total de seis análisis.

**Figura 56: Contenidos de Ag – Au en Electrum**

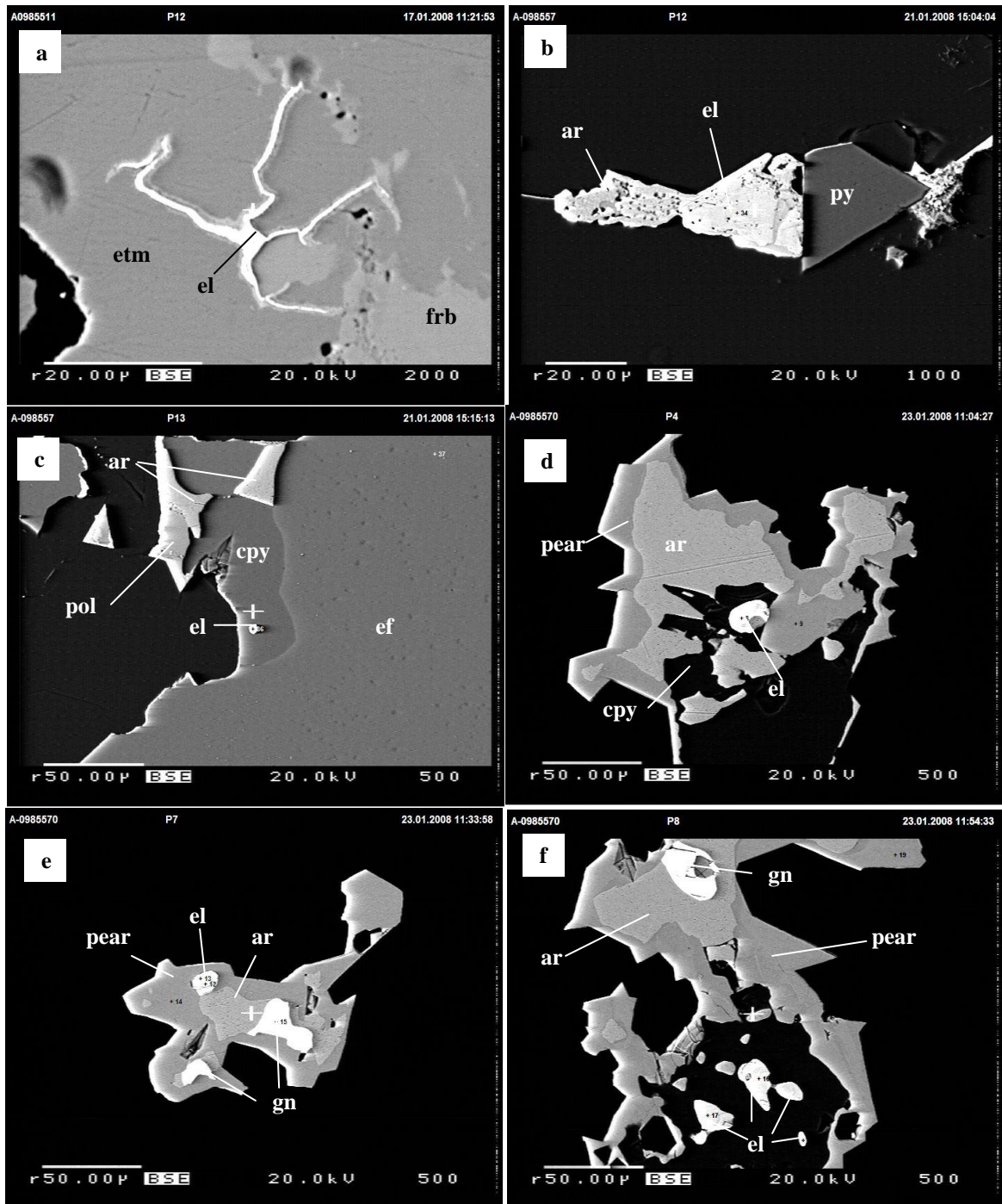


[%] porcentaje en peso de Ag y Au contenidos en electrum

A continuación se muestran los resultados del microanálisis de los granos de electrum, donde se pueden apreciar siempre cantidades pequeñas de Fe y Cu asociados.

**Tabla 13: Resultados en porcentaje en peso (%w) del microanálisis cuantitativo en Electrum.**

SerNo.	1	2	3	4	5	6
File	1080121a	1080121a	1080123a	1080123a	1080123a	1080123a
No.	30	34	8	13	16	17
Pos_X	-3178	-990	10316	-9918	4970	4946
Pos_Y	-1559	-2435	7028	11147	11988	11968
Sample	A-098557	A-098557	A-0985570	A-0985570	A-0985570	A-0985570
Comment	P7	P11	P4	P7	P8	P8
Mineral	Electrum	Electrum	Electrum	Electrum	Electrum	Electrum
wAg	37.3270	38.5920	58.3400	47.9840	68.6030	70.0610
wAu	61.2320	61.1710	40.7970	51.8160	30.7470	30.0670
wCu	0.0000	0.0000	1.1030	0.0510	0.7190	0.7650
wFe	0.7570	0.0270	0.5600	0.0280	0.4210	0.4400
wZn	0.0190	0.0520	0.0690	0.0880	0.1200	0.1590
wAs	0.0170	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
wSb	0.0000	0.0000	0.0650	0.0000	0.0000	0.0000
wPb	0.1400	0.0000	0.0000	0.0900	0.0000	0.0000
wS	0.0280	0.0380	0.0090	0.1320	0.0080	0.0890
wTotal	99.5200	99.8800	100.9430	100.1890	100.6180	101.5810

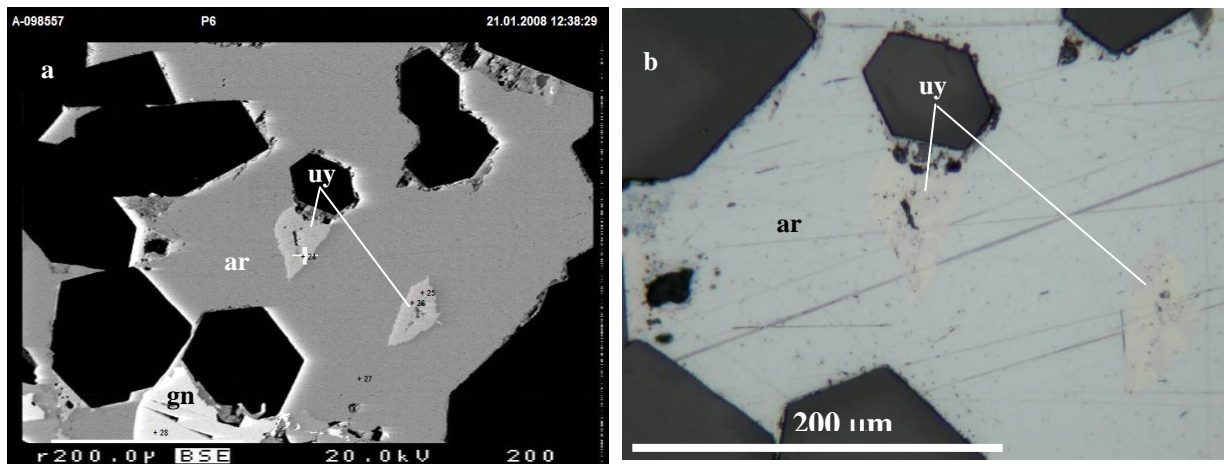


**Figura 57:** Imágenes BSE de electrum: a) Electrum (el) incluido en estromeyerita (etm), además relcitos de freibergita (frb); b) Electrum (el) incluido en argentita, demás cristal de pirita (py); c) Electrum (el) incluido en calcopirita (cpy), además esfalerita (ef) con inclusiones de calcopirita, argentita (ar), polibasita (pol); d) Electrum incluido en calcopirita, además argentita (ar) y pearceita (pear); e) Electrum incluido en pearceita (pear), además argentita (ar) y galena (gn); f) Electrum incluido en calcopirita (cpy), además pearceita (pear), argentita (ar) y galena (gn).

## Uytenbogaardtita ( $\text{Ag}_3\text{AuS}_2$ )

Esta especie mineral se encontró como inclusión en argentita, inicialmente se identificó como estefanita, debido a su color gris pardusco a gris rosado con débil pleocroismo, reflectancia media y colores de anisotropía en tonos marrones, sin embargo no presentaba el ataque por luz tan violento como se ve en otros granos de estefanita, por lo que se llegó a pensar que se trataría de algún miembro de la serie pearceita – polibasita.

Además al obtener la imagen de BSE se vio que el rango de gris con el que se mostraba este mineral era mucho más alto que el que comúnmente se veía en la serie pearceita – polibasita, esto es lógico debido al alto peso atómico de Au y Ag.



**Figura 58:** Imágenes de Uytenbogaardtita: a) Imagen BSE de uytenbogaardtita (uy) incluida en argentita (ar), también galena (gn) incluida en argentita; b) Fotomicrografía de uytenbogaardtita (uy) incluida en argentita (ar), nótese el tono gris rosado similar a estefanita, sin embargo ataque por luz es muy lento.

Este mineral fue descrito por primera vez por Barton et. Al (1978) quien describió su asociación con acantita, electrum y cuarzo, estudió este mineral en muestras de los yacimientos de Comstock lode, Nevada, USA; Smeinogorski, USSR; Tambang Sawah, Indonesia, en todos ellos mediante el uso de microsonda electrónica. Hasta la fecha no se ha encontrado alguna otra localidad citada, por lo que la mina Pallancata sería la cuarta localidad a nivel mundial.

La Uytenbogaardtita cristaliza en el sistema tetragonal, y como es de suponer, es un mineral opaco, su dureza en la escala de mohs es baja (~2) y algunos autores la describen como un mineral miembro del grupo de Petzita.

Barton et. Al. (1978) describen también que este mineral se descompone rápidamente con el haz de electrones, por lo que su medida es aproximada. En este caso la descomposición, a pesar de no ser tan rápida como en estefanita, es suficiente para influenciar la medida, por lo que se tuvo que mover la muestra durante el análisis.

A continuación se muestran los resultados.

**Tabla 14: Resultados en porcentaje en peso (%w) del microanálisis cuantitativo en Uyténbogaardtita.**

SerNo.	1	2	3
File	1080121a	1080121a	1080121a
No.	24	25	26
Pos_X	471	571	563
Pos_Y	-725	-763	-770
Sample	A-098557	A-098557	A-098557
Comment	P6	P6	P6
Mineral	Uyténboga	Uyténboga	Uyténboga
wAg	54.8180	56.7190	56.3930
wAu	30.7110	29.8750	28.7330
wS	12.8560	12.1440	12.1880
wCu	0.5320	0.8240	0.7620
wFe	0.0040	0.0000	0.0000
wZn	0.0000	0.1260	0.1040
wAs	0.0700	0.0000	0.0000
wSb	0.0000	0.0000	0.0000
wPb	0.0050	0.0000	0.1560
wTotal	98.9960	99.6880	98.3360

### Estromeyerita (AgCuS)

Se encontró este mineral en una sola muestra de la zona oeste de la veta Pallancata, se presenta en granos subredondeados relleno de oquedades de cuarzo Qz2 y se caracteriza por su color gris azulado y fuertes colores de anisotropía en tonos violáceos.

Además presenta inclusiones de electrum, freibergita y Mckisnryita.

De este mineral se tomaron únicamente dos microanálisis que son los siguientes.

**Tabla 15: Resultados en porcentaje en peso (%w) del microanálisis cuantitativo en Estromeyerita**

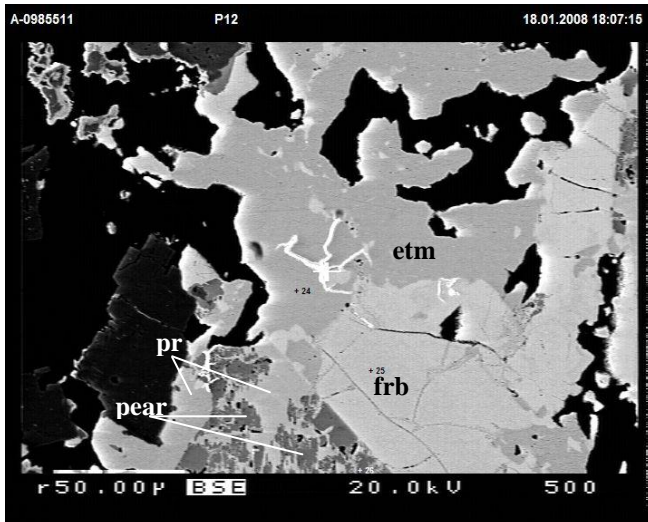
SerNo.	1	2
File	1080118b	1080118b
No.	24	27
Pos_X	14608	14799
Pos_Y	-26205	-25737
Sample	A-0985511	A-0985511
Comment	P12	P13
Mineral	Estromeye	Estromeye
wAg	54.1160	54.9160
wCu	30.9750	31.3670
wS	15.1440	15.1800
wFe	0.0380	0.0000
wZn	0.1000	0.0000
wAs	0.0310	0.0000
wSb	0.0350	0.0000
wAu	0.0000	0.0000
wPb	0.0000	0.0630
	-----	-----
wTotal	100.4390	101.5260

**Freibergita ((Au,Cu,Fe)<sub>12</sub>(As,Sb)<sub>4</sub>S<sub>13</sub>) – Mckinstryita ((Ag,Cu)<sub>2</sub>S):**

Las inclusiones citadas de Freibergita y Mckinstryita en estromeyerita (figuras 59 y 32 (c,d) respectivamente), fueron las únicas encontradas en todas las muestras que se tomaron. A continuación se muestran los resultados de los análisis.

**Tabla 16: Resultados en porcentaje en peso (%w) del microanálisis cuantitativo en Freibergita y Mckinstryita**

SerNo.	1	SerNo.	1
File	1080122a	File	1080118b
No.	25	No.	28
Pos_X	7698	Pos_X	14849
Pos_Y	3701	Pos_Y	-25758
Sample	A-0985512	Sample	A-0985511
Comment	P10	Comment	P13
Mineral	Freibergi	Mineral	Mckinstry
wAg	17.8920	wAg	63.2220
wCu	24.8080	wCu	22.8030
wZn	6.2970	wS	14.4800
wFe	0.8250	wFe	0.0210
wAs	0.2510	wZn	0.0540
wSb	27.0510	wAs	0.0070
wS	22.2030	wSb	0.0110
	-----	wAu	0.0000
wTotal	99.3360	wPb	0.0480
			-----
		wTotal	100.6460



**Figura 59:** Imagen BSE de estromeyerita: con inclusión de electrum (el) y relictos de freibergita (frb), además pearceita (pear) reemplazando a pirargirita (pr).

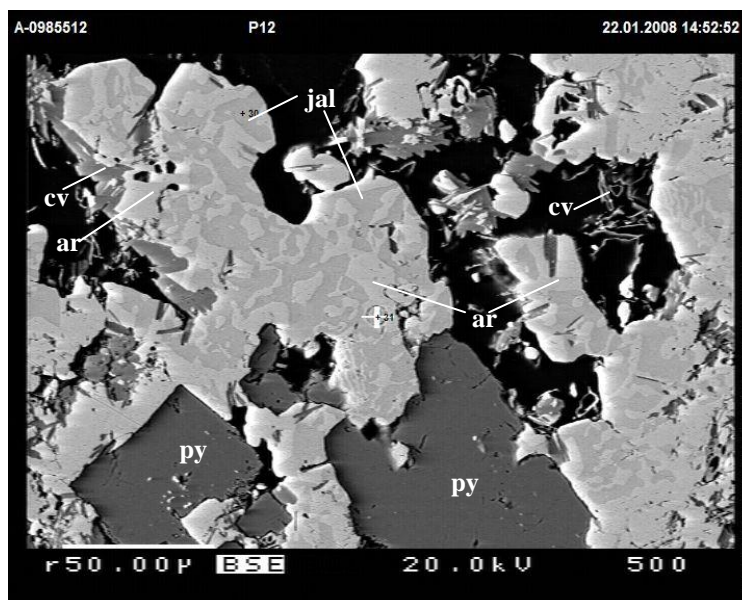
### Jalpaita ( $\text{Ag}_3\text{CuS}_2$ )

Este mineral se encontró formando intercrecimientos mirmequíticos con argentita, posiblemente se haya formado en las etapas tardías del sistema, debido a que se forma por debajo de los  $117^\circ\text{C}$  (Anthony, J.W. 1990). La Jalpaita pudo fijar una parte del cobre remanente presente en la solución y competir con argentita por la plata.

Se encontró únicamente en una muestra de la zona oeste de la veta pallancata. A continuación se muestran los resultados del microanálisis.

**Tabla 17: Resultados en porcentaje en peso (%w) del microanálisis cuantitativo en Jalpaita**

SerNo.	1
File	1080122a
No.	30
Pos_X	14053
Pos_Y	2231
Sample	A-0985512
Comment	P12
Mineral	Jalpaita
wAg	71.8750
wCu	13.7740
wS	14.3090
wFe	0.0570
wZn	0.0680
wAs	0.0000
wSb	0.0630
wAu	0.0770
wPb	0.0780
	-----
wTotal	100.3010



**Figura 60:** Imagen BSE de jalpaita: intercrecimiento mirmequítico de jalpaita (jal), en color gris oscuro, con argentita (ar) en color gris más claro, además cristales subhedrales de pirita (py) y covelina (cv) alterando bordes de mineral.

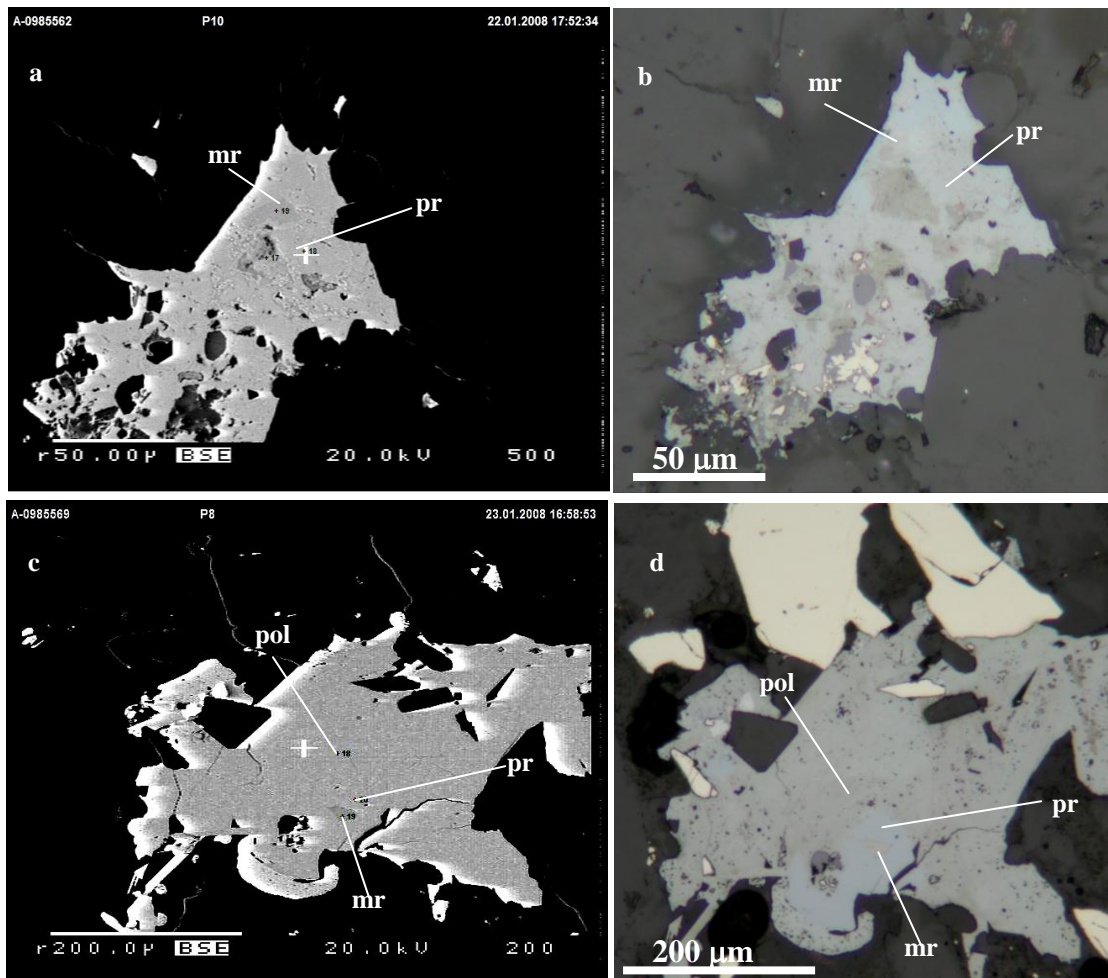
### Miargirita (AgSbS<sub>2</sub>)

Se encuentra como pequeñas inclusiones (~20µm) dentro de pirargirita, lo que indicaría que su origen está muy ligado a ésta. Se realizaron dos microanálisis en dos muestras diferentes, en ambas se presentaba como inclusiones.

**Tabla 18: Resultados en porcentaje en peso (%w) del microanálisis cuantitativo en Miargirita.**

SerNo.	1	2
File	1080122b	1080123b
No.	19	19
Pos_X	11729	-11600
Pos_Y	-7292	802
Sample	A-0985562	A-0985569
Comment	P10	P9
Mineral	Miargirit	Miargirit
wAg	38.5820	37.5110
wSb	39.7630	39.4590
wS	20.3260	20.3690
wFe	0.0240	0.0540
wCu	0.0500	0.0640
wZn	0.1080	0.0000
wAs	0.1390	0.1030
wAu	0.1520	0.0500
wPb	0.1550	0.2610
wTotal	99.2990	97.8710





**Figura 61:** Imágenes de miargirita: a) Imagen BSE de pirargirita (pr) con pequeñas inclusiones de miargirita (mr); b) Fotomicrografía de pirargirita (pr) de color gris azulado, con inclusión de miargirita (mr) de color gris rosado; c) Imagen BSE de polibasita (pol) con fórmula  $\text{Ag}_{16.5}\text{Cu}_{1.5}\text{Sb}_{2.0}\text{S}_{11}$  con inclusión de pirargirita (pr) con fórmula  $\text{Ag}_{3.3}\text{Sb}_{1.0}\text{S}_3$  y esta última con inclusión de miargirita de composición  $\text{Ag}_{1.0}\text{Sb}_{1.0}\text{S}_2$ , en este caso la imagen BSE no muestra un claro contraste entre polibasita y pirargirita, posiblemente por ausencia de arsénico; d) Fotomicrografía de polibasita (pol) en color gris rosado, con inclusión de pirargirita (pr) de color gris azulado y esta última con inclusión de miargirita (mr) también en tono gris rosado, aquí es

### Esfalerita ((Zn,Fe)S)

Se realizaron siete microanálisis en esfalerita, con la finalidad de determinar si existe algún contenido anómalo en Cd u otros elementos. Sin embargo se determinó que la esfalerita se encuentra casi pura, con bajísimos contenidos de Fe. Esto explicaría sus reflexiones internas tan vivas (incoloras) y además su carácter semitransparente en luz transmitida.

A continuación se muestran los resultados de los análisis.

**Tabla 19: Resultados en porcentaje en peso (%w) del microanálisis cuantitativo en**

SerNo.	1	2	3	4	5	6	7
File	1080118b	1080118b	1080118b	1080121a	1080122a	1080122a	1080123b
No.	21	22	23	37	3	11	27
Pos_X	-2987	-2983	-2985	2877	-14291	5516	-3489
Pos_Y	-20493	-20569	-20621	3729	-23252	-20716	-32381
Sample	A-0985511	A-0985511	A-0985511	A-098557	A-098552	A-098552	A-098577
Comment	P10	P10	P10	P13	P1	P8	P3
Mineral	Esfalerit	Esfalerit	Esfalerit	Esfalerit	Esfalerit	Esfalerit	Esfalerit
wZn	64.2290	64.4230	65.8540	66.7360	64.6930	66.0720	65.2680
wFe	0.1800	0.1820	0.2190	0.3630	0.3010	0.2770	0.2960
wS	32.0650	32.0110	32.9440	32.3170	32.7120	31.9070	32.4860
wCu	0.0000	0.0000	0.0000	0.0790	0.1740	0.0250	0.0190
wAs	0.0000	0.0050	0.0310	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
wAg	0.0720	0.1520	0.0480	0.0810	0.0560	0.0570	0.1280
wSb	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0260	0.0000
wAu	0.1410	0.1570	0.1260	0.1280	0.0390	0.0000	0.2820
wPb	0.1300	0.2030	0.2040	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
wTotal	96.8170	97.1330	99.4260	99.7040	97.9750	98.3640	98.4790

**Esfalerita**

**Galena (PbS)**

Se realizaron cinco microanálisis en galena con el objetivo de determinar si existe algún contenido anómalo en Ag, como inclusiones en galena o como parte de su red cristalina, sin embargo, los valores fueron sólo de Pb y S, sin otro metal.

A continuación se muestran los resultados del análisis.

**Tabla 20: Resultados en porcentaje en peso (%w) del microanálisis cuantitativo en**

**Galena**

SerNo.	1	2	3	4	5
File	1080121a	1080122a	1080123a	1080123a	1080123b
No.	28	10	10	15	22
Pos_X	372	5518	8559	-9882	-6632
Pos_Y	-924	-20781	8885	11128	2651
Sample	A-098557	A-098552	A-0985570	A-0985570	A-0985569
Comment	P6	P8	P5	P7	P11
Mineral	Galena	Galena	Galena	Galena	Galena
wPb	86.5280	87.1160	85.0630	85.8090	87.7140
wS	13.2570	13.3850	13.1190	13.5170	13.2400
wAg	0.0000	0.1690	0.0090	0.2050	0.2000
wZn	0.1030	0.0000	0.0000	0.0000	0.1120
wCu	0.0000	0.0000	0.0240	0.0300	0.0590
wFe	0.0000	0.0080	0.0000	0.0120	0.0000
wAs	0.0000	0.0000	0.0190	0.0000	0.0000
wSb	0.0000	0.0430	0.1250	0.0000	0.0000
wAu	0.0000	0.0670	0.0000	0.1120	0.0220
wTotal	99.8880	100.7880	98.3590	99.6850	101.3470

## Calcopirita (CuFeS<sub>2</sub>)

Se realizaron seis análisis en calcopirita, también con el objetivo de determinar si existía algún otro metal dentro de su composición, sin embargo su composición fue también casi pura. A continuación se presentan los resultados.

**Tabla 21: Resultados en porcentaje en peso (%w) del microanálisis cuantitativo en calcopirita**

SerNo.	1	2	3	4	5	6
File	1080121a	1080121a	1080121a	1080121a	1080121a	1080123a
No.	2	3	8	14	22	19
Pos_X	-336	-325	-156	1861	6735	4974
Pos_Y	-20755	-20759	-24226	-26891	-6574	11961
Sample	A-0985511	A-0985511	A-0985511	A-0985511	A-098557	A-0985570
Comment	P14	P14	P15	P17	P3	P8
Mineral	Calcopiri	Calcopiri	Calcopiri	Calcopiri	Calcopiri	Calcopiri
wCu	32.8050	33.6620	32.6360	34.2040	34.1460	33.7820
wFe	27.6580	29.0480	26.2900	29.1890	30.1300	29.8430
wS	33.2390	34.2470	32.9230	34.2030	34.4120	34.4100
wAu	0.0290	0.0000	0.0870	0.0870	0.0870	0.0000
wAg	1.7770	0.7790	2.2200	0.6070	0.0870	0.1340
wZn	0.1040	0.0380	0.0740	0.1310	0.0450	0.0000
wPb	0.1920	0.0000	0.1560	0.0000	0.0000	0.0000
wAs	1.6210	0.1390	0.7020	0.0610	0.0390	0.0260
wSb	0.2090	0.0000	1.1150	0.0000	0.0000	0.0000
wTotal	97.6340	97.9130	96.2030	98.4820	98.9460	98.1950

### V.6.2. Cálculo de fórmulas estructurales

Luego de obtener los análisis cuantitativos, se normalizaron los resultados con la finalidad de obtener la fórmula estructural para cada especie mineral identificada, en teoría deberían ser estequiométricos, sin embargo en la naturaleza esto no siempre se cumple. Otras veces resulta muy difícil de obtener una fórmula exacta del mineral debido a su descomposición con el haz de electrones, lo que hace el análisis muy sensible y difícil de realizar.

Para todos los minerales analizados, se normalizaron los contenidos en porcentaje en peso de cada elemento en función del número de átomos de azufre presentes en la fórmula con una valencia de -2 (*APFU= atoms per formula unit*). Esta normalización se

realizó con el software MINCALC-V5 desarrollado por el Dr. Heinz-Jürgen Bernhardt (comunicación personal) en el laboratorio de microsonda electrónica de la universidad del Ruhr, Alemania. A continuación se muestran los resultados normalizados para el cálculo de las fórmulas estructurales<sup>3</sup>.

### Serie Proustita – Pirargirita ( $\text{Ag}_3\text{AsS}_3 - \text{Ag}_3\text{SbS}_3$ )

Esta serie se normalizó a 3 átomos de azufre.

**Tabla 22: Cálculo de la fórmula estructural en la serie proustita – pirargirita.**

SerNo.	1	5	2	4	3
File	1080121a	1080123b	1080122a	1080122a	1080122a
No.	13	11	8	38	13
Pos_X	1809	4597	-11349	-82	-3486
Pos_Y	-26859	5346	-20715	5509	125
Sample	A-0985511	A-0985569	A-098552	A-0985512	A-0985512
Comment	P17	P4	P7	P16	P1
Mineral	Pirargiri	Pirargiri	Proustita	Proustita	Proustita
Ag	3.1950	3.1580	3.2682	3.2416	3.1694
Fe	0.0113	0.0000	0.0034	0.0000	0.0000
Cu	0.0203	0.0040	0.0032	0.0043	0.0157
Zn	0.0028	0.0014	0.0104	0.0053	0.0000
Au	0.0000	0.0000	0.0032	0.0004	0.0000
Pb	0.0000	0.0030	0.0000	0.0015	0.0006
TOT2	3.2294	3.1663	3.2884	3.2530	3.1856
As	0.0088	0.1973	0.5202	0.7279	0.9955
Sb	0.9996	0.8013	0.5149	0.2445	0.0036
TOT1	1.0084	0.9986	1.0352	0.9724	0.9992
S	3.0000	3.0000	3.0000	3.0000	3.0000
TotCat	4.2377	4.1649	4.3236	4.2254	4.1848
TotAn	3.0000	3.0000	3.0000	3.0000	3.0000
NormFac	5.6863	5.6307	5.5374	5.3468	5.2045

Como se desprende de estos análisis, las composiciones varían desde el extremo antimonal: Pirargirita  $\text{Ag}_{3.2}\text{As}_{0.01}\text{Sb}_{0.99}\text{S}_3$  (SerNo.1), hasta el término arsenical: Proustita  $\text{Ag}_{3.2}\text{As}_{0.99}\text{Sb}_{0.00}\text{S}_3$  (SerNo.3), pasando por el miembro intermedio:  $\text{Ag}_{3.2}\text{As}_{0.52}\text{Sb}_{0.51}\text{S}_3$  (SerNo.2).

<sup>3</sup> Por motivos expositivos se muestran únicamente los análisis más representativos, el total de ellos se encuentra en el anexo IV

**Serie Pearceita – Polibasita ( (Ag,Cu)<sub>16</sub>As<sub>2</sub>S<sub>11</sub> - (Ag,Cu)<sub>16</sub>Sb<sub>2</sub>S<sub>11</sub> )**

Esta serie se normalizó a 11 átomos de azufre.

**Tabla 23: Cálculo de la fórmula estructural en la serie pearceita – polibasita.**

SerNo.	3	2	4	1
File	1080121a	1080121a	1080123b	1080121a
No.	41	35	15	15
Pos_X	-7109	1165	-1359	2567
Pos_Y	5153	-216	-345	-35200
Sample	A-098557	A-098557	A-0985569	A-0985511
Comment	P21	P12	P7	P20
Mineral	Pearceita	Antimonpe	Arsenpoli	Polibasit
Ag	14.3226	14.2920	15.9733	14.8603
Cu	2.0711	2.4588	1.5592	2.3948
TOT1	16.3937	16.7507	17.5325	17.2551
As	1.9613	1.6356	0.6723	0.0630
Sb	0.0215	0.3362	1.3805	1.8566
TOT2	1.9827	1.9718	2.0527	1.9196
S	11.0000	11.0000	11.0000	11.0000
Fe	0.0072	0.0048	0.0144	0.0000
Zn	0.0143	0.0007	0.0268	0.0094
Au	0.0205	0.0755	0.0763	0.0170
Pb	0.1257	0.0000	0.0000	0.0165
TotCat	18.5443	18.8035	19.7027	19.2175
TotAn	11.0000	11.0000	11.0000	11.0000
NormFac	22.3450	22.1750	24.3319	23.5898

En este caso se puede observar también que la serie se encuentra completa con los miembros extremos desde Pearceita  $\text{Ag}_{14.32}\text{Cu}_{2.07}\text{As}_{1.96}\text{Sb}_{0.02}\text{S}_{11}$  (SerNo.3), hasta Polibasita  $\text{Ag}_{14.86}\text{Cu}_{2.39}\text{As}_{0.06}\text{Sb}_{1.86}\text{S}_{11}$  (SerNo.1), pasando por el miembro intermedio  $\text{Ag}_{15.97}\text{Cu}_{1.56}\text{As}_{0.67}\text{Sb}_{1.38}\text{S}_{11}$  (SerNo.4). Como se ve, las fórmulas no son estequiométricas, este problema se debe posiblemente, a la desintegración de la muestra con el haz de electrones, hecho que se refleja en la variación en los contenidos de Ag y Cu, o que los minerales sean, por su propia naturaleza, ricos en plata.

## Argentita (Ag<sub>2</sub>S)

Para este sulfuro se normalizó únicamente Argentita I a un átomo de azufre.

**Tabla 24: Cálculo de la fórmula estructural de Argentita.**

SerNo.	1	3	2
File	1080121a	1080122a	1080122a
No.	21	24	4
Pos_X	-15680	3098	1846
Pos_Y	-2558	8795	-23606
Sample	A-098557	A-0985512	A-098552
Comment	P1	P8	P4
Mineral	Argentita	Argentita	Argentita
Ag	2.2136	1.9223	1.9859
S	1.0000	1.0000	1.0000
Cu	0.0012	0.0000	0.0015
Zn	0.0004	0.0441	0.0000
Pb	0.0000	0.0005	0.0002
Fe	0.0008	0.0000	0.0056
Au	0.0001	0.0013	0.0010
As	0.0002	0.0000	0.0004
Sb	0.0000	0.0000	0.0000
TotCat	2.2163	1.9683	1.9946
TotAn	1.0000	1.0000	1.0000
NormFac	2.7336	2.3940	2.4816

El microanálisis de Argentita, resultó complicado por su rápida desintegración con el haz de electrones, sin embargo se pudieron obtener las siguientes composiciones muy próximas a su valor teórico, como son: Ag<sub>2.2</sub>S<sub>1</sub> (SerNo.1), Ag<sub>1.92</sub>S<sub>1</sub> (SerNo.3), Ag<sub>1.98</sub>S<sub>1</sub> (SerNo. 2).

## Estefanita (Ag<sub>5</sub>SbS<sub>4</sub>)

Este mineral se normalizó a 4 átomos de azufre

**Tabla 25: Cálculo de la fórmula estructural de Estefanita**

SerNo.	1	2	3
File	1080118b	1080118b	1080122b
No.	5	9	18
Pos_X	1226	780	11739
Pos_Y	-25300	-25896	-7311
Sample	A-0985511	A-0985511	A-0985562
Comment	P2	P3	P10
Mineral	Estefanit	Estefanit	Estefanit
Ag	5.4927	5.9613	5.5524
Sb	0.9589	0.9898	0.9556
S	4.0000	4.0000	4.0000
Cu	0.0003	0.0000	0.0012
Zn	0.0018	0.0022	0.0036
Pb	0.0000	0.0000	0.0019
Fe	0.0018	0.0000	0.0162
Au	0.0000	0.0062	0.0021
As	0.0088	0.0300	0.0081
TotCat	6.4645	6.9895	6.5411
TotAn	4.0000	4.0000	4.0000
NormFac	8.5885	9.0413	8.4722

Estefanita fue el mineral cuyo análisis resultó sumamente complicado debido a que su descomposición con el haz de electrones es casi instantánea, dando como resultado un incremento violento en los contenidos de plata, sin embargo, los resultados más próximos al valor teórico obtenidos son:  $Ag_{5.49}Sb_{0.96}S_4$  (SerNo.1),  $Ag_{5.96}Sb_{0.99}S_4$  (SerNo. 2) y  $Ag_{5.55}Sb_{0.96}S_4$  (SerNo. 3).

### Electrum (Ag-Au)

Para esta aleación natural se normalizó la suma de Au + Ag + Fe + Cu al valor de 1, debido que estos cuatro metales se encuentran siempre muy asociados entre sí.

**Tabla 26: Cálculo de la fórmula estructural en Electrum**

SerNo.	1	2	3	4	5	6
File	1080121a	1080121a	1080123a	1080123a	1080123a	1080123a
No.	30	34	8	13	16	17
Pos_X	-3178	-990	10316	-9918	4970	4946
Pos_Y	-1559	-2435	7028	11147	11988	11968
Sample	A-098557	A-098557	A-0985570	A-0985570	A-0985570	A-0985570
Comment	P7	P11	P4	P7	P8	P8
Mineral	Electrum	Electrum	Electrum	Electrum	Electrum	Electrum
Ag	0.5161	0.5349	0.6975	0.6272	0.7843	0.7901
Au	0.4637	0.4643	0.2671	0.3709	0.1925	0.1857
Cu	0.0000	0.0000	0.0224	0.0011	0.0140	0.0146
Fe	0.0202	0.0007	0.0129	0.0007	0.0093	0.0096
TOT1	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000
S	0.0013	0.0018	0.0004	0.0058	0.0003	0.0034
Zn	0.0004	0.0012	0.0014	0.0019	0.0023	0.0030
As	0.0003	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Sb	0.0000	0.0000	0.0007	0.0000	0.0000	0.0000
Pb	0.0010	0.0000	0.0000	0.0006	0.0000	0.0000
TotCat	1.0031	1.0030	1.0024	1.0083	1.0026	1.0063
TotAn	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
NormFac	1.4915	1.4952	1.2897	1.4100	1.2331	1.2164

Se puede ver de los resultados anteriores que la concentración de Ag siempre es mayor que la de Au, presentando una variación desde  $Ag_{0.52}Au_{0.46}$  (SerNo1) hasta  $Ag_{0.79}Au_{0.19}$  (SerNo. 6).

## Uytenbogaardtita (Ag<sub>3</sub>AuS<sub>2</sub>)

Este mineral se normalizó a 2 átomos de azufre.

**Tabla 27: Cálculo de la fórmula estructural en Uytenbogaardtita**

SerNo.	1	2	3
File	1080121a	1080121a	1080121a
No.	24	25	26
Pos_X	471	571	563
Pos_Y	-725	-763	-770
Sample	A-098557	A-098557	A-098557
Comment	P6	P6	P6
Mineral	Uytenboga	Uytenboga	Uytenboga
Ag	2.5350	2.7767	2.7508
Au	0.7778	0.8010	0.7676
S	2.0000	2.0000	2.0000
Fe	0.0004	0.0000	0.0000
Cu	0.0418	0.0685	0.0631
Zn	0.0000	0.0102	0.0084
As	0.0047	0.0000	0.0000
Sb	0.0000	0.0000	0.0000
Pb	0.0001	0.0000	0.0040
TotCat	3.3597	3.6564	3.5938
TotAn	2.0000	2.0000	2.0000
NormFac	4.9883	5.2808	5.2617

El análisis de este mineral resultó complicado también por su leve descomposición con el haz de electrones, sin embargo el valor más próximo al estequiométrico es el de la columna 2 (SerNo. 2) que es: Ag<sub>2.78</sub>Au<sub>0.80</sub>S<sub>2</sub>.



### Estromeyerita (AgCuS)

Este mineral se normalizó a un átomo de azufre.

**Tabla 28: Cálculo de la fórmula estructural de Estromeyerita.**

SerNo.	1	2
File	1080118b	1080118b
No.	24	27
Pos_X	14608	14799
Pos_Y	-26205	-25737
Sample	A-0985511	A-0985511
Comment	P12	P13
Mineral	Estromeye	Estromeye
Ag	1.0622	1.0754
Cu	1.0321	1.0427
S	1.0000	1.0000
Fe	0.0014	0.0000
Zn	0.0032	0.0000
Au	0.0000	0.0000
As	0.0009	0.0000
Sb	0.0006	0.0000
Pb	0.0000	0.0006
TotCat	2.1005	2.1187
TotAn	1.0000	1.0000
NormFac	2.1173	2.1123

A diferencia de los casos anteriores, el análisis de Estromeyerita fue más sencillo debido a que es estable al haz de electrones y los valores normalizados, muestran una fórmula estructural casi estoiquiométrica:  $\text{Ag}_{1.06}\text{Cu}_{1.03}\text{S}_1$  (SerNo. 1) y  $\text{Ag}_{1.08}\text{Cu}_{1.04}\text{S}_1$  (SerNo. 2)

### Freibergita ((Au,Cu,Zn,Fe)<sub>12</sub>(As,Sb)<sub>4</sub>S<sub>13</sub>)

Este mineral se normalizó a 13 átomos de azufre.

**Tabla 29: Cálculo de la fórmula estructural en Freibergita.**

SerNo.	1
File	1080122a
No.	25
Pos_X	7698
Pos_Y	3701
Sample	A-0985512
Comment	P10
Mineral	Freibergi
Ag	3.1141
Cu	7.3294
Zn	1.8074
Fe	0.2774
TOT1	12.5282
As	0.0629
Sb	4.1710
TOT2	4.2339
S	13.0000
Pb	0.0008
Au	0.0000
TotCat	16.7629
TotAn	13.0000
NormFac	18.7743

La fórmula estructural obtenida para Freibergita es:  $\text{Ag}_{3.11}\text{Cu}_{7.33}\text{Zn}_{1.81}\text{Fe}_{0.28}\text{As}_{0.06}\text{Sb}_{4.17}\text{S}_{13}$

### Mckisntryita ((Ag,Cu)<sub>2</sub>S)

Este mineral se normalizó a 1 átomo de azufre.

**Tabla 30: Cálculo de la fórmula estructural de Mckinstryita.**

SerNo.	1
File	1080118b
No.	28
Pos_X	14849
Pos_Y	-25758
Sample	A-0985511
Comment	P13
Mineral	Mckinstry
Ag	1.2979
Cu	0.7946
S	1.0000
Fe	0.0008
Zn	0.0018
As	0.0002
Sb	0.0002
Au	0.0000
Pb	0.0005
TotCat	2.0961
TotAn	1.0000
NormFac	2.2144

Como se puede ver, este mineral presenta una composición casi estequiométrica:

$\text{Ag}_{1.29}\text{Cu}_{0.79}\text{S}_1$  teniendo un mayor contenido de Ag que de Cu.

### Jalpaita (Ag<sub>3</sub>CuS<sub>2</sub>)

Este mineral se normalizó a 2 átomos de azufre.

**Tabla 31: Cálculo de la fórmula estructural de Jalpaita.**

SerNo.	1
File	1080122a
No.	30
Pos_X	14053
Pos_Y	2231
Sample	A-0985512
Comment	P12
Mineral	Jalpaita
Ag	2.9863
Cu	0.9715
S	2.0000
Fe	0.0046
Zn	0.0047
As	0.0000
Sb	0.0023
Au	0.0018
Pb	0.0017
TotCat	3.9728
TotAn	2.0000
NormFac	4.4818

Como se puede ver, la fórmula estructural para este mineral es también próxima a la estequiométrica:  $\text{Ag}_{2.99}\text{Cu}_{0.97}\text{S}_2$ .

### Miargirita ( $\text{AgSbS}_2$ )

Este mineral se normalizó a 2 átomos de azufre.

**Tabla 32: Cálculo de la fórmula estructural de Miargirita.**

SerNo.	1	2
File	1080122b	1080123b
No.	19	19
Pos_X	11729	-11600
Pos_Y	-7292	802
Sample	A-0985562	A-0985569
Comment	P10	P9
Mineral	Miargirit	Miargirit
Ag	1.1285	1.0949
Sb	1.0303	1.0203
S	2.0000	2.0000
Cu	0.0025	0.0032
Pb	0.0024	0.0040
Zn	0.0052	0.0000
Au	0.0024	0.0008
Fe	0.0014	0.0030
As	0.0059	0.0043
TotCat	2.1785	2.1305
TotAn	2.0000	2.0000
NormFac	3.1551	3.1484

La fórmula estructural más próxima a la estequiométrica, es la que se muestra en la columna 2 (SerNo. 2) :  $\text{Ag}_{1.09}\text{Sb}_{1.02}\text{S}_2$ .

## Esfalerita ((Zn,Fe)S)

Este mineral se normalizó a un átomo de azufre

**Tabla 33: Cálculo de la fórmula estructural de Esfalerita**

SerNo.	1	2	3	4	5	6	7
File	1080118b	1080118b	1080118b	1080121a	1080122a	1080122a	1080123b
No.	21	22	23	37	3	11	27
Pos_X	-2987	-2983	-2985	2877	-14291	5516	-3489
Pos_Y	-20493	-20569	-20621	3729	-23252	-20716	-32381
Sample	A-0985511	A-0985511	A-0985511	A-098557	A-098552	A-098552	A-098577
Comment	P10	P10	P10	P13	P1	P8	P3
Mineral	Esfalerit	Esfalerit	Esfalerit	Esfalerit	Esfalerit	Esfalerit	Esfalerit
Zn	0.9820	0.9866	0.9799	1.0123	0.9695	1.0151	0.9849
Fe	0.0032	0.0033	0.0038	0.0064	0.0053	0.0050	0.0052
S	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000
Cu	0.0000	0.0000	0.0000	0.0012	0.0027	0.0004	0.0003
As	0.0000	0.0001	0.0004	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Ag	0.0007	0.0014	0.0004	0.0007	0.0005	0.0005	0.0012
Sb	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0002	0.0000
Pb	0.0006	0.0010	0.0010	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Au	0.0007	0.0008	0.0006	0.0006	0.0002	0.0000	0.0014
TotCat	0.9872	0.9931	0.9862	1.0214	0.9782	1.0213	0.9930
TotAn	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000
NormFac	1.0000	1.0017	0.9733	0.9922	0.9802	1.0050	0.9870

Como se pueden ver los valores en Fe son muy bajos, tratándose por lo tanto de una esfalerita casi pura, cuyas fórmulas estructurales resultarían como:  $Zn_{0.98}S_1$  (SerNo. 1),  $Zn_{1.01}S_1$  (SerNo. 4),  $Zn_{1.02}S_1$  (SerNo. 6).

## Galena (PbS)

Este mineral se normalizó a un átomo de azufre.

**Tabla 34: Cálculo de la fórmula estructural de Galena**

SerNo.	1	2	3	4	5
File	1080121a	1080122a	1080123a	1080123a	1080123b
No.	28	10	10	15	22
Pos_X	372	5518	8559	-9882	-6632
Pos_Y	-924	-20781	8885	11128	2651
Sample	A-098557	A-098552	A-0985570	A-0985570	A-0985569
Comment	P6	P8	P5	P7	P11
Mineral	Galena	Galena	Galena	Galena	Galena
Pb	1.0101	1.0072	1.0034	0.9824	1.0252
S	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000
Ag	0.0000	0.0038	0.0002	0.0045	0.0045
Zn	0.0038	0.0000	0.0000	0.0000	0.0041
Cu	0.0000	0.0000	0.0009	0.0011	0.0022
Au	0.0000	0.0008	0.0000	0.0013	0.0003
Sb	0.0000	0.0008	0.0025	0.0000	0.0000
Fe	0.0000	0.0003	0.0000	0.0005	0.0000
As	0.0000	0.0000	0.0006	0.0000	0.0000
TotCat	1.0139	1.0130	1.0077	0.9899	1.0364
TotAn	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000
NormFac	2.4187	2.3956	2.4442	2.3722	2.4218

Como se puede ver aquí también la galena se presenta casi pura, sin otros metales asociados y sus fórmulas estructurales son casi estequiométricas. Por ejemplo:  $Pb_{1.01}S_1$  (SerNo. 2),  $Pb_{1.00}S_1$  (SerNo. 3).

### Calcopirita ( $CuFeS_2$ )

Este mineral se normalizó a 2 átomos de azufre.

SerNo.	1	2	3	4	5	6
File	1080121a	1080121a	1080121a	1080121a	1080121a	1080123a
No.	2	3	8	14	22	19
Pos_X	-336	-325	-156	1861	6735	4974
Pos_Y	-20755	-20759	-24226	-26891	-6574	11961
Sample	A-0985511	A-0985511	A-0985511	A-0985511	A-098557	A-0985570
Comment	P14	P14	P15	P17	P3	P8
Mineral	Calcopiri	Calcopiri	Calcopiri	Calcopiri	Calcopiri	Calcopiri
Cu	0.9960	0.9920	1.0004	1.0092	1.0014	0.9908
Fe	0.9555	0.9740	0.9170	0.9800	1.0055	0.9959
S	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000
Ag	0.0318	0.0135	0.0401	0.0106	0.0015	0.0023
Pb	0.0018	0.0000	0.0015	0.0000	0.0000	0.0000
Zn	0.0031	0.0011	0.0022	0.0038	0.0013	0.0000
Au	0.0003	0.0000	0.0009	0.0008	0.0008	0.0000
Sb	0.0033	0.0000	0.0178	0.0000	0.0000	0.0000
As	0.0417	0.0035	0.0183	0.0015	0.0010	0.0006
TotCat	2.0335	1.9841	1.9981	2.0059	2.0114	1.9897
TotAn	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000
NormFac	1.9294	1.8726	1.9479	1.8750	1.8636	1.8637

**Tabla 35: Cálculo de la fórmula estructural de Calcopirita**

La fórmula estructural para calcopirita está también muy próxima a la estequiométrica, por ejemplo la mostrada en la columna 3 (SerNo. 3)  $Cu_{1.00}Fe_{0.92}S_2$ .

### IV.7. Geoquímica de las menas metálicas de la veta Pallancata

Para esta parte del estudio se emplearon los análisis de 52 sondeos de las campañas de perforación ejecutadas por Minera Oro Vega en los años 2003 y 2004, tomando para el cálculo únicamente las muestras consideradas dentro de los bloques de cubicación de alta ley, con el objetivo de representar los principales eventos mineralizantes.

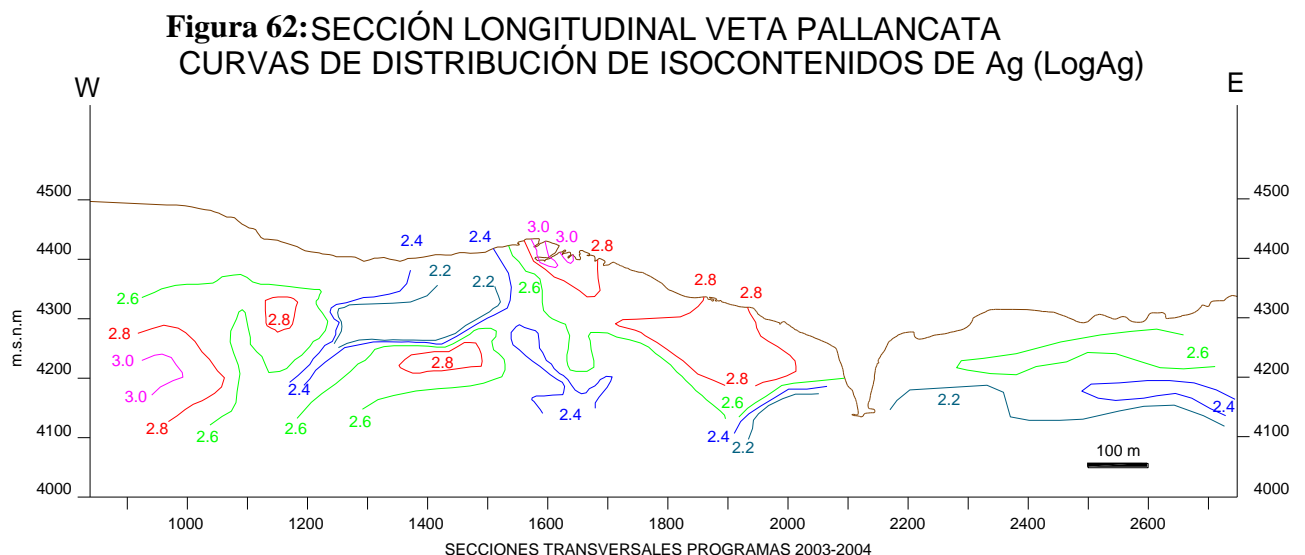
Las muestras de los sondeos fueron analizadas en los laboratorios de ALS CHEMEX por un total de 35 elementos. Cabe señalar que para este estudio, no se emplearon los 35 en su totalidad, sino que se seleccionaron 17 (ver anexo III) cuyas concentraciones estaban por encima de los límites de detección y que además se asocian con la mineralogía descrita, siendo los de mayor interés Ag, Au, Zn, Pb, Cu y Sb. La distribución de estos elementos no es normal, por lo que se aplicó la función logaritmo (base 10) para eliminar los valores erráticos y lograr una distribución más centrada.

#### IV.7.1. Distribución en curvas de isocontenidos

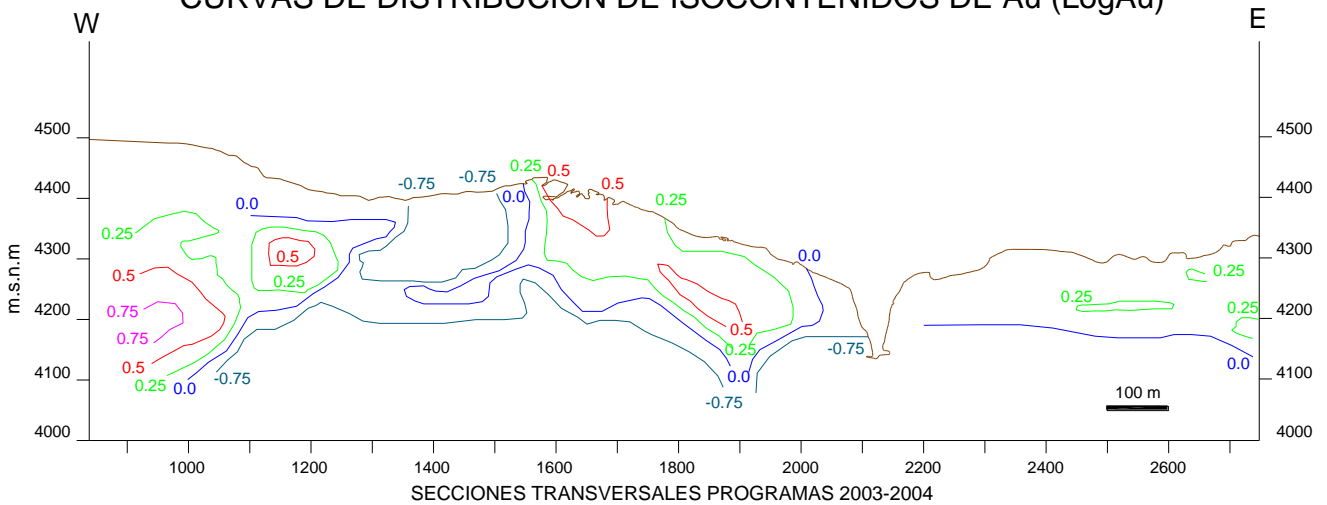
De acuerdo con lo establecido por Goodell y Petersen (1974), Petersen et. al. (1977), el zonamiento de las menas de metales puede determinarse por la observación de cambios verticales y laterales de los contenidos metálicos en un sistema de vetas. El graficar los valores actuales de metales en las proyecciones de las vetas da una indicación de la distribución de un clavo mineralizado.

La distribución de los clavos mineralizados se correlaciona comúnmente con características estructurales tales como el espesor de las vetas o inflexiones; las variaciones de contenidos metálicos por si solas no pueden dar una idea clara de zonamiento, para esto resultan más útiles los cocientes de contenidos metálicos.

A continuación se muestran las curvas de distribución de isocontenidos de Ag, Au, Pb, Zn y Cu, todos en valores logarítmicos.



**Figura 63:SECCIÓN LONGITUDINAL VETA PALLANCATA  
CURVAS DE DISTRIBUCIÓN DE ISOCONTENIDOS DE Au (LogAu)**

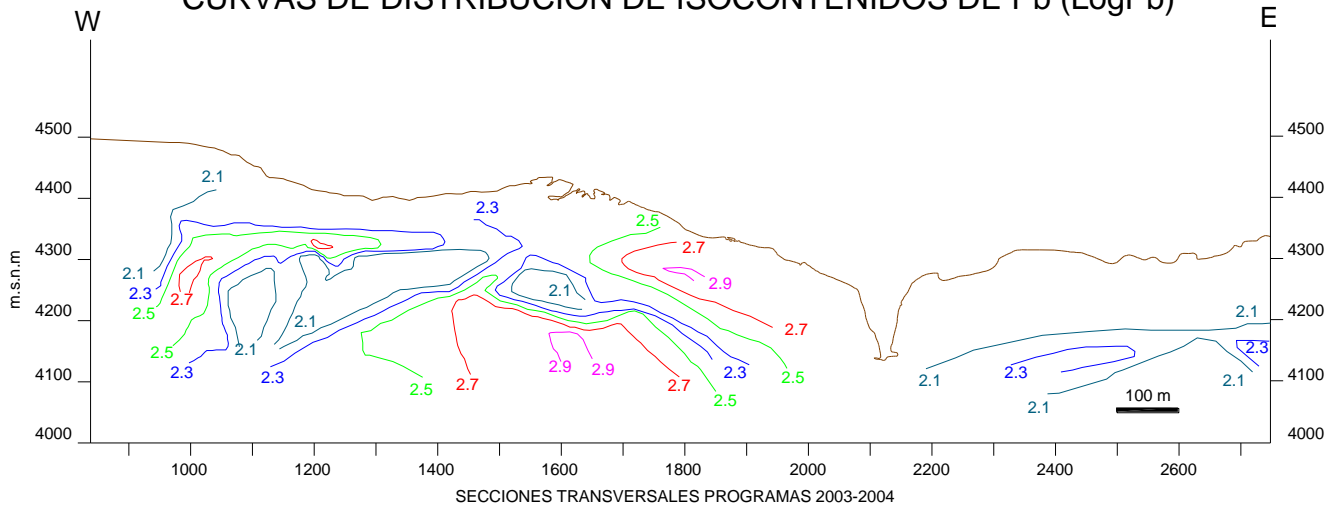


Ambas secciones (Ag y Au) muestran curvas de distribución bastante parecidas, además el cociente de correlación Ag-Au es de 0.951 y de acuerdo con lo visto en los estudios paragenéticos, ambos metales se depositan en casi los mismos estadios. Es por esta razón que ambas curvas de isocontenidos pueden servir para definir de forma aproximada la distribución de los clavos mineralizados en la veta, sobre todo en la parte oeste donde es más evidente y donde se observa una tendencia del clavo a inclinarse y profundizar en la dirección oeste. Esto resulta alentador sumado al hecho que, aparentemente, este clavo no se encuentra erosionado, como sí lo está el clavo hacia la parte central de la veta donde las curvas de isocontenidos se intersectan con la superficie.

Otro aspecto importante a destacar es que ambos clavos (oeste y centro) se encuentran separados por una zona pobre en ambos metales. Esta zona estructuralmente coincide con un estrangulamiento de la veta, lo que posiblemente haya controlado la mineralización.

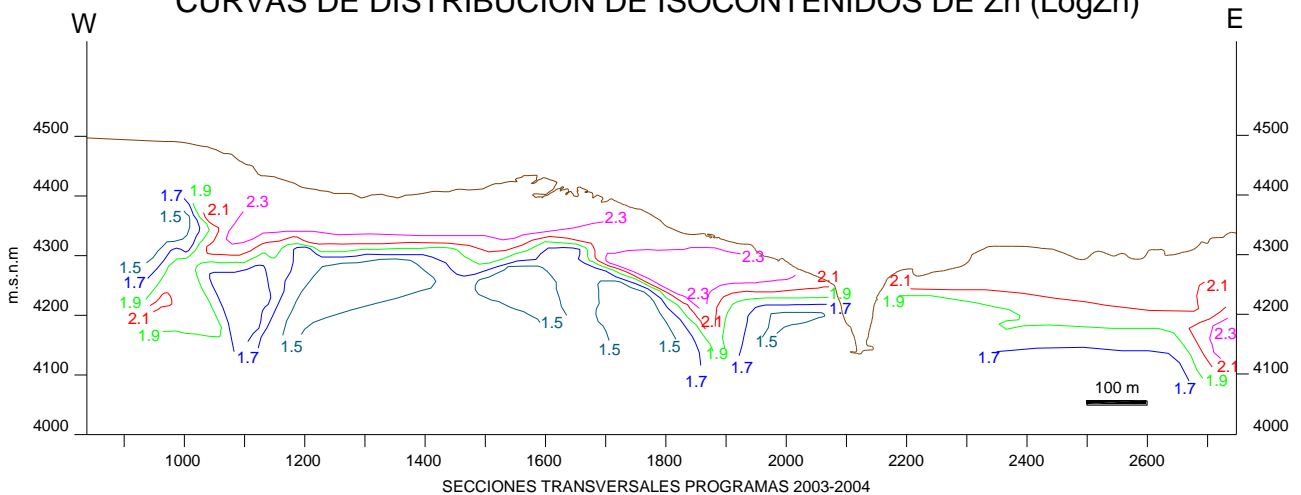
Por otra parte hacia la zona este de la veta no se observa una distribución muy clara, esto puede deberse a que es una zona poco estudiada donde los sondeos en esta zona se encuentran muy espaciados entre sí.

**Figura 64: SECCIÓN LONGITUDINAL VETA PALLANCATA  
CURVAS DE DISTRIBUCIÓN DE ISOCONTENIDOS DE Pb (LogPb)**



Aquí también se observa una geometría similar a la expuesta anteriormente para la zona oeste, sin embargo para la zona central de la veta se observa que los valores más altos aumentan en profundidad. Nuevamente no se puede decir mucho de la zona este por falta de datos.

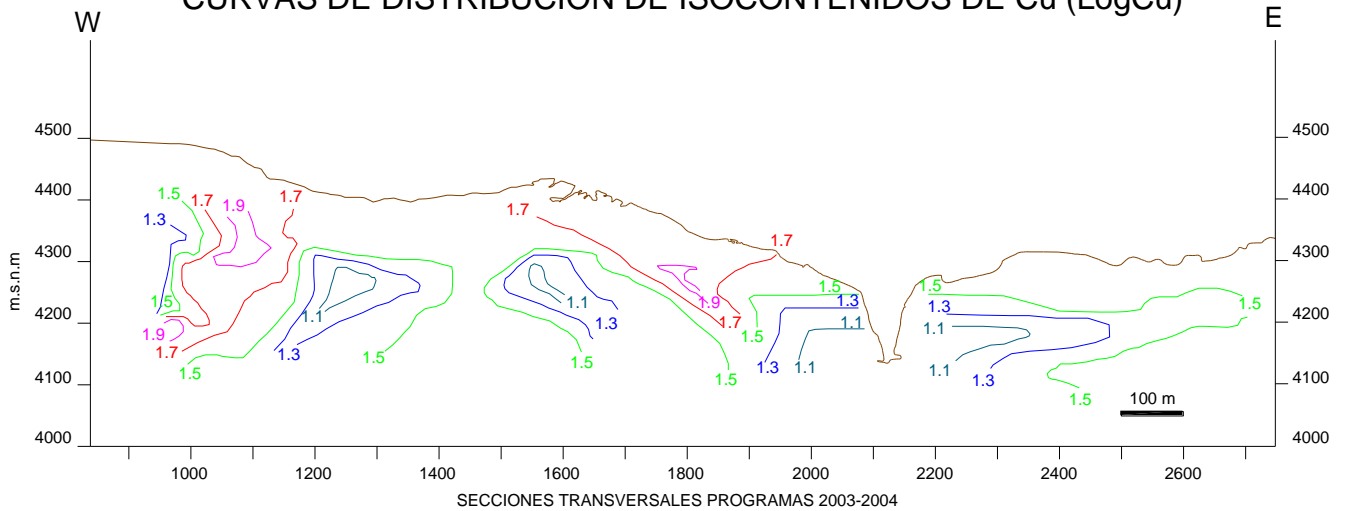
**Figura 65: SECCIÓN LONGITUDINAL VETA PALLANCATA  
CURVAS DE DISTRIBUCIÓN DE ISOCONTENIDOS DE Zn (LogZn)**



En esta sección se observa por el contrario que tanto los clavos oeste y centro estarían conectados entre sí, de manera tal que los valores de Zn se distribuyen por toda la veta y posiblemente el estrangulamiento que controlaba la deposición de los metales anteriores haya sido posterior a la deposición de Zn o que no influyó del todo en el mismo. Por otra parte, llama la atención la concentración de los valores altos en la parte superficial, haciendo que las zonas más ricas aparezcan truncadas por la erosión.



**Figura 66: SECCIÓN LONGITUDINAL VETA PALLANCATA  
CURVAS DE DISTRIBUCIÓN DE ISOCONTENIDOS DE Cu (LogCu)**



Las curvas de distribución de isocontenidos de Cu muestran una distribución intermedia entre las de Au-Ag y Zn, pero se deben tomar con mucho cuidado debido a la naturaleza muy móvil del cobre, pudiendo estar influenciado por agua superficial como se observan en la formación de paragénesis secundarias de covelina.

#### **IV.7.2. Análisis estadístico de la información geoquímica**

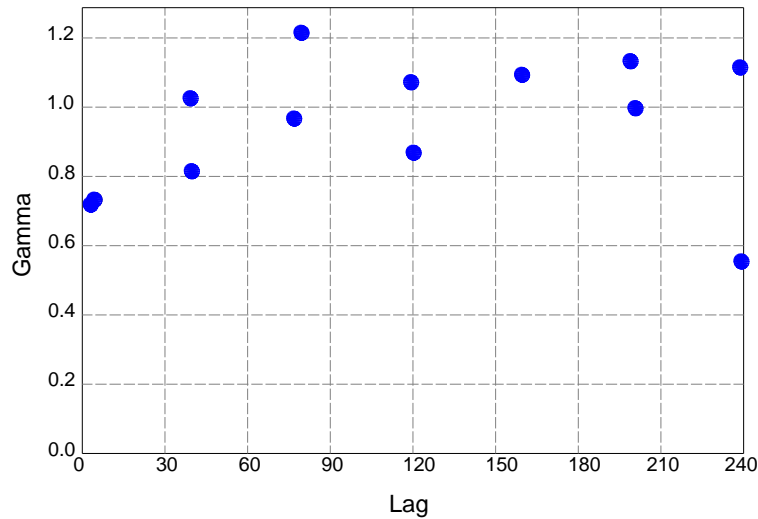
Como se mencionó en el apartado anterior los análisis químicos de laboratorio comprenden 35 elementos, de todos ellos se descartaron aquellos que estaban por debajo del límite de detección y aquellos que no forman sulfuros (Na, K, Mg, etc.) debido a que el objetivo es estudiar la mena metálica (sulfuros, sulfosales).

Con los elementos restantes (Ag, Au, Cu, Zn, Pb, etc.) se realizaron los respectivos histogramas para cada uno, sin encontrar una distribución normal en ningún caso, por lo que se prefirió trabajar con valores logarítmicos con la finalidad de centrar estos valores y lograr una distribución más normal.

Luego se trató de separar las muestras en familias (zona oeste, zona centro y zona este) pero de acuerdo con los variogramas, se vio un comportamiento de “efecto pepita puro” por lo que todos los elementos tendrían una distribución al azar y no tendría sentido

separarlos en familias, como se puede ver en el variograma de plata que se presenta en la figura 67.

**Figura 67: Variograma para valores de Ag en la veta Pallancata**



Las variables restantes con las que se debía trabajar aún resultaban numerosas, por lo que se decidió aplicar el método del análisis factorial con el objetivo de ver cuáles son las variables útiles para emplear en el análisis estadístico.

#### IV.7.2.1. Análisis factorial

El objetivo de este método estadístico es construir factores de una manera tal que reduce la complejidad general de los datos aprovechando sus interdependencias inherentes. Como resultado se obtiene un pequeño número de factores que pueden comúnmente contabilizar aproximadamente la misma cantidad de información como lo hace el grupo más amplio de observaciones.

Para este cálculo se trabajó con el programa R obteniendo los siguientes resultados:

**Tabla 36: Valores de unicidad de las variables consideradas para el análisis factorial**

Uniquenesses:

Au	Ag	As	Ba	Cd	Co	Cr	Cu	Hg	Mo	Ni	P	Pb
<b>0.197</b>	<b>0.233</b>	0.852	0.929	0.241	0.534	0.903	0.517	0.908	0.772	0.892	0.875	0.483
S	Sb	Sr	Zn									
0.452	0.185	0.92	<b>0.319</b>									

**Tabla 37: Valores de Matriz de carga (*loadings*) de los factores 1 y 2**

**Loadings\*:**

	Factor1	Factor2		Factor1	Factor2
<b>Au</b>	<b>0.896</b>		<b>SS loadings</b>	3.395	3.392
<b>Ag</b>	<b>0.875</b>		<b>Proportion Var</b>	0.2	0.2
<b>As</b>	0.29	0.254	<b>Cumulative Var</b>	0.2	0.399
<b>Ba</b>		-0.257			
<b>Cd</b>	0.326	0.808	<i>*Test of the hypothesis that 2 factors are sufficient.</i>		
<b>Co</b>		0.682	<i>The chi square statistic is 224.71 on 103 degrees of freedom.</i>		
<b>Cr</b>	-0.136	-0.28	<i>The p-value is 4.77e-11</i>		
<b>Cu</b>	0.345	<b>0.603</b>			
<b>Hg</b>	0.29				
<b>Mo</b>	0.158	0.45			
<b>Ni</b>	-0.121	0.306			
<b>P</b>	-0.285	0.209			
<b>Pb</b>	<b>0.618</b>	0.367			
<b>S</b>		0.734			
<b>Sb</b>	<b>0.855</b>	0.289			
<b>Sr</b>		-0.268			
<b>Zn</b>	0.397	<b>0.723</b>			

A partir de este análisis se decidió trabajar con dos factores, el Factor 1, que agrupa a Au, Ag, Sb, Pb y el Factor 2 donde se encuentran Zn y Cu, aunque el valor de unicidad alto de este último (0.517) hace que no sea una variable confiable. Existe otro elemento en el factor 2 con un valor de 0.808 y una unicidad de 0.241, lo que lo convierte en una variable muy importante a utilizar, sin embargo no se ha podido demostrar la presencia de Cd en ninguno de los minerales analizados en la microsonda, especialmente en esfalerita, por lo que no ha sido tomado en cuenta en este análisis.



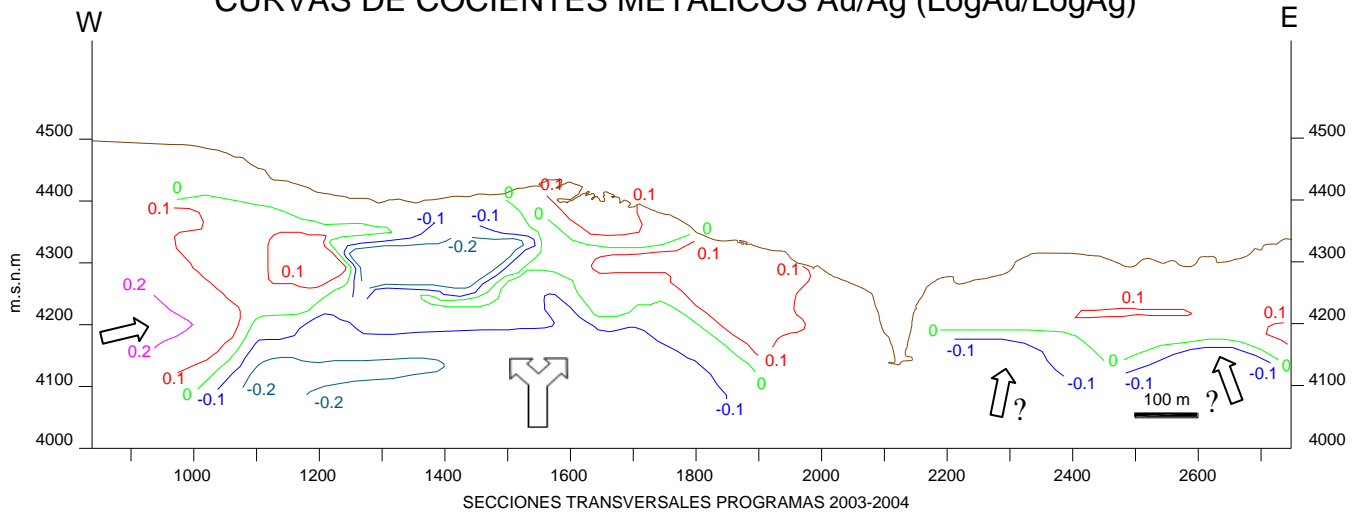
Esta sección guarda una mayor similitud con las curvas de distribución de isocontenidos de Zn, lo que llevaría a pensar que las condiciones que controlaron la deposición de esfalerita fueron diferentes a la de los demás minerales, especialmente diferentes a la de los sulfuros y sulfosales de plata. En los estudios paragenéticos se pudo ver que uno de los primeros minerales en depositarse es esfalerita (junto con galena) posiblemente la temperatura a la que se encontraban los fluidos durante la deposición de esfalerita estaban por encima de las de cristalización de proustita/pirargirita o pearceita/polibasita que son los primeros minerales de plata en formarse. La temperatura podría ser un factor que haya condicionado estas distribuciones, sin embargo pueden haber muchos otros, para los cuales se necesitaría hacer un estudio más profundo, dado que escapa de los objetivos de este estudio. No debe olvidarse la dilatada historia tectónica de la Veta Pallancata y la alta probabilidad de un relleno multifásico (cf. Apartado IV.2).

#### **IV.7.2.2. Cocientes metálicos**

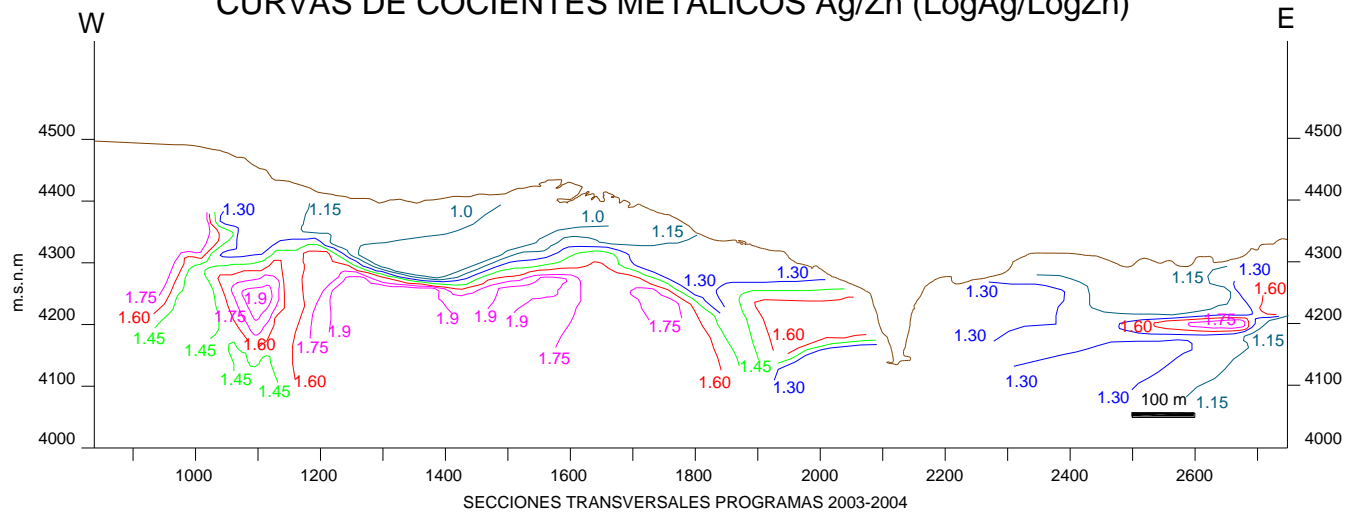
De acuerdo con Goodell y Petersen (1974), Petersen et. al. (1977), el uso de cocientes metálicos puede ayudar a definir zonados a lo largo de una veta, los que pueden interpretarse como una consecuencia directa de las condiciones físico-químicas presentes en el sistema, sin verse influenciadas por los factores estructurales. De este modo se pueden inferir las direcciones de flujo de estas soluciones hidrotermales.

Las variables se seleccionaron sobre la base de los resultados obtenidos del análisis factorial, esto es, para el Factor 1: Ag, Au, Sb, Pb y para el Factor 2: Zn, Cu (ver tabla 37). Los cocientes que mostraron mejores resultados para definir posibles direcciones de aportes se muestran a continuación. Cabe señalar que los cocientes Ag/Zn y Zn/Pb se calcularon únicamente con fines expositivos, debido a que las variables pertenecen a factores distintos.

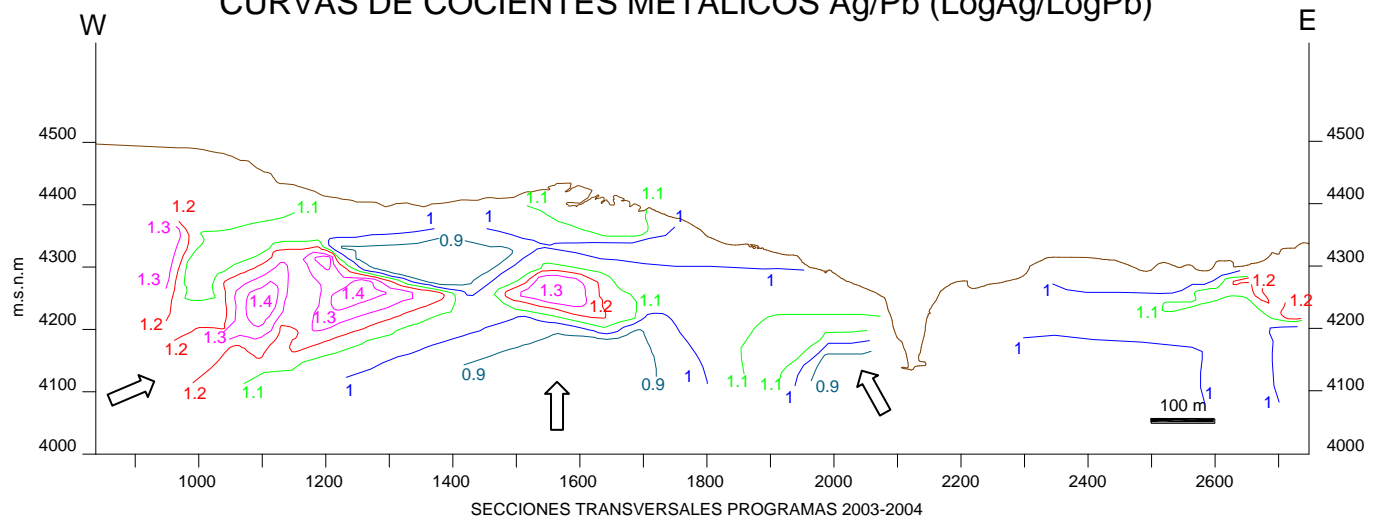
**Figura 70: SECCIÓN LONGITUDINAL VETA PALLANCATA  
CURVAS DE COCIENTES METÁLICOS Au/Ag (LogAu/LogAg)**



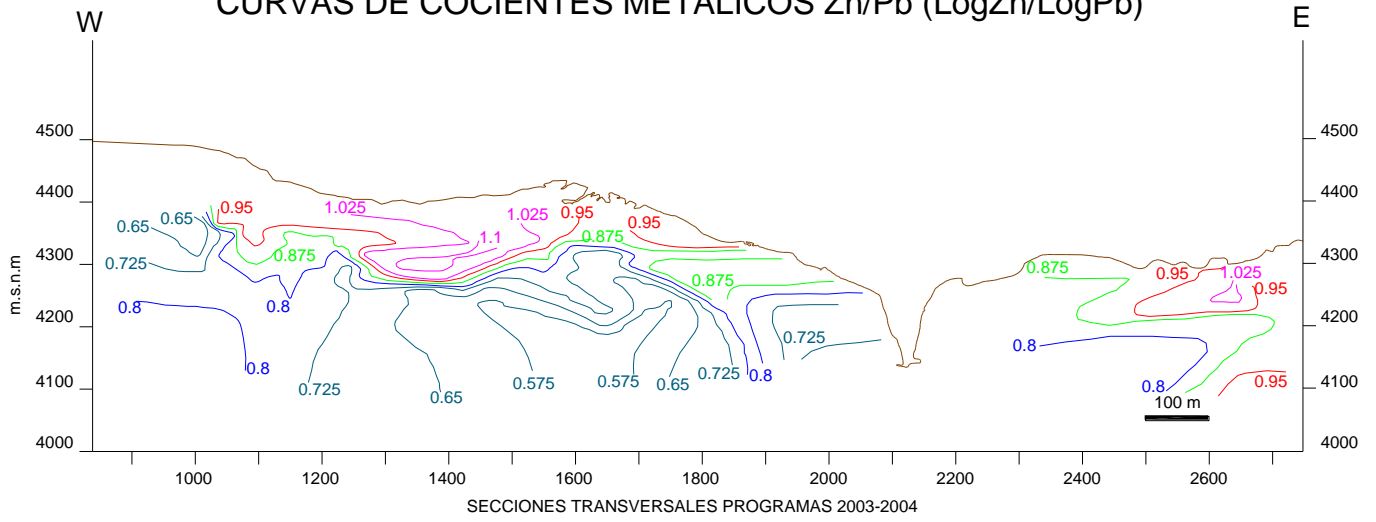
**Figura 71: SECCIÓN LONGITUDINAL VETA PALLANCATA  
CURVAS DE COCIENTES METÁLICOS Ag/Zn (LogAg/LogZn)**



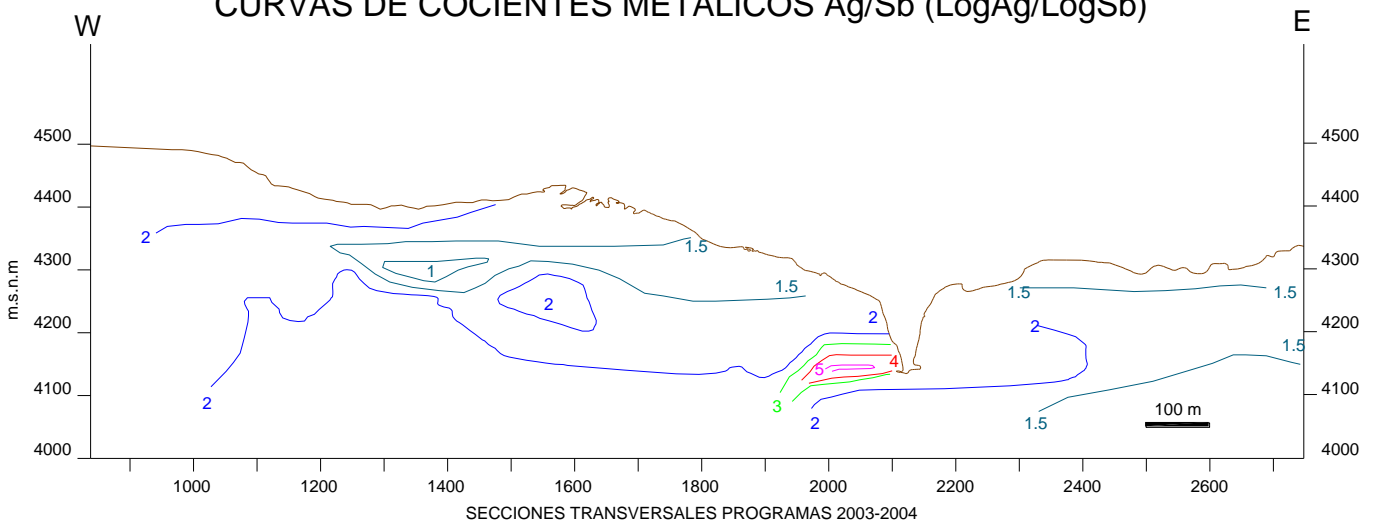
**Figura 72: SECCIÓN LONGITUDINAL VETA PALLANCATA  
CURVAS DE COCIENTES METÁLICOS Ag/Pb (LogAg/LogPb)**



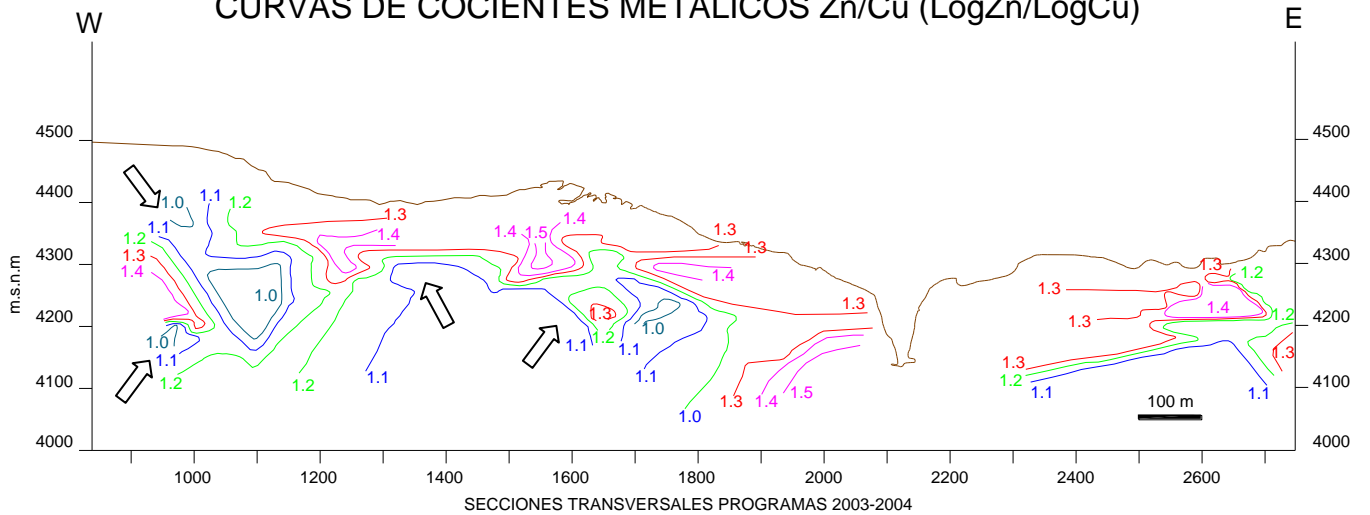
**Figura 73: SECCIÓN LONGITUDINAL VETA PALLANCATA  
CURVAS DE COCIENTES METÁLICOS Zn/Pb (LogZn/LogPb)**



**Figura 74: SECCIÓN LONGITUDINAL VETA PALLANCATA  
CURVAS DE COCIENTES METÁLICOS Ag/Sb (LogAg/LogSb)**



**Figura 75: SECCIÓN LONGITUDINAL VETA PALLANCATA  
CURVAS DE COCIENTES METÁLICOS Zn/Cu (LogZn/LogCu)**



Las flechas indican las posibles direcciones de flujo de las soluciones hidrotermales. Si bien es cierto éstas no son incuestionables, pero se puede observar siempre una tendencia de aportes desde la zona oeste de la veta (Au/Ag, Ag/Pb, figuras 70 y 72), la misma que coincidiría con la formación del clavo Ag-Au en esa zona (curvas de isovalores Ag y Au, figuras 62 y 63), además hacia la parte central también se pueden definir algunas direcciones de flujo divergentes, es decir, con un flujo ascendente y luego lateral. Un caso particular lo constituye el cociente Zn/Cu (figura 75) donde se observa una tendencia desde la superficie a profundidad, esto se puede explicar por removilización de cobre por fluidos supérgenos formando sulfuros como covelina, reemplazando siempre a minerales primarios, principalmente calcopirita; pero además se observa en la zona oeste una dirección de flujo ascendente que representa a los fluidos mineralizantes hipogénicos.

El cálculo de factores permite agrupar variables que estén muy asociadas entre sí y que respondan a un fenómeno o causa común que las origine, en este caso por ejemplo puede ser un evento de mineralización. Esto implica que las variables que son explicadas por el Factor 1 (Au, Ag, Sb, Pb) no se pueden comparar con las variables del Factor 2 (Zn, Cu), porque cada factor representa un fenómeno diferente. Por esta razón deben descartarse los cocientes de Ag/Zn y Zn/Pb, calculados únicamente con fines expositivos y en relación con los trabajos de Goodell y Petersen (1974), a pesar de que se podrían inferir algunas direcciones de flujo a partir de ellos, estas direcciones serían el resultado de la mezcla de dos fenómenos distintos representados por los factores 1 y 2.

Por lo antes expuesto se puede decir que, el método de cocientes metálicos es muy útil cuando se estudia un solo evento mineralizante, pero cuando en el yacimiento existe una mineralización polifásica, este método necesita un refinamiento estadístico mediante el análisis factorial, de manera que los cocientes se obtengan a partir de variables que representen a un mismo fenómeno (factor).

De otro lado, en el cociente Ag/Sb si bien ambas variables pertenecen a un mismo factor (Factor 1), los resultados obtenidos no muestran una tendencia clara que se pueda interpretar. Esto se debe, posiblemente, a que los valores de Sb son demasiado bajos con respecto a los de Ag (ver anexo III) y no influyen grandemente en el cociente.



Finalmente, al comparar la distribución de los cocientes Au/Ag - Ag/Pb, con las curvas de isovalores de Ag (ver figuras 62, 70 y 72), que es el metal más representativo, se pueden inferir dos zonas de aporte de fluidos hidrotermales: una desde la zona oeste y otra en la parte central.

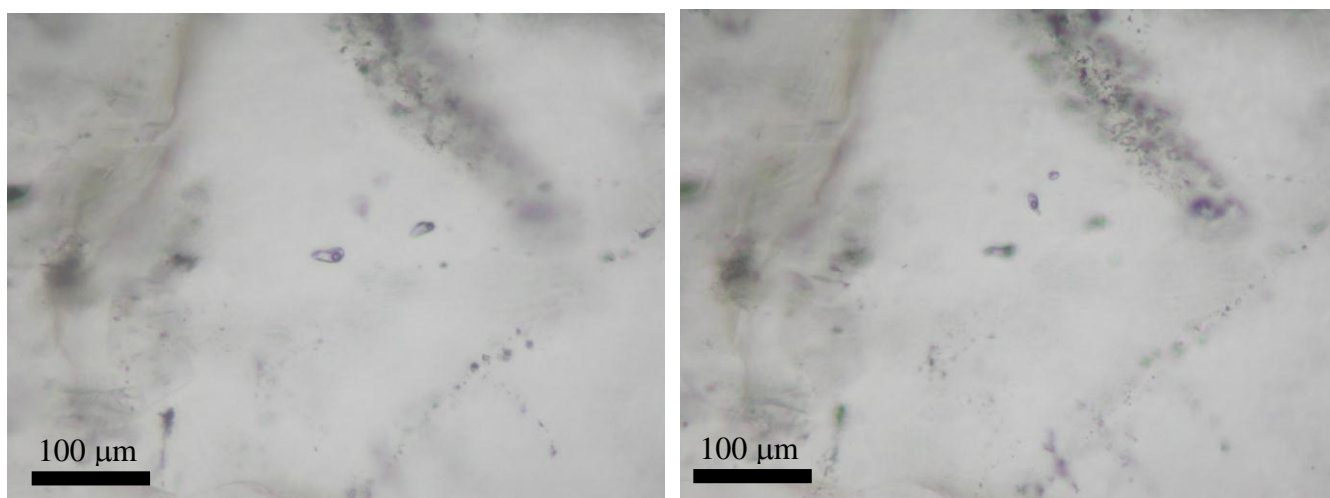
#### **IV.8. Consideraciones geotermométricas**

Con este estudio se busca dar un primer alcance de la temperatura a la que se depositaron los minerales de mena. Para ello se realizó una petrografía preliminar de inclusiones fluidas, seleccionando una muestra donde se notaba un fuerte intercrecimiento de la ganga con la mena, además basados en la paragénesis de sulfuros y en estudios de síntesis de sulfuros, se busca dar también una aproximación de las temperaturas.

##### **Petrografía de Inclusiones Fluidas**

Para esta parte del estudio, se seleccionó una muestra del estadio 5 de bonanza, en la cual se distinguen dos tipos de cuarzo (Qz1 y Qz2). De estos dos tipos de cuarzo fue posible encontrar inclusiones fluidas fiables en el Qz1, debido que los cristales son de buen tamaño y se pueden distinguir mejor las inclusiones a diferencia del Qz2.

Se logró identificar la siguiente familia de inclusiones fluidas, las mismas que parecen consistentes al presentar el mismo factor de relleno ( $F=7$ ), como se puede ver en la siguiente figura.



**Figura 76:** Fotomicrografías de IF: Familia de inclusiones fluidas con factor de relleno  $F=7$  (primarias); inclusiones alineadas a lo largo de fisura corresponden a IF secundarias.

Las demás inclusiones fluidas parecen seguir un plano bien definido, por lo que podría tratarse de inclusiones fluidas secundarias que rellenan una fisura

Apoyándonos en los estudios de Bodnar et al (1985) y en función a la clasificación propuesta por ellos, se describen estas inclusiones fluidas como subredondeadas próximas a la morfología de cristal negativo, con un factor de relleno consistente ( $F=7$ ), por lo que se podría concluir que la temperatura a la que se depositó el cuarzo Qz1 estuvo aproximadamente entre 240°C y 260°C.

Esta sería aproximadamente la temperatura con la que el sistema se inició, especialmente la etapa propia de relleno filoniano asociada a ebullición (Estadios 1 al 2).

La formación de esfalerita y galena posiblemente esté muy próxima a este rango de temperatura, dado que son los primeros en depositarse y se encuentran asociados a ambos tipos de cuarzo (Qz 1 y 2).

### **Equilibrios Minerales**

La siguiente herramienta empleada para dar un alcance sobre las temperaturas de formación, fueron los estudios de síntesis de sulfuros ya sea en sistemas binarios o ternarios. La paragénesis de sulfuros y sus texturas ayudan a interpretar las condiciones de equilibrio o desequilibrio que existen en un sistema, de manera que se pueden emplear como indicadores de ciertas condiciones físico-químicas prevalcientes durante su formación, tal es así que se ha recopilado la siguiente tabla de Barnes (1979) donde se muestran algunos ejemplos:

**Tabla 38: Puntos invariantes a partir de sistemas condensados**

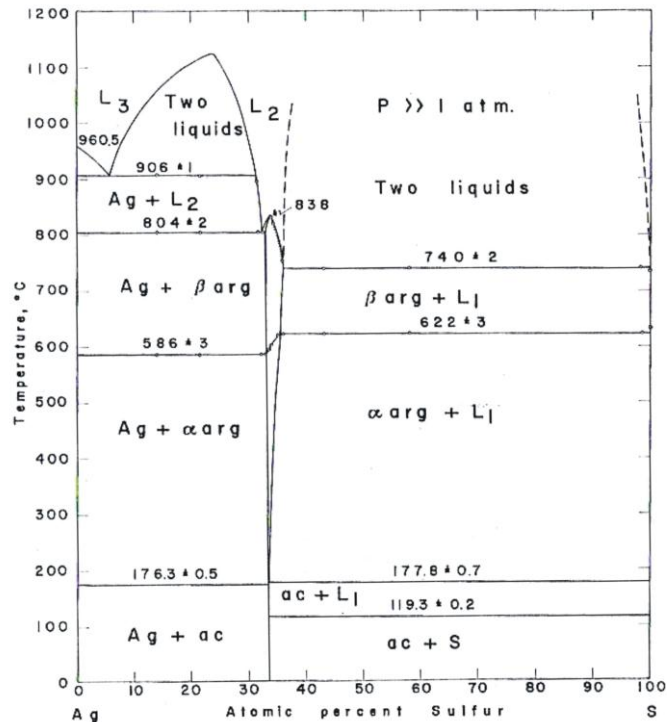
SISTEMA	PARAGENESIS DE BAJA T°	PARAGENESIS DE ALTA T°	T (°C)	REFERENCIAS
Ag-S	Acantita (+Plata) Ag <sub>2</sub> S	<i>Low-argentite</i> Ag <sub>2</sub> S	176 +/- 0.5	Hansen & Audenko (1958) Clark & Rapoport (1970)
	Acantita (+Plata) Ag <sub>2</sub> S	<i>Low-argentite</i> Ag <sub>2</sub> S	177.8 +/- 0.7	Hansen & Audenko (1958) Clark & Rapoport (1970)
Ag-Fe-S	Stenbergita AgFe <sub>2</sub> S <sub>3</sub>	Py + Po + plata FeS <sub>2</sub> Fe <sub>1-x</sub> S	< 150	Czamanske (1969)
	Argentopirita AgFe <sub>2</sub> S <sub>3</sub>	Py + Po + plata FeS <sub>2</sub> Fe <sub>1-x</sub> S	< 150	Czamanske (1969)
Ag-S-Sb	Pirostilpnita Ag <sub>3</sub> SbS <sub>3</sub>	Pirargirita + Argentita Ag <sub>3</sub> SbS <sub>3</sub> Ag <sub>2</sub> S	192 +/- 5	Keighin & Honea (1969)
	Estefanita Ag <sub>5</sub> SbS <sub>4</sub>	Pirargirita + Argentita Ag <sub>3</sub> SbS <sub>3</sub> Ag <sub>2</sub> S	197 +/-5	Keighin & Honea (1969)
	Argentita + Allargentum Ag <sub>2</sub> S + Ag <sub>10-x</sub> Sb	Pirargirita + Plata Ag <sub>3</sub> SbS <sub>3</sub>	200 - 300	Keighin & Honea (1969)

La inversión del sulfuro de plata (Ag<sub>2</sub>S), fue usada ampliamente por algunos autores como geotermómetro (Roy, Majumdar y Hulbe, 1959). En los sistemas experimentales, los minerales formados en un sistema binario Ag-S comprenden a Acantita, como el polimorfo monoclinico de baja temperatura que de acuerdo con Kracek (1946) y Frueh (1957), que al calentarla se invierte entre 177.8°C (para mezclas ricas en plata) y 176°C (para mezclas ricas en azufre) al polimorfo cúbico de cuerpo centrado (Argentita).

La Argentita muestra una inversión de alta temperatura a una forma cúbica de cara centrada, observándose una considerable desviación de la fórmula original a diferencia de Acantita que es esencialmente estequiométrica (Keighn & Honea, 1969). La inversión de *low-* a *high-argentite* varía en temperatura desde 586°C para composiciones ricas en plata, a 622°C para composiciones ricas en azufre. *The inversion of argentite to acanthite is non-quenchable; thus, only acanthite is found in natural minerals or in synthetic products quenched to room temperature.* La presencia de argentita original puede estar indicada por una morfología isométrica de los cristales.

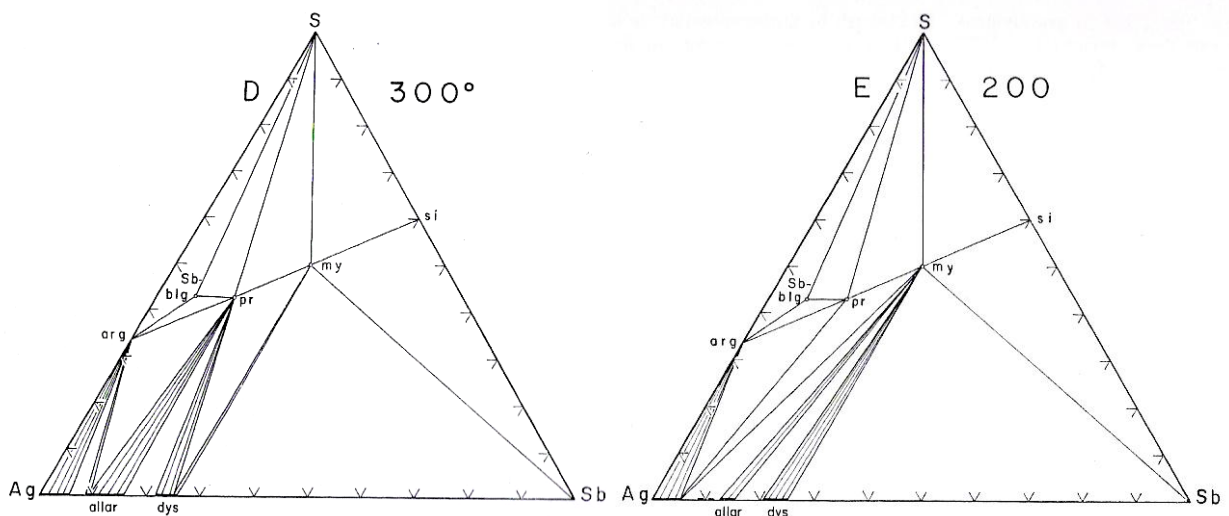
A continuación se muestra un diagrama de fases donde se pueden apreciar estas inversiones.

**Figura 77: Relaciones de fases en el sistema Ag-S (Keighin & Honea, 1969)**



La inversión argentita – acantita se pensó que quedaba evidenciada por la formación de maclas “en hoja de laurel”, desafortunadamente, el maclado en acantita puede formarse por debajo de la temperatura de inversión de 176 °C (Taylor 1969). Lo que por sí sola no la convierte en un buen geotermómetro, pero sí su asociación con otros minerales como pirargirita y miargirita.

De acuerdo con los estudios realizados por Keighin & Honea (1969) en el sistema Ag-Sb-S entre 600°C y 200 °C muestran dos diagramas que son de mucha utilidad para este estudio (entre 300° y 200°), donde se muestran las fases en equilibrio existentes en la síntesis, la misma que se observa en este sistema natural, las mismas que son Argentita – pirargirita y pirargirita – miargirita, como se muestra a continuación.



**Figura 78:** Diagrama de fases del sistema Ag-Sb-S enfriados a partir de 600°C hasta 200°C, arg = argentita, sb-blg= Sb-billingsleita, pr = pirargirita, my= miargirita, si = estibnita, allarg= allargentum, dys= discrasita, tomado de Keighin & Honea (1969). Composiciones en porcentaje atómico.

De estos diagramas se puede deducir que una paragénesis de argentita-pirargirita y pirargirita-miargirita, con ausencia de allargentum, billingsleita y estibnita podría haberse formado entre los 300 y 200°C en equilibrio, debido a que por debajo de 300°C la asociación Allargentum-pirargirita desaparece, al quedar sustituida su línea de unión por la línea pirargirita-plata, permaneciendo en equilibrio miargirita-pirargirita o pirargirita-argentita. En las muestras estudiadas es posible ver a Argentita coexistiendo con pirargirita, aunque algunas veces se observa reemplazándola, podría tratarse de las fases iniciales de deposición de argentita. Además con ayuda de la microsonda electrónica se han encontrado inclusiones de miargirita en pirargirita, y sus bordes no indican un desequilibrio entre ambas.

Esto indicaría que después de la deposición de esfalerita y galena a temperaturas entre 260° y 240°C el sistema aún se encontraba por encima de 200°C cuando se depositaban proustita-pirargirita, polibasita-pearcetita, calcopirita, electrum, uytenbogaardtita, miargirita y finalmente argentita. Esta hipótesis se ve reafirmada además por la abundante presencia de adularia pseudorómbica diseminada, muy intercrecida con la mena, la que según Dong & Morrison (1995), dado su intercrecimiento con calcedonia (Qz2) se debería haber formado a temperaturas alrededor de los 220°C o menores.

Otra asociación paragenética muy importante descrita en el cuadro de Barnes (1979) es la de Estefanita – pirargira+argentita. La estefanita es un mineral relativamente común en yacimientos argentíferos. Estudios de Keighin & Honea (1969) describen que al calentar en vacío o en aire a Estefanita, ésta se descompone a los 197 +/- 5°C en argentita más pirargirita.

La asociación aparentemente incompatible de estefanita + argentita + pirargirita se reporta con frecuencia en yacimientos, siendo interpretada por los autores como una representación de una deposición tardía de estefanita sobre el par formado más tempranamente de argentita + pirargirita. En Pallancata, las muestras donde se encuentra a Estefanita, este desequilibrio es muy notorio donde estafanita reemplaza tanto a argentita como a pirargirita.

La presencia de estefanita puede servir para establecer un límite superior en las temperaturas tomando en cuenta su deposición. Es decir, se puede afirmar que la temperatura del sistema no pudo exceder los 197 +/- 5 °C a partir de la formación de estefanita, lo que la convierte en un importante geotermómetro.

Con la deposición de estefanita, se completa casi la totalidad de la mena depositada en Pallancata, teniendo entonces, un rango de temperatura entre 240°C y 200°C en el que se produjo la mayor concentración metálica.

Después de estefanita aún se siguen depositando otros sulfuros pero no tan abundantes como los anteriores, tal es el caso de Jalpaita ( $\text{Ag}_3\text{CuS}_2$ ), la que se encuentra formando bordes mirmequíticos (de reacción) con argentita. La Jalpaita, de acuerdo con Anthony, J.W. et al. (1990) se forma a temperaturas por debajo de los 117°C, indicando que el sistema aún se encontraba depositando minerales de mena (Ag) mientras se iba enfriando.

Finalmente se tiene a Estromeyerita ( $\text{AgCuS}$ ), la que de por sí no indica ninguna temperatura de formación, únicamente se la ve con inclusiones de electrum y de Mckinstryita ( $(\text{Ag,Cu})_2\text{S}$ ) la que sí resulta importante, debido que Anthony, J.W. et al. (1990) citan que éste mineral se forma a temperaturas menores a 94.4°C, posiblemente Estromeyerita se haya formado entre los 200°C y 94.4°C por las inclusiones que presenta. Una vez más quedaría demostrado que el sistema seguía siendo bastante rico en plata, aún

cuando sus temperaturas descendían por debajo de lo que suele considerarse el límite epidermal.

## CAPÍTULO V: ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS

La veta Pallancata de rumbo N70W aproximadamente se encuentra emplazada en rocas volcánicas de composición dacítica a riodacítica de las formaciones Alpabamba y Aniso, muy ligada a una falla sinuosa de rumbo E-ESE, la cual estuvo activa antes, durante y después de la formación de la veta Pallancata. Este hecho se evidencia claramente en los testigos de sondeos, observándose brechas tectónicas con fragmentos de veta silicificadas, las que posteriormente son falladas nuevamente, incluyendo fragmentos de la brecha silicificada y de veta mineralizada en una matriz de harina de falla.

Las evidencias cinemáticas vistas en campo, indicarían que esta falla tuvo un comportamiento sinistral, formando estructuras tensionales en la zona oeste de la veta Pallancata y venillas en “cola de caballo” indicando este sentido de desplazamiento. Esta falla fue un control importante en la mineralización de la veta Pallancata, debido a que el movimiento sinistral que presentó permitió generar tanto zonas de apertura de gran potencia (hasta 30m) como zonas muy angostas (hasta 2m). Este comportamiento “en rosario” se observa tanto en planta como verticalmente.

Las vetas tensionales se desarrollan mejor hacia la zona oeste de la veta pallancata y frecuentemente son muy ricas en Ag, por lo que se deben haber originado entre los estadios 3 y 4, favoreciendo el emplazamiento de gran parte de los minerales económicos (proustita/pirargirita, pearceita/polibasita y argentita).

La geometría de los clavos, determinada a partir de las curvas de isocontenidos de Ag y Au, muestran una disposición subhorizontal, inclinándose hacia el oeste posiblemente producto de la interacción de movimientos sinistral y normales (Corbett, 2002b).

La actividad hidrotermal se inicia con una temprana y muy extendida alteración propilítica, para luego dar pase a una silicificación intensa del encajante con calcedonia (Qz0), observándose un claro reemplazamiento de calcita (alteración propilítica previa) y sericitización de los feldespatos presentes en el encajante.

Posteriormente el aporte de sílice es más intenso y se forman venillas de cuarzo a manera de stockwork emplazándose en las fracturas irregulares del encajante previamente



silicificado, este stockwork se va haciendo más intenso hacia el centro de la veta que resulta en una silicificación pervasiva del encajante.

Esta silicificación intensa deja como testigo una textura de cuarzo oqueroso, con moldes de pómez, en zonas donde la permeabilidad del encajante permitió el paso de fluidos, mientras que en otras zonas donde posiblemente existían fracturas abiertas, se produjo un relleno de veta con texturas débilmente bandeadas. En estas etapas tempranas, las evidencias de ebullición son múltiples, una ellas viene dada por los restos de calcita depositada posiblemente, por una rápida pérdida de CO<sub>2</sub> durante la ebullición formando cristales laminares y granos subredondeados, además se encuentra asociada a cuarzo y reemplazando también a calcita, cristales seudorómbicos de adularia que es un típico indicador de ebullición (Henley 1985, Hedenquist 1990).

Las texturas, vistas al microscopio, que presenta el cuarzo de estas primeras etapas son típicas de recristalización a partir de un gel, indicando una posible sobresaturación de sílice en el fluido en ebullición con su consecuente precipitación violenta. Estos granos de cuarzo presentan texturas muy particulares, denominadas texturas plumosas (Demoustier et. al. 1998).

Luego se dan múltiples eventos de brechamiento, en los que se inicia la mineralización en veta Pallancata con la deposición de esfalerita y galena, seguida de la serie proustita-pirargirita que reemplaza parcialmente a galena y esfalerita, a continuación se depositan calcopirita y la serie pearceita-polibasita, esta serie se forma posiblemente por reacción entre el cobre remanente en la solución y proustita/pirargirita. También se depositan electrum, que se encuentra como inclusiones en calcopirita (hasta 35µm) y miargirita, que está como inclusiones en pirargirita (~40µm). Estos minerales de mena se encuentran muy intercrecidos con adularia de sección seudorómbica, ya sea diseminada o formando pseudomorfos de calcita laminar, juntamente con cuarzo de grano medio (Qz2) con texturas “plumosas”, indicando que su deposición estuvo favorecida por un proceso de ebullición.

Seguidamente viene una etapa con una fuerte concentración de sulfuros, con leyes que alcanzan hasta los 4000 g/T en Ag, denominada “bonanza” se inicia con la deposición de argentita, la que reemplaza a la mayor parte de los minerales formados en las etapas anteriores, principalmente a pearceita-polibasita, proustita-pirargirita y galena,

seguidamente se deposita estefanita que reemplaza tanto a las sulfosales de ambas series como a argentita.

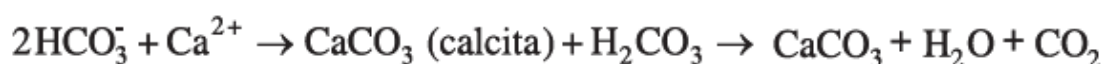
Con ayuda de la microsonda electrónica ha sido posible identificar otras especies minerales pertenecientes a este episodio como son Uytendogaardita ( $\text{Ag}_3\text{AuS}_2$ ) que se encuentra como inclusiones en argentita, Jalpaita ( $\text{Ag}_3\text{CuS}_2$ ) que forma bordes mirmequíticos con argentita, posiblemente por reacción de argentita con cobre remanente de la solución hidrotermal, también Estromeyerita ( $\text{AgCuS}$ ) con inclusiones de Mckinstryita ( $(\text{Ag,Cu})_2\text{S}$ ), las que pueden haberse formado hacia la parte final de este evento.

La adularia en este evento es muy abundante, siempre formando granos de sección seudorómbica diseminados, llegando a concentrarse en agregados masivos, en cuyos bordes se distinguen las típicas formas seudorómbicas de la adularia, además forman pseudomorfos de calcita laminar, indicando nuevamente que la ebullición fue el proceso que favoreció la deposición de estos minerales.

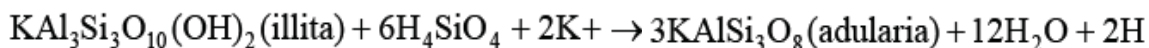
La actividad hidrotermal continúa, aunque más débil, depositando sílice de grano fino en venillas delgadas, formando texturas “en peine” y oquedades con drusas de cuarzo hialino. Finalmente estos espacios abiertos son sellados con calcedonia, que se deposita en bandas subparalelas al paleonivel freático, estos dos eventos finales no traen consigo mineralización económica.

Como se mencionó en párrafos anteriores, la deposición de los minerales de mena, está íntimamente ligada a un proceso de ebullición. Para sustentar este proceso se resumen las siguientes evidencias mineralógicas y texturales vistas en la veta Pallancata y descritas como indicativas de ebullición por diversos autores (Browne y Ellis, 1970; Browne, 1978; Henley, 1985; Hedenquist, 1986a, 1991; Cathles, 1991; Simmons y Christenson, 1994; Hedenquist et al., 2000).

1.- Presencia de calcita laminar, generalmente reemplazada por cuarzo: indica que ha ocurrido ebullición, que resultó en la pérdida de  $\text{CO}_2$ , y la subsiguiente saturación en calcita, según la reacción;



2. Presencia de adularia: indica que ha ocurrido ebullición, causando un aumento de pH debido a la pérdida de CO<sub>2</sub>, pasando del campo de estabilidad de la illita al de la adularia, según la reacción;



Según Dong y Morrison (1995), las morfologías de adularia aptas para inferir la existencia de ebullición son la pseudoromboédrica y la pseudoacicular, en Pallancata la que predomina es la adularia pseudoromboédrica.

3. Presencia de sílice amorfa o de calcedonia: indica que se ha producido un enfriamiento brusco del fluido, produciendo una sobresaturación de sílice en el mismo. La presencia de texturas de cuarzo heredadas de geles de sílice (v.g.: texturas plumosas) es una buena indicadora de ebullición en el ambiente epitermal (Dong et al., 1995).

Los autores citan otra evidencia para definir la ebullición (Izawa y Yamashita, 1995), que es la presencia de truscottita (silicato de Ca y Al hidratado): este mineral se ha hallado asociado con menas de oro de alta ley, y es estable sólo cuando la concentración de sílice excede la saturación en cuarzo, lo cual constituye otra evidencia indirecta de ebullición, sin embargo no se ha encontrado este mineral en la veta Pallancata, pero las evidencias antes descritas son lo suficientemente coherentes para afirmar que la ebullición tuvo lugar y que posiblemente fue el principal evento de precipitación de las menas metálicas.

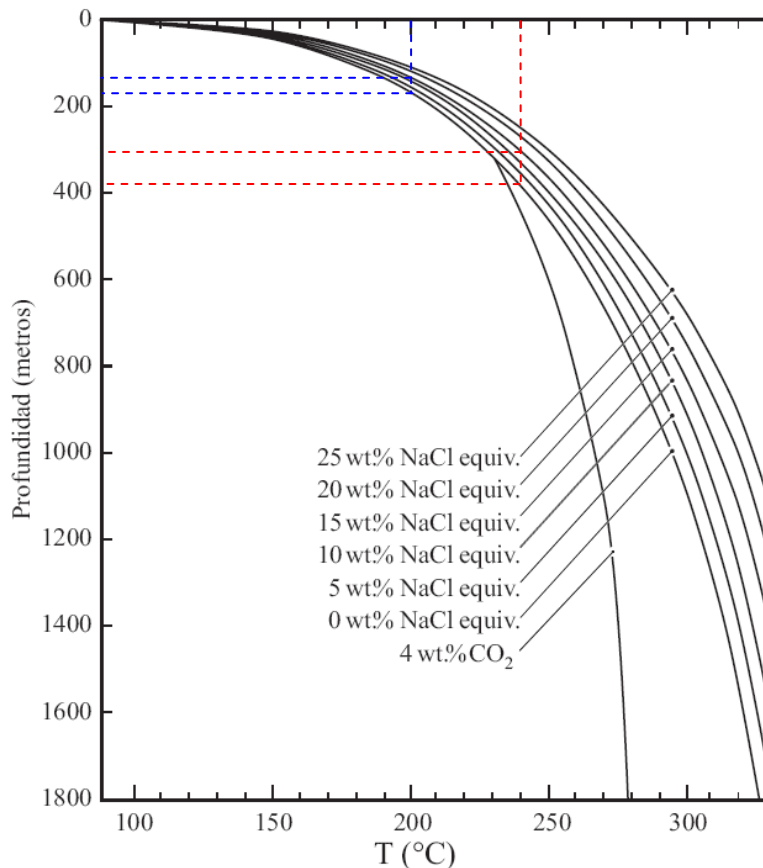
Una aproximación de la temperatura a la que se encontró el sistema pudo obtenerse a partir de una petrografía preliminar de inclusiones fluidas y de los equilibrios paragenéticos de los sulfuros y sulfosales de Plata. De este modo se pudo estimar que la temperatura a la que se inició la actividad hidrotermal de relleno filoniano (Qz1) estuvo entre 240° y 260°C aproximadamente, siendo posiblemente la temperatura a la que se empieza a depositar esfalerita y galena.

Por otro lado, los diagramas de Keighin & Honea (1969) para el sistema Ag-Sb-S, muestran que por debajo de 300°C el equilibrio pirargirita-allargentum y pirargirita-discrasita desaparecen, mientras que los equilibrios pirargirita-argentita y pirargirita-miargirita se mantienen. En la veta Pallancata no se ha encontrado allargentum ni discrasita

presentes en la paragénesis, pero sí argentita con pirargirita y miargirita como inclusiones en pirargirita, con lo que se puede inferir que las sulfosales de plata se depositaron entre los 240° y 200°C, además el hecho de estar íntimamente asociados con adularia pseudorómbica y calcedonia, confirmaría que el sistema estuvo alrededor de los 220°C (Dong & Morrison, 1993).

De los minerales presentes en la paragénesis, el más importante como geotermómetro es la estefanita, debido a que su formación indica que el sistema no pudo superar los 197 +/- 5° C (Keighin & Honea, 1969) y su deposición completa casi la totalidad de la mena metálica presente en Pallancata (proustita/pirargirita, peraceta/polibasita, calcopirita, miargirita, electrum, uytenbogaardtita y argentita), entonces se puede afirmar que el principal episodio mineralizante en Pallancata se formó entre los 240° y 200° C, y que además estuvo íntimamente asociado a ebullición. Con esta información se puede dar una aproximación de la profundidad a la que se desarrolló el sistema, usando para el ello el diagrama de curvas de ebullición de Haas (1979), asumiendo un rango de 0 a 15 % en peso de NaCl eq. para este tipo de sistemas someros de baja sulfuración (Hedenquist et al. 2000; Camprubi et. al. 2003).

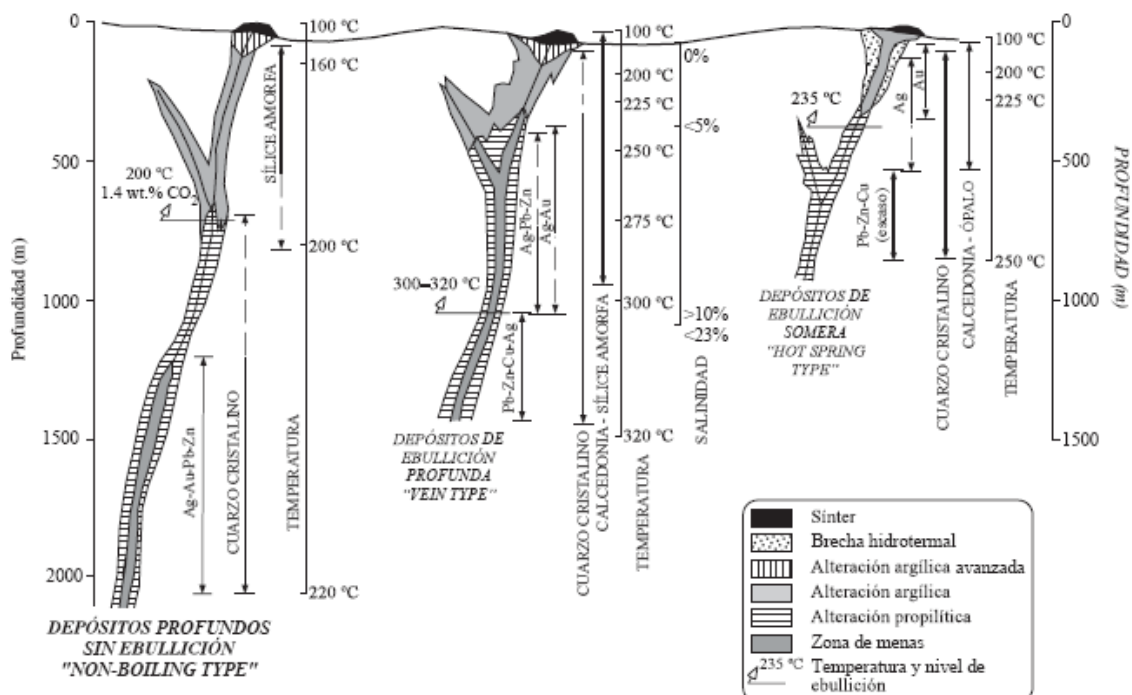
**Figura 79: Variación de la ebullición en función de la salinidad y profundidad (Haas, 1979)**



De este diagrama se puede deducir que la mineralización pudo iniciarse entre los 310 y 380 m de profundidad (240°C) e ir evolucionando hasta llegar a niveles más someros entre 140 y 170 m (200°C), asumiendo un régimen dominado por una presión hidrostática. Para poder tener un valor más exacto de la profundidad a la que se produjo la mineralización, se necesita ahondar en los estudios de inclusiones fluidas, de modo que se pueda determinar la salinidad del fluido, sin embargo este método presentaría algunas complicaciones en este yacimiento, ya que únicamente fue posible encontrar inclusiones fluidas fiables en el Qz1, que es el que se forma en los primeros estadios de la actividad hidrotermal de relleno de veta, sin mineralización económica asociada. El tamaño de grano que presenta este Qz1 hace posible poder identificar familias de inclusiones fluidas a pesar de sus ocasionales texturas plumosas, por el contrario el Qz2, muy ligado a la mena e intercrecido con adularia pseudorómbica, se presenta de tamaño fino con texturas características de recristalización a partir de un gel, por lo que la identificación de IF en este tipo de cuarzo es casi imposible. Con el cuarzo Qz1, sin embargo, se podrían obtener valores de salinidad de los fluidos en las etapas iniciales.

Camprubi y Albinson (2006), presentan un esquema que representa muy bien los niveles de ebullición para los sistemas vetiformes de baja sulfuración, muy útil para ilustrar los niveles de ebullición y mineralización en la veta Pallancata, en la que, por lo anteriormente expuesto, podemos situarla en el caso de “depósitos de ebullición somera” o “Hot Spring Type” (ver figura 80)

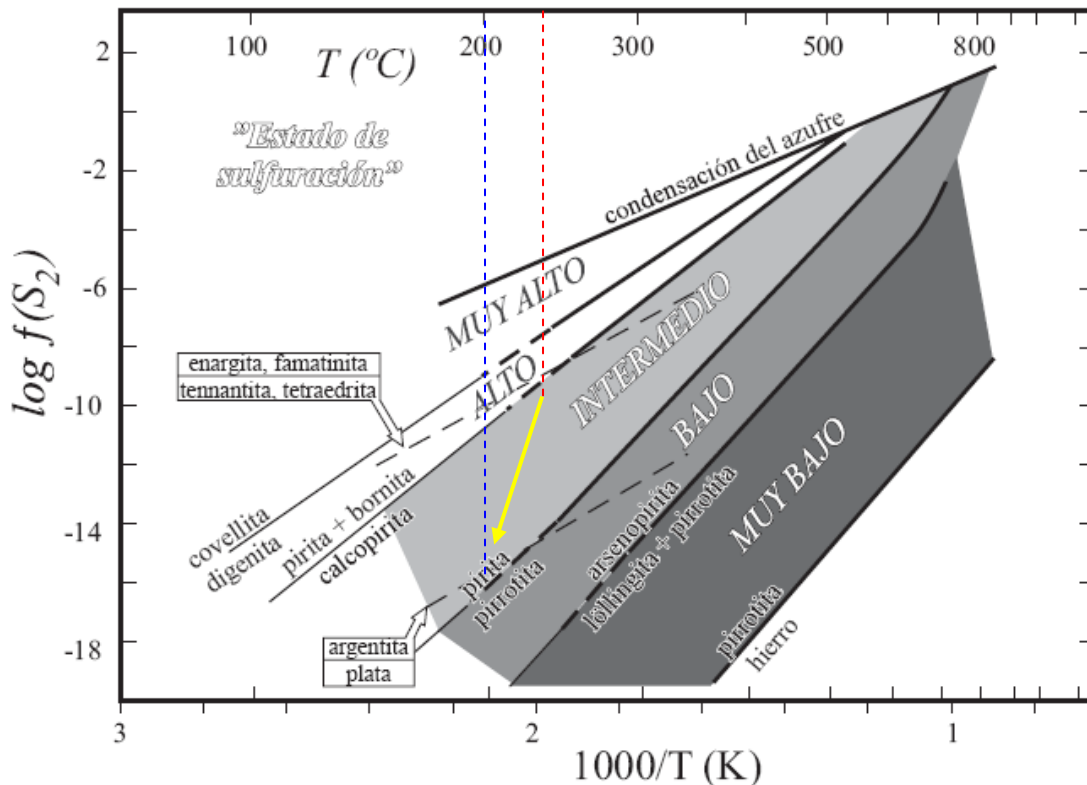
**Figura 80:** Tipos de depósitos epitermales de baja a intermedia sulfuración, según su profundidad de formación relacionados al inicio del proceso de ebullición (Tomado de Camprubi y Albinson, 2006).



Si bien con estefanita se completa un importante ciclo de deposición de minerales de plata, la mineralización continuó, depositándose especies como Jalpaita que forma intercrecimientos mirmequíticos y que de acuerdo con Anthony, J.W. et al. (1990) se forma a temperaturas por debajo de los 117°C, además estromeyerita con inclusiones de electrum y Mckintryita cuyo límite de estabilidad está hacia los 94.4°C (Anthony, J.W. et al. 1990), por ello se puede afirmar que el sistema aún depositaba minerales de plata a medida que se iba enfriando.

Se ha descrito a la veta Pallancata como un sistema epitermal de baja sulfuración. Esta clasificación se ve sustentada por la asociación paragenética de la ganga compuesta de cuarzo-adularia-sericita, que de por sí ya da una idea de la clasificación como la propuesta por Heald et al. 1987 (adularia-sericita), además las texturas típicas bandeadas, crustiformes de relleno filoneano y de reemplazamiento de calcita laminar apoyan a esta idea. Sin embargo, recientemente se ha planteado el término de “sulfuración intermedia” (Hedenquist et al., 2000; Einaudi et al., 2003; Sillitoe y Hedenquist, 2003). Los yacimientos de este tipo guardan estructuralmente mucha relación con los de baja sulfuración, pero varían un poco en cuanto a la mineralogía de mena, tal es así que la presencia de esfalerita pobre en hierro y galena en los estadios iniciales de la mineralización, hacen pensar que se trataría de un yacimiento de sulfuración intermedia (Hedenquist et al., 2000).

Así, basados en el término “estado de sulfuración” se ha establecido un marco de referencia para el estado de sulfuración en función de la temperatura y la fugacidad de S<sub>2</sub> gas (Einaudi et al., 2003). Los límites entre condiciones de sulfuración muy baja, baja, intermedia, alta y muy alta, según Einaudi et al. (2003), vienen determinadas factualmente por los campos de estabilidad de diversas especies de sulfuros (ver figura 81).



**Figura 81:** Diagrama de correlación entre temperatura y fugacidad de azufre, para los estados de sulfuración relativos de los fluidos hidrotermales en el ámbito de depósitos metalíferos en pórfidos y epitermales, definidos según los campos de estabilidad de minerales clave. Adaptado de Einaudi *et. al.* (2003).

Así, la paragénesis descrita en la veta Pallancata cae dentro de los campos de estabilidad de calcopirita y pirita, dado que no se observa bornita ni pirrotita respectivamente, pero sí se observa Argentita, plata y, aunque en trazas, freibergita. Por lo tanto la evolución del estado de sulfuración sería como se indica en la figura, iniciándose con una fugacidad de azufre relativamente alta para formar esfalerita, galena y calcopirita, luego al tener una fugacidad aún alta, se pueden formar minerales complejos como las sulfosales de plata (proustita-pirargirita y pearceita-polibasita) al disminuir la fugacidad se forman minerales simples como los sulfuros de plata (Argentita, Estefanita, Jalpaita).

Por tanto, dentro de las clasificaciones generales de los yacimientos epitermales, se clasificaría a la Veta Pallancata como un yacimiento epitermal de baja sulfuración, pero siendo más específicos y a partir de lo antes expuesto, podemos concluir que Pallancata es un yacimiento de sulfuración intermedia.

De los minerales presentes en la paragénesis de Pallancata, muchos de los cuales fueron identificados gracias a los análisis con la microsonda electrónica, se debe destacar el hallazgo de Uytendogaardtita ( $\text{Ag}_3\text{AuS}_2$ ) debido a que Pallancata sería la cuarta localidad a nivel mundial y la primera en el Perú en que se ha descrito este sulfuro de plata y oro. También se debe señalar que en Pallancata se encuentran completas las series isomórficas completas de proustita-pirargirita y pearceita-polibasita, señaladas como raras o inexistentes en los sistemas naturales por algunos autores (Keighin y Honea, 1969). Además los análisis en esfalerita mostraron que se trata de una variedad muy pobre en Fe y sin ninguna otra impureza, haciendo que sea interesante como mena de zinc, ya que hasta el momento no ha sido tomada en cuenta.

Por otra parte, dado que uno de los objetivos de este estudio consiste en buscar nuevas zonas prospectivas, el estudio de la morfología de los clavos, mediante las curvas de isocontenidos metálicos y de la distribución de los cocientes metálicos, obtenidos a partir del análisis factorial, muestran una zona de mucho interés en la parte oeste de la veta Pallancata. Las curvas de distribución de isocontenidos de plata y oro muestran una inclinación hacia la zona oeste de la veta, haciendo suponer su continuidad en profundidad. Además las curvas de cocientes metálicos muestran que en la zona oeste, el clavo mineralizado se encontraría completo y que no habría sido afectado por la erosión, esto en basados en que las curvas no cortan la topografía de la veta. Por el contrario en la zona central de la veta, tanto las curvas de isocontenidos de oro y plata, como las de cocientes metálicos, se encuentran intersectan con la topografía, dejando el clavo central expuesto a la erosión.

Las área fuente de los fluidos pueden inferirse solamente, teniendo en cuenta las curvas de isovalores y las limitaciones impuestas por el análisis estadístico de las relaciones entre los contenidos metálicos. No obstante, el análisis factorial avala el uso de los cocientes metálicos representados por el Factor 1 (Au, Ag, Pb, Sb) y los más representativos de estos (Au/Ag y Ag/Pb) coinciden con las direcciones inferidas de los isovalores del metal principal (Ag), sugiriendo dos focos hidrotermales: Uno hacia la zona oeste con una débil inclinación y otra en la zona central en sentidos ascendente y luego lateralmente divergente; ambas direcciones coinciden con la formación de los clavos mineralizados.



También es frecuente encontrar una zona estéril entre los clavos oeste y central, el cual puede deberse a la formación de una zona impermeable que no permitió la circulación de los fluidos, posiblemente por un estrangulamiento estructural de la veta. Por otra parte, de la zona este de la veta Pallancata, no se pueden tener resultados concluyentes debido a que aún es una zona poco explorada y se necesitan más datos.

Finalmente, en esta parte, se puede concluir que la zona oeste de la veta Pallancata, es la que presenta un alto potencial para albergar mineralización en profundidad demostrado por las curvas de isocontenidos metálicos y de cocientes metálicos. Además se suma el hecho de que los minerales de más baja temperatura (jalpaita, estromeyerita, mckinstryita) encontrados en la veta Pallancata, se ubican en esta zona, haciendo notar que posiblemente fue una zona que estuvo activa hasta las etapas finales del sistema hidrotermal, apuntando a que haya sido el foco mineralizante y por tanto la última zona en extinguirse.

## CAPÍTULO VI: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Los resultados de este estudio nos llevan a las siguientes conclusiones:

1.- La asociación mineralógica de la veta Pallancata se compone de:

Esfalerita (ZnS)

Galena (PbS)

Proustita-Pirargirita ( $\text{Ag}_3\text{AsS}_3 - \text{Ag}_3\text{SbS}_3$ )

Miargirita ( $\text{AgSbS}_2$ )

Pearceita-Polibasita ( $(\text{Ag,Cu})_{16}\text{As}_2\text{S}_{11} - (\text{Ag,Cu})_{16}\text{Sb}_2\text{S}_{11}$ )

Calcopirita ( $\text{FeCuS}_2$ )

Electrum (Ag-Au)

Uytenbogaardtita ( $\text{Ag}_3\text{AuS}_2$ )

Argentita ( $\text{Ag}_2\text{S}$ )

Estefanita ( $\text{Ag}_5\text{SbS}_4$ )

Jalpaita ( $\text{Ag}_3\text{CuS}_2$ )

Freibergita ( $(\text{Au,Cu,Zn,Fe})_{12}(\text{As,Sb})_4\text{S}_{13}$ )

Mckinstryita ( $(\text{Ag,Cu})_2\text{S}$ )

Estromeyerita ( $\text{AgCuS}$ )

2.- Los minerales más abundantes y principales menas de plata son: Proustita-Pirargirita, Pearceita-Polibasita y Argentita, sus tamaños son variables y van desde 100µm hasta 0.3 cm.

3.- El oro se presenta como electrum, siempre con mayor contenido de plata (>50%) en tamaños que varían de 5 a 35 µm aproximadamente, como inclusiones en calcopirita, pirita, pearceita, argentita y estromeyerita. Además la serie pearceita-polibasita incluye oro en su red cristalina (hasta 2.23%wAu). También el oro y la plata se encuentran asociados en Uytenbogaardtita ( $\text{Ag}_3\text{AuS}_2$ ), destacando su importancia, ya que convierte a Pallancata en la cuarta localidad a nivel mundial donde se describe esta especie mineral.

4.- La ganga se compone de cuarzo con texturas de recristalización a partir de un gel, con adularia de sección seudorómbica, sericita y calcedonia.

5.- La ebullición fue un proceso muy importante en la deposición de las menas en la Veta Pallancata y queda fundamentada por los siguientes criterios: Texturas de calcita laminar (reemplazadas por cuarzo), adularia de sección seudorómbica, texturas de recristalización a partir de un gel de sílice (calcedonia).

6.- Las consideraciones geotermométricas indican que las temperaturas en las que se produjo la principal precipitación de los minerales de mena (proustita-pirargirita, pearceita-polibasita, argentita) estuvo entre los 240° y 200°C (límite inferior marcado por estefanita).

7.- La profundidad a la que se produjo la mineralización pudo estar entre los 380 m y 140 m basada en el diagrama de Haas (1979) y asumiendo una salinidad entre 0 y 15% en peso NaCl eq., tomando en cuenta además las temperaturas estimadas a partir de la petrografía de inclusiones fluidas y de la paragénesis de minerales de plata.

8.- Pallancata se clasifica como un yacimiento epitermal de baja sulfuración, pudiendo subdividirse en sulfuración intermedia, basados en la paragénesis presente de esfalerita pobre en hierro, freibergita – calcopirita (Hedenquist et. al. 2000) y en los estudios de Einaudi et. al. (2003) (ver figura 81).

9.- La zona oeste de la veta Pallancata es la que presenta un mayor potencial para albergar nuevas áreas prospectivas, especialmente hacia niveles más profundos.

A continuación se dan las siguientes recomendaciones

1.- Se recomienda revisar los contenidos de Cu, Zn y Pb tanto en los bloques de cubicación como en los concentrados finales, dado que se ha demostrado la presencia de minerales que contienen estos metales en su composición y posiblemente estén presentes en el concentrado final, sin obtener ningún beneficio de ello.

2.- Se recomienda continuar con trabajos de exploración en la zona oeste de la veta Pallancata, que muestra gran potencial para albergar mayor mineralización y también de la zona este de la veta, dado su poco conocimiento.

3.- Se recomienda, realizar un estudio más profundo de la geología estructural del yacimiento, con la finalidad de correlacionarlo con estructuras regionales, ver su afinidad con yacimientos próximos en el distrito y confirmar la teoría del emplazamiento de la veta en un margen de caldera.

4.- Se recomienda, realizar dataciones radiométricas mediante los métodos K-Ar en adularia, de ser posible también en sericita, y U-Pb en galena para conocer con exactitud la edad de formación del yacimiento, además mediante los isótopos de Pb, también se puede hacer alguna interpretación sobre un modelo tectónico para el yacimiento. Finalmente establecer su relación temporal con los yacimientos próximos en el distrito.

5.- A su vez, se recomienda realizar dataciones radiométricas en las unidades intrusivas circundantes, de modo que se pueda establecer su influencia con respecto a la mineralización (¿pre o post-mineral?).

6.- Para el estudio de inclusiones fluidas, se recomienda tener en cuenta que el tipo de cuarzo con el que se asocia la mena en la veta Pallancata, se presenta de tamaños muy pequeños al microscopio y con texturas modificadas, lo que puede hacer difícil la identificación de familias de inclusiones fluidas, sin embargo es posible hallarlas en el cuarzo de los primeros estadios.

7.- Se recomienda, continuar con los estudios petro-minerográficos en las zonas de Mariana y Virgen del Carmen, de modo que se pueda conocer si la mineralogía presente es similar a la de la veta Pallancata, o si existe algunas diferencias que puedan significar problemas en la etapa de beneficio.

## CAPÍTULO VII: BIBLIOGRAFÍA

ANTHONY, J.W., BIDEAUX, R.A., BLADH K.W. Y NICHOLS, N.C., 1990: Handbook of Mineralogy, Mineral Data Publishing, Tucson Arizona. V.1.

BARNES H.L., 1979: Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 2nd ed. J.Wiley, N.York, 798p.

BARTON, M.D., KIEFT, E.A.J, BURKE Y OEN I.S., 1978: Uytendogaardite: a new silver-gold sulfide. Can. Mineral., 16, 651-657

BASTIN, E.S., 1950: Interpretation of ore textures. Geol. Soc. Am. Mem. No. 45.

BENAVIDES-CACERES, V., 1999. Orogenic evolution of the Peruvian Andes: the Andean cycle, *in* Skinner, B., ed., Geology and ore deposits of the Central Andes: Society of Economic Geologists, Special Publication, v. 7, p. 61-107.

BERGER, B.R. Y HENLEY, R.W., 1989. Advances in the understanding of epithermal gold-silver deposits – With special referente to deposits of western United States. In: White N.C. y Hedenquist J.W., 1989; Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration. Journal of Geochemical exploration, 36 (1990) 445-474. Elsevier Science Publishers B.V. Ámsterdam.

BODNAR, R.J., REYNOLDS, T.J. Y KUEHN, C.A., 1985: Fluid inclusions systematics in epithermal systems, Geology and geochemistry of epithermal systems: Soc. of Ec. Geol. V.2. P73-97

BONHAM, H.F., 1986: Models for volcanic-hosted precious metal deposits. Internacional volcanological congress, symposium 5, Hamilton, University of Auckland, New Zealand: 13-17.

BROWNE, P.R.L., 1978: Hydrothermal alteration in active geothermal fields: Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 6, 229-250.

BROWNE, P.R.L. Y ELLIS, A.J., 1970: The Ohaaki-Broadlands hydrothermal area, New Zealand: mineralogy and related geochemistry: American Journal of Science, 269, 97-131.

CAMPRUBI, A. Y ALBINSON, T., 2006: Depósitos Epitermales en México: Actualización de su conocimiento y reclasificación empírica. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen conmemorativo del centenario. Tomo LVIII, núm. 1, 2006, p. 27-81.

CAMPRUBI, A, GONZÁLES-PARTIDA, E., LEVRESSE, G., TRITLLA, J., Y CARRILLO-CHÁVEZ, A., 2003: Depósitos epitermales de alta y baja sulfuración: una tabla comparativa. Boletín de la sociedad geológica mexicana, tomo LVI, Núm 1., 2003, p.10-18

CATHLES, L.M., 1991, The importance of vein selvaging in controlling the intensity and character of subsurface alteration in hydrothermal systems: Economic Geology, 86, 466-471.

CLARK L.A. Y RAPOPORT F., 1970: Effect of pressure on solid-solid transitions in some silver and cupreous chalcogenides. J. Phys. Chem. Solids, 31, 247-254.

CLARK, A.H., FARRAR, E., KONTAC, D.J., LANGRIDGE, R.J., ARENAS, M.J., FRANCE, L.J., MCBRIDE, S.L., WOODMAN, P.L., WASTENEYS, H.A., SANDEMAN, H.A., Y ARCHIBALD, D.A., 1990. Geologic and geochronologic constraints on the metallogenetic evolution of the Andes of southeastern Perú: Economic Geology, v. 85, p.1520-1584.

CORBET, G.H., 2002: Epithermal gold for explorationists. AIG Journal – applied geoscientific practice and research in Australia. En la red: <http://www.aig.asn.au/aigjournal/pdf/2002/Corbett%202002-01.pdf> [vistado el 01/03/2008).

CORBETT, G.J., 2002b, Structural controls to Porphyry Cu-Au and Epithermal Au-Ag deposits. En Applied Structural Geology for Mineral Exploration, Australian Institute of Geoscientists Bulletin 36, p. 32-35.

CRAIG, J.R. Y VAUGHAN, D.J., 1981: Ore microscopy and ore petrography. John Wiley & Sons, New York. 406p.

DÁVILA, D., 1991, Geología del Cuadrangulo de Pacapausa (30-p): Instituto Geologico Minero y Metalúrgico (INGEMMET), Boletín v. 41, Lima, Peru, p. 75.

DEMOUSTIER, A., CASTROVIEJO, R. Y CHARLET, J.M., 1998: Clasificación textural del cuarzo epitermal (Au-Ag) de relleno filoniano del área volcánica de Cabo de Gata, Almería. Boletín geológico y minero 1998, vol 109 5[-6], 29-48p.

DONG, G., Y MORRISON, G.W., 1995: Adularia in epithermal veins, Queensland: morphology, structural state and origin. Mineral. Deposita 30, 11-19

DONG, G. MORRISON, G.W. Y JAIRETH, S., 1994: Quartz textures in epithermal veins, Queensland-clasificación, origin and implication. Econ. Geol. v. 90; no.6; p. 1841-1856

EDWARDS, A.B., 1947: Textures of the ore minerals. Australian Institute of Mining and Metallurgy. Melbourne.

EINAUDI, M.T., HEDENQUIST, J.W. & INAN, E.E., 2003, Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: transitions from porphyry to epithermal environments: Society of Economic Geologists, Special Publication, 10, 285-313.

FRUEH, A.J., Jr., 1957: The cristal structure, polymorphysm and twinning of acanthite, Ag<sub>2</sub>S. Acta Cryst. 10, 764p.

GIGGENBACH W.F., 1986., The use of gas chemistry in delineating the origin of fluids discharged over the Taupo volcanic Zone: A review. Internacional Volcanological Congress, New Zeland. Roc. Symposium 5, pp.47-50

GOODELL P.C Y PETERSEN U., 1974: Julcani mining district: A study of Metal ratios. Economic Geology vol69, pp.347-361

GUEVARA, C., Y DÁVILA, D., 1983, Estratigrafía terciaria del area Coracora-Pacapausa. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú. T-71.

HAAS, J.L. Jr., 1971, The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure: *Economic Geology*, 66, 940-946.

HAYBA, D.O., BETHKE, P.M., HELAD, P. Y FOLEY, N.K., 1987. The geological, mineralogical and geochemical characteristics of volcanic hosted epithermal deposits. In: B.R. Berger and P.M. Bethke (editors), *Geology and geochemistry of epithermal systems*. Society of Economic Geologists, *Rev. Economic Geology*, v2: 129-168

HEALD, P., FOLEY, N.K. Y HAYBA, D.O, 1987: Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: acid-sulfate and adularia-sericite types. *Economic Geology*, V82: 1-26p.

HEDENQUIST, J.W., 1990: The thermal and geochemical structure of the Broadlands-Ohaaki geothermal system. *Geothermics* 19: 151-185.

HEDENQUIST, J.W., 1991: Boiling and dilution in the shallow portion of the Waiotapu geothermal system, New Zealand: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, 2753-2765.

HEDENQUIST, J.W., 1986a. Geothermal systems in the Taupo Volcanic Zone: Their characteristics and relation to volcanism and mineralisation. En: I.E.M. Smith (Ed.), *late cenozoic volcanism in New zeland*. *R.Soc. N.Z. Bull.*,23: 134-168.

HEDENQUIST, J.W., 1987. Mineralization asociated with volcanic-related hidrothermal systems in the circum-pacific basin. In: M.K. Horn (editor), *Transactions of the fourth circum-pacific energy and mineral resourses conference*, Singapore, *Am. Assoc. Pet. Geol.*, pp. 523-524.

HEDENQUIST, J.W., ARRIBAS, A. JR. Y URIEN-GONZALEZ, E., 2000, Exploration for epithermal gold deposits: *Reviews in Economic Geology*, 13, 245-277.



HENLEY, R.W., 1985, The geothermal framework of epithermal deposits: Reviews in Economic Geology, 2, 1-24.

HENLEY, R.W. Y ELLIS, A.J., 1983. Geothermal systems, ancient and modern. Herat-sci. Rev., 19: 1-50.

IMC *PRESS RELEASE*. Sitio Web de Internacional Minerals Corporation (IMC): <http://www.intlminerals.com/> última visita: 17/03/2008.

IZAWA, E. Y YAMASHITA, M., 1995, Truscottite from the Hishikari mine, Kagoshima prefecture: Resource Geology, 45(252), 251.

JÖRESKOG, K.G., KLOVAN, J.E. Y REYMENT, R.A., 1976: Methods in Geomathematics I, Geological factor Análisis, Elsevier scientific publishing company, Amsterdam.

KEIGHIN, W.C. Y HONEA, R.M., 1969: The system Ag-Sb-S from 600° C to 200° C. Mineralium Deposita (Berl.) 4, 153-171.

KLINCK, B.A., ELLISON, R.A., Y HAWKINS, M.P., (compilers), 1986. The geology of the Cordillera Occidental and Altiplano west of Lake Titicaca, southern Perú: British Geological Survey and Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico, Lima, unpublished report, 353 p.

KRACEK, F.C., 1946: Phase relations in the system sulfur-silver and the transitions in silver sílfide. Trans. Am. Geophys. Union 27, 364-374.

LE PICHON, X. FRANCHETEAU, J. Y BONNIM, J., 1973. Plate tectonics. Developments in Geotectonics 6, elsevier, Ámsterdam, 300p.

LINDGREN, W., 1933. Mineral Deposits, fourth edition, McGraw Hill Co., New York, 930 p.

MCKEE, E.H., Y NOBLE, D.C., 1982. Miocene volcanism and deformation in the Western Cordillera and high plateaus of south-central Peru: Geological Society of America Bulletin, v. 93, p. 657-662.

MÉGARD, F., NOBLE, D.C., MCKEE, E.H. Y CUÉNOD, Y., 1985: Tectonic significance of silicic dikes contemporaneous with latest Miocene Quechua 3 tectonism in the Rimac Valley, Western Cordillera of Central Peru. *Journal of Geology*, mayo. 373-376p.

MINSTER, J., Y JORDAN, T., 1978, Present-day plate motions: *Journal of Geophysical Research*, v. 83, p. 5331-5354.

MITCHELL, A.H.G. Y BALCE, G.R., 1990. An overview of epithermal gold mineralization of the circum-pacific. In: White N.C. y Hedenquist J.W., 1989; Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration. *Journal of Geochemical exploration*, 36 (1990) 445-474. Elsevier Science Publishers B.V. Amsterdam.

NOBLE, D., EYZAGUIRRE V. Y MCKEE, E., 1989. Precious-metal mineralization of Cenozoic age in the Andes of Perú: in Ericksen, G., Cañas Pinochet, M., and Reinemund, J., eds., *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources: Circum-Pacific Council for Energy and Minerals Resources Herat Science Series*, v. 11. Chapter 15, p. 207-212.

PALACIOS, O., 1994: *Geología de los cuadrángulos de Chulca y Cayarani*. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Boletín. Serie A: Carta Geológica Nacional, vol. 51, 73 p., 1994.

PARK, C.F., Jr. Y MACDIARMID, R.A., 1981: *Yacimientos minerales*. Ediciones Omega S.A. Barcelona, 512p.

PETERSEN, U., NOBLE, D.C., ARENAS, M.J. Y GOODELL, P.C., 1977: *Geology of the Julcani Mining District, Peru*. *Econ. Geol.*: 72, 931-949.

PILGER, R.H., 1984: Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes: *Journal Geological Society of London*, v. 141, p. 793-802.

RAMDOHR, P., 1969: *The ore minerals and their intergrowths*. Pergamon, New Cork.

ROY, R., A.J. MAJUMDAR, Y HULBE, C.W., 1959: The  $\text{Ag}_2\text{S}$  and  $\text{Ag}_2\text{Se}$  transitions as geologic thermometers. *Econ. Geol.*:54, 1278-1280.

RYTUBA, J.J., 1981. Relations of calderas to ore deposits in the western United States. In: White N.C. y Hedenquist J.W., 1989; Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration. *Journal of Geochemical exploration*, 36 (1990) 445-474. Elsevier Science Publishers B.V. Amsterdam.

SIMMONS, S.F. Y CHRISTENSON, B.W., 1994, Origins of calcite in a boiling geothermal system: *American Journal of Science*, 294, 361-400.

SILLITOE, R.H. Y BONHAM, H.F., 1984. Volcanic landforms and ore deposits. *Econ. Geol.*, 79, 1286-1298

SILLITOE, R.H. Y HEDENQUIST, J.W., 2003, Linkages between Volcanotectonic Settings, Ore-Fluid Compositions, and Epithermal Precious Metal Deposits: Society of Economic Geologists, Special Publication. Series, 10, 314-343.

STEINMANN, G., 1929. *Geologie von Peru.*, Carl Winter Universitätsbuchhandlung, Heidelberg, 448 p.

TAYLOR, L.A., 1969: The significance of twining in  $\text{Ag}_2\text{S}$ . *Am. Mineral.* 54, 961-963.

THOMSON, G. H., 1951: *The Factorial Analysis of Human Ability*. London University Press.

WARREN, T.P. 2004: Reporte interno para Minera Oro Vega S.A.C. 18p.

WHITE N.C. Y HEDENQUIST J.W., 1989; Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration. *Journal of Geochemical exploration*, 36 (1990) 445-474. Elsevier Science Publishers B.V. Amsterdam.