



Red DESIR

MÁSTER INTERNACIONAL APROVECHAMIENTO SOSTENIBLE DE LOS RECURSOS MINERALES

TESIS DE MAESTRÍA

“Menas auríferas epitermales en Chipmo y Poracota, Arequipa - Perú. Inclusiones fluidas e isótopos de Plomo y Estroncio, aplicaciones para la exploración”

Juan Carlos Sarmiento Arias

Septiembre, 2008





Red DESIR

MÁSTER INTERNACIONAL APOVECHAMIENTO SOSTENIBLE DE LOS RECURSOS MINERALES

Línea: Recursos Minerales

TESIS DE MAESTRÍA

“Menas auríferas epitermales en Chipmo y Poracota, Arequipa - Perú. Inclusiones fluidas e isótopos de Plomo y Estroncio, aplicaciones para la exploración”

Juan Carlos Sarmiento Arias

Septiembre, 2008



CURSO 2005-2006

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

Como director del Trabajo,

Autorizo la presentación de la Tesis de Maestría

*“Menas auríferas epitermales en Chipmo y Poracota,
Arequipa - Perú. Inclusiones fluidas e isótopos de Plomo y
Estroncio, aplicaciones para la exploración”*

Realizado por

Juan Carlos Sarmiento Arias

Bajo mi dirección

y

Colombo Celso Gaeta Tassinari

César Vidal Cobián

Firmado: Prof. Ricardo Castroviejo

Fecha: 15/08/2008





Red DESIR

Constituido el tribunal nombrado por el Coordinador Internacional del Programa de Máster Aprovechamiento Sostenible de los Recursos Minerales, el día 25 de septiembre de 2008

Presidente: Miguel Rivera Feijóo

Vocal: José Macharó Ordóñez

Secretario: Rolando Carrascal Miranda

Realizado el acto de defensa y lectura de la Tesis de Maestría el día 25 de septiembre del 2008

EL PRESIDENTE

LOS VOCALES

EL SECRETARIO





**MENAS AURÍFERAS EPITERMALES EN CHIPMO Y PORACOTA,
AREQUIPA - PERÚ. INCLUSIONES FLUIDAS E ISÓTOPOS DE PLOMO Y
ESTRONCIO, APLICACIONES PARA LA EXPLORACIÓN**

**MEMORIA DE LA TESIS DE MAESTRIA
PARA OPTAR AL TÍTULO DE MÁSTER EN
“APROVECHAMIENTO SOSTENIBLE DE LOS RECURSOS MINERALES”
IMPARTIDO POR LA RED DESIR**

**PRESENTA
JUAN CARLOS SARMIENTO ARIAS**

UNIVERSIDAD SAN ANTONIO ABAD DEL CUSCO

**DIRECTOR
DR. RICARDO CASTROVIEJO BOLIBAR**

**REALIZADA EN
ESCUELA DE MINAS - UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE MADRID
CENTRO DE PESQUISAS GEOCRONOLÓGICAS - UNIVERSIDADE DE SÃO
PAULO**

**A SEPTIEMBRE DE 2008
LIMA PERÚ**



INDICE

	Paginas
RESUMEN	I
ABSTRACT	III
AGRADECIMIENTOS	V
CAPITULO I: GENERALIDADES	1
1.1 Ubicación	1
1.2 Historia Minera	1
1.3 Trabajos Previos	4
1.4 Planteamiento del problema y alcances	5
1.5 Justificación	5
1.6 Finalidad y objetivos	6
1.7 Limitaciones de la Investigación	6
1.8 Estado del Arte	7
1.8.1 Las inclusiones fluidas	7
1.8.1.1 Clasificación	7
1.8.1.2 Requisitos para la validez del estudio de inclusiones fluidas	9
1.8.1.3 Cambios posteriores a la formación de las inclusiones fluidas	9
1.8.1.4 Aplicación en la exploración de minerales	10
1.8.1.5 Principios básicos del análisis termométrico	10
1.8.1.6 Estimación de la presión y la profundidad de Captura	13
1.8.2 Evolución isotópica de Plomo	15
1.8.2.1 Modelo de evolución de Plomo	16
1.8.2.2 Modelo de la Plumbotectónica	18
CAPITULO II: GEOLOGÍA, GEOCRONOLOGIA Y CONTEXTO TECTONICO	20
2.1 Síntesis regional	20
2.2 Trabajos realizados	21
2.3 Litoestratigrafía Regional	22
2.3.1 Rocas sedimentarias Mesozoicas (Jurásico – Cretácico)	22

INDICE (continuación)

2.3.2 Episodio Volcánico del Mioceno Inferior	24
2.3.2.1 Caldera Chinchón	25
2.3.3 Episodio Volcánico del Mioceno Medio	28
2.3.3.1 Caldera Poracota	29
2.3.3.2 Caldera Huayta	31
2.3.4 Episodio Volcánico del Mioceno Superior	33
2.3.5 Episodio Volcánico del Plioceno – Cuaternario	34
2.3.6 Depósitos Recientes	36
2.3.7 Comportamiento litogeoquímico entre Poracota y Chipmo	36
2.3.7.1 Elementos mayores y menores	36
2.3.7.2 Tierras raras (REE)	39
2.4 Tectónica Regional	41
2.4.1 Ambiente Tectónico en el yacimiento Calera Orcopampa	44
2.4.2 Ambiente Tectónico en la Mina Chipmo	46
2.5.3 Ambiente Tectónico en la Mina Poracota	49
2.4.1 Interpretación tectónica en Orcopampa y Poracota	51
CAPITULO III: ZONACIÓN, PARAGÉNESIS DE LA ALTERACIÓN HIDROTHERMAL Y MINERALIZACIÓN	54
3.1 Introducción	54
3.2 Alteraciones hidrotermales Poracota	55
3.2.1 Alteración Silíceo	55
3.2.1.1 Sílice Calcedónica	55
3.2.1.2 Silicificación	56
3.2.1.3 Alteración argílica avanzada	59
3.2.1.4 Alteración argílica	60
3.2.1.5 Alteración propilítica	60
3.3 Mineralización hipógena – Poracota	62
3.3.1. Manto Águila	62
3.3.2. Manto Dorado	65
3.3.3. Vetas Tardías Bonanza	67

INDICE (continuación)	
3.3.4 Secuencia paragenética	69
3.4 Alteraciones hidrotermales Chipmo	71
3.4.1 Cota 4500 a 4000msnm	74
3.4.2 Cota 4000 a 3540msnm	74
3.4.3 Menor a la cota 3540msnm	75
3.5 Mineralización hipógena – Chipmo	78
3.5.1 Mineralogía	78
3.5.2 Secuencia paragenética	78
3.5.2.1 Estadio 1	79
3.5.2.2 Estadio 2	79
3.5.2.3 Estadio 3	80
3.6 Asociaciones geoquímicas	83
3.6.1 Poracota	83
3.6.2 Chipmo	83
CAPITULO IV: FLUIDOS HIDROTERMALES	84
4.1 Objetivo	84
4.2 Equipamiento	85
4.3 Metodología	85
4.4 Tipos de inclusiones fluidas primarias	87
4.5 Composición del Fluido	89
4.6 Condiciones de presión y profundidad de entrapamiento	89
4.7 Distribución de las inclusiones fluidas, temperaturas de homogenización, y profundidad de captura de los diferentes estadios hidrotermales en Chipmo	90
4.7.1 Familia de Inclusiones fluidas asociadas con cuarzo-baritina, estadio 2B	91
4.7.2 Familia de inclusiones fluidas asociadas con cuarzo gris, estadio 2A	96
4.7.3 Familia de inclusiones fluidas asociadas con cuarzo blanco, estadio 3	100
4.7.4 Familia de Inclusiones fluidas asociadas con cuarzo euhedral, estadio 3	102

INDICE (continuación)

4.7.5 Familia de inclusiones fluidas secundarias en cuarzos petrogénicos – Chipmo	105
4.8 Resumen de las familias de inclusiones fluidas – Chipmo	107
4.9 Distribución de las inclusiones fluidas, temperaturas de homogenización, y profundidad de captura de los diferentes estadios hidrotermales en Poracota	111
4.8.1 Familia de Inclusiones fluidas en estadio temprano “Halos de alteración”	111
4.8.2 Familia de inclusiones fluidas del estadio principal “Pirita aurífera”	113
4.8.3 Familia de Inclusiones fluidas en el sub-estadio tardío “Bonanza”	118
4.8.4 Familia de inclusiones fluidas en cuarzos exóticos – Poracota	121
4.8.5 Resumen de las familias de inclusiones fluidas – Poracota	123
CAPITULO V: ISOTOPOS DE PB y SR	129
5.1 Objetivos	129
5.2 Materiales analizados y métodos analíticos	129
5.2.1 Procedimiento analítico	130
5.3 Dominios Isotópicos de Pb en los Andes Centrales	133
5.3.1 Naturaleza de la zona de Transición Norte (14 a 16° S)	136
5.3.2 Isótopos de Pb de los depósitos de oro y plata, relacionados a los dominios de Pb.	136
5.4 Resultados	139
5.4.1 Composición isotópica de Pb del vulcanismo miocénico en Poracota y Chipmo	140
5.4.2 Composición isotópica de Pb de la mineralización epitermal de Chipmo y Poracota	142
5.4.3 Correlación de las composiciones isotópicas de Pb entre el vulcanismo y la mineralización Miocénica	144
5.5 Síntesis de las composiciones isotópicas de Pb en Orcopampa y Poracota	146

INDICE (continuación)

5.5.1 Tendencias isotópicas de los depósitos epitermales de oro y plata en la región	150
5.6 Variaciones temporales de los isótopos de Sr y Nd en rocas volcánicas del sur del Perú	152
5.7 Resultados de isótopos de Sr en Chipmo y Poracota	152
CAPITULO VI: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	156
6.1 Discusión y Conclusiones	156
6.2 Recomendaciones y futuras investigaciones	164
REFERENCIAS	165

RELACION DE FIGURAS

<u>Figura</u>	<u>Página</u>
1.1 Distribución de los depósitos epitermales miocénicos de Poracota y Chipmo.	2
1.2 Ubicación política de Chipmo y Poracota.	2
1.3 Reservas y producción histórica en el distrito de Orcopampa y Poracota.	3
1.4 Clasificación de inclusiones fluidas según su composición.	8
1.5 Distribución idealizada de inclusiones fluidas.	8
1.6 Diagrama de fases P-T del agua.	12
1.7. Diagrama P – salinidad (wt % NaCl) en el sistema H ₂ O – NaCl.	14
1.8 Modelos de evolución de Pb.	18
1.9 Modelo de evolución de Pb para la plumbotectónica.	19
2.1 Sumario de edades isotópicas.	21
2.2 Mapa geológico regional.	23
2.3 Mapa geológico del distrito de Orcopampa.	27
2.4 Edades radiométricas relacionadas con las diferentes unidades volcánicas.	28
2.5 Mapa geológico distrital Poracota.	30
2.6 Diagrama TAS después de Wilson (1989) para rocas volcánicas.	37
2.7 Diagrama de subdivisión de series subalcalinas de las rocas volcánicas entre Chipmo y Poracota.	38
2.8 Diagrama Harker modificado.	38
2.9 Diagramas binarios de La/Yb, Sm/Yb versus SiO ₂ (%).	39
2.10 Abundancia de las REE en las rocas volcánicas miocénicas.	40
2.11 Concentraciones de REE y elementos traza normalizados a la corteza superior.	41
2.12 Plano tectónico regional.	42
2.13 Plano tectónico de Chipmo y Poracota.	43
2.14 Estereogramas exhibiendo el análisis cinemático para la veta Calera	46

RELACION DE FIGURAS (continuación)

<u>Figura</u>	<u>Página</u>
2.15 Análisis cinemático de la fallas en el área de Chipmo.	47
2.16 Análisis cinemático de las vetas en la mina de Chipmo.	48
2.17 Sección longitudinal de la veta Nazareno.	49
2.18 Estereogramas de las estructuras y fallas principales en la mina Poracota.	51
2.19 Modelo de deformación tectónica generalizada entre Chipmo y Poracota.	53
3.1 Plano de alteraciones Poracota.	56
3.2. Sección transversal a los mantos Águila y Dorado con la distribución de las alteraciones hidrotermales en Poracota.	57
3.3 Alteración silíceo en las estructuras mineralizadas Manto Águila y Dorado.	58
3.4 Contenido de elementos mayores y menores en rocas alteradas en Poracota.	59
3.5 Mineralogía y texturas de la alteración argílica avanzada. Poracota	61
3.6 Características mineralógicas del Manto Águila. Poracota.	63
3.7 Características mineralógicas del Manto Dorado. Poracota.	66
3.8 Características mineralógicas de las vetas tipo Bonanza. Poracota.	68
3.9 Paragénesis hipógena de la mineralización de oro en la mina Poracota.	70
3.10 Plano de alteraciones Chipmo.	72
3.11 Tipos de alteración argílica (A, B) y propilítica en superficie. Mina Chipmo.	73
3.12 Sección esquemática de la zonación vertical de la alteración hidrotermal en Chipmo.	75
3.13 Paragénesis principal de la alteración argílica avanzada. Mina Chipmo.	76
3.14 Secuencia paragenética esquemática de la mineralización en Chipmo.	78
3.15 Mineralización de oro nativo en el estadio 2A.	80
3.16 Características mineralógicas y texturales del estadio 2B.	81

RELACION DE FIGURAS (continuación)

<u>Figura</u>	<u>Página</u>
4.1 Tipo de inclusiones fluidas primarias.	88
4.2a Sección longitudinal de la veta Nazareno con la distribución de las familias de inclusiones fluidas (FIF) primarias	90
4.2b Sección transversal a las vetas en la mina Chipmo con la distribución de las familias de inclusiones fluidas (FIF) primarias	91
4.3 Textura y familia de inclusiones fluidas del estadio cuarzo – baritina.	92
4.4 Características texturales y mineralógicas del estadio cuarzo – baritina.	93
4.5 Gráfico de temperatura de homogenización & temperatura de fusión del hielo de las FIFs primarias del evento paragenético cuarzo-baritina. Mina Chipmo.	94
4.6 Gráfico de temperatura de homogenización & temperatura de fusión del hielo de las FIFs secundarias del evento paragenético cuarzo-baritina. Mina Chipmo.	95
4.7 Curvas de ebullición para soluciones de NaCl.	96
4.8 Textura y FIFs del estadio cuarzo gris, Chipmo.	97
4.9 Gráfico de temperatura de homogenización & salinidad de las FIFs primarias del evento paragenético cuarzo gris. Mina Chipmo.	98
4.10 Gráfico de temperatura de homogenización & salinidad de todas las familias de inclusiones fluidas del evento paragenético cuarzo gris. Mina Chipmo.	99
4.11 Características mineralógicas, texturas y FIFs del estadio cuarzo blanco.	101
4.12 Gráfico de temperatura de homogenización & salinidad de las todas las familias de inclusiones fluidas del evento paragenético cuarzo blanco. Mina Chipmo.	102
4.13 Características texturales del estadio cuarzo euhedral.	103
4.14 Familia de inclusiones fluidas del estadio cuarzo euhedral. Mina Chipmo.	104

RELACION DE FIGURAS (continuación)

<u>Figura</u>	<u>Página</u>
4.15 Gráfico de temperatura de homogenización & salinidad de las familias de inclusiones fluidas (FIF) primarias del evento paragenético cuarzo euhedral.	104
4.16 Gráfico de temperatura de homogenización & salinidad de las familias de inclusiones fluidas (FIF) primarias y secundarias de cuarzo euhedral.	106
4.17 FIF secundarias enmarcadas en el cuarzo primario. Veta Prometida.	108
4.18A Gráfico de salinidades versus principales estadios mineralizantes de la mina Chipmo.	108
4.18B Gráfico de temperatura de homogenización & salinidad de todas las muestras y familias de inclusiones fluidas primarias de la mina Chipmo.	109
4.18C. Sección idealizada de la distribución de los fluidos hidrotermales en Chipmo.	110
4.19 Distribución de las familias de inclusiones fluidas en Poracota.	111
4.20 Características petrográficas y texturales de las FIFs primarias del estadio “Halos de alteración”.	113
4.21 Temperatura de homogenización & salinidad de las todas las familias de inclusiones fluidas primarias del estadio paragenético “Halos de alteración”.	113
4.22 Temperatura de homogenización & salinidad de las todas las familias de inclusiones fluidas secundarias del estadio paragenético “Halos de alteración”.	114
4.23 Características petrográficas y texturales de las FIFs primarias del estadio “Pirita aurífera” asociado al cuarzo III.	116
4.24 Temperatura de homogenización & salinidad de las todas las familias de inclusiones fluidas primarias del estadio paragenético “Pirita aurífera”.	117
4.25 Temperatura de homogenización & salinidad de las todas las familias de inclusiones fluidas secundarias del estadio paragenético “Pirita aurífera”.	117

RELACION DE FIGURAS (continuación)

<u>Figura</u>	<u>Página</u>
4.26 Características petrográficas y texturales de las FIFs primarias del sub-estadio “Bonanza” asociado al cuarzo IV.	119
4.27 Temperatura de homogenización & salinidad de las todas las familias de inclusiones fluidas primarias del sub-estadio paragenético “Bonanza”. Poracota	120
4.28 Temperatura de homogenización & salinidad de las todas las familias de inclusiones fluidas primarias del sub-estadio paragenético “Bonanza”.	121
4.29 FIF primarias polifásicas en cuarzo exótico de la veta Soraya, Poracota.	122
4.30A Sección esquemática de la distribución de los fluidos hidrotermales de Poracota.	124
4.30B Gráfico de salinidades versus principales estadios mineralizantes en Poracota	125
4.31 Gráfico de temperatura de homogenización & salinidad de todas las muestras y familias de inclusiones fluidas primarias de Poracota.	126
4.32 Gráfico de temperatura de homogenización & salinidad relacionados a los diferentes tipos de inclusiones de fluidas	127
5.1 Mapa de la variación de las composiciones isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en los Andes centrales (13° S – 28° S).	135
5.2 Sección a escala cortical de los dominios de Pb.	135
5.3 Distribución de los depósitos minerales y los Dominios isotópicos.	138
5.4 Diagramas de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para rocas y sulfuros de diferentes depósitos.	138
5.5 Histograma de las composiciones isotópicas de Pb total.	139
5.6 Diagrama de ratio $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus edades referenciales de las muestras provenientes de las minas Chipmo y Poracota.	140

RELACION DE FIGURAS (continuación)

<u>Figura</u>		<u>Página</u>
5.7	Composiciones isotópicas actuales de Pb Uranogénico ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) y Thoriogénico ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) de las rocas volcánicas miocénicas en Chipmo y Poracota.	141
5.8	Composiciones isotópicas actuales de Pb Uranogénico ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) y Thoriogénico ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) de los diferentes minerales de mena de Chipmo y Poracota.	143
5.9	Composiciones isotópicas actuales de Pb Uranogénico ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) y Thoriogénico ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) de los diferentes minerales de mena de Chipmo y Poracota de los diferentes estadios paragenéticos, relacionados a sus rocas volcánicas hospedantes de edad miocénica.	145
5.10	Composiciones isotópicas de Pb Uranogénico ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) y Thoriogénico ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) de los diferentes estadios paragenéticos y rocas volcánicas miocénicas de los depósitos y algunos prospectos en las regiones de Orcopampa y Poracota.	147
5.11	Composiciones isotópicas de Pb de los depósitos epitermales de plata y oro en la región de Orcopampa y Poracota, comparado con algunos distritos mineros del norte de Chile.	151
5.12	Diagrama de edades versus ratios de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de rocas volcánicas terciarias del sur del Perú.	152
5.13	Ratios isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ con sus rangos de error analítico de baritina, anhidrita y calcita de los depósitos epitermales de Chipmo, Layo y Poracota.	153
5.14	Relaciones de la composición isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en los yacimientos del área en estudio.	154
5.15	Relaciones de la composición isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de la baritina con los ratios isotópicos $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de Poracota y Chipmo.	155

RELACION DE FIGURAS (continuación)

<u>Figura</u>		<u>Página</u>
6.1	Edades (Ma) versus diversos eventos volcánicos y sus respectivas actividades hidrotermales de la franja metalogénica Puquio – Caylloma.	158
6.2	Temperatura de homogenización & salinidad de las FIFs de los depósitos epitermales conocidos de la franja Metalogénica Puquio – Caylloma.	162

RELACION DE CUADROS

<u>Cuadro</u>		<u>Página</u>
1.1	Valores de los isótopos de Pb, μ y ω , para el modelo de evolución de plomo en doble estadio.	17
3.1	Contenido de oro por alteraciones hidrotermales en Poracota.	55

RESUMEN

Los yacimientos de Chipmo y Poracota forman parte de los depósitos epitermales miocénicos de oro y plata de los Andes centrales en el sur del Perú, entre los 3900 y 4900 metros sobre el nivel del mar. La producción desde sus inicios en el año 1998 a la fecha supera los 1,5 millones de onzas de Oro con un recurso histórico mayor a los 3 millones de onzas, donde el 95 % proviene de la mina Chipmo. El vulcanismo en la región abarca complejas calderas, domos y estratovolcanes de composición riolítica a andesítica, corresponden a una serie de magmas calcoalcalinos ricos en K con un notable decaimiento de Rb, Ba, Ta y Nb. El vulcanismo está asociado principalmente a la fase tectónica Quechua (I, II, III; Neógeno).

La actividad magmática se inicia ~ 23 Ma con la erupción de los volcánicos Santa Rosa, asociados a múltiples estratovolcanes discordante a la formación de la caldera de colapso Chinchón (~ 20 Ma). Seguidamente se formaron múltiples domos y lavas de composición dacítica a andesítica denominados Volcánicos Sarpane. Después de un hiato en la actividad volcánica de ~ 5 Ma, se formaron erupciones de coladas piroclásticas denominados como Toba Jallua (~ 14 Ma) y Toba Chipmo (14,2 Ma) que se depositaron contemporáneos a la formación de la caldera de colapso Huayta (11 Ma a 12 Ma) y la caldera Poracota (~ 14 Ma).

En el área de estudio cinco fases de deformación fueron determinadas (D1, D2, D3, D4 y D5), las fases D2 y D3 están relacionadas a la mineralización de Chipmo y Poracota. La fase D2 tiene un σ_1 variable en la dirección E-0 y ENE-OSO; las principales vetas en Chipmo (Nazareno y Prometida) se formaron en fallas de rumbo con movimiento dextral (a veces normal), tienen rumbos de N45° - 75° E; esta fase es transcurrente e intramineral, indicando un régimen tectónico transtensivo. La deformación D3 es transcurrente, documentados solamente en Poracota, fallas regionales andinas de movimiento sinistral, formaron fallas de rumbo sinistral E-O de buzamientos convergentes; estos originaron fallas de rumbo NE con movimientos dextral y la formación de las vetas 1900 y Soraya. Un dominante régimen tectónico transpresivo actuó durante la actividad hidrotermal y mineralización en Poracota.

La paragénesis de la alteración hidrotermal en los depósitos de oro de Poracota (13,7 Ma) y Chipmo (18,1 Ma; Oro - telururos de Au) tienen filiación epitermal de alta sulfuración (alteración silíceo, argílica avanzada, argílica y propilítica), mostrando dos periodos diferentes de actividad hidrotermal.

En Poracota tres estadios principales de mineralización han sido definidos. El primer estadio "Halos de alteración" relacionada a la primera generación de pirita asociado a cuarzo I y II. El cuarzo II contiene familias de inclusiones fluidas (FIF) primarias bifásicas (Lw) con temperaturas de homogenización (Th) entre 265,1° a 295,7 °C y salinidades que varían de 1,5 % a 4,3 wt % NaCl eq. El segundo estadio "Pirita aurífera" está relacionada a los mantos Águila y Dorado, están conformados por tres generaciones de sílice/cuarzo (cuarzo III), tienen textura porosa y granular, están asociados a oro (<10 μ m), pirita, enargita, baritina y azufre nativo. Este estadio contiene FIFs primarias bifásicas (Lw) y esporádicamente inclusiones ricas en vapor (Vw), las Th varían de 282,5° a 388,6 °C y salinidades de 2,2 % a 17,4 wt % NaCl eq. Procesos de dilución y mezcla de fluidos dieron lugar a la formación de estos dos estadios. Volúmenes significativos de vapores magmáticos (*steam heated*) predominan en la mezcla posterior con aguas meteóricas someras. El sub-estadio tardío "Bonanza" ocurre solo en vetas de dirección noreste, está compuesto por una brecha tectono-hidrotermal con matriz de cuarzo gris (cuarzo IV) asociado a pirita, trazas de enargita, baritina, dickita y alunita. El oro nativo ocurre diseminado formando agregados milimétricos. Las FIFs primarias en baritina y cuarzo IV son bifásicas y trifásicas que coexisten con inclusiones ricas en vapor, demostrando ebullición con captura heterogénea a una Th media de 345,4 °C y salinidades de 22,8 % a 32,2 wt % NaCl eq. Este sub-estadio está formado por fluidos magmáticos en ebullición; este cambio en la composición del fluido y la separación de vapores magmáticos de las fases líquidas más densas y saturadas, favorece la deposición de oro que fue transportado en la fase vapor. Probablemente el cambio en la dirección de compresión (σ_1) marcaría el ascenso de fluidos magmáticos salinos a alta presión.

Las presiones se incrementan con el tiempo, en el estadio temprano es de 66 bars pasando a 150 en el estadio principal y finalizando en el estadio tardío en 157 bars. El sistema epitermal se ha formado en condiciones de presión intermedia menores a las litostáticas en un sistema confinado. Clastos de cuarzo exótico en la veta Soraya están compuestas por FIFs polifásicas,

corresponden a fluidos hipersalinos (30 % a 37 wt % NaCl eq.) en ebullición, asociado a fluidos magmáticos pre-epitermal.

En cambio, tres estadios principales han sido definidos en Chipmo. El estadio 2 es el principal portador de la mineralización, conformado por cuarzo gris quien fue el primero en depositarse, asociado a oro nativo con tamaños menores a 50 μm . Texturas en mosaico son típicas, asociado a FIF primarias bifásica (Lw). La Th varía de 245,8° a 285,0 °C y salinidades entre 0,4 % a 4,9 wt % NaCl eq. Posteriormente se formó el estadio cuarzo-baritina donde el oro se encuentra en telururos, principalmente como calaverita (75 %) y complejos telururos de oro, plata y bismuto. La baritina presenta texturas tipo *lattice bladed* donde, se observaron la coexistencia de inclusiones fluidas primarias Tipo Lw e inclusiones de vapor con evidencias de ebullición con captura homogénea a Th entre 219,6° y 312,4 °C y salinidades que están próximas a cero (valor máximo de 1,5 wt % NaCl eq.). Esta se formó a 550 m por debajo del paleo-nivel freático, según las FIF estudiadas se han evidenciado dos tipos de fluidos. En el estadio 3, el cuarzo blanco tiene texturas de reemplazamiento pseudomórfico y masivo con FIF bifásicas, Th varían de 244,1° a 281,2 °C y salinidades de 0,2 % a 1,5 wt % NaCl eq., mientras que en el cuarzo euedral tardío se caracteriza por texturas en peine, sus Th varían de 244,5 °C a 288,1 °C, salinidades están en el orden de 1 % a 2 wt % NaCl eq.

La transición a fluidos menos salinos que alcanzan la ebullición (aumento de inclusiones de fase vapor), favorece a la deposición de los telururos. Es posible que los telururos puedan ser transportados en la fase vapor y el oro en la fase líquida. Importantes pulsos tectónicos extensionales en un régimen estructural transtensivo, favoreció a la deposición de oro y telururos. Paleo-profundidades en el tiempo de la actividad hidrotermal varían de 550 m a 591 m, indicando niveles de erosión entre 300 m a 400 m en referencia a la veta Nazareno. FIFs secundarias obtenidas de las microfracturas de los cuarzos petrogénicos en la veta Prometida, corresponden a fluidos salinos –no saturados– ricos en CO_2 proceden de mineralización tipo pórfido.

La baritina sería un indicador de ebullición en sistemas de alta sulfuración de Au, Ag de edad miocénica en el sur del Perú. Los fluidos hidrotermales en Chipmo y Poracota son diferentes en comparación a otros depósitos epitermales en la región como Calera, Shila, Paula, Caylloma y Arcata. No obstante, estudios de inclusiones fluidas deben ser utilizados en la exploración mineral.

Existe una ligera disminución en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre el vulcanismo Sarpane del Mioceno inferior ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,697\text{-}18,825$) al vulcanismo de la caldera Poracota ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,598\text{-}18,697$) del Mioceno medio. Las rocas volcánicas tienen un amplio aporte de la corteza superior relacionado a la fase de deformación tectónica Quechua. La mineralización de Chipmo es más radiogénica que sus rocas volcánicas hospedantes, muestra una tendencia isotópica lineal con un amplio rango ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,513\text{-}18,787$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,509\text{-}15,745$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,393\text{-}39,044$). El aporte de las rocas volcánicas del Mioceno inferior es insignificante. El $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en las baritinas de Chipmo son más radiogénicas ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,707568 a 0,708718) que Poracota. Este incremento de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ refleja una modificación en el origen del Sr inicial magmático por contribución de Sr radiogénico debido a remobilizaciones de fluidos provenientes de su propia mineralización. Dos fuentes contribuyeron a la formación del vulcanismo y mineralización en Chipmo, una magmática que pudo haber evolucionado de una cámara magmática poco profunda y la otra un basamento Paleozoico.

En contraste, los estadios de mineralización aurífera en Poracota, contienen rangos isotópicos restringidos ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,612\text{-}18,623$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,607\text{-}15,623$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,619\text{-}38,679$), isotópicamente no han sido homogenizados. La mineralización está directamente relacionada a la caldera Poracota, demostrando que son de la misma fuente magmática. Los rangos isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en las baritinas de Poracota varían de 0,706020 a 0,706200, indicando que el Sr es proveniente de rocas con bajos ratios Rb/Sr, típicas de la base de la corteza continental.

La mineralización aurífera de Chipmo demostró tener una tendencia lineal isotópica de Pb; similar tendencia ha sido evidenciada en otros depósitos epitermales importantes de Au y Ag en la región, tales como Calera y Shila; dichas tendencias han sido formados por fluidos de evolución compleja y de múltiples fuentes que pueden ser utilizado como guía en la exploración mineral.

ABSTRACT

The deposits of Chipmo and Poracota are part of the Miocene epithermal deposits of gold and silver in the central Andes in southern Peru, between 3900 and 4900 meters above sea level. The production since its beginnings in 1998 to date exceeds 1.5 million ounces of gold with an historical resource of 3 million ounces, where 95 % comes from the mine Chipmo.

The volcanism in the region covers complex calderas, domes and stratovolcanos of rhyolitic to andesitic composition, relate to a series of calc-alkaline magmas rich in K with a marked decline of Rb, Ba, Ta and Nb. The volcanism is associated mainly to Quechua tectonic phase (I, II, III; Neogene).

The magmatic activity begins ~ 23 Ma with the volcanic eruption of the Santa Rosa, associated with multiple stratovolcanos discordant to the formation of the Chinchón collapse caldera (~ 20 Ma). Following multiple domes and lava flows were formed of composition dacitic to andesitic named Sarpane Volcanic. After a hiatus in the volcanic activity of ~ 5 Ma, there formed eruptions of piroclastics flows called Jallua Tuff (-14 Ma) and Chipmo Tuff (14.2 Ma) that were deposited contemporary to the formation of the Huayta collapse caldera (11 Ma to 12 Ma) and the Poracota caldera (~ 14 Ma).

In the study area five phases of deformation were determined (D1, D2, D3, D4 and D5), stages D2 and D3 are related to the mineralization of Poracota and Chipmo. Phase D2 has a σ_1 variable in the E-0 and ENE-OSO direction; main veins in Chipmo (Nazareno and Prometida) were formed in strike-slip faults with right-lateral sense (sometimes normal-slip), have orientation N45° - 75 °E; this phase is transcurrent and intramineral, indicating a transtensional regime. The deformation D3 is transcurrent, documented only in Poracota, andean regional faults of left-lateral sense with to formed left-lateral strike-slip faults of convergent dips; they started right-lateral strike-slip faults of NE direction and the formation of the 1900 and Soraya veins. A dominant transpressive tectonic regime acted during hydrothermal activity and mineralization in Poracota.

The paragénesis of hydrothermal alteration in the Poracota gold deposits (13,7 Ma) and Chipmo (18,1 Ma; Gold - telurides Au) have high sulphidation epithermal affiliation (siliceous alteration, advanced argillic, argillic and propylitic), showing two different periods of hydrothermal activity.

In Poracota three main stages of mineralization have been defined. The first stage "Alteration halos" related to the first generation of pyrite associated with quartz I and II. The quartz II contains families of fluid inclusions (FIF) primary biphasic (Lw) with temperatures of homogenization (Th) between 265,1° to 295,7 °C and salinity ranging from 1,5 % to 4,3 wt% NaCl eq. The second stage "Auriferous pyrite" is related to the Águila and Dorado mantles, they are formed by three generations of silica / quartz (quartz III), they have a porous and granular texture, are associated with gold (< 10 μ m), pyrite, enargite, barite and native sulphur. This stage have FIFs primary biphasic (Lw) and sporadically inclusions rich in vapour (V_w), Th vary from 282,5° to 388,6 °C and salinity of 2,2 % to 17,4 wt % NaCl eq. Processes dilution and mixing fluids led to the formation of these two stages. Significant volumes of magmatic vapour (steam heated) predominate in the later mix with meteoric shallow waters. The late sub-stage "Bonanza" occurs only in veins of northeast direction, it is composed of a tectonic-hydrothermal breccia with matrix of quartz gray (quartz IV) associated with pyrite, trace enargite, barite, dickite and alunite. The native gold happen scattered forming added millimetric. The primary FIFs barite and quartz IV are biphasic and triphasic coexisting with inclusions rich in vapour, demonstrating boiling with heterogeneous capture to a Th average of 345,4 °C and salinity of 22,8 % to 32,2 wt % NaCl eq. This sub-stage consists of magmatic fluids in boiling; this change in the composition of the fluid and the separation of magmatic vapors of the liquid phases more dense and saturated, favors the deposition of gold which was moved to the phase vapour. Probably the change in the direction of compression (σ_1) would mark the rise of saline magmatic fluids under high pressure.

The pressures are increasing with time, in the early stage is 66 bars passing to 150 in the main stage and ending at the late stage in 157 bars. The system epithermal has been formed in conditions of pressure intermediate minors to the litostáticas in a system confined.

Clasts of exotic quartz in the Soraya vein are composed of polyphasic FIFs, relate to hypersaline fluids (30% to 37 wt% NaCl eq.) in boiling associated with magmatic fluids pre-epithermal.

By contrast, three main stages have been defined in Chipmo. The Stage 2 is the main carrier of mineralization, composed of gray quartz which was the first to deposited, associated with native gold with smaller sizes than 50 μm . Textures in mosaic are typical associated with primary biphasic FIF (Lw). The Th varies from 245,8° to 285,0 °C and salinity between 0,4 % to 4,9 wt % NaCl eq. Later the stage quartz-barite was formed where gold is in tellurides, mainly as calaverite (75%) and complex gold - silver - bismuth tellurides. The barite presents textures type lattice bladed where were observed the coexistence of primary fluid inclusions type Lw and vapour with evidence of boiling with homogeneous capture to Th between 219,6° and 312,4 °C and salinity that are close to zero (maximum value of 1,5 wt % NaCl eq.). This was formed to 550 m below the paleo-freatic level, according to FIF studied two types of fluid have been shown. In stage 3, the white quartz has textures and massive pseudomorphic replacement with FIF biphasic, Th vary from 244,1° to 281,2° C and salinity of 0,2 % to 1,5 wt % NaCl eq., while euhedral late quartz is characterized by textures comb, its Th vary from 244,5° to 288,1 °C, salinities are in the order of 1 % to 2 wt % NaCl eq.

The transition to fluids less saline they reach the boiling (increase of inclusions of vapour phase), favours the deposition of tellurides. It is possible that tellurides can be transported into the vapor phase and the gold in the liquid phase. Important extensional tectonic pulses in a structural transtensional regime, favored the deposition of gold and tellurides. Paleo-deep in time of the hydrothermal activity vary from 550 m to 591 m, indicating levels of erosion from 300 m to 400 m in reference to the Nazareno vein. Secondary FIFs obtained from the microfractures of the petrogenic quartz in the vein Prometida relate to non-saturated saline fluids-rich in CO_2 from mineralization porphyry-type.

The barite would be an indicator of boiling in systems in high sulphidation of Au, Ag of Miocene age in southern Peru. The hydrothermal fluids at Chipmo and Poracota are different compared to other epitermales deposits in the region as Calera, Shila, Paula, Caylloma and Arcata. However, studies of fluid inclusions should be used for mineral exploration.

There is a slight decrease in $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ between volcanism Sarpane of lower Miocene ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,697-18,825$) to volcanism of the Poracota caldera ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,598-18,697$) of the middle Miocene. The volcanic rocks have extensive input from the upper crust related to the phase of tectonic deformation Quechua. The mineralization of Chipmo is more radiogenic than its hosting volcanic rocks they show a linear isotope trend with a wide range ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,513-18,787$, $15,509-15,745$ and $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 208\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,393-39,044$). The contribution of volcanic rocks of the lower Miocene is insignificant. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in barite of Chipmo are more radiogenic ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of 0,707568 to 0,708718) than Poracota. This increase of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ reflects a change in the origin of magmatic initial Sr by contribution of radiogenic Sr due to remobilizations of fluid coming from its own mineralization. Two sources contributed to the formation of volcanism and mineralization in Chipmo, a magmatic that could have evolved from a shallow magmatic chamber and the other a Paleozoic basement.

In contrast, the stages of gold mineralization in Poracota, contain isotopic restricted ranges ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,612-18,623$, $15,607-15,623$ and $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 208\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,619-38,679$), isotopes have not been homogenized. This mineralization is directly related to the Poracota caldera, showing that they are from the same source magma. The isotopic ranges of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in barite of Poracota vary from 0.706020 to 0.706200, indicating that he is coming from rocks with low ratios Rb/Sr, typical of the base of the continental crust.

The gold mineralization of Chipmo showed a linear trend isotope of Pb; a similar trend has been evident in other major epitermales deposits of Au and Ag in the region, such as Calera and Shila, and these trends have been formed by fluid of complex developments and multiple sources that can be used as a guide in mineral exploration.

AGRADECIMIENTOS

La presente investigación fue posible gracias al invaluable apoyo de Compañía de Minas Buenaventura S.A.A. en las personas de Don Alberto Benavides de la Quintana, Presidente de Directorio y al Doctor Cesar Vidal Cobián Gerente de Exploraciones, por su constante aliento para el desarrollo de la investigación.

Agradezco el apoyo recibido de los organizadores del Programa Internacional de Maestría de la Red – Desir, así como a todos los que con su esfuerzo y dedicación han logrado el desarrollo de este proyecto.

Un especial reconocimiento a los doctores Ricardo Castroviejo y Colombo Tassinari por sus labores de dirección, observaciones y sugerencias para llevar a buen término esta Tesis.

A las autoridades y profesionales de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de la universidad Politécnica de Madrid por el apoyo brindado durante mi estancia en España y permitir el uso del Laboratorio de Microscopía Aplicada y de inclusiones fluidas.

Así mismo, agradezco de manera especial al equipo de profesionales que integran el Laboratorio de Geocronología del Instituto de Geociencias de la Universidad de São Paulo, por sus sugerencias y apoyo brindado.

A los compañeros Hernán Tanabe, Mariela Tuccio, Julio Reyno, Rosario Carrión, Isabel Moran y Alex Arce por las facilidades y el apoyo brindado para el desarrollo y culminación de este estudio.

Agradecimientos especiales a los ingenieros Mario Rosas, Andrés Condori, de igual manera a Julio Cahuana, Carlos Villon, Juan José Carlos, Ángel Sabastizagal, Julio Meza y a los colegas y trabajadores del área de geología de Buenaventura, por su colaboración en los trabajos de campo realizados en las minas Chipmo y Poracota.

Una especial gratitud a mis amigos: Marcelo Imaña por sus acertadas sugerencias, Rolando Ligarda y Ronner Bendezú por sus atinadas observaciones y sin dejar de agradecer a Brian Towley.

A mis amigos de maestría Jorge Acosta, Cosme Pérez, Darwin Romero, Andrés Yparraguirre y a todos por su valiosa amistad.

A mi esposa Karol
Con su amor contiene toda mi vida,
me siento feliz con sus deseos de
superación e incalculable apoyo,
fortalece mis decisiones

A mis padres Juana y Eliseo,
Fuentes de inspiración
que siempre me apoyan y aconsejan
que viven pendientes de mi.
A mis hermanos Dante y Carolina
y mis sobrinos Marcelita y Gabrielito
que siempre están en mi mente.

CAPITULO I

1. GENERALIDADES

1.1. Ubicación

Los yacimientos de Chipmo y Poracota forman parte de los depósitos epitermales miocénicos de oro y plata de los Andes Centrales en el sur del Perú, entre los 3900 y 4900 metros sobre el nivel del mar (Figura 1.1). Políticamente pertenecen a las provincias de Castilla y Condesuyos en la región de Arequipa.

Se llega por vía aérea mediante la ruta Arequipa - Orcopampa por vuelos particulares de la Unidad de Producción Orcopampa. Por tierra se tiene dos alternativas: la primera une Arequipa - Sibayo - Cailloma - Orcopampa con un recorrido de 320 km y la segunda, sigue la ruta Arequipa - Aplao - Viraco - Orcopampa con una distancia de 370 km. Una vez en Orcopampa, la ruta al Proyecto Poracota sigue el recorrido Orcopampa - Umachulco - Poracota con una distancia de 30,5 km por carretera afirmada (Figura 1.2).

1.2. Historia Minera

Las primeras labores mineras datan de la época colonial. Orcopampa fue mencionada en las memorias de los virreyes, indican que la producción de Orcopampa entre los años 1786 a 1833 fue de 10 000 marcos de plata (~ 74 000 onzas). El Distrito fue abandonado desde 1842 hasta 1910, año que se formó el Sindicato Minero de Orcopampa, quienes continuaron con los trabajos mineros.

Compañía de Minas Buenaventura inicia sus operaciones desde la década de los sesenta produciendo setenta toneladas cortas (TC) por día, incrementando a 500 TC en la década de los setenta. A finales de los setenta y a principios de los ochenta se descubre la veta Calera, que ha mantenido la vida de la mina hasta 1998. La producción total de estas vetas argentíferas (Calera, Manto, Santiago, Santa Rosa y Tudela) fue de ~ 69 millones de onzas de plata y aproximadamente 0,66 millones de onzas de oro.

Los primeros trabajos de exploración en Chipmo se iniciaron en la veta Prometida en el año 1991. Durante 1995 a 1998 se efectuaron campañas de sondajes diamantinos y labores mineras para reconocer la veta Prometida en profundidad, conjuntamente con las vetas Nazareno y Natividad.

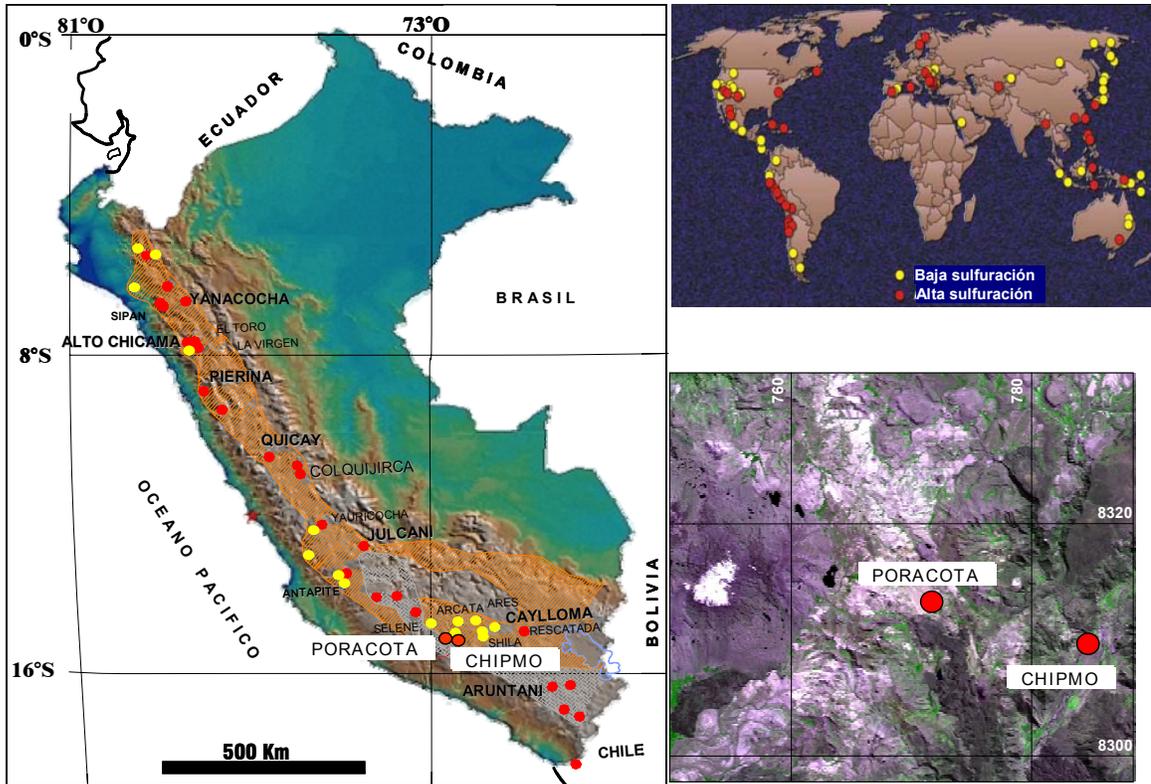


Figura 1.1: Plano de ubicación de los depósitos de Poracota y Chipmo en la cadena volcánica miocénica de los Andes en el sur de Perú, que albergan importantes depósitos epitermales.

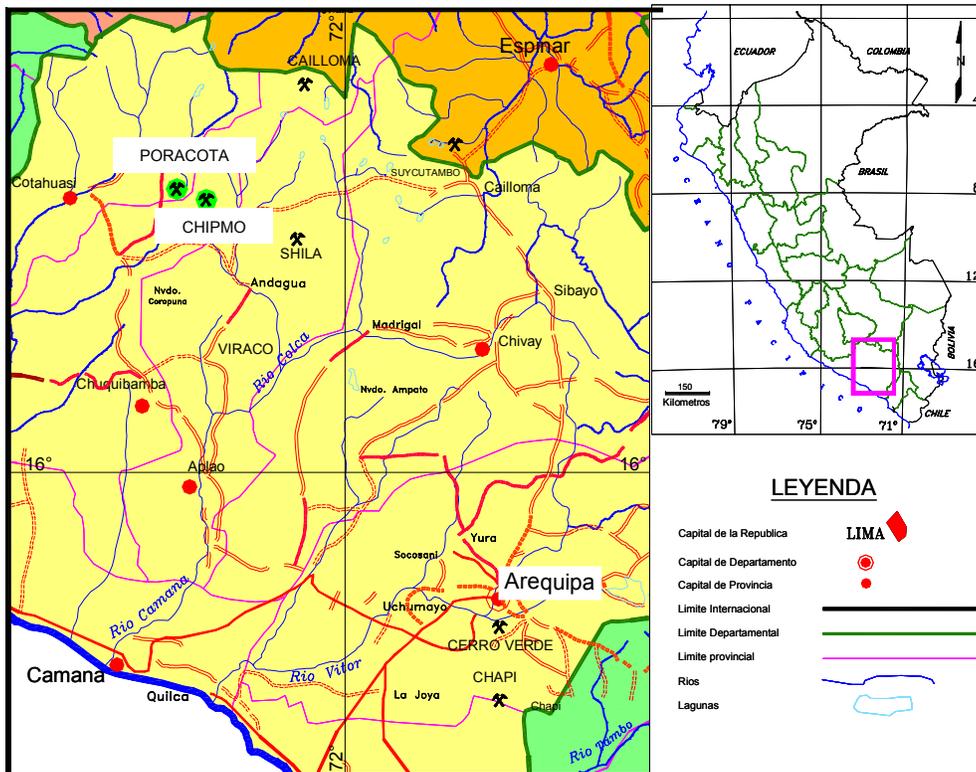


Figura 1.2 Ubicación política de Chipmo y Poracota.

La producción de oro desde sus inicios en 1998 hasta diciembre del año 2005 fue de 0,97 millones de onzas, principalmente de la veta Nazareno. Las reservas y recursos son superiores a 1,28 millones de onzas de oro. Actualmente tiene una producción de 3000 toneladas por día (Figura 1.3).

La mina Poracota ubicada al noroeste de Chipmo ha sido objeto de diversas campañas de exploración entre los años 1995 y 2000, por compañías de exploración tales como Minera Teck Perú S.A. y Minera del Suroeste S.A.

Entre los años 2002 y 2005 Buenaventura en acuerdo con Minera del Suroeste S. A., toma la decisión de realizar trabajos de exploración en el proyecto, con el objetivo de buscar vetas de alta ley en oro y plata, así como cuerpos silíceos oxidados.

En la actualidad los mantos y vetas auríferas contienen recursos superiores a 0,50 millones de onzas de oro en sulfuros, manteniendo una producción diaria de 500 toneladas por día.

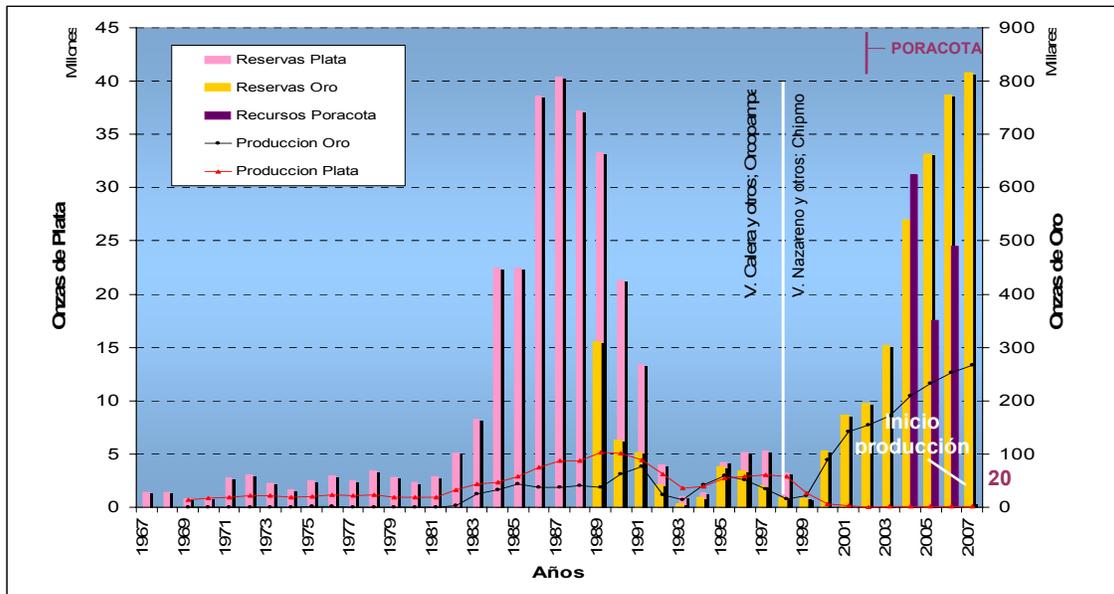


Figura 1.3 Reservas y producción histórica en el distrito de Orcopampa. La mina Poracota inicio sus operaciones en el año 2007.

1.3. Trabajos Previos

Son muy extensos y numerosos los trabajos de investigación y reportes que conciernen a Orcopampa. Son de tomar en cuenta los trabajos regionales de Swanson (1998), este autor define la estratigrafía volcánica del Terciario y data las edades de estructuras mineralizadas en la zona de Orcopampa. Posteriormente Noble (1999, 2002) mediante reportes internos y publicaciones científicas modifican y complementa estos estudios. Muchos trabajos de la evolución tectónica en el Distrito de Orcopampa se han desarrollado en la década de los noventa; es de importancia mencionar los trabajos de Caddey (1999a, 1999b, 1999c). El define las fases de deformación tectónica en el Distrito minero de Orcopampa, dando énfasis a las vetas Calera, Nazareno y Prometida. Recientemente, Nelson (2005) define los esfuerzos de deformación y caracteriza los controles estructurales en las estructuras mineralizadas de los distritos de Orcopampa, Poracota y Shila. Petersen y Dietrich, a partir del año 2000, realizaron trabajos detallados de geoquímica y geología económica en las vetas de la mina Chipmo. Ellos inicialmente definen la zonación geoquímica de las vetas y sus elementos guía. Gibson (1992) y Gibson *et al.* (1990, 1993, 1995), Petersen y Braxton (1966, 1993, 1990, 1997, 1999), estudiaron en detalle el sistema de las vetas Calera y Orcopampa. En los últimos años, mediante reportes internos de Compañía de Minas Buenaventura fue nutriendo el conocimiento de la geología económica de las vetas de la mina Chipmo y alrededores. Entre estos cabe señalar las publicaciones de Mayta *et al.* (1995), Mayta (1999) y Salazar *et al.* (2003). Desde el nuevo milenio Aranda, Gagliuffi y otros vienen realizando estudios de microscopía electrónica de barrido y estudios convencionales petrográficos y mineragráficos, incrementando el conocimiento de la mineralización en las vetas de Chipmo y alrededores.

En cambio la literatura referida a la mina Poracota y su entorno, es escasa; entre los informes técnicos de corte económico destacan los de Bradford (1999) y Jensen (1996, 1998), quienes documentan y publican los trabajos de exploración en el Distrito, describen la geología del yacimiento Poracota y sus alrededores. Miranda *et al.* (2002, 2003, 2004, 2005) definen más en detalle la geología de la caldera volcánica, la alteración y mineralización de las estructuras mineralizadas. Sáez (2003a, 2003b, 2003c y 2003d) describe la petrología y mineragrafía de los mantos y vetas. Mauler (2003a, 2003b) y Ocharan (1999a, 1999b, 2002, 2005a, 2005b, 2005c); mediante microscopía electrónica

de barrido, analizan las relaciones mineralógicas y paragenéticas de las menas, Vidal (2005) define la paragénesis de la mineralización en Poracota y analiza las condiciones mineralúrgicas del yacimiento.

1.4. Planteamiento del problema y alcances

Los eventos volcanológicos en la región están ampliamente estudiados y la geocronología de estos eventos con las mineralizaciones ha sido documentada. El conocimiento tectónico y sus controles estructurales a escala local y distrital en la región ya fueron estudiados. Faltaría por entender la cinemática de nuevas ocurrencias minerales. La veta Calera en Orcopampa ha sido motivo de múltiples investigaciones por varias décadas. En las minas Chipmo y Poracota se tiene un amplio conocimiento de la geología, geoquímica y mineralización de las estructuras. A nivel de la exploración se ha definido las edades de las mineralizaciones y sus diversas paragénesis. No se conoce la geoquímica de los fluidos hidrotermales, sus génesis y los modelos de formación. Estos aspectos pueden abordarse mediante estudios de inclusiones fluidas e isótopos estables. En Chipmo y Poracota no existe información del comportamiento multi-isotópico de las menas, sus relaciones genéticas con las rocas huésped y las fuentes de su formación. Mediante estudios de isótopos de Pb y Sr pretendo precisar estas interrogantes.

1.5. Justificación

El Distrito minero de Orcopampa contiene una concentración de metales preciosos de clase mundial. La producción total en las vetas argentíferas (Calera, Manto, Santiago, Santa Rosa y Tudela) de baja sulfuración ($Ag/Au \geq 500$) — que se explotaron hasta 1998— fue de ~ 69 millones de onzas de plata y ~ 0,66 millones de onzas de oro. En el año 1991 fueron descubiertas las vetas auríferas de Chipmo. La producción desde sus inicios en el año 1998 a diciembre del año 2005 fue de 0,97 millones de onzas, principalmente de la veta Nazareno. Las reservas y recursos son superiores a 1,28 millones de onzas de oro.

La mina Poracota adyacente a la de Chipmo ha sido objeto de diversas campañas de exploración, desde el año 1995 hasta la actualidad. Los mantos y vetas auríferas contienen recursos superiores a 0,50 millones de onzas de oro en sulfuros.

Es importante realizar estudios de investigación detallada en las menas mineralizadas para comprender mejor sus comportamientos y orígenes. Desde el año 2000 hasta la actualidad no existen trabajos de investigación sobre los nuevos descubrimientos que contienen recursos geológicos superiores a los 2 millones de onzas de oro.

En consecuencia se propone investigar la geoquímica de los fluidos hidrotermales y las características multi-isotópicas de las menas de oro en la mina Chipmo y Poracota especialmente de la mineralización tipo bonanza. Por lo tanto, los objetivos de la presente tesis deben entenderse como un primer ensayo para la aplicación en futuros programas de exploración, cuyos resultados habrán de ser puestos a prueba en futuras campañas.

1.6. Finalidad y objetivos

- Caracterizar los diferentes tipos de fluidos hidrotermales y el comportamiento de los isótopos de Pb y Sr de las menas en Chipmo y Poracota.
- Definir los controles y mecanismos de precipitación para la mineralización de oro tipo Bonanza¹ en Poracota y Chipmo.
- Definir las relaciones de la tectónica con las condiciones isotópicas de las menas y el comportamiento de los fluidos hidrotermales en ambas minas para obtener guías de exploración.

1.7. Limitaciones de la Investigación

Las características de los fluidos hidrotermales y los comportamientos isotópicos de las menas, son de mayor interés en la tesis. No son de objeto del presente estudio los trabajos y estudios detallados referentes a la geología estructural, geoquímica –caso Chipmo–, geofísica ni trabajos geoestadísticos. No se abordará estudios mineralógicos y geocronológicos.

¹ Bonanza: Concentración mineral con altas leyes de Au y Ag, con valor mayor a US\$ 1,000/tonelada.

1.8 Estado del Arte

1.8.1 Las inclusiones fluidas

Las inclusiones fluidas son cantidades pequeñas de fluidos atrapados en cristales durante su crecimiento o bien introducidas a lo largo de microfracturas y clivajes después de la cristalización del mineral que los contiene. Los fluidos guardan relación con los procesos hidrotermales que han ocurrido en dicho depósito de minerales (Shepherd *et al.*, 1985).

Gracias a estas evidencias, se supone que las inclusiones fluidas han conservado las propiedades químicas y físicas de las soluciones originales, y se les considera como muestras directas de las fases volátiles. Para ello deben cumplirse ciertos requisitos indispensables que son la base del estudio de inclusiones fluidas. Los resultados de los estudios microtermométricos contribuyen a conocer su temperatura, presión, densidad y composición de los fluidos que originaron la mineralización.

1.8.1.1 Clasificación

Al principio Nash (1976) propuso una clasificación referida a la composición de las inclusiones fluidas (Figura 1.4) donde distinguió cuatro tipos: a) Tipo I: tienen moderada salinidad y presentan una fase líquida de agua y otra fase gaseosa de vapor de agua con diferente volumen según la temperatura de captura. b) Tipo II, son ricas en gas (normalmente vapor de agua con más del 60 % de la inclusión, suelen interpretarse como buenos indicadores de ebullición, especialmente cuando coexisten con las de tipo I; aunque sean predominantemente acuosas, pueden contener algo de CO₂; c) Tipo III, tienen alta salinidad y contienen pequeños cristales (minerales hijos) de halita de hábito cúbico a veces junto con silvita, anhidrita, hematita, pirita, calcopirita, magnetita, etc., los cuales pueden identificarse por sus características ópticas o cristalográficas o por técnicas de microanálisis, etc; d) Tipo IV, tienen alto contenido de CO₂, con una relación CO₂/H₂O variable pero casi siempre comprendida entre 3 % y 30 % del volumen (in Velasco, 2004).

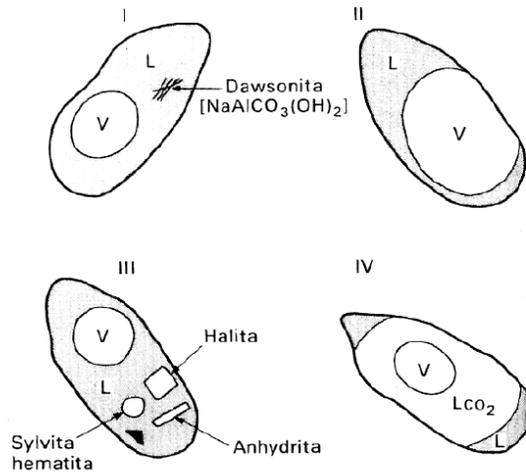


Figura 1.4 Clasificación de inclusiones fluidas según su composición. (Nash, 1976).

L: líquido acuoso, V: vapor, L CO₂: líquido CO₂.

Roedder (1979) clasificó las inclusiones fluidas según su origen en: a) Primarias (P), identificadas por su desarrollo en las zonas de crecimiento de un cristal; b) Secundarias (S), se forman en microfracturas, planos de cizalla o planos de maclas de deformación en un cristal, las cuales son atrapadas durante la obturación de una fractura. Mas adelante, el mismo Roedder (1984) introdujo un nuevo tipo de inclusiones: c) Seudosecundarias (PS), son inclusiones que terminan en el límite de una zona de crecimiento de un cristal (Figura 1.5).

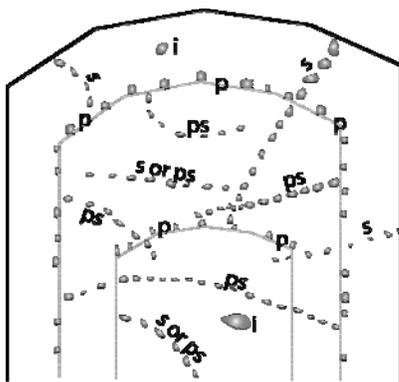


Figura 1.5 Distribución idealizada de inclusiones fluidas. Inclusiones de tipo P, S y PS en un cristal de cuarzo de sección paralela al eje c (Shepherd *et al*, 1985).

No obstante podemos encontrar otras clasificaciones como la de Shepherd *et al.*, 1985, en la cual toma en cuenta las fases dominantes. Presenta una serie de dibujos típicos con las morfologías más frecuentes y las fases presentes a temperatura ambiente y propone mas abreviaturas para simplificar su descripción (L= líquido; V = vapor, S = salinas; i = vitreas).

1.8.1.2. Requisitos para la validez del estudio de inclusiones fluidas

Las condiciones de pre-captura de la inclusión deben ser a partir de un fluido homogéneo (sólo una fase), ya sea en estado líquido, gaseoso o hipercrítico. Sin embargo, estas condiciones pueden prevalecer también en un sistema heterogéneo cuando ha existido un fluido en ebullición (Shepherd *et al.*, 1985). Dentro de las inclusiones pueden haber cristalizado fases sólidas (minerales hijos) al disminuir la temperatura y presentarse una burbuja de gas, pero originalmente los componentes estaban disueltos en un fluido homogéneo.

Se debe demostrar que el cristal que ha atrapado la inclusión permanece sellado a los cambios químicos y que la inclusión representa un sistema cerrado (isoplético) desde su captura. Debido a la rigidez de los cristales y a que los fluidos tienen un coeficiente de expansión termal mucho más alto que el cristal que la encierra, se debe asumir que el volumen de la inclusión es constante (isocórico) desde su captura. Durante la post-captura se debe asumir que el volumen constante es realmente una aproximación, ya que las variaciones internas de presión pueden causar una pequeña deformación elástica y el cambio en las condiciones de alta presión y temperatura en un cristal puede cambiar el volumen de la inclusión (Lacazette, 1993 in Goldstein & Reynolds, 1994).

1.8.1.3. Cambios posteriores a la formación de las inclusiones fluidas

Las inclusiones pueden sufrir una serie de evoluciones que pueden afectar a su composición y forma. Estos cambios pueden ser de variaciones de volumen, pérdida de parte del fluido, estrangulamiento y decrepitación total (in Velasco 2004), los cuales afectan el cálculo de la temperatura de homogenización y salinidad de la inclusión fluida. El cambio de volumen por sobrecalentamiento producido por metamorfismo se traduce por dilataciones y contracciones de las inclusiones rellenas de líquido (Bodnar y Bethke,

1984 in Velasco 2004). Estas deformaciones afectan a la temperatura de homogenización, conduciendo a sobrestimaciones erróneas.

La pérdida de fluido por difusión en el mineral huésped puede ser total o parcial y reequilibrada por fluidos secundarios y se puede comprobar durante la microtermometría, cuando al repetir las medidas sobre una misma inclusión los valores no son reproducibles. El estrangulamiento es causado por la redisolución y recristalización durante la confinación del fluido y su enfriamiento, ocasionando diferencias en la temperatura de homogenización y algunas veces en su salinidad.

La decrepitación total debido a la deformación y el metamorfismo (Touret, 2001) en algunas inclusiones pueden llegar a romperlas con el consiguiente escape y pérdida de solución. De esta manera, las inclusiones afectadas parcialmente o adyacentes a las decrepitadas pueden tener salinidades y temperaturas de homogenización más altas.

1.8.1.4. Aplicación en la exploración de minerales

Las inclusiones fluidas nos permiten obtener datos del sistema hidrotermal en el que se formó el mineral: temperatura (geotermometría), presión (geobarometría), composición general del fluido y densidad del fluido.

Las inclusiones primarias y secundarias contenidas en los minerales de mena y ganga pueden ser utilizadas de manera indirecta como la huella digital de ciertos tipos de fluidos formadores de menas; para caracterizar asociaciones particulares de minerales de mena y definir las áreas dónde estos fluidos pueden concentrarse.

También es posible predecir si las condiciones de estado de presión y temperatura, determinadas para el fluido, favorecen a la deposición de la mena (Shepherd *et al.*, 1985).

1.8.1.5. Principios básicos del análisis termométrico

Existe una amplia información sobre el estudio de inclusiones fluidas y el análisis termométrico descrito por Roedder (1984), Shepherd *et al.* (1985), Goldstein & Reynolds (1994), donde se describen ampliamente los principios básicos del análisis termométrico. En esta parte haremos un resumen de esta técnica.

Calentamiento

Cuando se forma una inclusión a partir de un líquido homogéneo (L) a una presión y temperatura determinada, el líquido se enfría conservando su densidad a lo largo de una línea de igual densidad (isocora) en un diagrama de fases del H₂O. Su descenso continua por la isocora hasta interceptar la línea líquido - vapor, donde se forma una burbuja (L+V) y su enfriamiento prosigue por la línea de fase líquido - vapor (Figura 1.6).

De esta manera, si una inclusión se encuentra a la temperatura ambiente llena de L+V, en el laboratorio se puede invertir el proceso si se calienta la inclusión hasta el punto de desaparecer la burbuja. Es así como la temperatura medida corresponde a la temperatura de homogenización (Th), la cual es la temperatura mínima de captura del fluido hidrotermal. Pero como no conocemos la presión de captura del fluido, esta temperatura medida debe ser corregida para obtener la temperatura de captura (Tt) o de formación. De este modo, debemos hacer una corrección por presión:

$$T^{\circ} \text{ de captura} - T^{\circ} \text{ de homogenización} = \text{corrección por presión}$$

Sólo en el caso de que la inclusión ha sido atrapada a partir de un fluido en ebullición (donde coexiste la fase líquida + gaseosa) tenemos que Th = Tt, por lo que no es necesario hacer una corrección por presión.

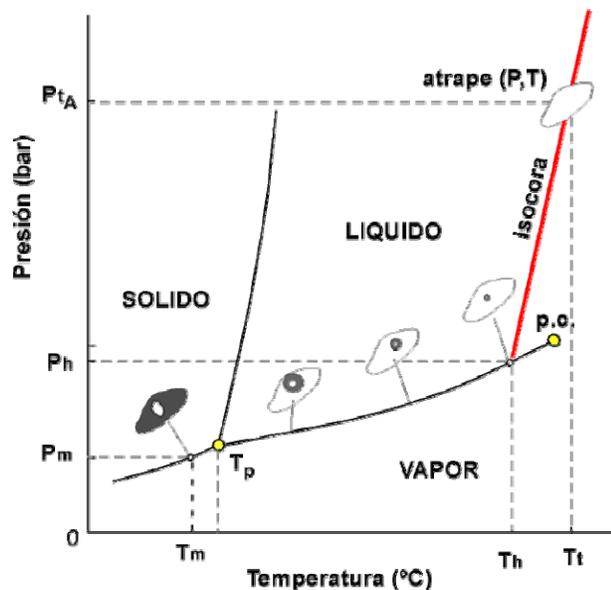


Figura 1.6 Diagrama de fases P-T del agua. Se muestra la diferencia que existe entre la temperatura de homogenización (T_h) a líquido y la temperatura de captura (T_t) de una inclusión. También se puede apreciar la trayectoria al descender la temperatura en un diagrama de fases de H_2O de un líquido (L) atrapado en una inclusión fluida (V= vapor) (in Velasco, 2004).

Congelación

Por otra parte, los fluidos hidrotermales son en general soluciones salinas y otro antecedente de interés a obtener de las inclusiones fluidas es la salinidad del fluido atrapado y esto se obtiene en términos relativos a partir de la temperatura de fusión del hielo de una inclusión, la que es dependiente de la salinidad del fluido. Para determinar la temperatura de fusión se congela la inclusión, con nitrógeno líquido, mucho más allá de la temperatura de solidificación, porque por razones cinéticas no se congela inmediatamente. Luego se deja que su temperatura vuelva a subir gradualmente y se llega al punto en que comienza a derretirse, el que corresponde a la composición del eutéctico de 23,3 % NaCl, luego comienza a disolverse la sal y cuando desaparece el último cristal de hielo se mide la temperatura. Esta última es la que interesa.

La temperatura de fusión del hielo nos permite determinar la salinidad del fluido en % peso NaCl eq. de acuerdo a curvas determinadas experimentalmente. Cabe señalar que las inclusiones frecuentemente tienen otras sales disueltas Ej. KCl, NaCl, etc., pero como la determinación es indirecta se asume un sistema simple de $H_2O + NaCl$ y se determina la salinidad relativa a este sistema.

Cuando no hay sales (sólidas) en la inclusión, la salinidad puede determinarse por la fórmula planteada por Potter y Brown (1977):

$$\text{peso \% NaCl eq} = 1,76958T_m - 4,2384 \times 10^{-2}T_m^2 + 5,2778 \times 10^{-4}T_m^3 \pm 0,028$$

Donde: T_m = temperatura en $^{\circ}C$ a la que se funde el último cristal de hielo en la inclusión. La fórmula permite calcular la salinidad en el rango $-20,8^{\circ}C < T_m < 0^{\circ}C$ de temperaturas de fusión.

En inclusiones fluidas saturadas que contienen fases sólidas de sales hay que calentarlas para disolver la fase sólida y con la temperatura a la que se disuelve el último cristal de sal se puede determinar la salinidad por la fórmula:

$$\text{peso \% NaCl eq.} = 26,218 + 0,0072Ts + 0,000106Ts^2 \pm 0,05$$

Donde: Ts = temperatura en la que el último cristal de sal se disuelve en la inclusión (en este caso no es la temperatura de fusión; hay que calentar la inclusión para que la sal se disuelva).

También puede estimarse la salinidad de las inclusiones fluidas utilizando la temperatura de disolución de la halita o silvita.

1.8.1.6. Estimación de la presión y la profundidad de captura

La corrección de presión no es significativa en depósitos formados a bajas temperaturas y poca profundidad con fluidos salinos y densos, habitualmente en estos casos la corrección no excede de 25° C. Sin embargo, en minerales formados a altas temperaturas a partir de fluidos de baja salinidad y a profundidades mayores de 10 Km, la corrección puede exceder de 300° C. La corrección de presión se puede realizar si existen datos independientes de la profundidad en que se emplazó el depósito mineral hidrotermal y si la precipitación ocurrió en condiciones de presión hidrostática o litostática.

Si existió ebullición coexistirán inclusiones fluidas ricas en líquido con inclusiones ricas en vapor y ambas deberían homogenizarse dentro de un mismo rango de temperatura tanto a líquido como a vapor respectivamente (haciendo la salvedad que no es fácil determinar al microscopio la temperatura de homogenización de las inclusiones ricas en vapor porque éstas homogenizan justamente a vapor y es casi imposible apreciar la fina película de líquido que queda dentro de la inclusión antes que llegue a ser vapor homogéneo). Dadas estas condiciones la presión de fluido puede usarse para estimar la profundidad de captura asumiendo condiciones de presión hidrostática (sistema hidrológico abierto hacia la superficie) o condiciones litostáticas como se muestra en la figura siguiente (Figura 1.7).

En este caso particular la fórmula que relaciona la presión con la profundidad es:

$$P = h \cdot \rho \cdot g$$

Donde: h = profundidad, P = presión, ρ = densidad, g = aceleración de gravedad Para simplificar los cálculos la profundidad (h) se expresa en m y la presión P en bars (Shepperd *et al.*, 1985).

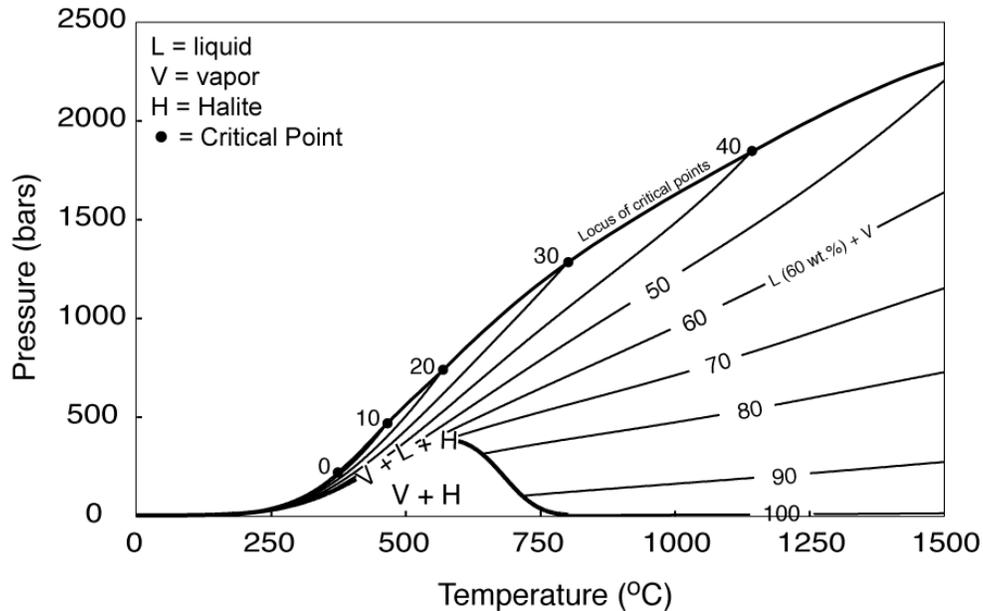


Figura 1.7 Diagrama P – T para el sistema $H_2O - NaCl$ calculada usando las ecuaciones en Samson *et al.* (2003). Los numeros (0, 10, 20, 30, 40) sobre la línea que contiene los puntos críticos, representa puntos críticos para soluciones de salinidad conocida (% wt. NaCl).

En la mayoría de los estudios de inclusiones fluidas la presión no se determina a partir de las inclusiones. Muchas inclusiones son atrapadas a presiones mayores que su presión de equilibrio liquido-vapor y generalmente la presión a la que ocurrió se determina a partir de evidencias geológicas (Ej. a partir de reconstrucciones geológicas del material removido por erosión desde la formación del yacimiento); entonces esta presión se usa junto con datos termodinámicos para soluciones apropiadas para calcular la corrección por presión. Sin embargo, normalmente habrá incertidumbre en la composición del fluido y a priori no se puede asegurar si la inclusión fluida fue atrapada en condiciones

hidrostáticas o litostáticas, de modo que habitualmente esta condición debe ser inferida. En consecuencia, la geobarometría de inclusiones fluidas es poco precisa y no es exacta ya que algunos de los métodos comunes usados para determinar la presión de las inclusiones fluidas dan valores de presión erróneos (Roedder, 1984).

Por otra parte, la densidad del fluido atrapado en una inclusión fluida puede derivarse de las relaciones de fase y la temperatura de homogenización de la inclusión. Esta es la única manera que tenemos de estimar la densidad del fluido hidrotermal que circuló durante la formación de un depósito mineral, lo que tiene importancia dado que la circulación de fluidos hidrotermales se debe principalmente a diferencias de densidad.

1.8.2 Evolución isotópica de Plomo

El Pb se encuentra ampliamente distribuido en la tierra, como Pb radiogénico en minerales de rocas antiguas con alto U-Th y como Pb común en minerales donde es constituyente principal como en la galena. El Pb se encuentra como elemento traza en los diferentes tipos de rocas.

El Método Pb-Pb está basado en la evolución isotópica del Pb a través del tiempo geológico, donde las composiciones de Pb en la corteza puede variar ampliamente desde Pb radiogénico en minerales de Th y U, hasta Pb común en galenas o minerales con bajas relaciones de U/Pb y Th/Pb.

Las composiciones isotópicas del Pb pueden ser determinadas en un número amplio de minerales y rocas. La mayoría de las dataciones de Pb isotópico se realiza en galena o en otros minerales ricos en Pb, pero pobres en U y Th; debido a que ellos cristalizan durante el evento mineralizante y registran la composición isotópica de la fuente.

El método de Pb-Pb isocrónico no es el más adecuado para datar rocas jóvenes (< 500 Ma), debido a que el uranio se desintegra muy lentamente. En tal sentido, este método sólo se utiliza para datar rocas del Proterozoico medio hacia atrás. En algunos casos, principalmente en mineralizaciones singenéticas, el método Pb-Pb a través de las edades modelos, pueden ser aplicados para datación de mineralizaciones fanerozoicas.

Los isótopos de Pb, mayormente se emplean como trazadores geoquímicas para determinar la fuente de los metales de numerosos yacimientos.

Para la interpretación de resultados se emplean los modelos de evolución isotópica de Pb de Stacey and Kramers (1981) y el de Plumbotectónica de Zartman and Doe (1981). El primer modelo permite obtener una edad modelo, mientras que el segundo define, principalmente la fuente de la mineralización. Ambos modelos van a ser descritos a continuación.

1.8.2.1 Modelo de evolución de Plomo de Stacey & Kramers (1975)

La relación isotópica de Pb es un registro químico de los diferentes ambientes donde reside y de su historia geológica. La composición isotópica de Pb en la tierra, tiene evolución desde su estadio primordial hasta ahora, por el decaimiento de U-Th y por los procesos geológicos que modifican las relaciones U/Pb y Th/Pb o mezclan las composiciones isotópicas del Pb de las diferentes fuentes. Patterson (1986), utilizó este modelo para determinar la edad de la tierra, con datos de meteoritos; construyó una isócrona obteniendo una edad de $4,55 \pm 0,55$ Ga.

Tatsumoto et al. (1986) determinó la composición primordial de la tierra con datos isotópicos de Pb en troilitas, obteniendo valores de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 9.307$ y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 10,2294$.

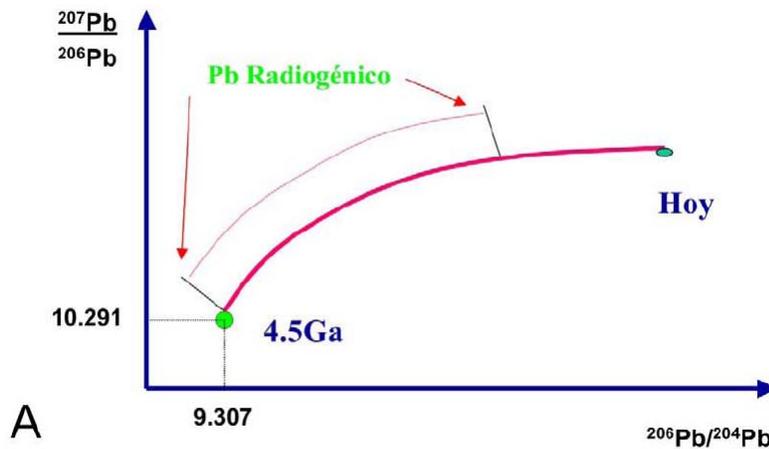
La primera construcción de un modelo de cuantitativo de la evolución del Pb en la tierra fue hecha independientemente por Holmes & Houtermans (1946), conocido como “Modelo de Estadio Simple” (Figura 1.8A). El modelo asume que la composición isotópica de un mineral con Pb común, como la galena es el resultado de una evolución en estadio simple desde el reservorio isotópico hasta la formación del mineral. La composición final sería el resultado de la suma del plomo primordial más el Pb radiogénico formado en la fuente por el decaimiento radiactivo del U y Th.

Uno de los principales problemas del cálculo de edad por el modelo del “Estadio Simple”, es la presencia excesiva de Pb radiogénico en galenas en la mayoría de yacimientos, produciendo una evolución isotópica de Pb en multiestadios. Sólo los depósitos tipo Kuroko, tienen metales derivados directamente del manto y poseen una evolución

isotópica de Pb en estadio simple. Por ello, Stacey & Kramers (1975) propusieron una evolución de Pb en doble estadio (Figura 1.8B). Este modelo sugiere que la composición isotópica de Pb actual en los yacimientos, se ha producido en dos estadios desde la formación de la tierra y se encuentran separados en el tiempo por un evento de diferenciación global, marcado a 3,70 Ga. Esto quiere decir, que a 4,57 Ga se tienen razones isotópicas de Pb primordiales y a 3,70 Ga la razón U/Pb del reservorio es modificado por diferenciación geoquímica, luego sólo se modifica por desintegración radiactiva. Para construir el modelo, Stacey & Kramers (1975), determinaron el valor medio de la composición isotópica de Pb en la corteza a partir de análisis isotópicos de rocas sedimentarias, volcánicas depositadas en el mar, complejos graníticos antiguos y 13 yacimientos; obteniendo los siguientes valores del Cuadro 1.1.

ESTADÍO	Tx10 ⁹	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	μ	ω
Estadio 1	4.57	9.307	10.294	29.476	7.192	32.208
Estadio 2	3.07	11.152	12.918	31.230	9.735	36.837
HOY	0	18.700	15.628	15.628	9.735	36.837

Cuadro 1.1. Valores de los isótopos de Pb, μ y ω, para el modelo de evolución de plomo en doble estadio; determinados por Stacey and Kramers (1975).



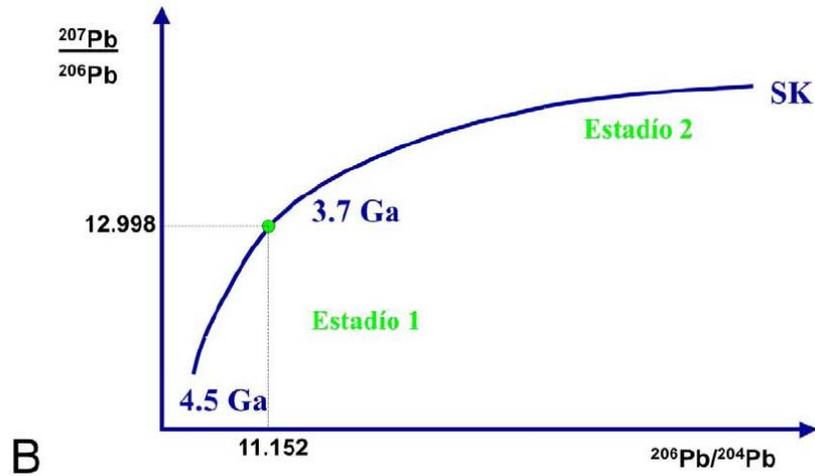


Figura 1.8 Modelos de evolución de Pb.

- A. Modelo de estadio simple propuesto por Holmes y Huotermans (1946).
- B. B. Modelo de doble estadio propuesto por Stacey and Kramers (1975).

Referencias de Faure and Mensing, 2005.

1.8.2.2 Modelo de la Plumbotectónica

El modelo de la plumbotectónica (Figura 1.9) fue desarrollado por Zartman & Doe (1981). Según este modelo, la tierra es sub-dividida en tres grandes reservorios de U, Th y Pb, estos son: la corteza superior (posee alta razón U/Pb y predomina el Pb radiogénico), corteza inferior (baja razón U/Pb, predomina el Pb no radiogénico) y el manto (con una razón U/Pb intermedia, predomina Pb radiogénico). Para la plumbotectónica, la orogénesis es un proceso geológico donde ocurre transferencia de material entre los reservorios, ocasionando una mezcla química e isotópica entre ellos, en estos procesos las composiciones isotópicas con el pasar del tiempo tienden a homogenizarse.

La plumbotectónica supone que las composiciones iniciales de Pb estarían relacionadas con el ambiente tectónico de formación de rocas y minerales que contienen Pb, donde cada ambiente geológico (corteza superior, islas oceánicas, etc.), posee composiciones

isotópicas particulares que permiten su caracterización; mediante las razones isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Zartman & Doe (1981), elaboraron el diagrama thoriogénico de la plumbotectónica, definida por las relaciones isotópicas de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y el diagrama uranogénico de la plumbotectónica, representado por las razones $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. En estos diagramas están representadas curvas de evolución de los isótopos de Pb para el manto, corteza superior, corteza inferior y ambiente orogénico; y para cada una de las curvas la evolución isotópica de Pb en la tierra es simulada con un crecimiento de corteza continental en series orogénicas cada 400 Ma.

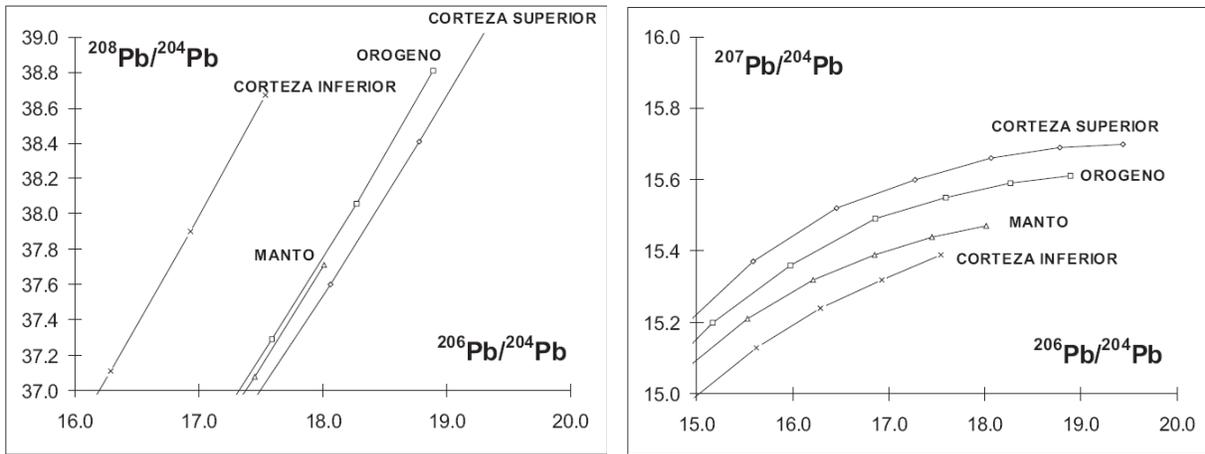


Figura 1.9 Modelo de evolución de Pb para la plumbotectónica (Zartman and Doe, 1981). Derecha: Diagrama Uranogénico e izquierda: Diagrama Thoriogénico.

CAPITULO II

2. GEOLOGÍA, GEOCRONOLOGIA Y CONTEXTO TECTONICO

2.1 Síntesis Regional

Los distritos mineros de Orcopampa y Poracota están localizados en el arco magmático de los Andes Centrales en el sur del Perú, se desarrollaron en una márgen activa en respuesta a la subducción de la placa oceánica de Nazca, debajo del margen occidental de la placa continental Sudamericana. La orientación de la convergencia durante el Mioceno fue de $\sim N78^\circ E$, ligeramente oblicua a la margen andina, con un ratio de convergencia de 10,8 cm/año (Minster and Jordan 1978). El movimiento de la placa fue variando en velocidad, dirección y ángulo de inclinación a través del tiempo produciendo varios pulsos compresivos y de actividad magmática (Pilger, 1984).

Una deformación compresiva con rotación de bloques, plegamiento y levantamiento ocurrió durante las tres principales fases tectónicas: Fase Peruana (Campaniano), Fase Inca (Paleoceno - Eoceno) y Fase Quechua o Sub - andina (Neógeno) (Benavides, 1999). Esta última fase tectónica fue la responsable de la dinámica tectónica que afecto al área de estudio.

La más significativa característica tectónica regional en el sur del Perú es la Deflexión de Abancay entre los $13^\circ - 14^\circ S$ y $71^\circ - 74^\circ O$, caracterizados por el cambio en el rumbo de los Andes a una dirección E - O.

El vulcanismo Terciario yace en discordancia sobre rocas sedimentarias de edad Mesozoica. Este vulcanismo en los Andes Centrales abarca estratovolcanes, complejos dómicos y calderas volcánicas con predominio de lavas de composición dacítica y andesitita, los basaltos son raros. La actividad volcánica está frecuentemente asociada a deposición de coladas piroclásticas. Extensos volúmenes de ignimbritas de composición dacítica a riolítica han sido emitidos en complejos de caldera detrás del Arco, principalmente en el Oligoceno superior, y en el Mioceno - Plioceno (Tosdal *et al.*, 1981; Coira *et al.*, 1993). Múltiples calderas volcánicas han sido identificadas en la zona de estudio. Conos volcánicos monogénicos del Pleistoceno y Holoceno abarcan colada de

lavas y depósitos proximales de surgencia basal y son encontrados esporádicamente a lo largo de los frentes volcánicos.

Las rocas volcánicas del arco magmático principal en los Andes Centrales corresponden a una serie de magmas calcoalcalinos ricos en K. La característica de los elementos menores en la zona de subducción exhibe un relativo enriquecimiento del Ba, K, Sr, Rb y relativo decaimiento en Nb y Ta (Pearce, 1983).

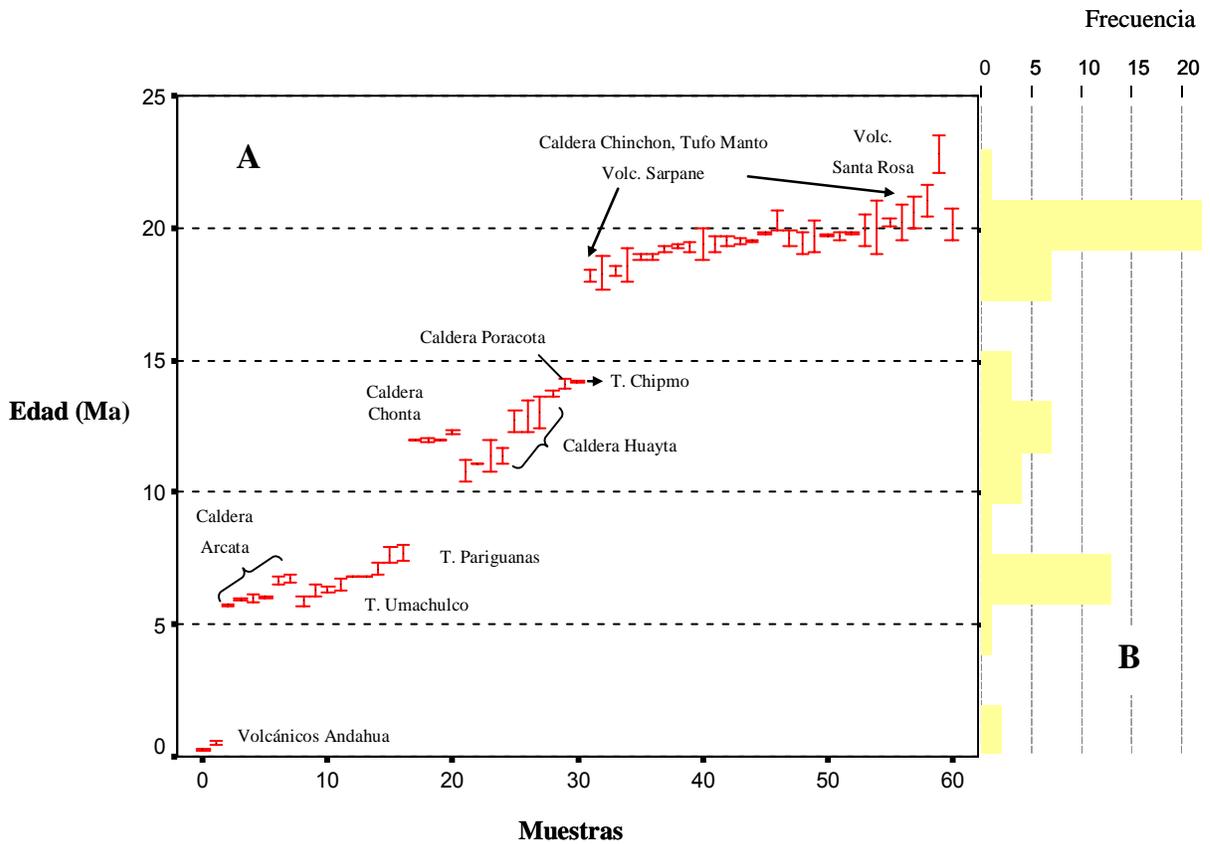
2.2 Trabajos realizados

Potentes secuencias volcánicas del Terciario cubren el área en estudio; numerosos estudios incluyen a Hoempler (1962), Arenas (1975); Bonhomme and Soler (1985), Bonhomme *et al.* (1985a, b), Rancon (1989), Bles (1975), Tegye (1988), Caldas (1993), Injoque *et al.* (1995), Mayta y Lavado (1995). Cabe resaltar los trabajos de Echevarria y Nelson (2004) y principalmente Swanson (1998), quien define la estratigrafía volcánica del terciario en la región con un importante aporte de edades radiométricas (Figura 2.1). Noble (1999, 2000), modifica y complementa estas investigaciones.

Figura 2.1 Sumario de las edades isotópicas.

- A.** Relación de edades *versus* numero de muestras arbitrarias, interpretando los diferentes eventos volcánicos en la región. Los métodos isotópicos K/Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (*plateau*, *laser-fusión single cristal* y *total gas*) fueron utilizados en biotita, hornblenda, plagioclasa, sanidina, vidrio no hidratado y roca total.
- B.** Histograma de las edades isotópicas.

Según Swanson, 1998; Candiotti *et al.*, 1990; Gibson *et al.*, 1995; Chauvet *et al.*, 2000; Echevarria y Nelson, 2004; Noble *et al.*, 1974; Farrar y Noble, 1976; Kaneoka y Guevara, 1984 y edades no publicadas.



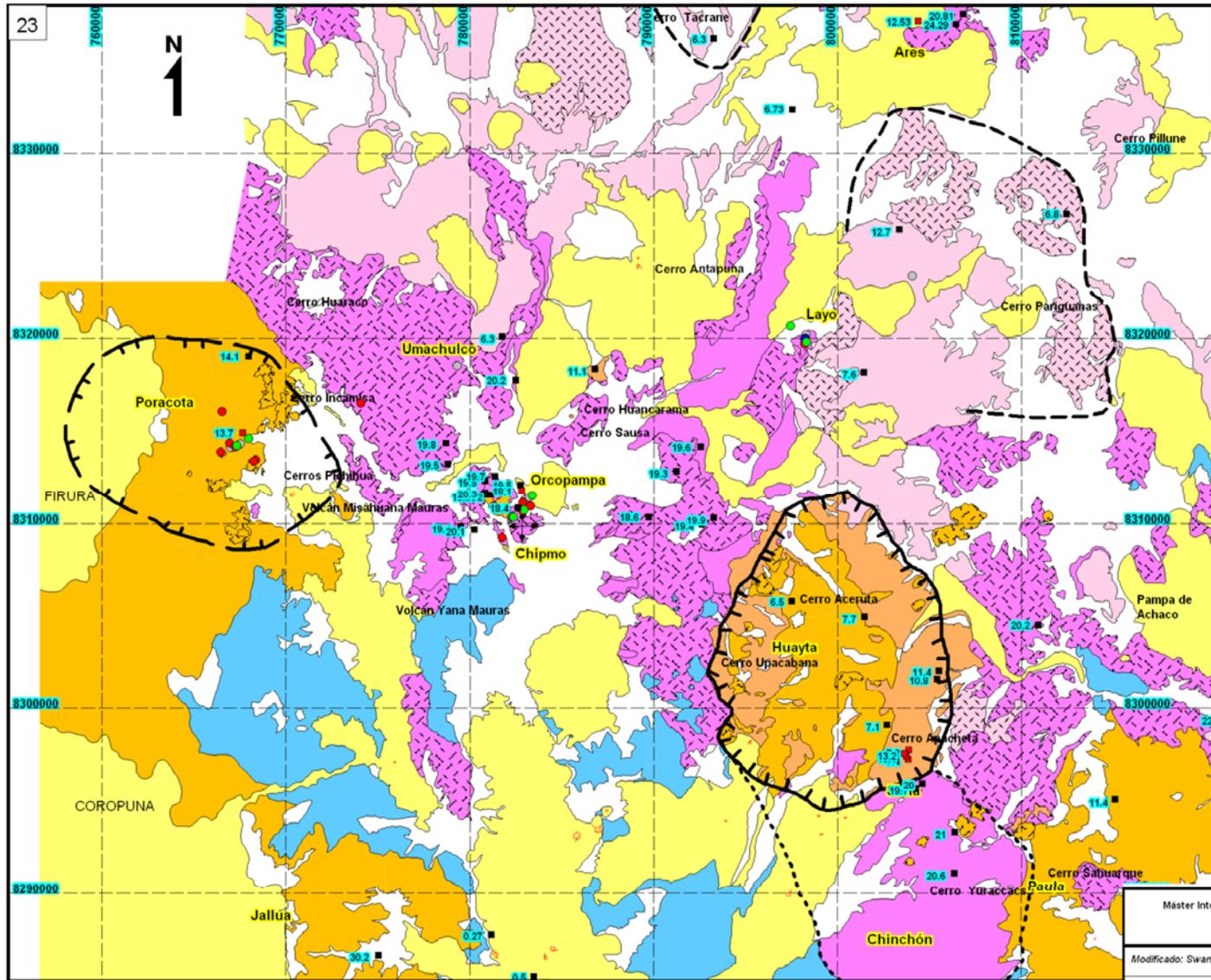
2.3 Litoestratigrafía Regional (Figura 2.2)

2.3.1 Rocas sedimentarias Mesozoicas (Jurásico – Cretácico)

Las rocas más antiguas que afloran están conformadas por secuencias sedimentarias transgresivas del grupo Yura del Jurásico - Cretácico Inferior, gradan hasta la Formación Arcurquina del Cretácico Medio a Superior.

El Grupo Yura en el área de estudio consiste enteramente de cuarcitas de la formación Hualhuani de 400 m de potencia, de edad Neocomiana.

Concordantemente suprayacen areniscas violáceas a rojas intercaladas con lutitas moradas de 175 m de potencia, atribuidas a la Formación Murco del Cretácico medio a Superior. Se correlaciona con el Grupo Goyllarisquiza en el Perú Central.



LEYENDA

- DEPÓSITOS RECIENTES
DEP. GLACIARES, ALUVIALES Y COLUVIALES
- EPISODIO VOLCANICO
PLOCENO - CUATERNARIO
- 5Ma EPISODIO VOLCANICO MIOCENO SUPERIOR
COLADAS PIROCLASTICAS Y DE CAIDA / DOMOS - LAVA RÍOLITICA
- 12Ma EPISODIO VOLCANICO MIOCENO MEDIO
COLADAS PIROCLASTICAS / DOMOS Y STOKES RÍOLITA Y ANDESITA
- 16Ma EPISODIO VOLCANICO MIOCENO INFERIOR
COLADAS PIROCLASTICAS Y DE CAIDA / LAVAS, DIQUES, DOMOS Y STOKES DACITA A ANDESITA
- 23Ma ROCAS SEDIMENTARIAS
JURASICO - CRETACICO
- CALDERA MIOCENICA
- CONOS VOLCANICOS MONOGENICOS
PLIO - CUATERNARIOS
- ESTRUCTURA CIRCULAR
- COMPLEJO DE DOMOS MIOCENICOS CONOCIDOS
- 17.8 EDADES RADIOMETRICAS K/Ar y ⁴⁰Ar/³⁹Ar

Muestras

- IF (25)
- Pb-Pb (21)
- 87Sr/86Sr (7)
- 18O/16O (7)
- 87Rb/86Sr (2)

Edades_Ma

- Estructura (9)
- Litologia (61)

Máster Internacional "Aprovechamiento Sostenible de los Recursos Minerales"	
Red DESIR	
Modificado: Swanson (1998)	"Menas auríferas epitermales en Chipmo y Poracota, Arequipa - Perú. Inclusiones fluidas e isótopos de Plomo y Estroncio, aplicaciones para la exploración"
Escala: Gráfica	
Fecha: Agosto 2008	
Nº de Plano: 2.2	GEOLOGIA REGIONAL

Suprayaciendo concordantemente ocurren secuencias delgadas de calizas grises claras con niveles de chert, pertenecientes a la Formación Arcurquina con potencias variables de 200 m a 250 m. Estas unidades son correlacionadas con las Formaciones Chulec, Pariatambo y Jumasha en el Perú Central.

Rocas pre - Mesozoicas no afloran; Swanson (1998), sugiere que las rocas precámbricas forman el basamento en la región de estudio. A partir de estudios realizados al sur del Cañón del Colca (Vicente et al., 1979; Vicente, 1981; 1989; Pilger, 1984) y datos de isótopos de Pb (Tosdal *et al.*, 1992, 1995; Macfarlane *et al.*, 1990), se insinúan que las rocas precámbricas fueron asimiladas en alto o bajo grado por magmas terciarios.

2.3.2 Episodio Volcánico del Mioceno Inferior

El evento magmático del Mioceno Inferior representa la reiniciación de la actividad magmática andina después de la migración del Arco al este. En la región de Orcopampa y Poracota, este pulso magmático resulta en la formación de una provincia volcánica calcálcica rica en K y con un subordinado vulcanismo de colada de piroclastos. Este pulso magmático se inicia a ~26 Ma en la parte norte y central del Perú (Noble and McKee, 1982; Ellison *et al.*, 1989; Noble *et al.*, 1990) y ~25 Ma en el Altiplano Boliviano (Sampere et al., 1990). Esta constituido por la formación de la caldera de colapso Chichón con episodios cortos de coladas piroclásticas y de caída, formación de complejos de domos y lavas volcánicas.

La unidad volcánica más antigua esta representada por los volcánicos **Santa Rosa**, aflora ampliamente al E del Distrito Minero de Orcopampa en los alrededores de las minas Santa Rosa, Santiago y Calera. La base esta constituida por una extensa pero discontinua unidad de toba de cenizas típicamente densa y soldada de composición riolítica a dacítica. Contiene abundantes fenocristales de plagioclasa, cuarzo, biotita y hornblenda, localmente lleva el término de **Toba Pisaca**. Lateralmente hacia el este de la mina Poracota se formaron coladas piroclásticas con presencia de líticos sedimentarios del basamento. En Orcopampa afloran capas delgadas de areniscas, lutitas y lentes de conglomerados – con bloques de cuarcitas y calizas- que demuestran presencia de actividad tectónica.

Discordante a la unidad anterior se formaron estratovolcanes, conformados por una intercalación de lavas, lentes de lahares y coladas de brechas andesíticas (ricos en piroxeno) que son intruidas por *sills*, diques y domos, de composición intermedia. Las potencias expuestas varían de unas decenas de metros hasta 1500 m cerca de los centros volcánicos.

Las coladas de lavas contienen fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno y óxidos de Ti - Fe, en una matriz grisácea de grano fino. Edades de K/Ar en biotita y hornblenda provenientes de las tobas dan edades de $20.1 \pm 0,6$ y $22,9 \pm 0,7$ Ma: Swanson (1998).

2.3.2.1 Caldera Chinchon

La Caldera Chinchon esta elongada en dirección NO - SE, cubre un área de 20 Km². Es el resultado de la erupción de la **Toba Manto** y hundimiento simultáneo de la caldera, con la acumulación resultante de una secuencia gruesa de tobas intracaldera. Diques tardíos de composición dacítica intruyen al prisma intracaldera. La caldera se formó en ~ 1 Ma.

Las rocas de la Caldera Chinchon descansan concordantemente sobre los volcánicos **Santa Rosa** y son intruidas por domos y lavas más jóvenes de los **Volcánicos Sarpane**; estos son interpretados por no tener relación con la secuencia de la caldera.

Toba Manto son tobas de ceniza de salida intracaldera bien expuesta y regionalmente extensa, típicamente son potentes, densas y bien soldadas. Al oeste de la caldera Chinchon abarca una simple unidad de enfriamiento con una máxima potencia preservada de ~ 250 m. Hacia el este de la Caldera tiene mayor potencia, probablemente reflejando el relieve paleogeográfico. Hacia el norte entre Orcopampa y Layo está conformada por dos unidades de enfriamiento.

Tobas intracaldera estan bien expuestas en la parte sur de la caldera Chinchon, el prisma de la toba intracaldera contienen bloques de cuarcita y localmente estan presentes brechas intracaldera. La toba es gris y son comunes fragmentos de pómez. Existe un importante incremento de biotita, hornblenda y óxidos de Fe-Ti en las partes superiores de la toba intracaldera y hacia la base; al igual que incrementos variables de sanidina con una mayor carencia de hornblenda, esfena, ortopiroxeno.

La edad media es de 20.1 Ma en biotita y hornblenda de las tobas de cenizas de salida e intracaldera.

Suprayaciendo a la **Toba Manto** ocurren depósitos de *base surge*, areniscas tobáceas, depósitos lacustres y fluviales intercalados con calizas. Estas rocas volcánicas contienen abundantes fenocristales de sanidina y cuarzo, su posición estratigráfica esta entre la **Toba Manto** y **Volcánicos Sarpane**, representa la fase final de erupción del sistema magma - Manto.

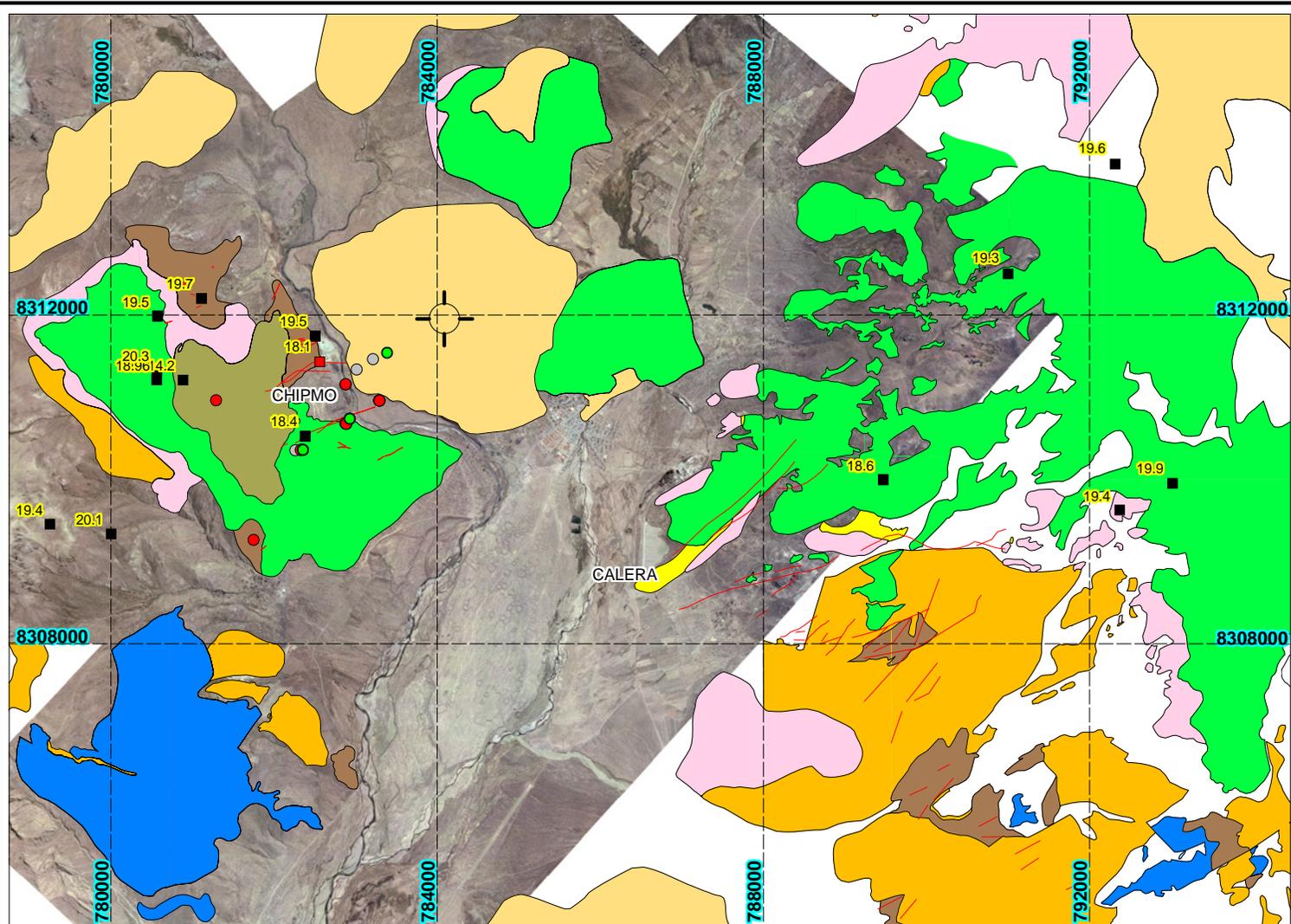
En el centro y cerca de la margen de la caldera Chinchon afloran diques porfíricos de margen de Caldera, *stocks* pequeños de composición intermedia.

Las edades K/Ar varían de $19,7 \pm 0,6$ Ma a $19,9 \pm 1,0$ Ma. Swanson (1998).

Después de la deposición de las secuencias volcánicas de la Caldera Chinchon, complejos de domos, domos-lava, lavas, brechas *carapace* y diques de composición dacítica a andesítica ampliamente distribuidas en el área de estudio, conforman los **Volcánicos Sarpane** (Figura 2.3). Esta unidad volcánica es huésped de la mineralización en la mina Chipmo. Petrográficamente contienen fenocristales de plagioclasa y hornblenda con variables contenidos de cuarzo, biotita, ortopiroxeno, clinopiroxeno, apatito, óxidos de Fe-Ti, generalmente una matriz afanítica. Hacia el noreste, lavas y depósitos de lahares locamente son ricos en hornblenda o biotita.

Edades K/Ar sobre biotita dan $18,3 \pm 0,6$ Ma, $18,6 \pm 0,6$ Ma y $19,4 \pm 0,6$ Ma (Gibson et al., 1995).

El vulcanismo del Mioceno Inferior en otras regiones del sur del Perú se conoce como Formación Huaylillas y/o Grupo Tacaza Superior (Palacios et al., 1993).



LITOLOGÍA

CUATERNARIO		DEPÓSITO ALUVIAL/COLUVIAL
		VOLCÁNICOS ANDAHUA 0.3-1.4Ma
		TUFO CHIPMO 14.1Ma
		VOLCÁNICOS SARPANA 18.5-19.5Ma
CENOZOICO MIOCÉNO		TUFO MANTO 20.1Ma
		TUFO LA LENGUA
		VOLCÁNICOS SANTA ROSA
		TUFO PISACA
		ROCAS SEDIMENTARIAS
MESOZOICO JURÁSICO-CRETÁCICO		VETAS
		CENTRO VOLCÁNICO CUATERNARIO
		EDADES RADIOMÉTRICAS K/AR

Edades_Ma	Muestras
Estructura (9)	IF
Litología (61)	Pb-Pb
	87Sr/86Sr
	18O/16O
	87Rb/86Sr



Máster Internacional "Aprovechamiento Sostenible de los Recursos Minerales"

Red DESIR

Modificado: Swanson (1998)	"Menas auríferas epitermales en Chipmo y Poracota, Arequipa - Perú. Inclusiones fluidas e isótopos de Plomo y Estroncio, aplicaciones para la exploración"
Escala: Gráfica	
Fecha: Agosto 2008	GEOLOGIA DISTRITAL ORCOPAMPA
N° de Plano: 2.3	

2.3.3 Episodio Volcánico del Mioceno Medio

Este episodio representa un rejuvenecimiento de vulcanismo ácido de coladas piroclásticas después de un hiato en la actividad volcánica de aproximadamente 5 Ma (Figura 2.5). Emisiones de coladas piroclásticas en la región son denominadas como **Toba Jallua** (~ 14 Ma) y **Toba Chipmo** (**14,2 Ma**). La formación de la **caldera Poracota** y la **caldera** de colapso **Huayta** en ~ 4 Ma, representan la mayor expresión volcánica del Mioceno Medio.

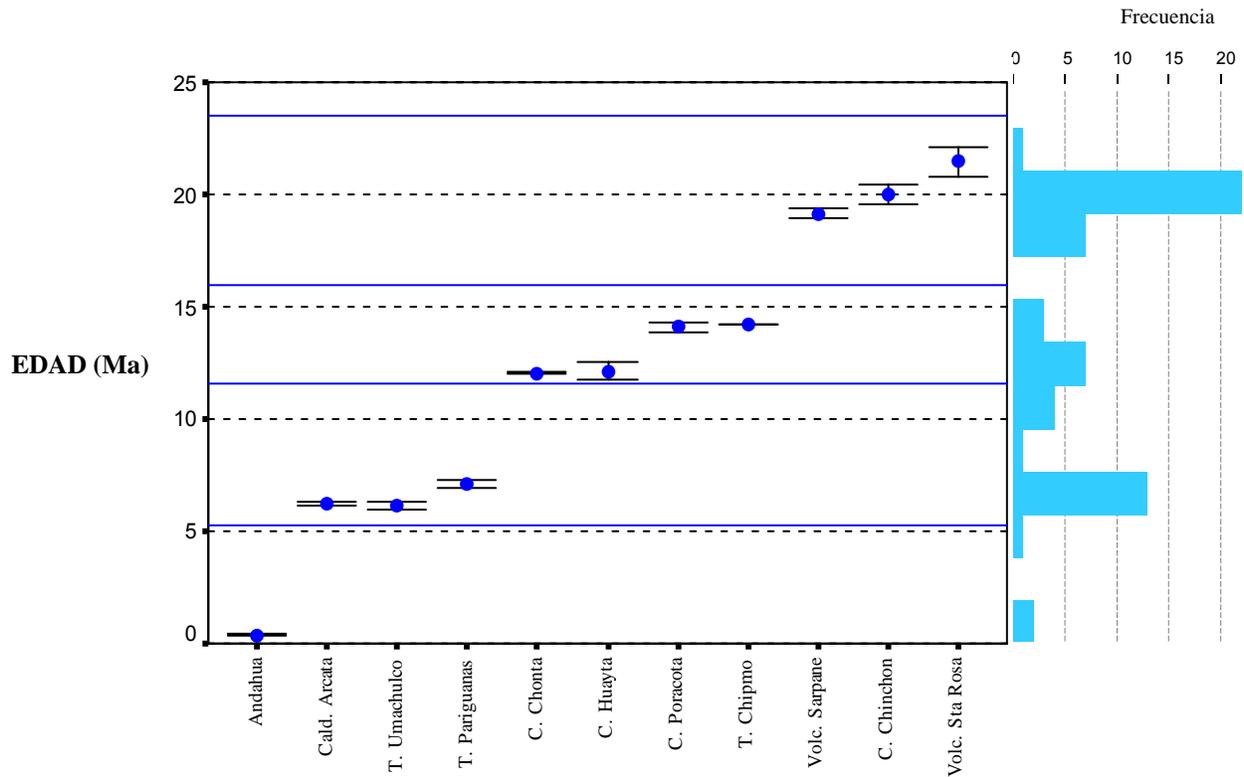


Figura 2.4 Edades radiométricas relacionadas con las diferentes unidades volcánicas. Note dos importantes hiatos en la actividad volcánica en la región de Orcopampa y Poracota.

Según Swanson, 1998; Candiotti *et al.*, 1990; Gibson *et al.*, 1995; Chauvet *et al.*, 2000; Echevarria y Nelson, 2004; Noble *et al.*, 1974; Farrar y Noble, 1976; Kaneoka y Guevara, 1984 y edades no publicadas.

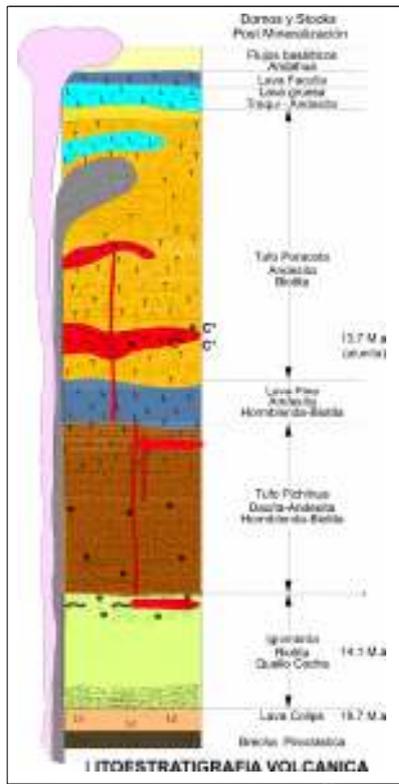
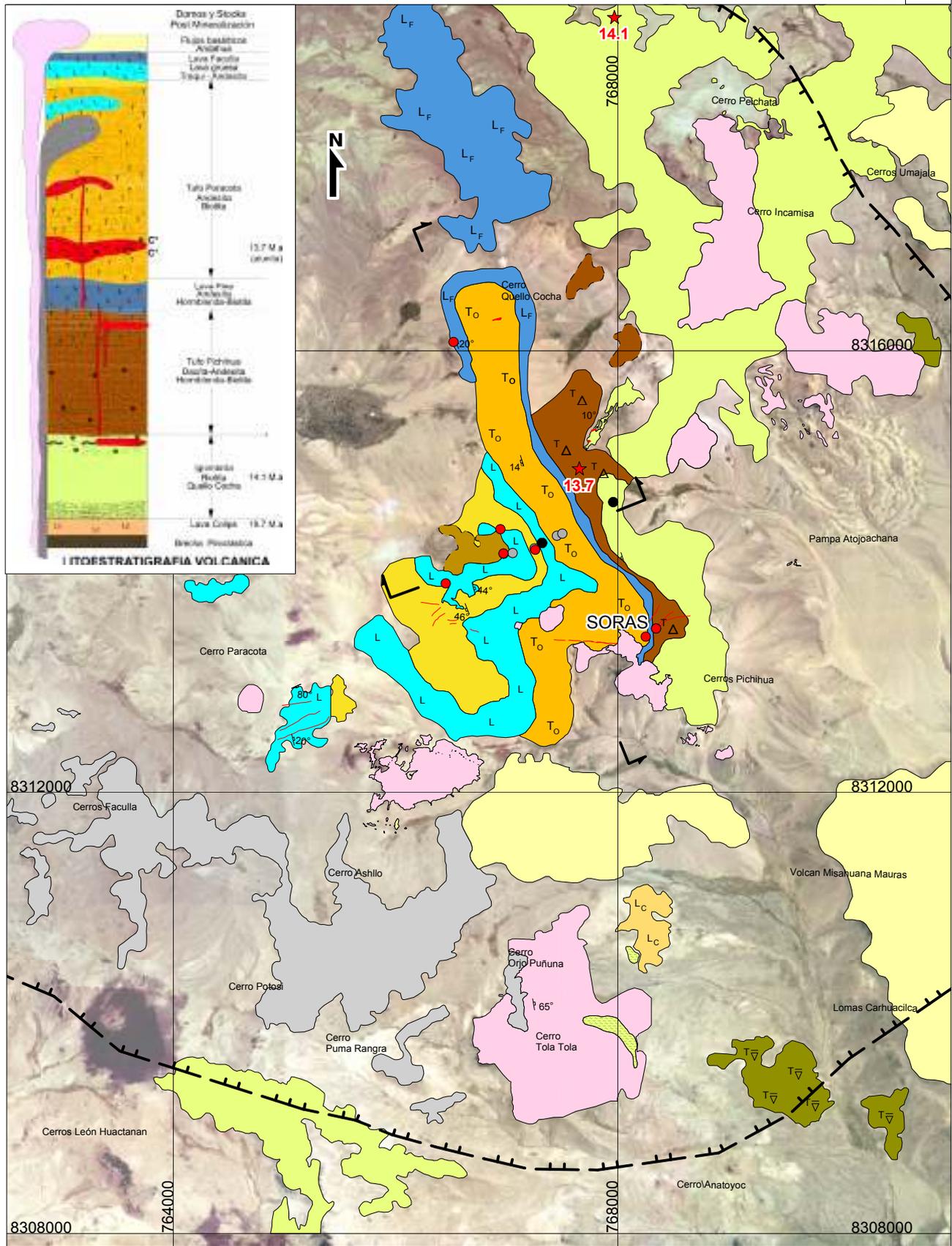
2.3.3.1 Caldera Poracota

Fácies volcánicas asociadas a la caldera Poracota afloran ampliamente en los cerros Huamanihuayta, Poracota, Quellococha, Pichihua, León Pascana y Anotoyucc, cuentan con una gama de rocas explosivas y efusivas que forman parte del edificio volcánico de la extinta caldera Poracota (Figura 2.5).

Hacia la base una temprana fase explosiva denominada localmente **Ignimbrita Quello Cocha** contiene 50 m a 100 m de espesor y forma una geometría concéntrica siguiendo el límite de la caldera. La litología está compuesta principalmente por plagioclasas, cuarzo, sanidina, biotita y xenolitos lenticulares fuertemente soldados. Los planos formados por el flujo laminar del fundido riolítico tienen buzamientos centripetos entre 10° y 15° convergentes al centro volcánico. Una edad radiométrica realizada a los cristales de sanidina reportan una edad K/Ar de 14.1 Ma.

La unidad inmediata superior esta representada por la toba cristalolítica, localmente denominada **Toba Pichihua** de naturaleza andesítica a dacítica. Aflora en el cerro Pichihua alcanzando espesores de 30 m a 80 m. La textura microgranular y estructura estratificada, insinúa ambientes volcano-sedimentarios. Litológicamente está constituido por la intercalación de secuencias volcánicas con estratificación cruzada, niveles arenosos y limolíticos con fragmentos poligénicos (ocasionalmente cuarcita) de diámetros variados, cuyas capas presentan espesores que van de algunos centímetros a 50 cm. Esta litología es rica en plagioclasa variedad albita a oligoclasa. Como accesorios se tiene biotita, cuarzo y magnetita. Seguidamente, aparece una fase efusiva denominada **Lava Fina**, su potencia es del orden de 10 m, aflora en los cerros Pichihua y Sombreroruni. La colada lávica muestra naturaleza andesítica y se encuentra constituida principalmente por plagioclasas de la variedad albita y menor oligoclasa, como minerales accesorios hay piroxeno y apatito.

Al techo se depositaron intercalaciones de litologías volcanoclásticas ricas en líticos poligénicos. La secuencia basal está conformada por fragmentos polimícticos mal clasificados y una toba de lapilli. Concordantemente sigue una secuencia rica en fragmentos monogénicos que denotan texturas microporfíricas.



- 1Km**
- Muestras**
- Pb-Pb (21)
 - IF (25)
 - 87Sr/86Sr (7)
 - 87Rb/86Sr (2)
 - 180/160 (7)

Máster Internacional "Aprovechamiento Sostenible de los Recursos Minerales"	
Red DESIR	
<i>Modificado:</i> Miranda y Vidal (2006)	"Menas auríferas epitermales en Chipmo y Poracota, Arequipa - Perú. Inclusiones fluidas e isótopos de Plomo y Estroncio, aplicaciones para la exploración"
<i>Escala:</i> Gráfica	
<i>Fecha:</i> Agosto 2008	
<i>Nº de Plano:</i> 2.5	GEOLOGIA DISTRITAL PORACOTA

Una estructura interna foliada, conformada por clastos polimícticos soportados en una matriz fragmental, sugiere ambientes lacustrinos.

Relacionados a este nivel se tienen enclaves lenticulares y ovoides de material orgánico – restos de plantas carbonizadas—. Localmente en Poracota se han encontrado restos preservados de troncos carbonizados que superan los 10 m de largo relacionados a estos niveles volcánicos.

Al techo se depositaron intercalaciones de tobas y coladas cristalolíticas con horizontes de autobrechas todas de naturaleza andesítica ricas en biotita; en general estas litologías son agrupadas como la **Toba Poracota**. Descansando sobre el paquete anterior, se cuenta con intercalaciones lávicas y tobáceas. Por lo general los horizontes traquiandesíticos se encuentran frescos mostrando grandes fenocristales de plagioclasa variedad albita, biotita y sanidina. Otro mineral accesorio es la augita.

Finalmente coronando el cerro Huamanihuayta se tiene un prominente afloramiento que denota un protolito de brecha volcánica. Por su geometría y disposición, se asume que se trata de un *pipe* volcánico.

Subvolcánicos resurgentes tempranos y tardíos al evento hidrotermal, relacionados a los márgenes de la caldera forman un conjunto de domos en los cerros Venado, Huamanihuayta, Pichihua y Perseverancia. Presentan texturas porfíricas gruesas de composición traquiandesítica dominados principalmente de plagioclasa variedad albita con accesorios de sanidina, biotita y hornblenda. Los domos Quellococha y Pichihua varían de dacitas a riodacitas, conformado principalmente de plagioclasas seguidas por sanidina y cuarzo. Los minerales máficos son hornblenda y biotita.

2.3.3.2 Caldera Huayta

Su eje mayor tiene una orientación N - S, cubre un área de 25 Km². Se compone de una Intercalación de depósitos piroclásticos intracaldera, asociado a bloques deslizados, lentes de brecha, tobas de salida (*ash out tuff*), depósitos de *base surge* y acompañado por subsidencia, resultan en la formación de la caldera Huayta entre 11 Ma a 12 Ma. Una zonación vertical de la composición mineral y la edades K/Ar obtenidas (ver líneas abajo), parece sugerir la posibilidad de dos distintos centros eruptivos separados en 1 Ma a 2 Ma.

La caldera Huayta contiene cinco unidades volcánicas.

La secuencia basal esta conformada por coladas piroclásticas intracaldera bien soldadas de tonalidad gris oscura pobre en fenocristales y composición riolítica. Se intercalan con vitrófiros de 5 m a 15 m de potencia, con fenocristales de plagioclasa, cuarzo, biotita y clinopiroxeno. Fragmentos de pomez colapsado son comunes. La potencia de esta unidad supera los 100 m; una edad K/Ar en fenocristal de biotita de un vitrófiro inalterado da $12,7 \pm 0,4$ Ma.

Una unidad de brechas intracaldera se intercalan con las coladas piroclásticas iniciales. Las brechas intracaldera están compuestas por bloques monomícticos hasta de múltiples litologías (cuarcitas, calizas, bloques de volcánicos de la Toba Manto y Santa Rosa) intercaladas con masas compactas de lavas. Cerca del margen de la caldera, la brecha puede consistir de la litología local de la roca caja con relativa disminución de bloques desde decenas de metros de diámetro hasta 0,5 m a centenares de metro distante del margen de la caldera.

En el cerro Hospicio, una colada de cenizas riolíticas moderada a bien soldada descansa sobre las brechas intracaldera; hacia el oeste y al este descansan sobre los volcánicos Santa Rosa. La máxima potencia aflorante alcanza los 200 m. Contienen 5 % de fenocristales de plagioclasa, cuarzo, biotita, sanidina, hornblenda y apatito. Edades K/Ar en biotita dan $10,8 \pm 0,4$ Ma, $11,4 \pm 0,3$ Ma. Swanson (1998).

En el cerro Upacabana ocurren piroclastos de surgencia basal de composición riolítica asociado a depósitos lacustrinos. Contienen fenocristales de cuarzo, sanidina, plagioclasa y biotita. Líticos de dimensiones variables son predominantemente por cuarcitas. Su potencia máxima pueden alcanzar los 250 m.

Finalmente, tobas pobre en cristales ocurren en la localidad de Huancarama con una potencia de 100 m.

Una edad K/Ar en un vidrio deshidratado da $11,1 \pm 0,2$ Ma. Swanson (1998), representaría la culminación de la formación de la caldera Huayta.

Domos riolíticos cierran la actividad volcánica del Mioceno Medio; afloran en inmediaciones de la caldera Huayta. La estructura interna de los domos contiene una

zona basal vítrea a roca desvitrificada. Las lavas contienen de 5 % a 15 % de fenocristales de sanidina, plagioclasa y cuarzo, con trazas de biotita, apatito y esfena; los óxidos de Fe-Ti son abundantes dentro de la matriz. Los domos preservados alcanzan potencias de 100 m. Estos subvolcánicos intruyen a tobas intracaldera de Huayta de 11,5 Ma., y se distribuyen fuera de la caldera, por tanto no parecen estar directamente relacionados a la formación de la caldera Huayta.

El vulcanismo del Mioceno Medio en el sur del Perú ha sido denominado como formación Alpbamba y Grupo Sillipaca (Palacios *et al.*, 1993).

2.3.4 Episodio Volcánico del Mioceno Superior

Después de un hiato en la actividad volcánica de ~ 4 Ma – ver figura 2.5 – se instala el episodio volcánico del Mioceno Superior, caracterizado por un vulcanismo activo de coladas de cenizas con la erupción de la **Toba Pariguanas** y **Toba Umachulco**. Domo-lava y lavas durante este periodo incluyen a las lavas riolíticas de Challahuire y la andesita del cerro Aseruta.

La **Toba Pariguanas** aflora en la laguna del mismo nombre. Está constituida por tobas de cenizas rica en cristales; es una unidad de enfriamiento, pobre a bien soldada, contiene de 15 % a 35 % de fenocristales de plagioclasa, sanidina, biotita, hornblenda, ortopiroxeno, rutilo, esfena y zircón. La esfena es visible en toda la secuencia. Los fragmentos líticos son predominantemente volcánicos, pero incluyen clastos de cuarcita. La potencia es variable de decenas de metros hasta 100 m. La edad media es ~ 7.3 Ma, dataciones con K/Ar sobre biotita dan 7.1 ± 0.2 Ma y 7.6 ± 0.3 Ma. Swanson (1998).

La andesita del cerro Aseruta es una lava gris de composición andesítica intercalada con brechas de lahares. Las lavas fueron erupcionadas de numerosos *vents* formando complejos de domos-lava. Texturalmente son afaníticas con 25 % de fenocristales de plagioclasa (comúnmente mayores a 1 cm), ortopiroxeno, clinopiroxeno y óxidos de Fe-Ti. La andesita del cerro Aseruta es más silicia y más rica en fenocristales que los volcánicos Andahua. Pueden alcanzar potencias de 300 m.

Edades K/Ar dan 6.5 ± 0.2 y 7.7 ± 0.3 Ma sobre roca total provenientes del cerro Aseruta y cerro Huayta respectivamente. Swanson (1998).

En la vecindad de Arcata, lavas andesitas porfíricas intercaladas con ignimbritas y secuencias volcanoclásticas arrojan edades Ar^{40}/Ar^{39} en sanidina y plagioclasa de 6,7 y 6,0 Ma respectivamente (Echevarria y Nelson, 2004). Edades K/Ar arrojan edades similares ($6.1 \pm 0,2$ Ma) (Candiotti et al., 1990).

La **Toba Umachulco** aflora al noroeste del área de estudio y en la parte norte de la comunidad campesina del mismo nombre. Esta formada por colada de ceniza, pobre a bien soldadas de composición riolítica a dacítica ricos en fenocristales, compuestos por plagioclasa, biotita y clinopiroxeno. Su potencia puede alcanzar los 100 m. Edades K/Ar en biotita dan 6.3 ± 0.1 y $6.3 \pm 0,2$ Ma, reportados por Farrar y Noble (1976) y Candiotti et al. (1990).

Los centros eruptivos no han sido confirmados. La Toba Pariguanas de 7,5 Ma, cubre un área de aproximadamente 325 Km^2 al NE del área en estudio. La conocida distribución de esta unidad volcánica sugiere la posibilidad de una caldera enterrada cerca de la laguna de Pariguanas (Swanson, 1998) (ver figura 2.2).

Hacia el norte y noreste de Arcata, Echevarria y Nelson, 2004, identifican una estructura circular, posiblemente un colapso tipo caldera de 15 km de diámetro.

2.3.5 Episodio Volcánico del Plioceno – Cuaternario

Extensas secuencias de piroclásticos silíceos y erupción de lavas de composición intermedia se inician con la formación de la **caldera Caylloma** entre los 2,4 Ma a 4,4 Ma (Mckee y Noble, 1989) —no aflorante en la zona de estudio— y la erupción de los **Volcánicos Barroso y Andahua**.

Dos unidades volcánicas han sido reconocidas al extremo oeste del área de estudio como las fácies dístales de la caldera Caylloma. La unidad inferior es pobremente soldada, desvitrificada, constituye coladas de cenizas riolíticas, con abundantes fenocristales de plagioclasa, cuarzo, sanidina, biotita., clinopiroxeno y trazas de zircón. Contiene potencias de 30 m. Edades K/Ar dan 4.3 ± 0.16 y $4,4 \pm 0.1$ Ma. Swanson (1998).

La Unidad Superior a diferencia de la Inferior es un toba riolítica moderada a pobremente soldada; contiene abundantes vidrio volcánico, fenocristales de cuarzo, sanidina, hornblenda, plagioclasa y biotita. Edad K/Ar en sanidina da $2,7 \pm 0.1$ Ma.

Posteriormente se inicia el vulcanismo Barroso con derrames lávicos de naturaleza traquiandesítica formando mesetas lávicas, sobre las cuales sobresalen aparatos volcánicos preservados como el Volcán Firura.

Un vulcanismo más joven (Plioceno Superior a Cuaternario) denominado regionalmente **Volcánicos Andahua**, cubre más del 50% del área en estudio. Fueron originalmente descritos en detalle por Hoempler (1962), Portocarrero (1960), Farfan (1965), Noble (1972), Venturelli et al. (1978), Weibel et al. (1978a, b), Kaneoka y Guevara (1984) y Swanson (1998).

Los volcánicos Andahua son parte del episodio volcánico Plioceno Superior y Cuaternario del sur del Perú, involucrados dentro del denominado Grupo Barroso (Davila, 1988 y Caldas, 1993) y se encuentran situados dentro del arco volcánico activo.

Lavas, complejos de coladas de lava y conos volcánicos que en la parte norte del área de estudio, forman parte de un escudo volcánico de 10 Km de diámetro. Rellenan valles y se extienden muchos kilómetros desde sus centros eruptivos. Forman pequeños aparatos volcánicos conocidos como Misahuana Mauras, Yana Mauras y otros que se extienden por más de 20 km siguiendo la dirección NO – SE.

Litológicamente, es una roca de color gris, afanítica a débilmente porfirítica, de composición andesítica a andesita basáltica. Contienen vidrio y cenizas volcánicas con texturas amigdaloides y vesículas. Los fenocristales son de plagioclasa, hornblenda, clinopiroxeno y/o ortopiroxeno. Edades K/Ar en roca total en el área de estudio están en un rango de $0,27 \pm 0,02$ Ma a $1,4 \pm 0,03$ Ma. Las potencias expuestas alcanzan los 100 m, pero pueden exceder los 500 m en el Valle de Andahua.

Las edades radiométricas de lavas andesíticas y basálticas en el sur del Perú reportan edades entre 5 Ma y 2,5 Ma. Este periodo se manifiesta por presentar un hiato o declinación en la actividad volcánica antes del Plioceno Superior y el vulcanismo

Cuaternario. La mayor excepción esta dada por los depósitos piroclásticos de la caldera Caylloma. Este hiato puede reflejar un corto intervalo de relajación tectónica entre la fase de deformación Quechua III y fases compresivas de deformación posteriores (Sébrier et al, 1988; Sébrier y Soler, 1991; Soler y Bonhomme, 1990).

2.3.6 Depósitos Recientes

Depósitos superficiales y dentro del área en estudio son el resultado de procesos como glacial, coluvial y fluvial. Depósitos morrenicos contienen abundantes fragmentos y bloques; son del Pleistoceno y posiblemente de edad Holocena, están se exponen a noreste. Del area en estudio y en las partes bajas de los ríos en el extremo sur, las potencias son menores a 100 m. Finalmente están compuestos por limos, arenas y gravas no consolidadas, incluyen abanicos aluviales, terrazas fluviales y depósitos lacustrinos y los depósitos coluviales contienen detritus heterogéneos, pudiendo superar lo cientos de metros.

2.3.7 Comportamiento litogeoquímico² entre Poracota y Chipmo

2.3.7.1 Elementos mayores y menores

Las rocas volcánicas del complejo de domos en Chipmo y la caldera Poracota, son representadas en el diagrama TAS³ de clasificación de las rocas magmáticas. Estan hechas de acuerdo a la nomenclatura internacional (Wilson, 1989) (Figura 2.6). Las rocas volcánicas varían composicionalmente desde andesitas a riolitas pasando por traquiandesita y dacita. Los elementos mayores se caracterizan por el contenido entre 57 % y 67 % de SiO₂ a excepción de las unidades volcánicas **Ignimbrita Quellococha** y **Toba Chipmo** que tienen 74 % a 78 % de SiO₂, ambos de ~14 Ma. Los contenidos de Al₂O₃ varían entre 11 % y 18 %; el MgO (0,2 % a 3,6 %) y el CaO (0,6 % a 7,9 %) son bajos y estan principalmente relacionados a las unidades mas diferenciadas, con valores de TiO₂ entre 0.1 % y 1.3 % (Figura 2.6).

² Se realizaron 23 análisis geoquímicos de elementos mayores, menores y tierras raras en los laboratorios de ALS - Canadá. El paquete analítico es el CCP-PKG01.

³ Las muestras fueron representadas en el diagrama álcalis total versus sílice TAS, corresponden a rocas inalteradas con observaciones preliminares al microscopio y LOI (norma de olivino) < 4%.

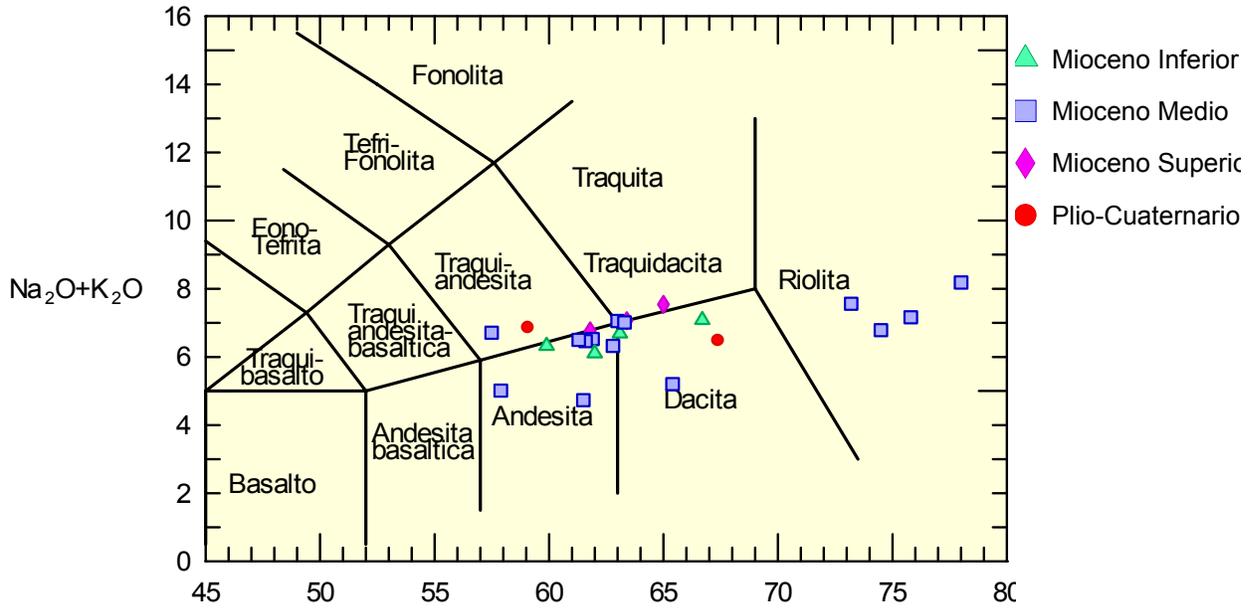


Figura 2.6 Diagrama TAS después de Wilson² (1989), para rocas volcánicas del área en estudio.

En el diagrama SiO₂ versus K₂O caen dentro de la serie calcoalcalina rica en K (Figura 2.7). Los valores de K₂O oscilan entre 1,5 y 4,9 %.

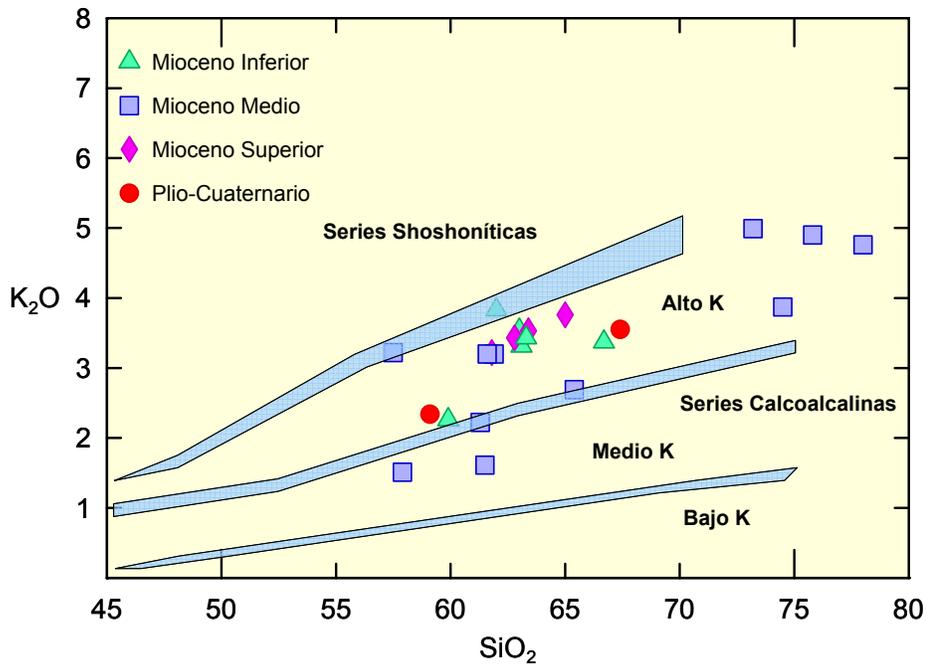


Figura 2.7 Diagrama de subdivisión de las series subalcalinas de las rocas volcánicas entre Chipmó y Poracota. Según Rickwood et al. (1989).

Los diagramas Harker muestran la relación de los elementos mayores versus SiO₂ (Figura 2.8). Se añadieron algunos elementos menores. En esta figura las fases mas

diferenciadas forman una familia independiente. Hay un claro enriquecimiento de Sr, Zr asociado a la cristalización de la plagioclasa y zircón.

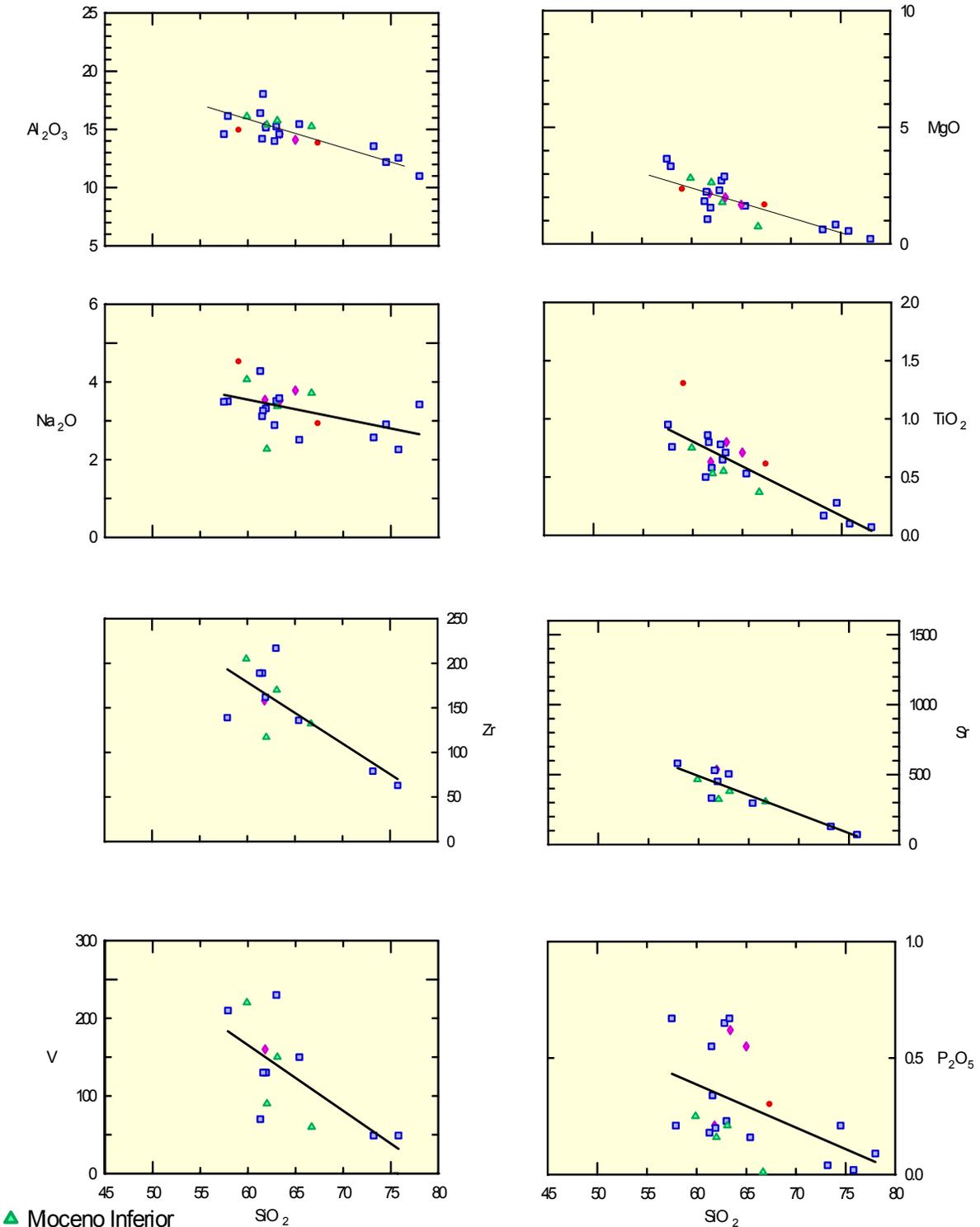


Figura 2.8 Diagrama Harker modificado. Exhibe variaciones de elementos mayores y algunos elementos traza *versus* SiO₂. Los oxidos mayores se expresan en porcentaje (%) y los elementos menores en ppm.

- ▲ Moceno Inferior
- Moceno Medio
- ◆ Moceno Superior
- Plio-Cuatemario

2.3.7.2 Tierras raras (REE)

Las RREs indican sensibles cambios de presión del mineral residual y el porcentaje de fusión de la fuente. La característica importante de las rocas volcánicas entre Chipmo y Poracota es la alta relación entre las tierras raras ligeras (LREE) con las tierras raras pesadas (HREE).

Las coladas riolíticas de la Toba Chipmo y la Toba Poracota, representan la primera manifestación del vulcanismo del Mioceno Medio en la región después de un hiato de ~ 5 Ma. Exhiben un marcado fraccionamiento de la REE con altos ratios de Sm/Yb (1,5ppm a 4ppm) (Figura 2.9). Estos altos ratios son afectados por el fraccionamiento de la plagioclasa del fundido.

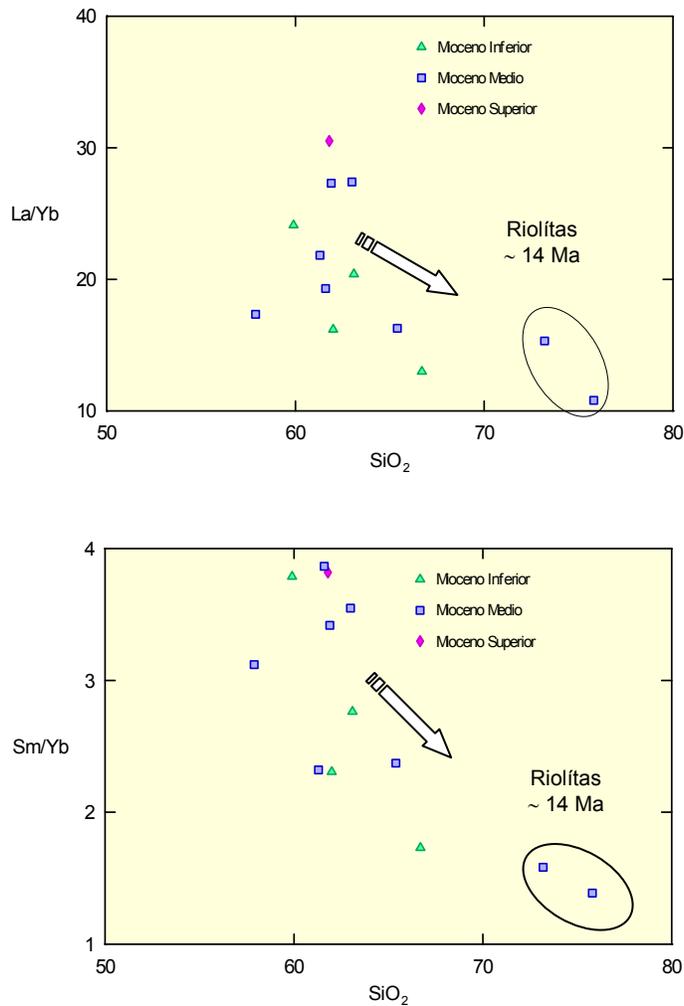


Figura 2.9 Diagramas binarios de La/Yb, Sm/Yb versus SiO₂ (%) de las rocas volcánicas miocénicas de Poracota y Chipmo.

El total de las tierras raras fueron normalizadas con los valores de la condrita de Nakamura (1974) (Figura 2.10). La característica más notable es la alta relación entre las LREE con las HREE, y un moderado ratio de La/Yb (10 y 35), relacionados a una fuerte caída de HREE (1,2ppm a 2.3ppm Yb).

Las rocas volcánicas miocénicas muestran una moderada gradiente de los valores de LREE a HREE en un rango de 100 a 10. Además resalta las anomalías negativas de Eu (0,5ppm - 1.3ppm), a excepción de la Toba Poracota (Eu = 2,9ppm), que no guardan paralelismo con las rocas volcánicas del Mioceno Medio.

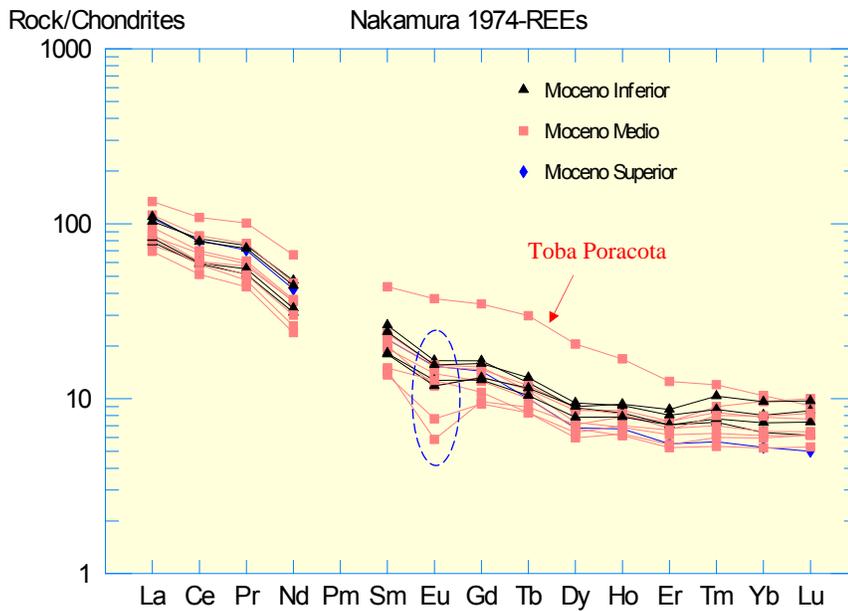


Figura 2.10 Abundancia de las REE en las rocas volcánicas miocénicas entre Chipmo y Poracota, normalizado a los valores de la condrita de Nakamura (1974). La anomalía negativa de Eu confirma el fraccionamiento de la plagioclasa del fundido.

Las rocas miocénicas muestran un notable decaimiento de Ta (0,5ppm a 1,7ppm) y Nb (6,8ppm a 14.1ppm), asociado a la cristalización del rutilo, en comparación con el Rb y Ba cuyo decaimiento es bastante irregular (Figura 2.11).

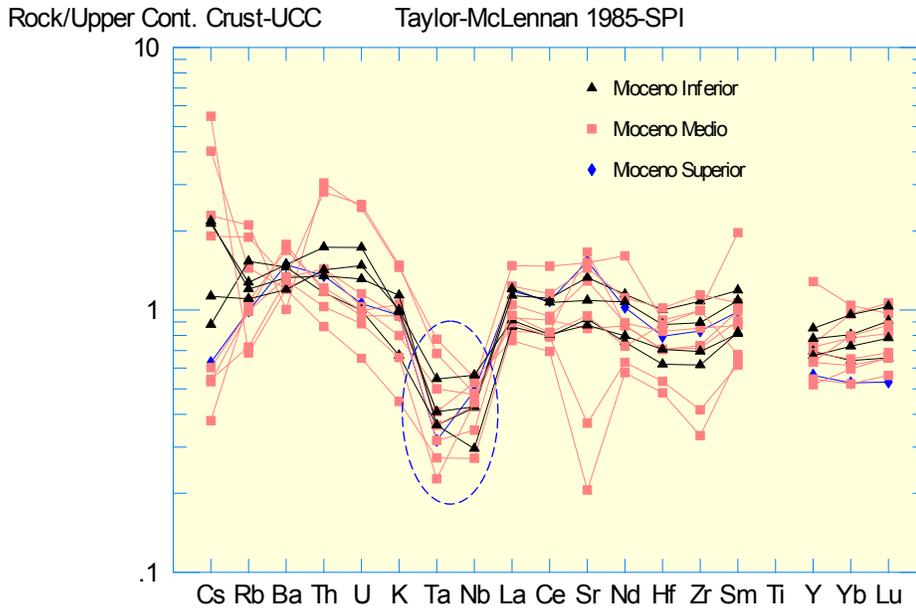
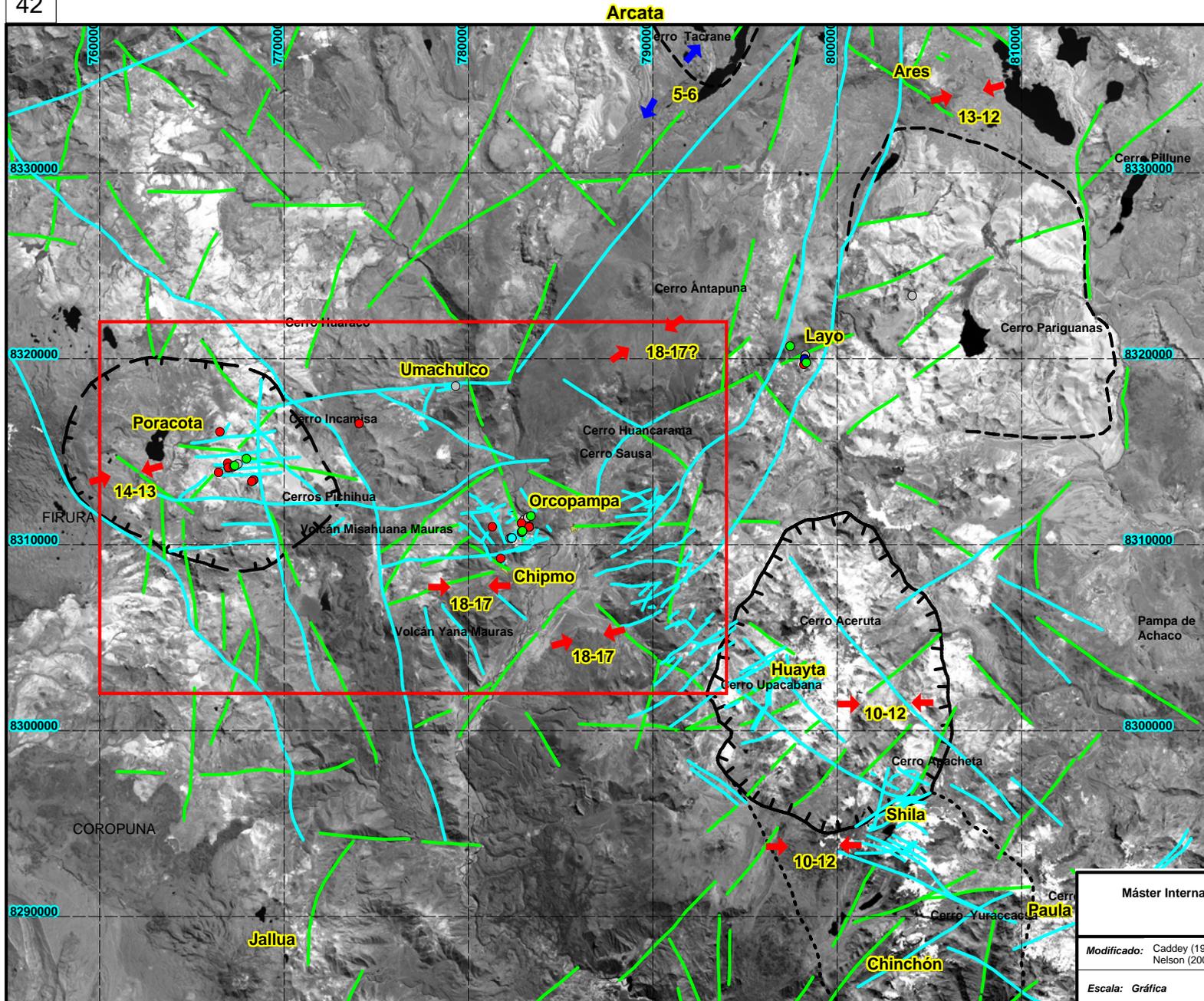


Figura 2.11 Concentraciones de REE y elementos traza normalizados a la corteza superior para rocas del Mioceno en Chipmo y Poracota. Factores de normalización de Taylor y Mc Lennan (1985).

2.4 Tectónica Regional

Una deformación compresiva con rotación de bloques, plegamiento y levantamiento ocurrió durante las tres principales fases tectónicas: Fase Peruana (Campaniano), Fase Inca (Paleoceno - Eoceno) y Fase Quechua o Sub - andina (Neógeno) (Benavides, 1999). Esta última fase tectónica fue la responsable de la dinámica tectónica que afectó al área de estudio.

El distrito de Orcopampa tiene 16 km de largo y 7,5 km de ancho; se encuentra ubicado dentro de un corredor estructural N30° – 40° O y a los bordes del *graben* Orcopampa (extensión > 50 km), que está controlado por dos lineamientos regionales de orientación NNE (Caddey *et al*, 1999a, b y c). La intersección de la falla Incamisa con el borde E del *graben* Orcopampa, forman una cuña tectónica donde se han emplazado las vetas de la mina Chipmo (~ 18 Ma) (Figuras 2.12 y 2.13). A la altura del sistema de vetas de la mina



LEYENDA

-  Falla
-  Lineamiento Estructural
-  Veta
-  σ_1 Máximo esfuerzo Compresivo
-  σ_3 Máximo esfuerzo Extensivo
- 14-13** Edad de la deformación tectónica
-  Caldera Miocénica
-  Estructura Circular
-  Area Figura 2.13

Muestras

-  IF (25)
-  Pb-Pb (21)
-  87Sr/86Sr (7)
-  18O/16O (7)
-  87Rb/86Sr (2)

Máster Internacional "Aprovechamiento Sostenible de los Recursos Minerales"

Red DESIR

Modificado: Caddey (1998) y Nelson (2005)

Escala: Gráfica

Fecha: Agosto 2008

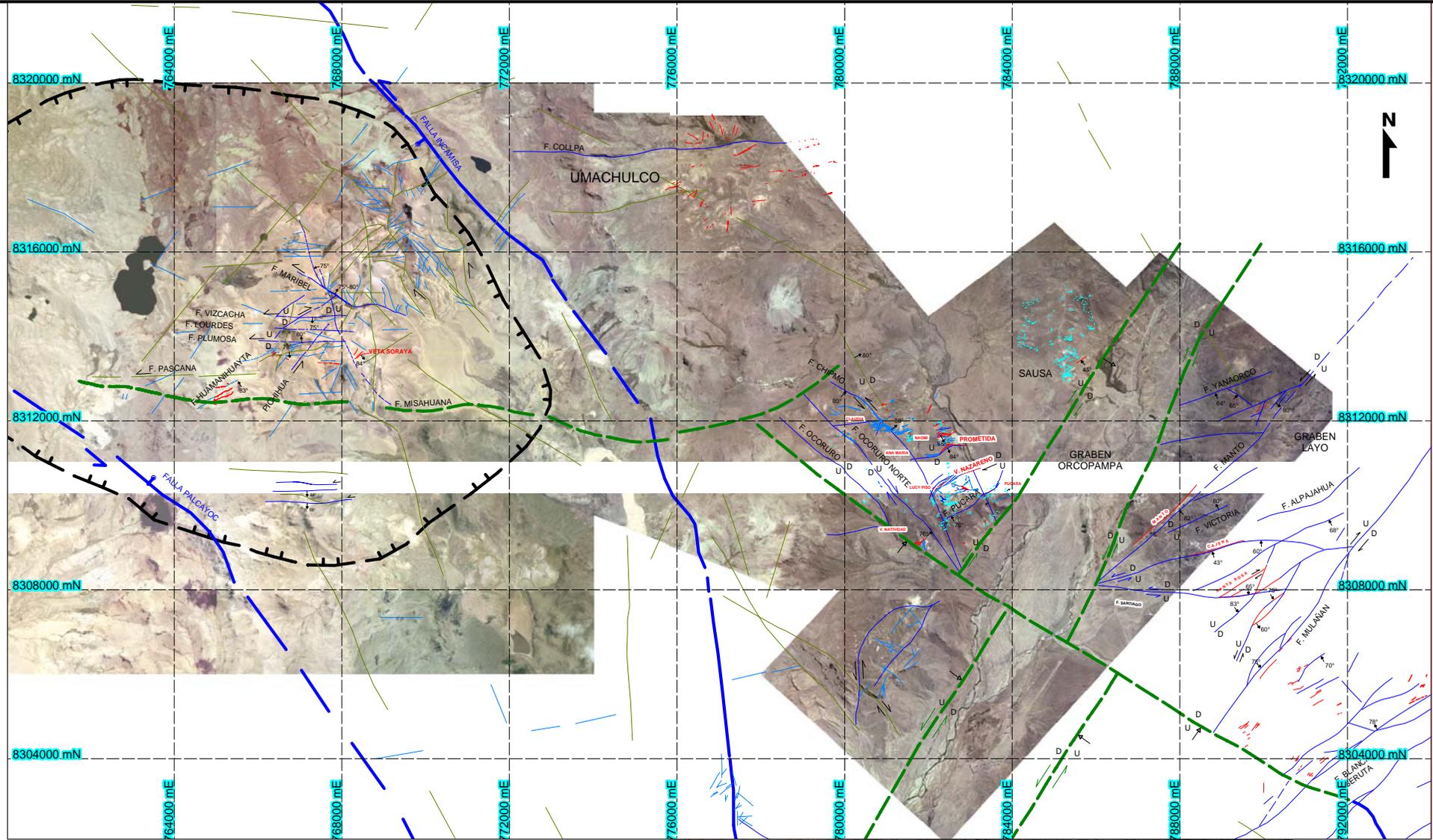
N° de Plano: **2.12**

"Menas auríferas epitermales en Chipmo y Poracota, Arequipa - Perú. Inclusiones fluidas e isótopos de Plomo y Estroncio, aplicaciones para la exploración"

TECTÓNICA REGIONAL

10Km





ESTRUCTURAS	LONGITUD
Lineamiento regional	> 10km
Lineamiento distrital	1 - 10Km
Falla regional	> 10Km
Falla distrital	1 - 10Km
Falla local	Falla local
Sistema de fracturas	
Veta	0 - 1Km
Fracturas / fallas menores mineralizadas	



Máster Internacional "Aprovechamiento Sostenible de los Recursos Minerales"	
Red DESIR	
Modificado: Caddey (1999)	"Menas auríferas epitermales en Chipmo y Poracota, Arequipa - Perú. Inclusiones fluidas e isótopos de Plomo y Estroncio, aplicaciones para la exploración"
Escala: Gráfica	
Fecha: Agosto 2008	Tectónica Distrital Chipmo - Poracota
N° de Plano: 2.13	

Ares (~ 11 Ma), estos lineamientos regionales cambian a un rumbo N – S y las vetas se emplazan en su margen este, con la intersección de lineamientos NO.

Regionalmente, el distrito minero de Shila está localizado en el margen sur de la caldera Huayta (~13 Ma) – elongada al norte -, el cual está adosado a la caldera Chinchon (~ 20 Ma), de dirección NNO. La margen sur de la caldera Huayta coincide con un sistema de fallas de orientación NO, que son paralelos a otros lineamientos hacia el sector de Chipmo.

La caldera de Poracota tiene 11 km de diámetro, con dirección NO - SE y presenta fallas regionales como son las Fallas Incamisa y Palcayoc de dirección NO (ver figuras 2.12 y 2.13).

Las estructuras mineralizadas en la región son de rumbo trasandino con movimientos transcurrentes y normales, están controlados por fallas regionales sinestrales de dirección andina, asociado con un σ_1 próximo a E – O y una dirección de extensión N – S para el vulcanismo del Neógeno.

2.4.1 Ambiente Tectónico en el yacimiento Calera, Orcopampa

Las vetas epitermales del yacimiento Calera en Orcopampa, están enmarcados dentro del corredor estructural de dirección N30° – 40° O y al borde sureste del *graben* Orcopampa de orientación NNE (ver Figura 2.13).

La falla Calera es el control estructural mayor de la veta Calera (veta principal). La falla tiene un rumbo N60° a 70° E y buzamientos de 50° a 70° N; localmente exhibe rumbos cercanos a E-O. La longitud de la falla va de 5 km a 7 km, la zona mineralizada tiene una geometría tabular de 4 km de largo, 1,5 km de ancho y profundidades variables entre 200 m y 400 m. Se reconocieron cuatro clavos mineralizados aislados donde la estructura puede alcanzar los 15 m de potencia, forman lazo cimoides. (Mayta *et al.* 1995).

Registra un primer desplazamiento estratigráfico de 400 m entre los volcánicos Santa Rosa y la Toba Manto; este desplazamiento mayor es normal con posible dirección de extensión σ_3 N – S y es pre-mineralización. Los desplazamientos posteriores son transcurrentes de dextral inverso a sinistral normal, donde los esfuerzos compresivos σ_1 varían de E-O a NE-SO (σ_3 subhorizontal) (Figura 2.14). Estos movimientos transcurrentes son contemporáneos con la mineralización (Machare, 1993; Caddey; 1999a). El último movimiento tiene un probable desplazamiento inverso puro (Machare, 1993), poco intenso con un σ_1 aproximada N-S, es post-mineralización y causó la reactivación de la Falla Calera y estructuras menores asociadas.

Las vetas Santiago, Tudela, Santa Rosa, Manto y Victoria asociado a sistemas de fallas NE-SO tienen similar historia de deformación.

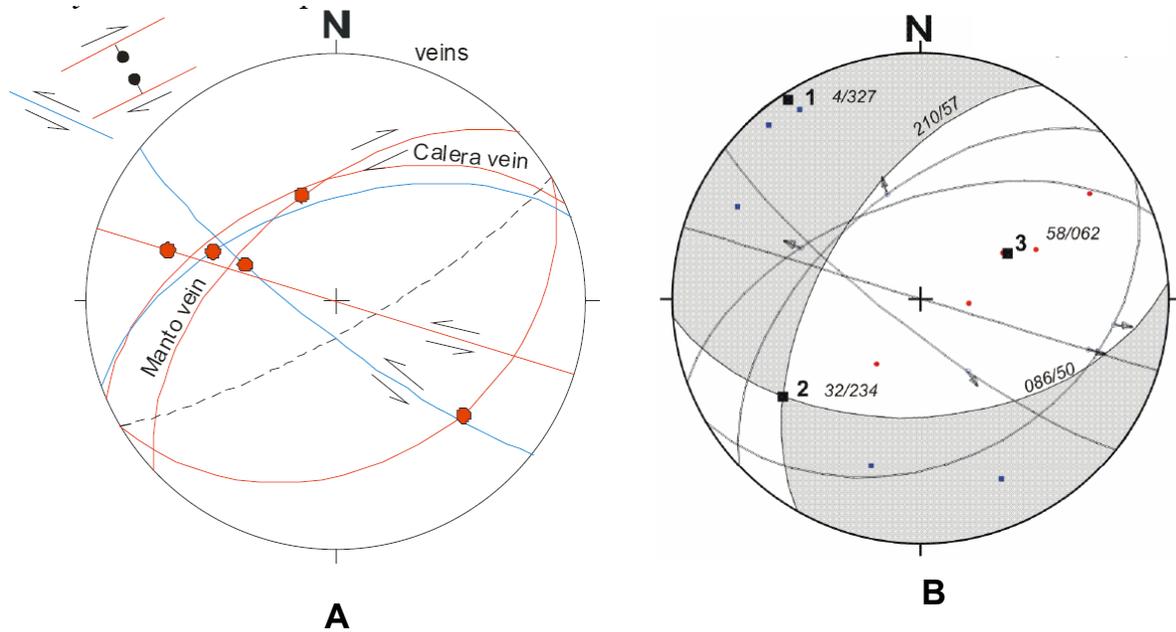


Figura 2.14 Estereogramas exhibiendo el análisis cinemático para la veta Calera. Datos (n=50) tomados de Nelson, 2005; Caddey, 1999c y Machare, 1993.

A. Estereograma mostrando la cinemática de planos de falla de las vetas Calera y Manto que indican movimientos dextrales al tiempo de formación de la mineralización.

B. Estereograma usando el programa *Faultkin*, indicando los máximos esfuerzos compresivos (cuadrado negro, numero 3) y extensivos (cuadrado negro, numero 1) de la veta Calera.

2.4.2 Ambiente Tectónico en la Mina Chipmo

Fallas y lineamientos regionales NO – SE con fallas de rumbo NE conforman el ambiente tectónico en el área de Chipmo. El análisis estructural de superficie en el dominio de la falla Chipmo de dirección andina (ver figura 2.13) es interpretada por tener cizalla de sentido sinistral usando la orientación de fracturas Riedel (Figura 2.15). Las estructuras en el área de Chipmo exhiben fuerte consistencia entre la falla y la orientación de las vetas-falla. Fracturas locales de segundo orden (tipo Riedel) también dan sentido de cizalla, consistente con los sentidos de movimiento interpretados por otros tectoglifos.



A

B

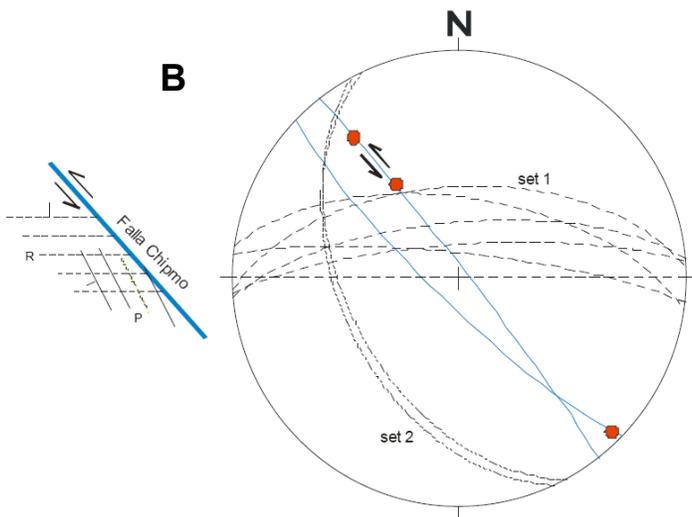


Figura 2.15 Análisis cinemático de la fallas en el área de Chipmo.

- A. Fotos de tectoglifos tipo Riedel, usados para medir el sentido de movimiento de las fallas del área de Chipmo. Izquierda: falla sinistral. Derecha: falla dextral.
- B. Estereograma de los datos estructurales de la falla Chipmo. El croquis a la izquierda exhibe la falla en azul y fracturas tipo P y R de segundo orden, utilizados para interpretar el sentido del desplazamiento.

Las vetas en el yacimiento de Chipmo están emplazadas en un sistema de fallas NE-SO con buzamientos generalmente al sur (Nazareno, Prometida, Esperanza, Mariana y Pucará Sur), y al norte (San José 1, San José 2, Pucará-Andrea, Natividad, Lucy y Alejandra). Otro sistema de vetas de menor importancia están relacionadas a fallas NO-SE de buzamientos al norte. (Vanesa 1, Vanesa 2, falla Mal Paso, Ventanilla y Huichupaqui). Dos vetas-falla son las principales; Nazareno y Prometida. Estas dos vetas tienen rumbos ENE con fuerte buzamientos al NO y SE. El rumbo de la veta Nazareno varía de N50° a 70° con buzamiento promedio de 73° S, mientras que la veta Esperanza tiene rumbo promedio E - O. La cinemática indica principalmente movimientos de rumbo tipo dextral *-picht* menor a 30°- y subordinadamente normal, como el caso de la veta Lucy Piso, que es un falla normal paralela al sistema principal Nazareno. Contemporáneamente se formaron fallas y fracturas principales en dirección N30° E que fueron dextrales, *shears*

conjugados y fallas fueron reconocidos siguiendo rumbos E - O con movimientos sinestrales. Corresponden a la fase de deformación D2, transcurrente con σ_1 E - O a ENE - OSO y estan relacionado con los estadios principales de mineralización (Figura 2.16). Fracturas y fallas normales N20° O a N70° O con buzamiento consistente al norte, exhibe un ultimo movimiento normal, son post mineralización crean cavidades abiertas, a menudo rellenos con yeso; son comunes en el sistema Nazareno pero muchas veces ausentes en el sistema Prometida.

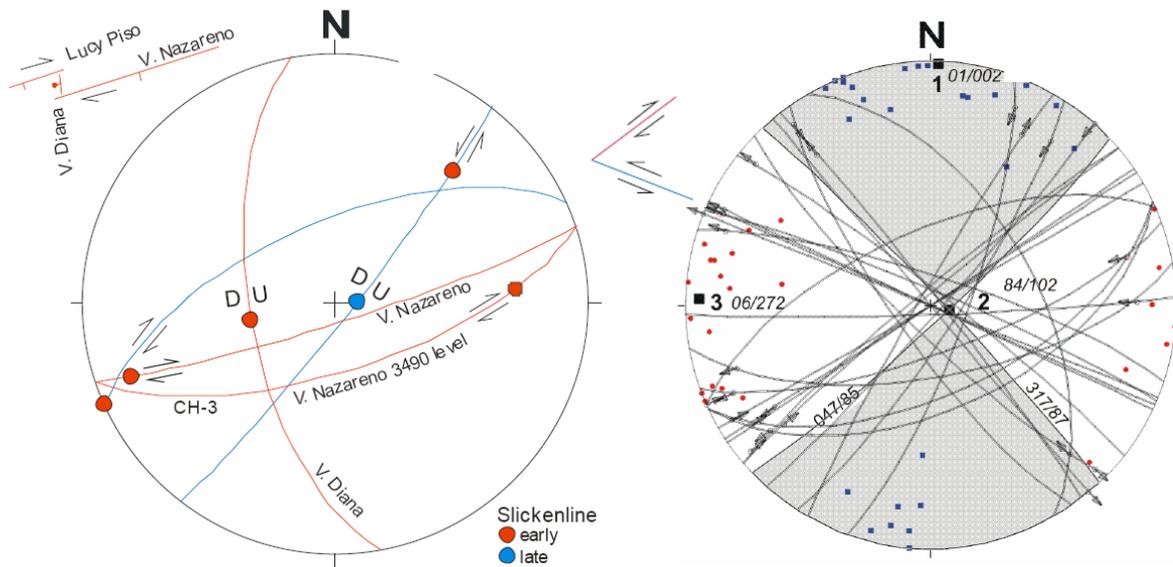


Figura 2.16 Análisis cinemático de las vetas en la mina de Chipmo. Datos (n = 350) tomados de Nelson, 2005 y Caddey, 1999b.

- A. Estereograma exhibiendo los datos estructurales del sistema Nazareno. Note los movimientos normales posteriores a la formación de las vetas - falla NE.
- B. Estereograma mostrando el análisis cinemático usando el programa *Faultkin* del total de datos medidos en el depósito de Chipmo. El máximo esfuerzo compresivo σ_1 (cuadrado negro, numero 3), es próximo a E - O con un σ_3 (cuadrado negro, numero 1) N - S horizontal.

Los clavos minera al E-O (Figura 2.17), Nazareno tiene tres clavos (Este, Central y Oeste) son tabulares, subverticales de 400 m a 700 m de profundidad conocida (cota 3200 msnm), separados por zonas de baja ley. El clavo Este de mayor potencia y ley tiene *plunge* de 45° al E, que corresponde a un modelo de fallamiento normal durante su formación. La veta tiene mayores potencias en el clavo Central donde el rumbo tiende a ser E-O y en algunas porciones de la veta a la altura del clavo Oeste, pero con rumbo noreste.

El fallamiento de rumbo dextral con una menor componente de fallamiento normal, son los controles estructurales dominantes para la formación de los clavos mineralizados en los dominios Nazareno y Prometida.

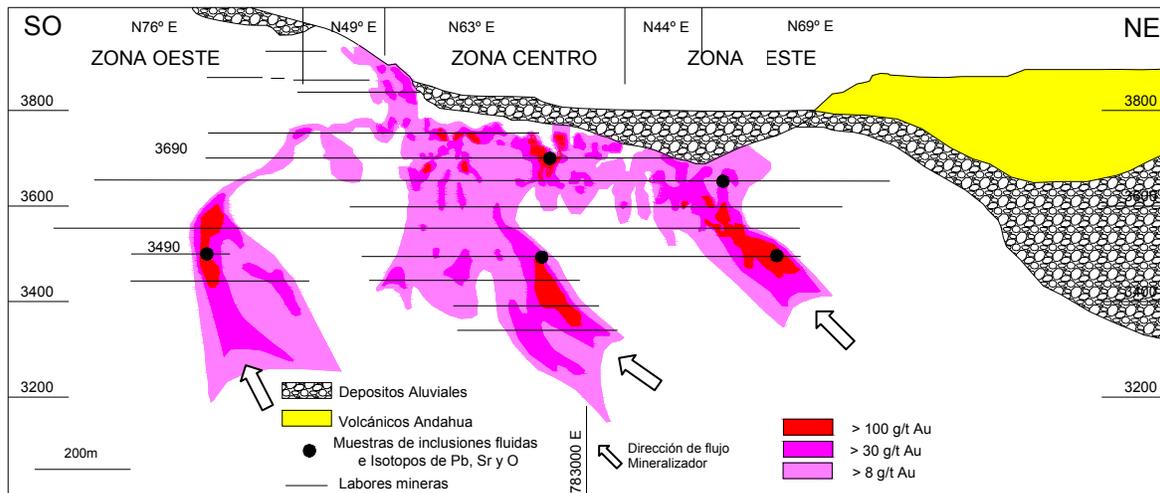


Figura 2.17 Sección longitudinal de la veta Nazareno en Chipmo exhibiendo los clavos mineralizados formados cuando su rumbo tiende más hacia el E-O.

2.4.3 Ambiente Tectónico en la mina Poracota

La orientación de la estratificación de las unidades piroclásticas y lávicas de la Toba Poracota son NO–SE, con buzamientos variables de 10° a 20° al SO. La geometría de los mantos silicios Dorado y Águila mantienen estas orientaciones, sus potencias varían de 10 m a 20 m, con longitudes que superan el kilómetro. El bandeamiento de flujo de los domos son concéntricos y tiene rumbos predominantes al noreste.

Las fallas regionales de rumbo NO-SE definidos como Incamisa y Palcayoc, superan los 40 km de extensión, con buzamientos convergentes (ver figura 2.13); es el primer sistema desarrollado, tiene movimientos sinestrales y controlan el emplazamiento de la caldera (~14 Ma). Son correlacionables con los sistemas de fallas y lineamientos NO – SE en Chipmo y Shila.

Estas fallas generaron sistema de fallas distritales y fracturas E – O con buzamientos variables de 65° a 85° al norte y sur, son conocidas como Fallas Vizcacha, Lourdes, Plumosa y Perseverancia. La cinemática indica principalmente movimientos de rumbo tipo sinestral –*picht* de 30° a 45°. Corresponden a la fase de deformación D3, transcurrente. Este sistema controla la formación de crestones y canales de brechas sin mineralización económica en superficie y han generado el “*feeder*” Huamanihuayta, portador de la mineralización de los estadios “Halos de Alteración” y “Pirita Aurifera” de los mantos Águila y Dorado. La falla Pucara (Mina Chipmo), Misahuana y Collpa corresponden a este sistema estructural.

Los movimientos sinestrales de las fallas E–O, generaron zonas de tensión y fallas N 50° - 60° E que controlan la formación de la vetas 1900 y Soraya. Estas vetas tienen rumbos N45° a 70° E, con buzamientos conjugados de 80° a 85° con potencias variables que alcanzan los 3 m. Inflexiones de rumbo N 65° a 70° generan zonas de transtensión con clavos mineralizados de geometría tipo echelón. Análisis cinemático indican movimientos dextrales (Figura 2.18).

Corresponden a la fase de deformación D3, con σ_1 en dirección ENE–OSO a E–O. El último movimiento dextral que formaron las vetas NE (veta 1900), está relacionado con la formación de la mineralización tardía tipo Bonanza.

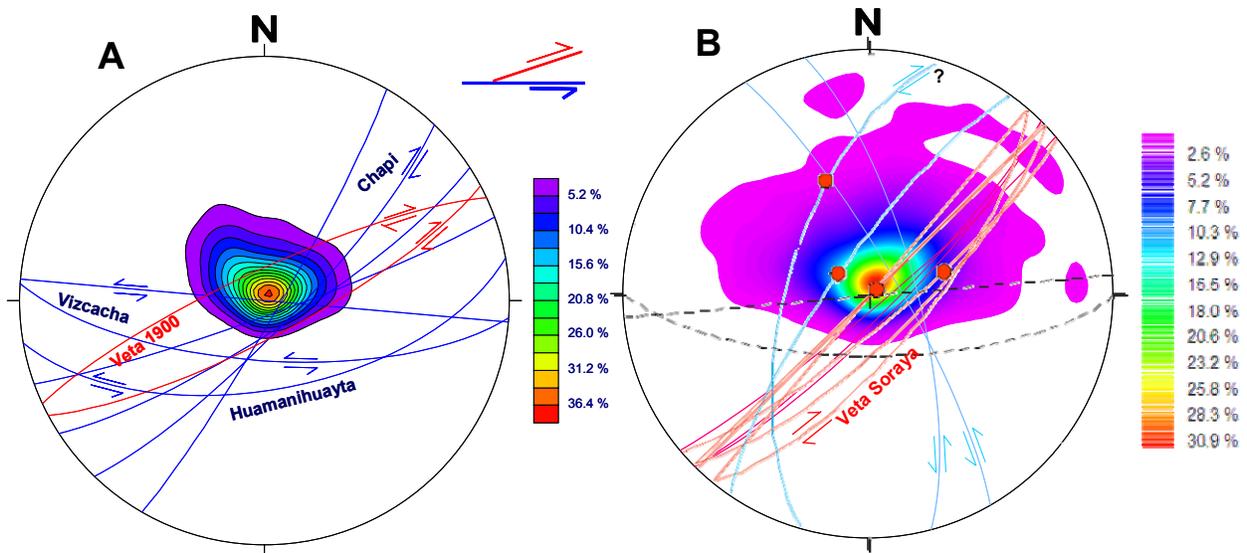


Figura 2.18. Estereogramas de las estructuras y fallas principales en la mina Poracota (n=150). Note que las vetas Soraya y 1900 de orientación NE tienen movimiento dextral.

- A. Estereograma exhibiendo la cinemática de las fallas principales en la mina Poracota. La escala de colores corresponde a la densidad del fracturamiento.
- B. Estereograma de las fallas en el área de Soras.

2.4.4 Interpretación tectónica en Orcopampa y Poracota

Cinco fases de deformación (D1, D2, D3, D4 y D5) fueron determinadas entre los distritos de Orcopampa y Poracota (Figura 2.19).

La fase D1 es compresiva, con σ_1 en la dirección N46° E – S46° O, forma pliegues que afectan solamente a los sedimentos mesozoicos y esta relacionado con la formación inicial de las montañas, es conocida como la orogenia Inca de edad Eocena.

La fase D2 es transcurrente, con σ_1 variable en la dirección E-O y ENE-OSO. La mayoría de las principales vetas en Chipmo y Calera están localizadas en fallas de rumbo dextral (a veces normal), presenta rumbos de N45 - 75° E. Esta es transcurrente intramineral y se le infiere parte de la deposición de los volcánicos Santa Rosa y Sarpane. Esta deformación ocurrió en un intervalo de tiempo de 18 a 20 Ma. La fase D2 se formó entre las fases de deformación compresiva Quechua I y Quechua II.

La fase D3, es transcurrente con σ_1 en la dirección ENE-OSO a E-O, entre 14 y 12 Ma y fue documentadas solamente en Poracota; ocasionan que las fallas regionales andinas de movimiento sinistral, formen fallas de rumbo sinistral E-O, de buzamientos convergentes entre 75 y 85°. Estas fallas E-O generaron o reactivaron fallas de dirección dextrales de rumbo N55° a 75° E, con buzamientos entre 80 y 85 °S y formaron vetas, como la veta 1900 y Soraya. Esta deformación se desarrolló entre la fase de deformación compresiva Quechua II y Quechua III y controla el emplazamiento de las secuencias volcánicas de la caldera Poracota.

En la fase de deformación D4 se desarrollaron fracturas tensionales y fallas normales E - O. Esta fase, es extensional con σ_3 en la dirección E-O. Este evento tectónico es inferido con el vulcanismo regional y deposición de la Toba Umachulco (6.3 Ma). También la fase D4 es post-mineralización en Orcopampa y Poracota y probablemente sea responsable de la formación del sistema de vetas de Arcata de 5,4 Ma. (Candiotti, et al., 1990) (Ver figura 2.13).

La fase tectónica D5, es extensional de dirección E - O, caracterizado por fallas normales de rumbo N - S y desarrollo local de *grabens* (Valle de Orcopampa). A este evento se le atribuye la distribución de los volcánicos Andahua y conos volcánicos monogénicos. Este evento es post-mineral con edades de 1,5 Ma al presente.

CAPITULO III

3. ZONACIÓN, PARAGÉNESIS DE LA ALTERACIÓN HIDROTHERMAL Y MINERALIZACIÓN

3.1 Introducción

Desde la década de los setenta muchos esquemas de clasificación para depósitos epitermales han sido propuestos, basados en la mineralogía de los minerales de mena o ganga y muchos reflejan algunos aspectos de la química del fluido (PH, estado de oxidación o estado de sulfuración), asociado con la alteración mineral o mineralización.

El equilibrio fluido – mineral, Acido–base y condiciones de reducción – oxidación, sustentan los parámetros que distingue los tipos ácidos de los alcalinos (Sillitoe, 1977); acido–sulfatado (alunita–caolinita) de los tipos adularia–sericita (Hayba et al., 1985; Helad et al., 1987; Berger y Henley, 1989), alta sulfuración y baja sulfuración (Hedenquist, 1987; White y Hedenquist, 1990, 1995; Sillitoe, 1993; white y Poizat, 1995. Recientemente Hedenquist *et al.* (2000); Einaudi *et al.* (2003). Sillitoe y Hedenquist (2003) hacen énfasis en los estados de sulfuración (alta, intermedia, baja sulfuración y los alcalinos). Cooke y Deyell (2003) utilizan nomenclaturas descriptivas basadas en la mena, forma del depósito, diagnóstico de los minerales de alteración, los minerales hipógenos de ganga y el mineral de cobre dominante.

La paragénesis de la alteración hidrotermal en el yacimiento de oro de Poracota es típica de sistemas epitermales de alta sulfuración. Chipmo (oro – telururos de oro) tiene también una filiación epitermal de alta sulfuración. Los principales tipos de alteración hidrotermal basados en la paragénesis mineral son: alteración silíceo, argílica avanzada, argílica y propilítica.

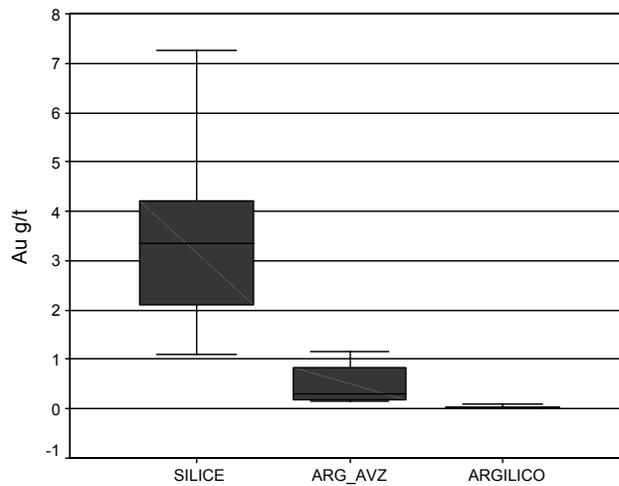
Edades K/Ar en alunita de la alteración en la Ignimbrita Quellococha indican ~ 13,7 Ma (Miranda y Vidal, 2006) para el primer estadio de alteración–mineralización en Poracota. Una alunita de segunda generación de la veta Prometida en Chipmo arroja 18.1 Ma ± 0,5. (Mayta, 1999), indicando dos periodos diferentes de actividad hidrotermal.

3.2 Alteraciones hidrotermales Poracota

La paragénesis de la alteración hidrotermal en el yacimiento de oro de Poracota es típica de sistemas epitermales de alta sulfuración. La parte central esta conformada por una alteración hipógena silíceo gradando hacia la periferia a argílica avanzada, argílica y propilítica (Figuras 3.1 y 3.2).

3.2.1 Alteración Silíceo

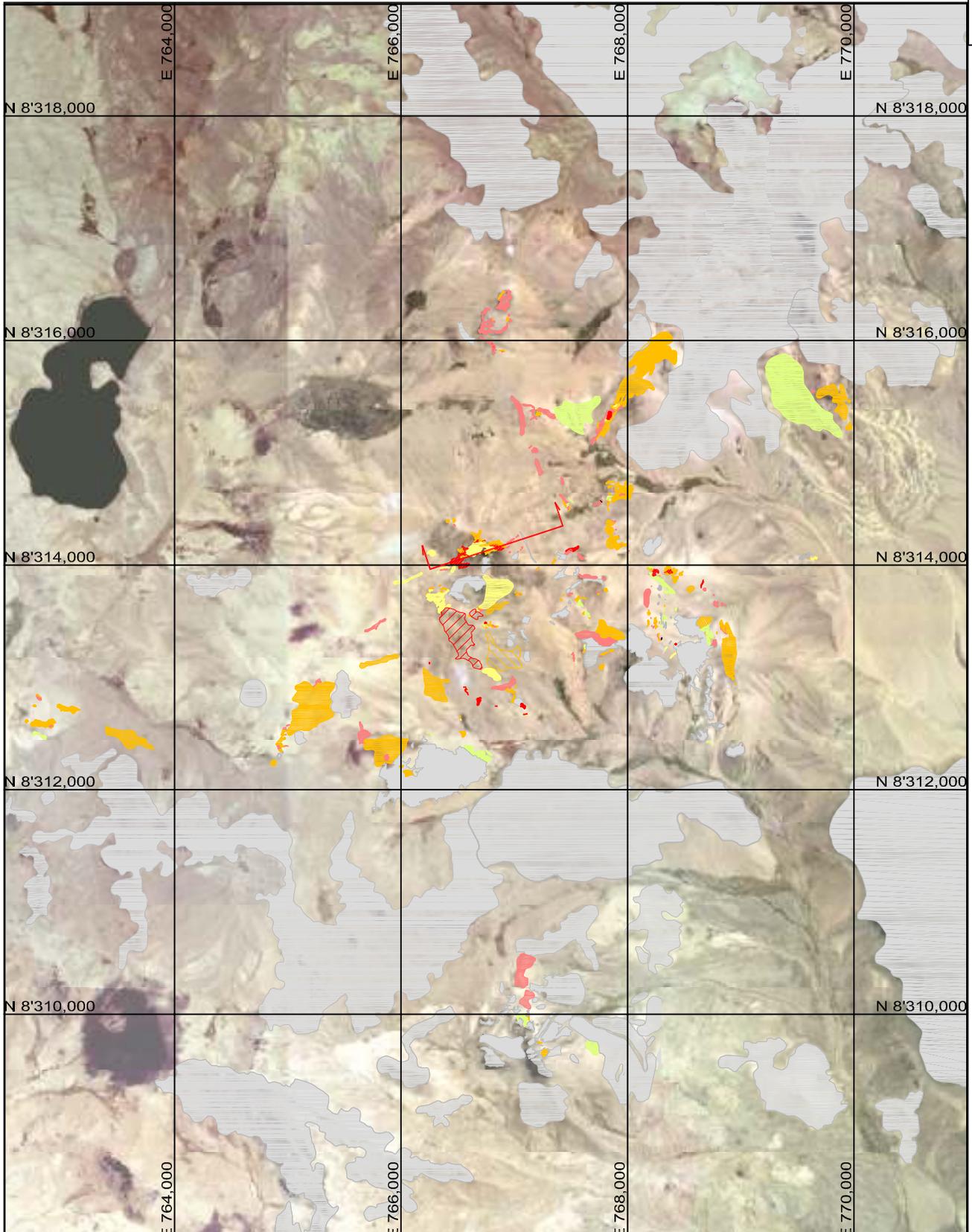
Tres generaciones de sílice y cuarzo de aspecto poroso a granular están presentes como texturas de reemplazamiento en las estructuras mineralizadas. La alteración silíceo alberga el mayor volumen de la mineralización aurífera (Cuadro 3.1).



Cuadro 3.1 Contenido de oro por alteraciones hidrotermales en Poracota. La sílice y el cuarzo son las gangas que acompaña a las zonas auríferas.

3.2.1.1 Sílice Calcedónica

Masas tabulares, irregulares y sub-horizontales de sílice amorfa afloran en los cerros Huamanihuayta, Orjo Puñuna, Tola Tola y Perseverancia entre las cotas 4900 msnm y 5000 msnm. Los crestones prominentes de coloración rojiza están conformados por una sílice de textura masiva a criptocristalina que oblitera la textura original de la roca. Al sur del cerro Huamanihuayta, hay sílice calcedónica gris y crema con texturas bandeadas y fluidales. En general, pertenecen a *sinters* silíceos que definen los niveles altos del sistema epitermal.



- Silíce calcedónica
- Silíce residual
- Silicificación
- Cuarzo Alunita
- Cuarzo Arcillas (Dickita-Caolinita)
- Argílica (Illita-Smectita-Caolinita)
- Roca fresca

— lines de sección



Máster Internacional "Aprovechamiento Sostenible de los Recursos Minerales" Red DESIR	
Modificado: Miranda et.al.(2005)	"Menas auríferas epitermales en Chipmo y Poracota, Arequipa - Perú. Inclusiones fluidas e isótopos de Plomo y Estroncio, aplicaciones para la exploración"
Escala: Gráfica	
Fecha: Agosto 2008	<h2 style="margin: 0;">Alteraciones Poracota</h2>
N° de Plano: 3.1	

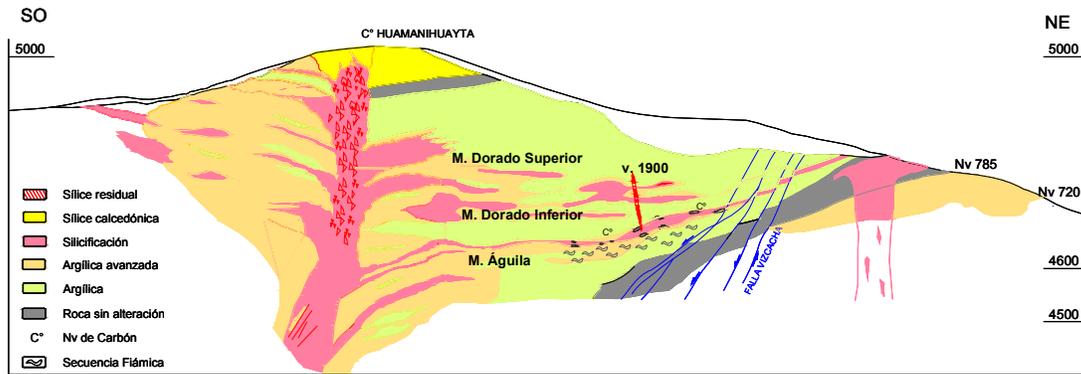


Figura 3.2. Sección transversal a los mantos Águila y Dorado con la distribución de las alteraciones hidrotermales en Poracota.

3.2.1.2 Silicificación

La sílice residual es el primer evento de sílice que se desarrolla generalmente en las cotas superiores a los 4800 msnm. Los afloramientos se distribuyen como cuerpos aislados y como relleno de fracturas. Presenta texturas cavernosas y sacaroideas, las cavidades están lixiviadas, es posible observar remanentes de alunita y cuarzo criptocristalino, está asociado frecuentemente a sílice calcedónica.

Generaciones posteriores de sílice y cuarzo conforman las estructuras mineralizadas subhorizontales denominados mantos Águila, Dorado y representan la principal alteración hidrotermal en las estructuras tensionales NE. Están compuestas por sílice porosa y sílice de textura granular, representan el mayor volumen de la alteración. Cristales de cuarzo asociado con baritina (< 1 % en volumen) rellenan las oquedades. A nivel de sulfuros están, asociados con pirita, enargita y azufre nativo.

Estudios de microscopía óptica y electrónica de barrido, registran poros y agregados microscópicos de sílice, que forman mosaicos y oquedades con relictos irregulares de rutilo, anatasa, zircón y trazas de alunita (Figura 3.3), a veces con restos irregulares de material orgánico carbonizado. Análisis químicos por elementos mayores, reportan contenidos de SiO₂ entre 75 % y 96 % en peso. Mientras que en las litologías frescas los contenidos de sílice muestran contenidos de 56 % a 79 % SiO₂ en peso. El incremento sustancial de sílice obedece al aporte del cuarzo hidrotermal formando generaciones e intercrecimientos de microcristales de cuarzo en las cavidades lixiviadas e intersticios de los granos silíceos. El K₂O y Al₂O₃ van de 0,2 % a 5,0 % en peso (Figura 3.4).

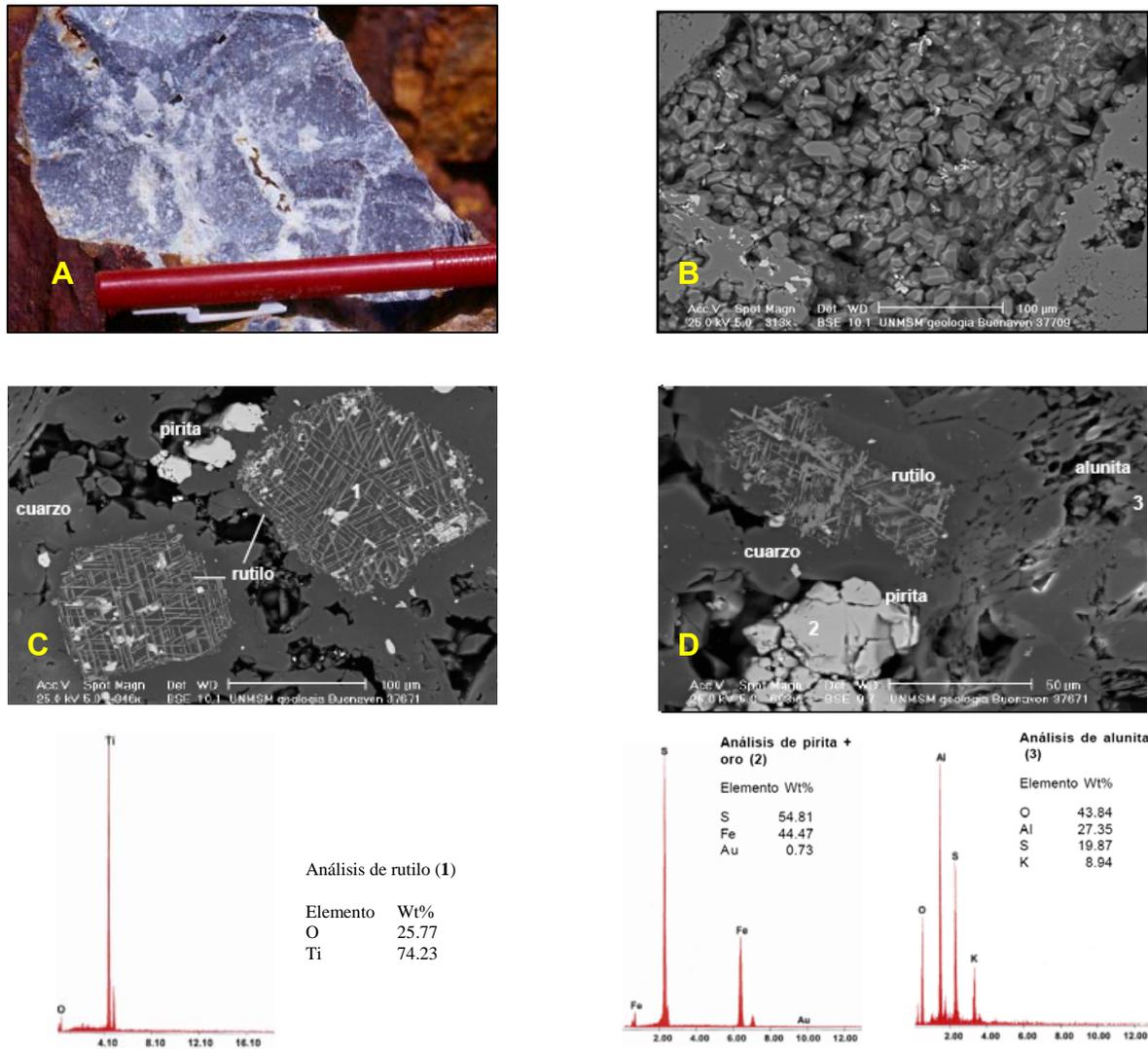


Figura 3.3 Alteración sílicea en las estructuras mineralizadas Manto Águila y Dorado. Poracota.

- A. Silicificación gris con diseminación de sulfuros finos, y cortada por venillas milimétricas de cuarzo.
 - B. Playas de cuarzo euhedral, intercreciendo en oquedades lixiviadas.
 - C. Varias generaciones de cuarzo con accesorios de pirita y menos cantidad de rutilo.
 - D. Sílice porosa con relictos de rutilo con relleno de pirita de segunda generación y alunita plumosa.
- B, C y D. Microfotografías de microscopio electrónico de barrido. Ocharan, 2005b, c.

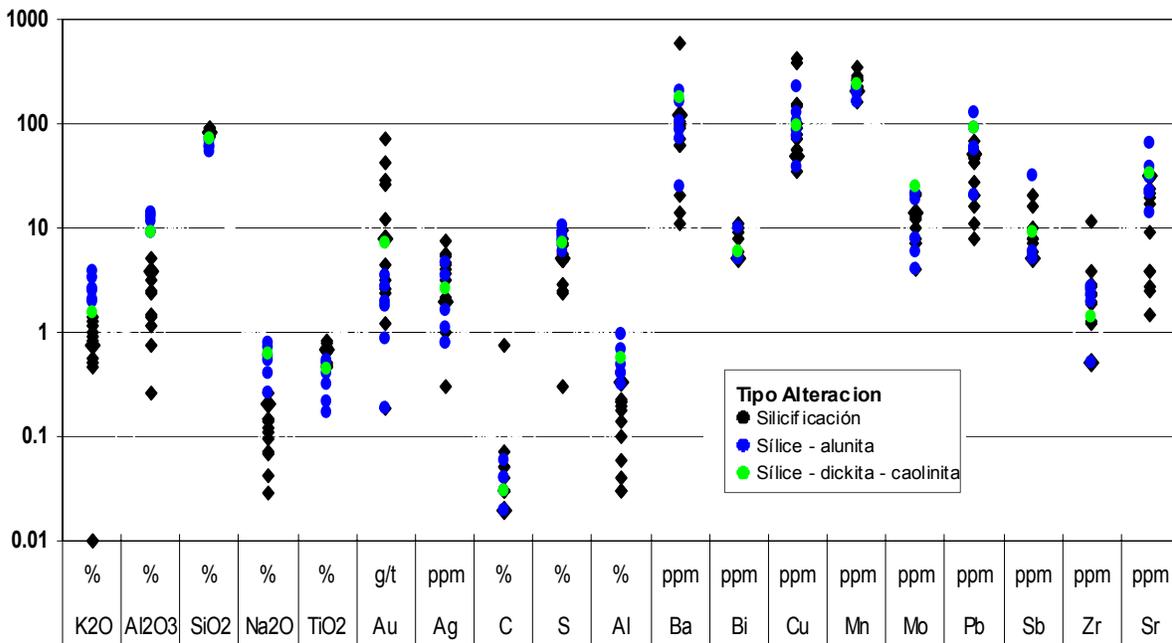


Figura 3.4. Contenido de elementos mayores y menores en rocas alteradas en Poracota.

3.2.1.3 Alteración argílica avanzada

Enmarcando a las estructuras mineralizadas, ocurren como halos proximales. La mineralogía predominante es sílice, alunita, dickita y caolinita. A escala de afloramientos se han diferenciado dos paragénesis mineralógicas. Las litologías con alteración argílica avanzada, preservan la textura original de la roca donde los feldespatos y líticos se encuentran alterados a alunita y arcillas blancas, englobados por una matriz sílicea de grano fino. El análisis a la luz infrarroja (PIMA), de un grupo de alunitas, determinan que éstas contienen potasio dentro su composición química.

Zona de sílice – alunita

Adyacente a los núcleos silíceos, comprende mineralogías de cuarzo, alunita y pirita. Se han diferenciado tres tipos de alunita. La primera, formada como resultado de la alteración de los líticos o feldespatos mostrando micro gránulos de tacto sacaroideo (Figura 3.5A). La segunda, presenta texturas laminares y parches amorfos de apariencia criptocristalina con tonalidades que van de blanco a rosado. La tercera variedad, exhibe cristales rosados que superan a veces el centímetro de tamaño, es tardía y ocurre rellenado oquedades y fracturas de tensión N 50 a 75° E muchas veces acompañado por oro nativo (Figuras 3.5B y 35C).

Zona de sílice - dickita – caolinita

La segunda asociación mineralógica de la alteración argílica avanzada, ocurre próxima a la alteración argílica (illita–montmorillonita). Está formada por la presencia de cuarzo, dickita y caolinita. Análisis químicos por elementos mayores y menores de las litologías afectadas por esta alteración reportan contenidos entre 1,5 % y 4 % K_2O y 6 % a 14 % $Al_2 O_3$ en peso (ver figura 3.4).

3.2.1.4 Alteración argílica

Las rocas con esta profusa alteración hidrotermal, muestran mineralogías comprendidas dentro el grupo de las arcillas como illita, caolinita, montmorillonita, esmectita y halloysita con escasa presencia de sílice. Los afloramientos se encuentran por lo general, cubiertos por material fluvio-glaciar. La geoquímica multielemental de esta alteración marca un importante incremento de plomo, zinc y cobre en las cajas argilizadas.

3.2.1.5 Alteración propilítica

Esta alteración es muy restringida y se caracteriza por presentar mineralogías como clorita, esmectita, illita, calcita, epídota y magnetita. Las rocas con esta alteración muestran coloración gris-verdosa y textura preservada, donde los máficos están pseudomorfizados a clorita y epídota, mientras que las plagioclasas están argilizadas o alteradas a calcita.

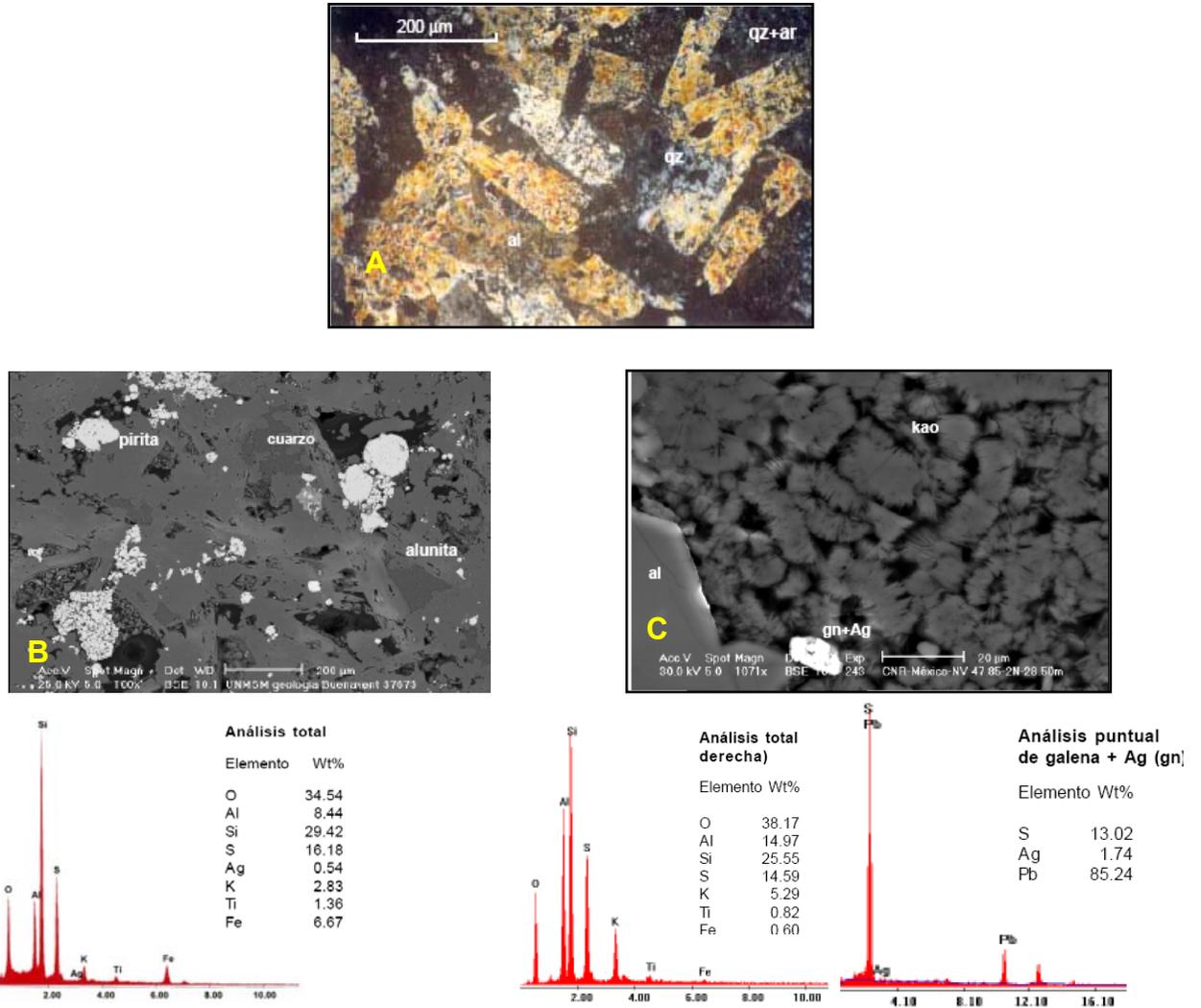


Figura 3.5. Mineralogía y texturas de la alteración argílica avanzada. Poracota

A. Alunite producto de la alteración de los feldespatos, conservando la forma euédrica de la mineralogía primaria. Microfotografía NX.

B. Alunite de tercera generación, cristales grandes ocupando espacios abiertos. Sondaje CPO-12-03.

C. Caolinite en cristales submicroscópicos, producto de la alteración de los feldespatos.

B y C. Microfotografías de microscopio electrónico de barrido. Ocharan, 2002.

3.3 Mineralización hipógena – Poracota

3.3.1. Manto Águila

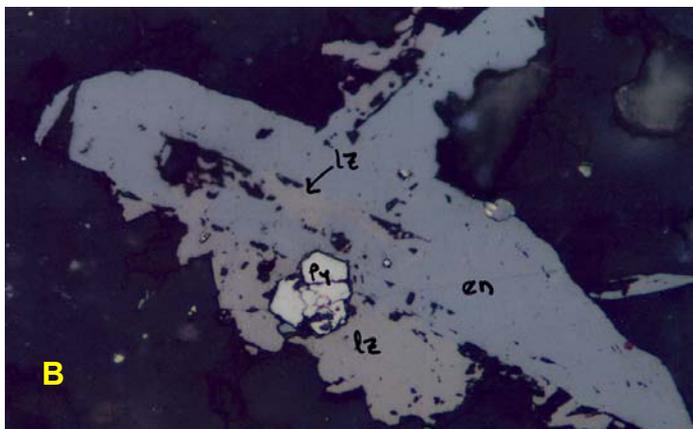
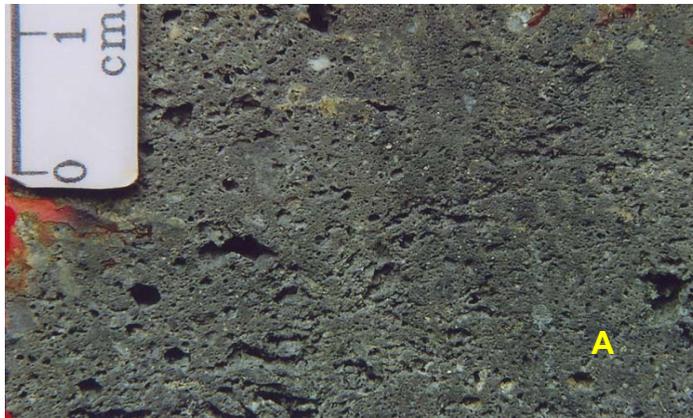
Aflora como crestones aislados por más de 550 m de longitud. Configura un horizonte tabular silíceo de rumbo NO-SE con 10° a 18° de buzamiento al suroeste, exhibe texturas sacaroideas y porosas. Evidencia una alteración hidrotermal silícea con un halo argílico avanzado, que se encuentran afectando un horizonte vulcanoclástico con niveles de carbón. El ancho promedio de la estructura es de 15 m.

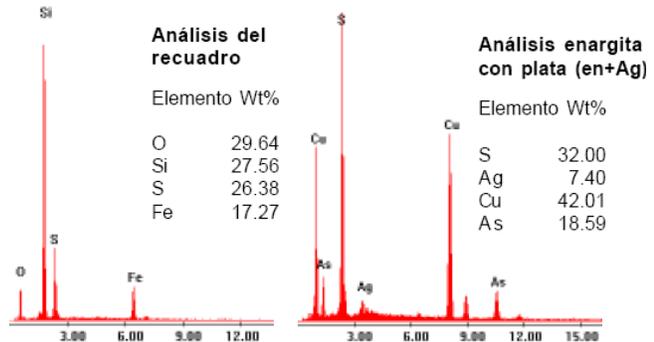
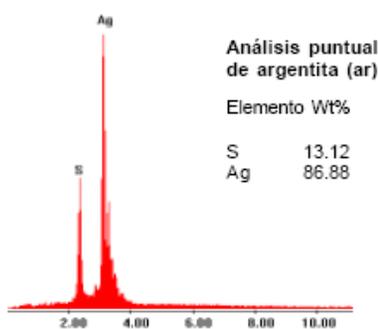
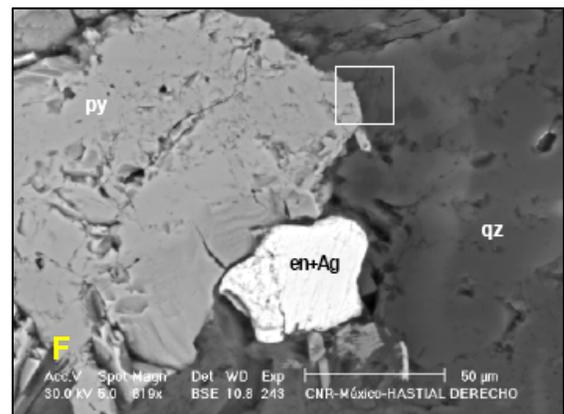
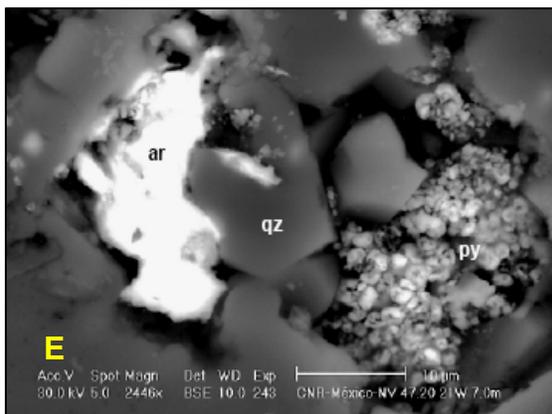
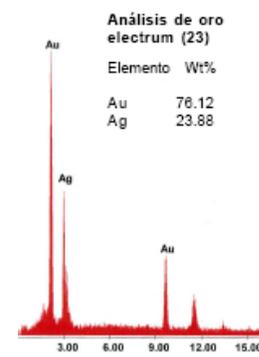
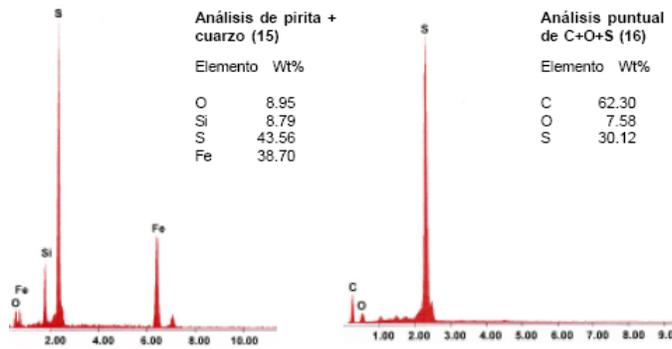
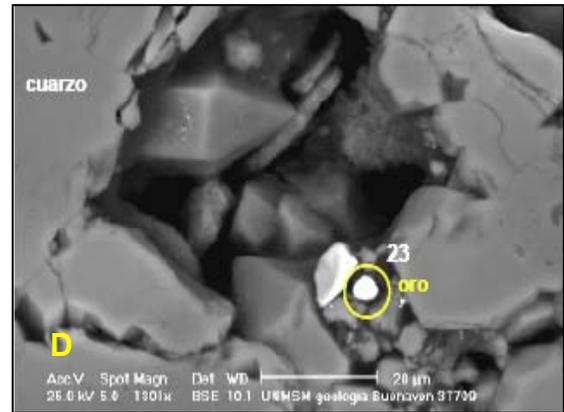
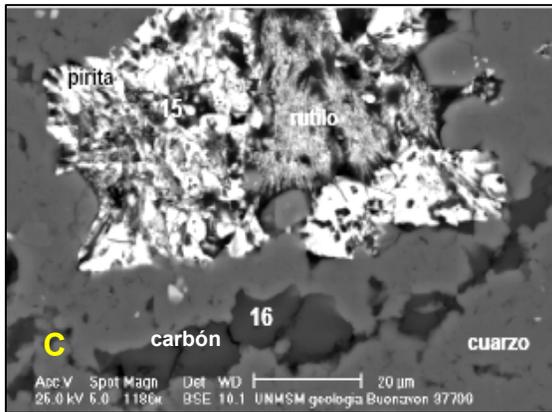
La alteración silícea esta conformada por microcristales de cuarzo euhedral relleno de las cavidades e intersticios y forman agregados de aspecto granular (Figura 3.6A). Es notable la presencia de rutilo y leucoxeno con subordinados gránulos de alunita o dickita que reemplazan feldespatos, así como de enclaves irregulares de material orgánico carbonizado (Figura 3.6C); en ciertas áreas se nota la presencia de ópalo, cristobalita y baritina. Los sulfuros primarios están dominados principalmente por pirita (> 10 %, en enclaves y diseminada) con accesorios de enargita (Figura 3.6B) y trazas de argentita, electum, enargita con plata, plata nativa, pirrotita y galena. Las pocas partículas de oro cuyos diámetros no superan las 10µm están asociadas principalmente al cuarzo y luego a pirita (Figura 3.6D, E y F). Asimismo, el oro esporádicamente se encuentra asociado a la caolinita. Los valores de oro detectados en el cuarzo y pirita oscilan aproximadamente desde 1,0 % a 2,4 % en peso en el cuarzo y de 0,6 % a 2,0 % en peso en la pirita.

La ocurrencia de azufre nativo obedece a un evento posterior a los sulfuros. Análisis químicos indican desde trazas hasta 9 % de azufre elemental.

Figura 3.6. Características mineralógicas del Manto Águila. Poracota.

- A. Sílice porosa, exhibiendo agregados finos de cuarzo euhedral con impregnaciones de pirita. Sondaje CPO 02 2003; 207,2 m; 38 g/t Au. Sáez, 2003b.
- B. Cristales de enargita asociado a luzonita, en los bordes y centro del cristal se notan inclusiones de pirita. CPO 02 2003; 207,2 m; 38 g/t Au. Sáez, 2003a.
- C. Cuarzo con enclaves de carbón. Rutilo de alteración de ferromagnesianos con playas de pirita. Sondaje CPO 12 03; muestra 37709. Ocharan, 2002.
- D. Cavidades con intercrecimiento de cristales de cuarzo asociado a una partícula de oro libre. Sondaje CPO 12 03; muestra 37709. Ocharan, 2002.
- E. Argentita y pirita subhedral. Nivel 4720, punto 21W + 7,0 m. Ocharan, 2005b.
- F. Pirita y complejo de enargita con plata relleno de cavidades. Nivel 4720, punto 21W + 22,0 m. Ocharan, 2005b.





3.3.2. Manto Dorado

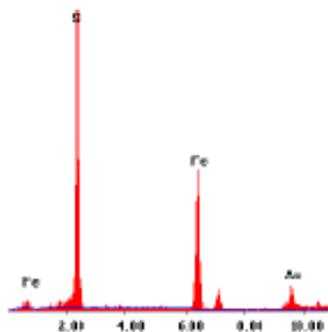
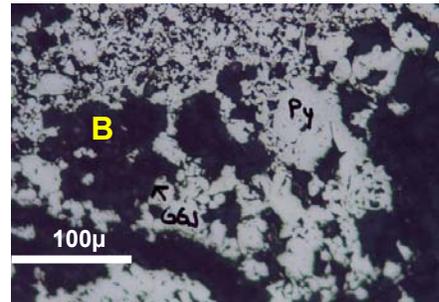
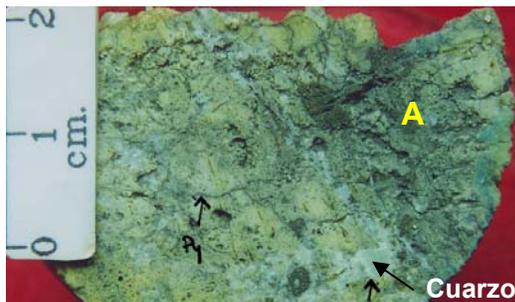
Es una estructura no aflorante, se ha dividido en dos estructuras manteadas: Manto Dorado Superior e Inferior. El primero tiene un rumbo de N50°O con buzamiento de 18° al suroeste. Presenta una moderada alteración silícea con agregados de cuarzo hidrotermal, relictos de alunita y dickita, cortada por venillas centimétricas de sílice crema. Predominan dos generaciones de pirita con accesorios de enargita. El Manto Dorado Inferior (denominados localmente cuerpo Angélica y Silvana por los geólogos de la mina) tiene una ligera inclinación entre 10° a 15° al suroeste, ocurre entre las cotas 4700 y 4750 msnm, contorneando una estructura manteada compuesta por alteración silícea que afectan a litologías porfiríticas ricas en feldespatos y niveles internos de auto-brechamiento.

La mineralogía está dominada por tres generaciones de cuarzo, seguido por piritas con subordinada enargita y baritina (Figuras 3.7 A, B). Como envolvente al núcleo silíceo se cuenta con mineralogías mixtas de alteración como sílice, alunita, dickita y caolinita con diseminaciones menores de pirita. A nivel de trazas se han identificado puntos de hematita, galena, calcopirita, esfalerita, tetrahedrita - tenantita y complejos de galena con plata. Análisis areales y puntuales, determinan la ocurrencia de oro en estado nativo asociado principalmente a pirita y cuarzo, menor a la dickita/caolinita con tamaños que no exceden las 5µm (Figura 3.7C). El oro asociado a la pirita se encuentra dentro de su estructura cristalina, cuyos valores no exceden del 1,5 % en peso (Figura 3.7 D y E).

Análisis químicos reportan contenidos de 4 % a 9 % S total, 3 % a 7 % de S en sulfuro y trazas S elemental.

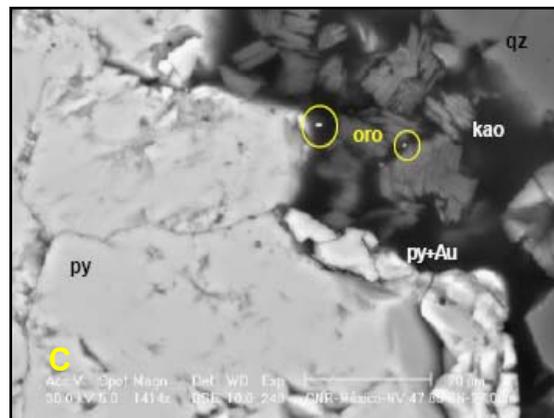
Figura 3.7. Características mineralógicas del Manto Dorado. Poracota.

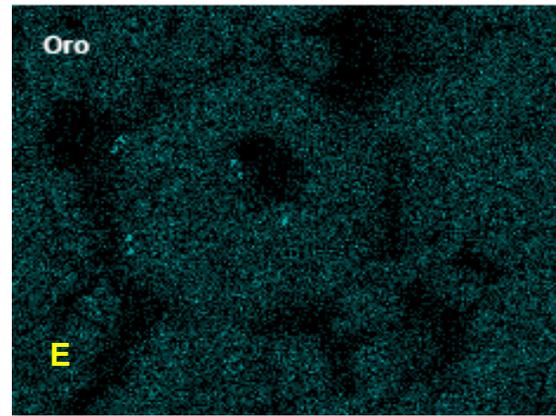
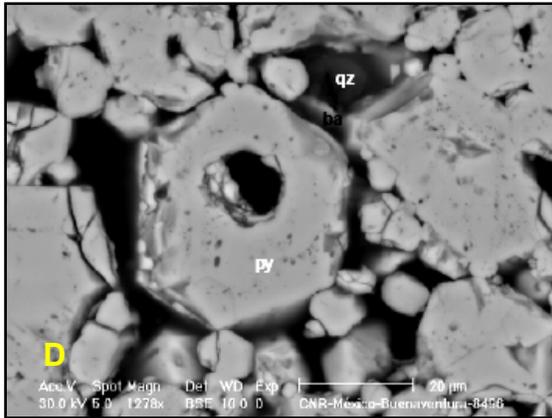
- A. Brecha con clastos silíceos porosos y venillas de pirita fina. Note la introducción tardía de cuarzo blanco. Sondaje CPO96022A; 100,3 m. Sáez, 2003a.
- B. Cristales de pirita (I) con pirita fina (II) asociado a gangas de cuarzo en parte intersticial. Sondaje CPO96022A; 100,3 m. Sáez, 2003a.
- C. Partículas nanométricas de oro asociado a dickita-caolinita de segunda generación y oro ligado a pirita. Nivel 4785, punto 2N + 27,0 m. Ocharan, 2005b.
- D. Pirita octaédrica porosa relacionada al evento principal de oro. Ocharan, 2002.
- E. Distribución elemental de oro íntimamente ligado a la estructura cristalina de la pirita. Ocharan, 2002.



Análisis puntual de pirita+Au (py+Au)

Elemento	Wt%
S	50.22
Fe	46.53
Au	3.25





3.3.3. Vetas Tardías Bonanza

Son estructuras tensionales de rumbo N50 a 70° E, buzamiento 80° a 85° al sureste, potencias variables de 0.1 m a 2,0 m con geometrías en *echelón*, controladas por fallas con movimientos dextrales.

La veta 1900 es la estructura mas importante, es una brecha tectono-hidrotermal que engloba fragmentos de varios orígenes y distintos tipos de alteraciones, con diámetros centimétricos que exhiben formas angulosas a redondeadas (Figura 3.8A). Se trata de una brecha tectono–hidrotermal matriz y clasto soportado cuya matriz es silicea formada por polvo de roca; las cavidades están rellenas por oro, cristales (aristas facetadas) de baritina y pátinas de dickita. Los sulfuros primarios están dominados por la presencia de pirita por lo menos de dos generaciones, seguidas por puntos aislados de enargita (Figura 3.8B). Lo más saltante de la estructura, es la presencia de partículas de oro diseminados o formando agregados milimétricos. Esta generación de bonanza se encuentra aparentemente relacionada a una generación de pirita y cuarzo (Figura 3.8C).

De manera aislada, otras estructuras angostas controladas por fallas N 65° E están conformadas por piritas, sílice gris y venillas de alunita rosada plumosa (tercera generación), asociadas a partículas de oro nativo diseminado.

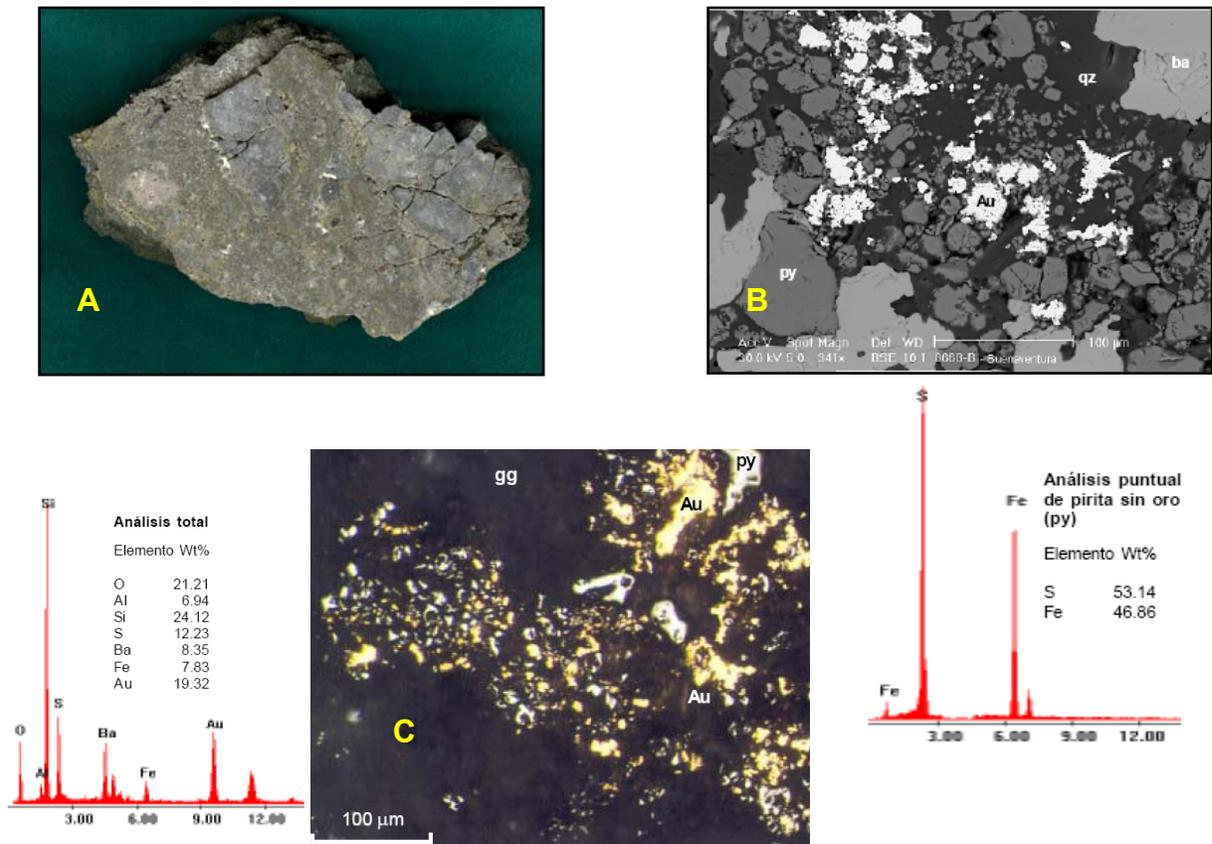


Figura 3.8. Características mineralógicas de la vetas tipo Bonanza. Poracota.

- A. Veta 1,900, brecha tectono-hidrotermal mostrando clastos polimícticos silicificados soportados por una matriz de polvo de roca. Nótese la coloración gris-verdosa por la presencia de pirita y sílice beige.
- B. Pirita III asociada a aglomeraciones de oro nativo, encontrándose diseminados en la matriz. Al extremo superior derecho se observa cristales de baritina que no guardan relación con la presencia del oro. Ocharan, 2005c.
- C. Agrupaciones de partículas de oro formando playas que superan los 100 μm de tamaño. Nivel 4720, punto 26W + 34,5 m. Ocharan, 2005c.

3.3.4 Secuencia paragenética (Figura 3.9)

Se divide en tres estadios principales. Los dos primeros estadios (“Halos de alteración” y “Núcleos de pirita aurífera”) corresponden a la mineralización de los Mantos Aguila y Dorado siendo el segundo estadio el que aporta el mayor volumen de mineralización aurífera. El estadio tardío “Bordes Polimetálicos y Bonanza” esta relacionada a la veta 1900.

Halos de alteración

Este primer estadio se relaciona a la primera generación de pirita I cúbica. Alunita y/o caolinita en proporciones variables reemplazan feldespatos y matriz de la roca volcánica. Dentro del proceso de remoción, la mineralogía estable consiste en rutilo, illmenita, y leucoxeno, que reemplazan a ferromagnesianos preexistentes, los mismos que permanecen intactos juntamente con la sílice residual original de la roca.

Núcleos de pirita aurífera

La etapa inicial de este estadio, está relacionado con una paragénesis con mineralogías de sílice hidrotermal II y ocurre fundamentalmente como microcristales de reemplazamiento, aunque también como venillas asociados a enargita, luzonita, pirita II (octaédrica) arsenical y covelita. Puntualmente se encuentran granos de calcopirita y pirrotita incluidos dentro de la pirita.

Posteriormente, está relacionado con un flujo rico en oro asociado principalmente a cuarzo III mostrando venillas y granos euhedrales relleno oquedades, seguido por pirita III como accesorio y trazas de galena; esto es lo más importante de este estadio El oro fue detectado como partículas libres y aisladas de tamaño menor a 5µm como “oro invisible”, dichos granos son escasos generalmente incluidos en la estructura cristalina de la pirita, aunque también ocurren en cuarzo y carbón. La ley de oro de este evento varía entre 5 y 72 g/t Au. Tardío a los estadios anteriormente descritos ocurre el azufre en estado nativo relacionado con fracturas y cavidades lixiviadas. Bandas de sílice calcedónica de coloración beige con granos finos de pirita y posterior adición de cristales translúcidos de baritina, es la ultima manifestación se sílice en este estadio.

Bordes polimetálicos y bonanza

Es subestadio de “Bordes Polimetálicos” solo ha sido observado en el sondaje CPO-03. Se identificaron inclusiones de electrum de granulometría variada dentro de la esfalerita, idaita y covelita. La covelita constituye coronas alrededor de las partículas mencionadas. Asimismo, algunos granos de electrum están rodeados por coronas de argentita. Los granos de electrum midieron alrededor de 5µm a 282µm.

El sub-estadio “Bonanza” ocurre solo en vetas de rumbo N 60° a 70° E, corresponden a la etapa final. Está conformada por sílice gris (cuarzo IV) y pirita anhedral (pirita IV) con abundantes partículas de Au II en estado nativo. Estas partículas forman agregados a manera de playas con la pirita o como parches sobre la sílice o enargita; asociado se tiene baritina con aristas facetadas (baritina II) y cristales gruesos de alunita rosada (alunita 3).

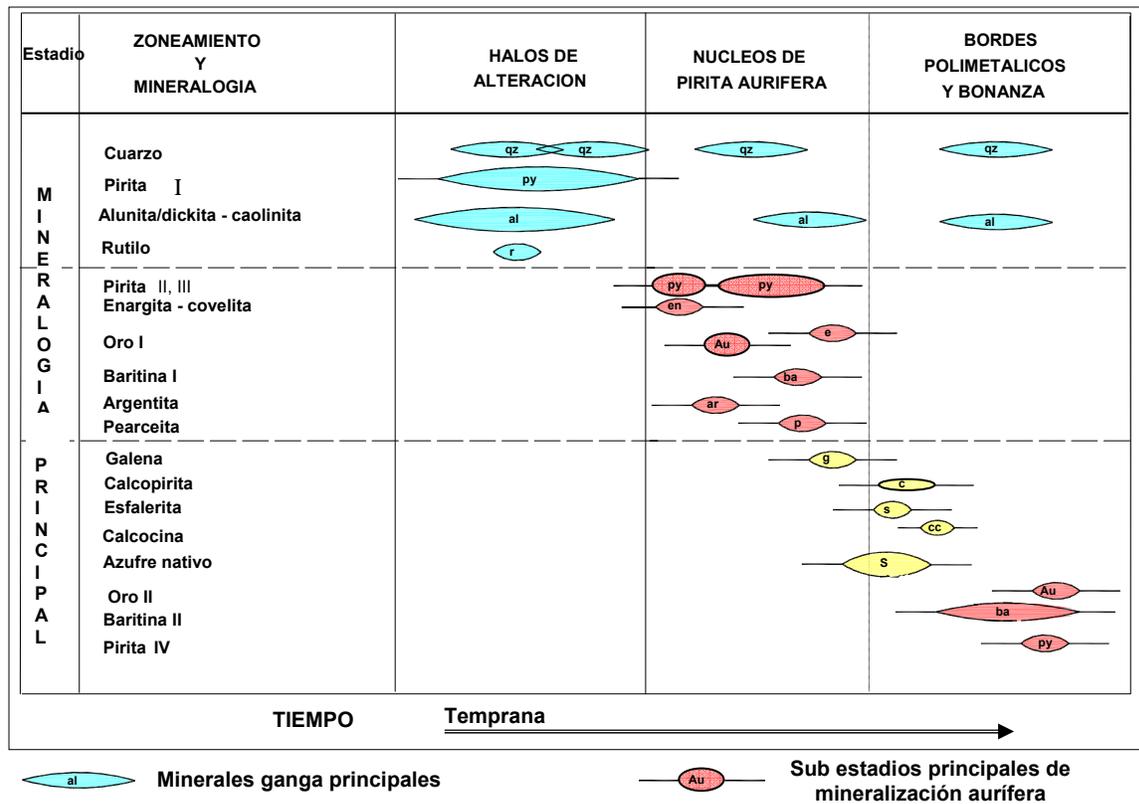


Figura 3.9. Paragénesis hipógena de la mineralización de oro en la mina Poracota. Modificado de Vidal (2005) y Miranda *et al.*, (2005).

3.4 Alteraciones Hidrotermales Chipmo

La interpretación de la mineralogía de la alteración hidrotermal fue definida con estudios de PIMA (*Portable Infrared Mineral Analyser*), más de 10000 muestras de superficie e interior mina fueron analizadas. Se complemento con estudios petrográficos y análisis de difracción de rayos X (DRX).

En superficie los minerales predominantes son en primer lugar caolinita, seguido por alunita, dickita, illita, montmorillonita (esmeclita) y ópalo. También se observan carbonatos (destacando la presencia de cerusita), diáspora, jarosita y yeso (Jannas, 1999).

Cuatro principales tipos de alteraciones hidrotermales han sido definidas, existiendo un patrón zonal horizontal y vertical, desde una alteración silíceo (dickita, diáspora y pirofilita de manera subordinada) en la parte central - estructura mineralizada - hacia una alteración argílica avanzada (cuarzo - alunita, cuarzo - dickita, cuarzo - caolín), argílica y propilítica (pirita - calcita - epídota - clorita) a la periferia (Figura 3.10). Volumétricamente el tipo de alteración más abundante es la argílica (Figura 3.11).

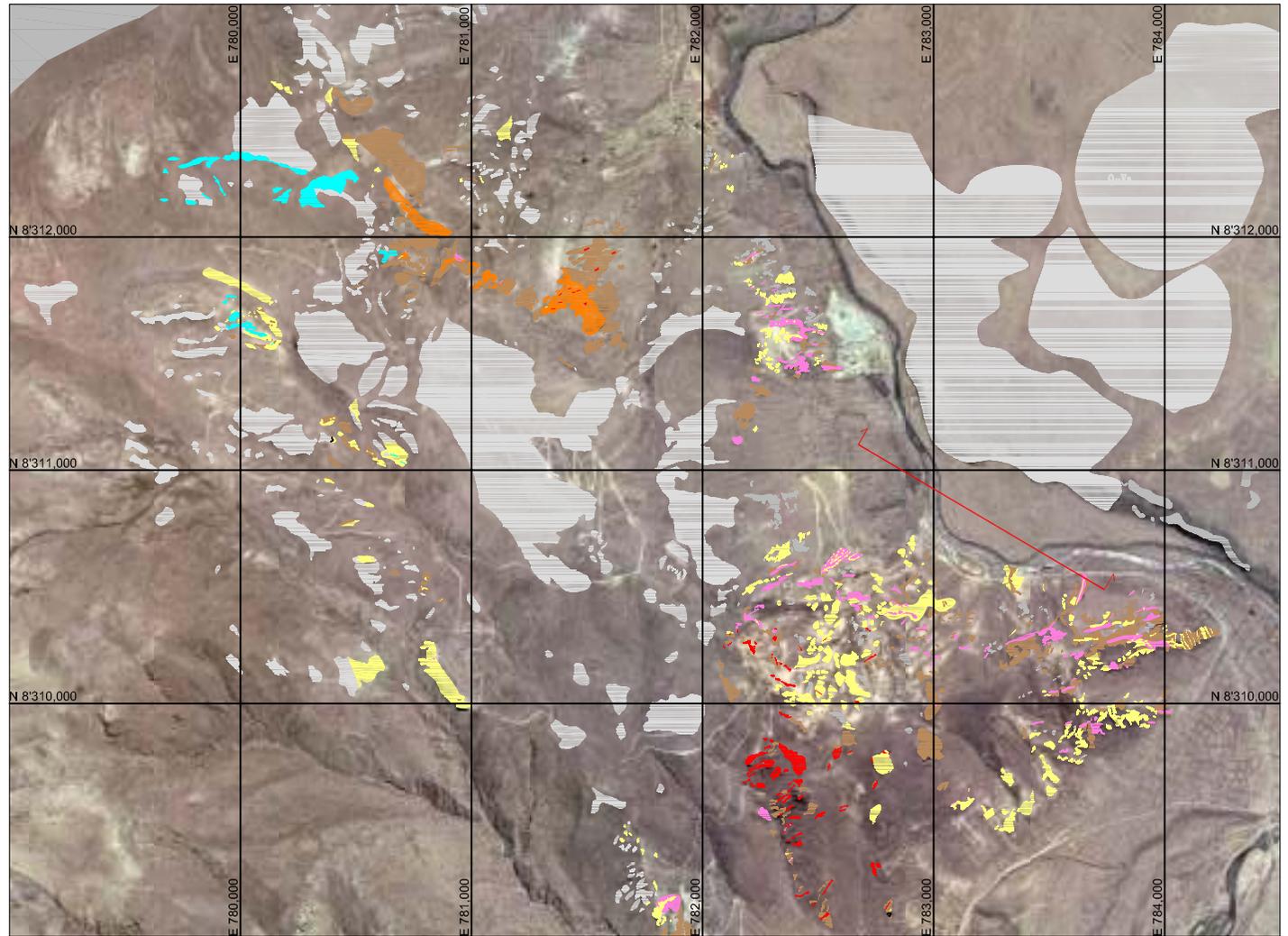
En la alteración silíceo la textura está obliterada, mostrando cantidades menores de pirita, casiterita y rutilo. Todos los minerales primarios con excepción del cuarzo primario (cuarzo I) han sido reemplazados completamente, siendo el cuarzo II y cuarzo III los minerales hidrotermales que caracterizan esta alteración (90 %).

Las vetas más importantes son: Nazareno y Prometida, la paragénesis de alteración hidrotermal asociada exhibe variaciones en profundidad. En superficie es bien diferenciada en dos zonas, mayor y menor a la cota 4000 msnm.



ALTERACIONES

- ALTERACION SILICEA
- VUGGY SILICA (VS)
- CUARZO-ALUNITA+/-DICKITA
- ALTERACION ARGILICA SILICE-KAOLINITA
- ARGILICA AVANZADA CUARZO-DICKITA
- ARGILICO (ARG)
- SILICE CALCEDONIA-JASPE
- ROCA FRESCA
- LINEA DE SECCION



1Km



Máster Internacional "Aprovechamiento Sostenible de los Recursos Minerales"
Red DESIR

Modificado: Mayta (1999)

Escala: Gráfica

Fecha: Agosto 2008

Nº de Plano:

3.10

"Menas auríferas epitermales en Chipmo y Poracota, Arequipa - Perú.
Inclusiones fluidas e Isótopos de Plomo y Estroncio, aplicaciones para
la exploración"

Alteraciones Chipmo

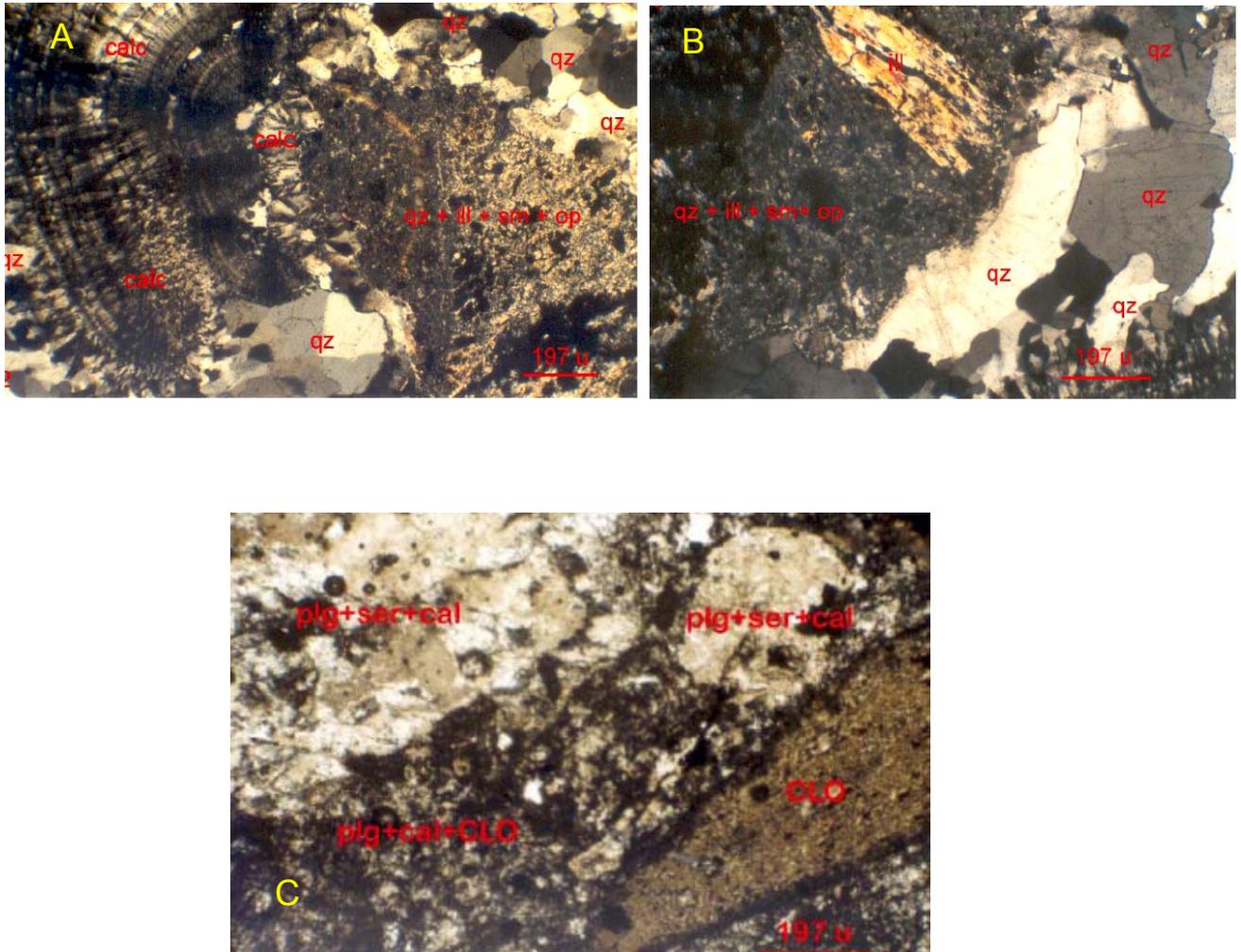


Figura 3.11. Tipos de alteración argílica (A, B) y propilítica en superficie. Mina Chipmo.

- A. Sílice calcedónica, escaso cuarzo hidrotermal, matriz microcristalina con illita y esmectita.
- B. Illita alterando fenocristal de ferromagnesiano (biotita), matriz criptocristalina con illita y esmectita.
- C. Alteración propilítica. Fenocristal de plagioclasa alterada a sericita con sobreimpresión de calcita. Matriz microcristalina con calcita y cloritas.

3.4.1 Cota 4500 a 4000 msnm

Al norte y noroeste del depósito (por ejemplo Ocoruro) entre las cotas 4000 y 4500 msnm las alteraciones predominantes son silicificación masiva, alunita – caolinita – cuarzo y cuarzo – caolinita, alunita – caolinita y cuarzo opalino con jaspe (ver figura 3.10).

3.4.2 Cota 4000 a 3540 msnm

En la parte sur y sureste del depósito, en donde los afloramientos están en su mayoría por debajo de la cota 4000 msnm, las vetas Prometida, Nazareno y Natividad exponen alteraciones de cuarzo - dickita y silicificación masiva con valores anómalos de oro.

En la veta Prometida en superficie, la alteración es cuarzo - dickita (1) con menor presencia de alunita. A la cota 3810 la veta se caracteriza por alunita rosada masiva con ojos de dickita (1) que posteriormente son cortadas por venillas de dickita (2) asociada a baritina, pirita y cobres grises con valores de oro. A partir del nivel 3715 en la veta predomina dickita (2) – cuarzo, conjuntamente con caolinita, alunita, con diseminación de diáspora y estibina.

La veta Nazareno en superficie presenta una silicificación masiva (cuarzo lechoso) con baritina, dickita - cuarzo, menor caolinita; la baritina ocurre en la matriz de la brecha. Múltiples estadios de cuarzo hidrotermal están asociados a la estructura. El cuarzo II representa la primera generación de cuarzo hidrotermal, es anhedral ocurre generalmente en la matriz y de manera intersticial, exhibe textura de reemplazamiento con cristales no mayores a 100 μm . El cuarzo II está relacionado al primer estadio de mineralización (ver figura 3.14; página 77).

Los minerales de alteración dominantes relacionados a Prometida y Nazareno hasta la cota 3540 son dickita y mucho menos caolinita. (Figura 3.12); diáspora y pirofilita, volumetricamente son menos importantes.

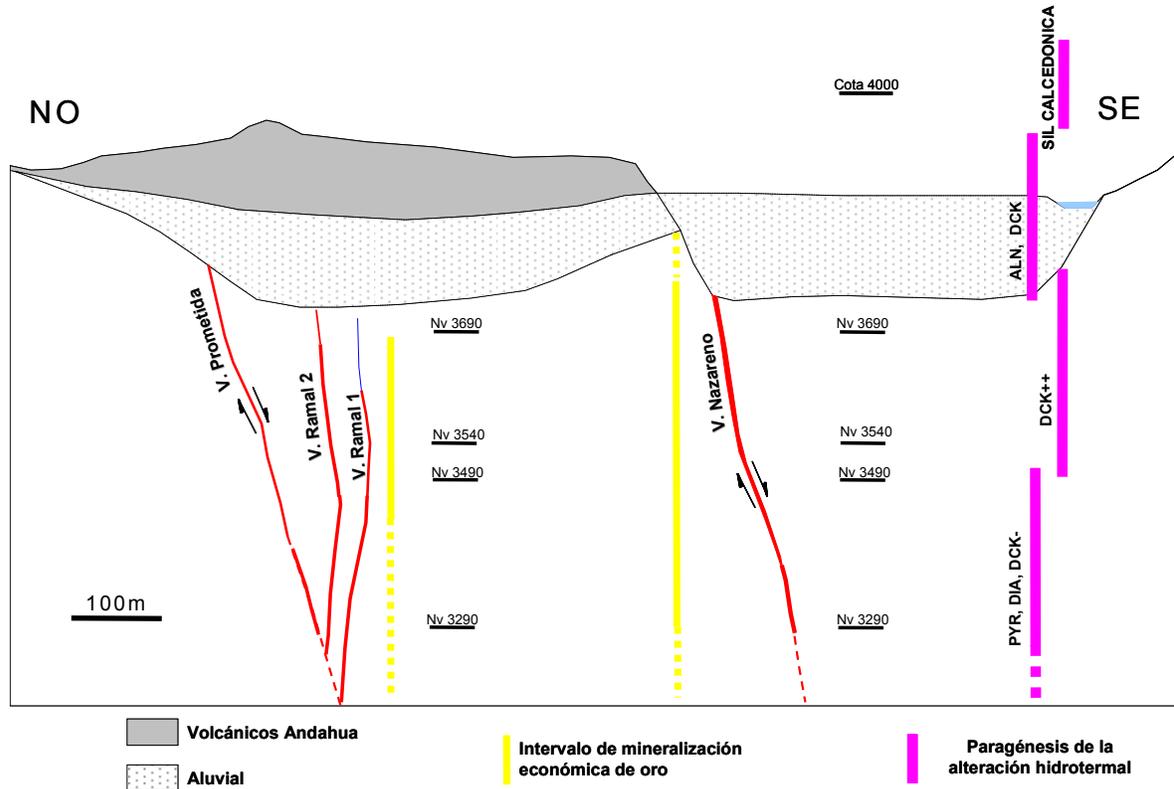


Figura 3.12. Sección transversal esquemática de la zonación vertical de la alteración hidrotermal en la mina Chipmo.

SIL = sílice; ALN = alunita; DCK = dickita; PYR = pirofilita; DIA = diaspora.

3.4.3 Menor a la cota 3540 msnm

A partir de la cota 3540 cambia la paragénesis de la alteración, con una predominancia de pirofilita - diáspora con menor dickita. En Nazareno la diáspora ocurre diseminada en la roca y formando agregados de granos y la pirofilita ocurre preferentemente como agregados y rellenando pequeñas fracturas, mientras que en Prometida la diáspora - pirofilita ocurren en vetillas (Figura 3.13).

La anhidrita ocurre preferentemente en cotas menores a 3540, asociado a cuarzo euhedral y sericita, rellenando microfracturas y fallas.

Figura 3.13. Paragénesis principal de la alteración argílica avanzada. Mina Chipmo.

- A. Alteración silíceea en la roca caja de la veta Pucara. Chipmo.

- B. Se tiene pirofilita (pir) alterando moldes de feldespatos e intersticios de la matriz alterada a cuarzo (cz II). Veta Nazareno. 782900 E, 8319722 N; 3645 msnm. Aranda, 2002.

- C. Microfractura rellena por pirofilita (pir) junto con diáspora (dia) y moldes de minerales maficos alterados por cuarzo (cz II) con minerales opacos (OPs). La matriz se encuentra esencialmente alterada por cuarzo (cz II). Veta Nazareno. 782830 E, 8310658 N, 3545 msnm. Aranda, 2002.

- D. Grano relicto de cuarzo primario (cz I) con granos de diáspora (dia) en una matriz alterada por cuarzo (cz II) con agregados de arcillas (ARCs) rellenan cavidades. Veta Nazareno. 782830E, 8310658N, 3545 msnm. Aranda, 2002.

- E. Difractograma mostrando una clara predominancia de generaciones de cuarzo hidrotermal como mineral de alteración. Note la abundancia de diáspora.

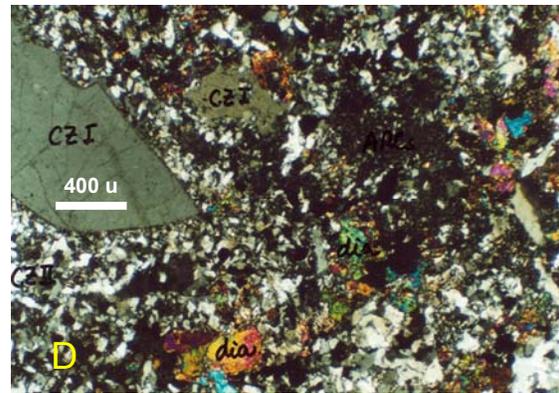
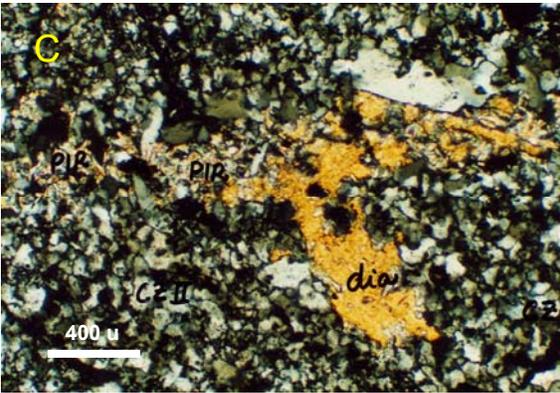
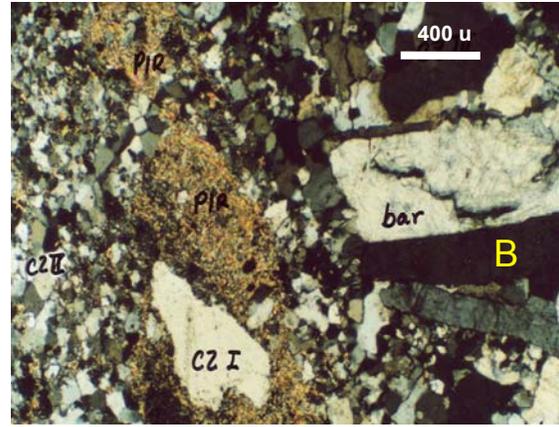
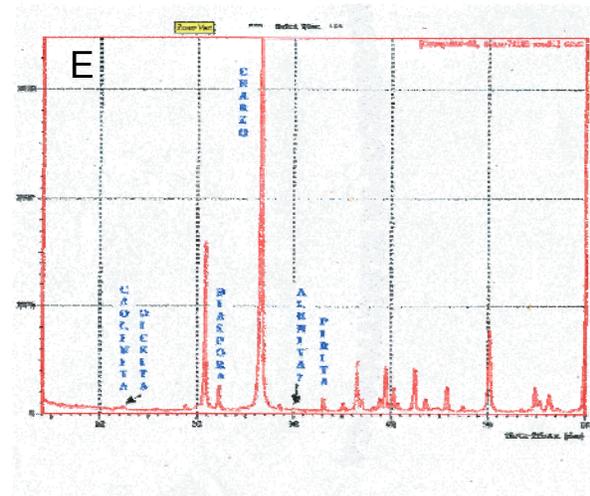


Figura 3.13. Paragénesis principal de la alteración silíceo y argílica avanzada. Mina Chipmo.



3.5 Mineralización hipógena – Chipmo

A partir de la descripción de muestras de mano, estudios al microscopio óptico y microscopía electrónica de barrido se han definido las características mineralógicas y la mineralización principalmente de las vetas Nazareno y Prometida.

3.5.1 Mineralogía

En el área de Nazareno los minerales de mena principales son: oro nativo, complejos de telururos de oro, plata y bismuto (calaverita, petzita, hessita, krennerita y telurobismutinita), con esporádica presencia de tenantita y Tetrahedrita. Tardíamente ocurre electrum asociado a sílice crema (Clavo Este).

En el área de Prometida a parte del oro nativo, ocurren también telururos (calaverita, petzita, nagyagita), presencia restringida de tetrahedrita y tenantita.

3.5.2 Secuencia paragenética

Se divide en tres estadios principales, donde el estadio 2 es el principal portador de la mineralización económica de oro (Figura 3.14).

Esta es una interpretación preliminar desarrollada en la veta Nazareno (Mayta, 1999; Salazar, 2003 y geólogos de la mina Chipmo). Existen variaciones mineralógicas entre los tres clavos mineralizados (Este, Central y Oeste) de Nazareno y las zonas mineralizadas en el área de Prometida (Prometida, Ramal 1 y Ramal 2). La veta Esperanza tiene una secuencia paragenética similar a Nazareno.

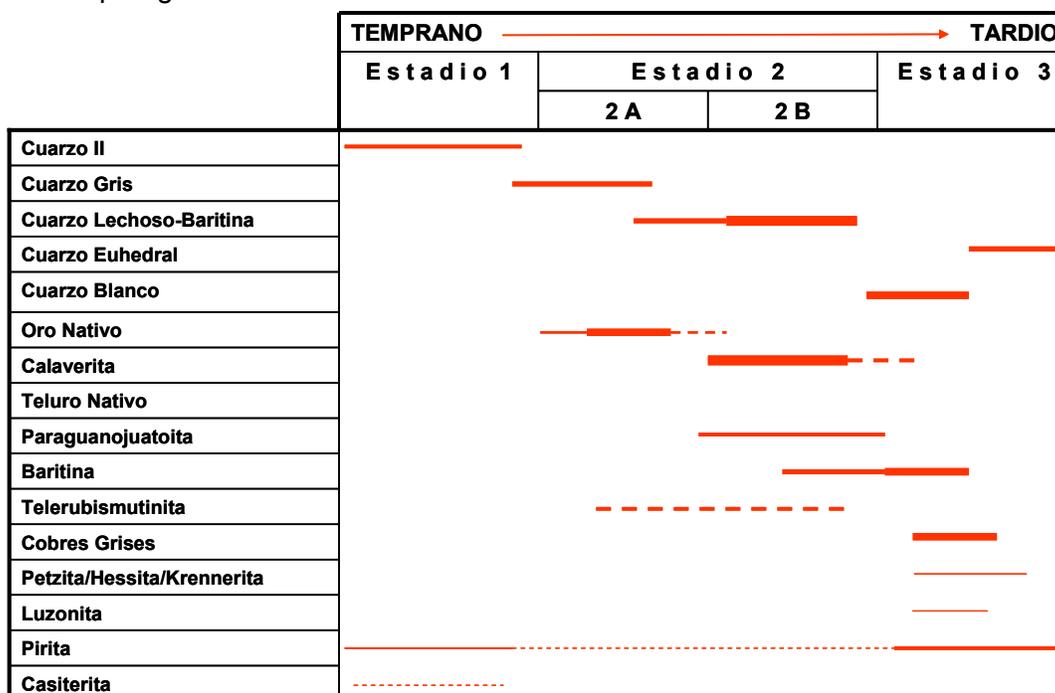


Figura 3.14. Paragénesis hipógena simplificada de la mineralización de oro en la veta Nazareno, Mina Chipmo. Mayta, 1999 y Salazar *et al.*, 2003.

Estas variaciones mineralógicas han sido consideradas para el estudio de inclusiones fluidas.

3.5.2.1 Estadio 1

Consiste de una actividad hidrotermal selectiva de las brechas dacíticas, la misma que generó una silicificación persistente; adicionalmente, se produjo una diseminación de pirita fina, casiterita y rutilo. Si bien el estadio 1 no está asociado a la formación de mineralización económica de oro, este evento es muy importante debido a que incrementó la permeabilidad en las dacitas creando una roca huésped favorable para la mineralización del oro. Aunque esta alteración se encuentra bastante difundida en todo el área de Chipmo, no siempre presenta mineralización económica de oro.

3.5.2.2 Estadio 2

Este estadio está subdividido en dos: En el estadio 2A el cuarzo gris fue el primero en depositarse, rellenando espacios abiertos y cementando la brecha tectónica pre-existente. El oro aparece en forma de oro nativo, como pequeñas diseminaciones en el cuarzo gris (Figuras 3.15A, B y C). La mayor cantidad de oro se encuentra libre (80 %) con tamaños menores a 50 μ m. En el estadio 2B el oro se encuentra en telururos, principalmente como calaverita (75 %) predominando los tamaños menores a 20 μ m (Figura 3.16B). El oro nativo es minoritario en este estadio y la asociación oro/calaverita es poco frecuente. Aproximadamente el 10 % de la calaverita se encuentra asociada con sulfoseleniuros de bismuto "paraguanajuatita" y seleniuros de bismuto "guanajuatita" (Figura 3.16C y 3.16D). Este estadio es soportado por una matriz de cuarzo lechoso - baritina, encontrándose la baritina como inclusiones menores a 50 μ m generalmente como cristales listonados intercrecidos con el cuarzo lechoso (Figura 3.16A). Baritina euhedral posterior se encuentra asociada a cobres grises 1 % (Figura 3.16E) los cuales contienen inclusiones de petzita y otros telururos complejos (Hessita, Krennerita), así como también luzonita y boulangerita (Figura 3.16F), que son comunes pero constituyentes menores (<1 %). Estos cobres grises son generalmente del tipo antimonial y muy raras veces presentan valores de plata. Telurobismutinita parece estar asociada a este evento, algunas veces reemplazando al oro nativo.

3.5.2.3 Estadio 3

Este estadio está caracterizado por la presencia de cuarzo blanco, el cual presenta concentraciones bajas de oro ($< 0,5$ g/t). Durante este estadio también se presenta cuarzo euedral que, por lo general, se encuentra cubriendo cristales de baritina y oquedades pre-existentes.

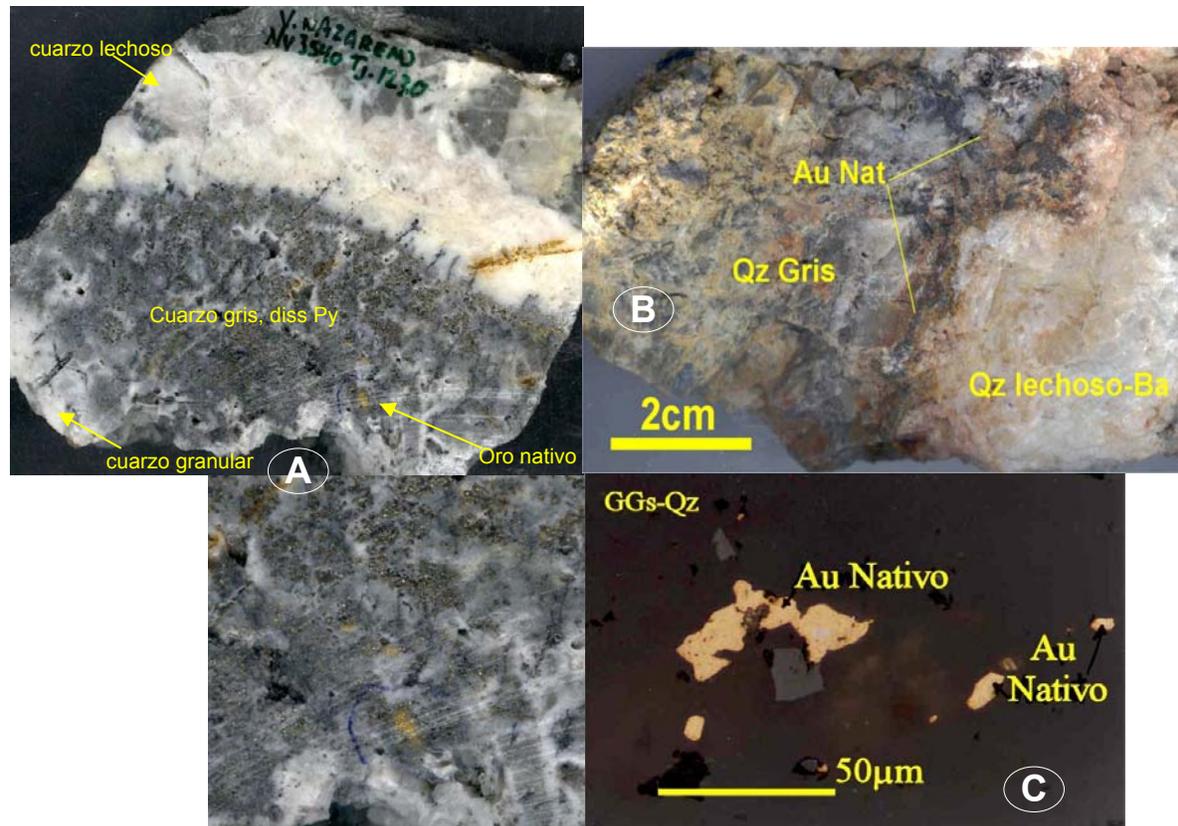


Figura 3.15. Mineralización de oro nativo en el estadio 2A.

- A. Cuarzo gris de grano fino brechado por cuarzo lechoso. Veta Nazareno; Nv 3540 – Tajo 1230; 122 g/t Au.
- B. Oro nativo asociado a cuarzo gris fuertemente craquelado, cortado por cuarzo lechoso - Baritina. Tajo 895 Nivel 3690. > 1 kg/t Au.
- C. Playas de oro nativo, diseminado en gangas de cuarzo. Aranda, 2001.

Figura 3.16. Características mineralógicas y texturales de la mineralización del estadio 2B.

- A. Brecha Nazareno fragmentos sub-angulosos de composición dacítica cementado por cuarzo lechoso – baritina, esquina superior derecha cristales de baritina (Tajo 725 Nivel 3690.
- B. Calaverita asociado a telurio nativo reemplazando a pirita I, dentro de una zona de cuarzo + caolinita. Veta Nazareno.
- C, D. Playas de Calaverita de manera intersticial esta asociado a la guanajuatita. Veta Nazareno; 782900E, 8310722N, 3645 msnm. Aranda, 2002.
- E. Telurobismutinita, tetrahedrita y la ganga de baritina, formando un intercrecimiento que supera el milímetro de longitud. La calaverita se presenta diseminada en la ganga de cuarzo y mide escasamente 0,01 mm. Veta Nazareno. Aranda, 2001.
- F. Playa dentro de cobres grises compuesta por calaverita hessita, krenita, e inclusiones de telururos no identificados. N//s. Veta Nazareno.
- G. Calaverita, nagyagita, petzita en crecimientos íntimos, asociados con arcilla. Veta Prometida, nivel 3715, galería 720. Omni, 1998a.

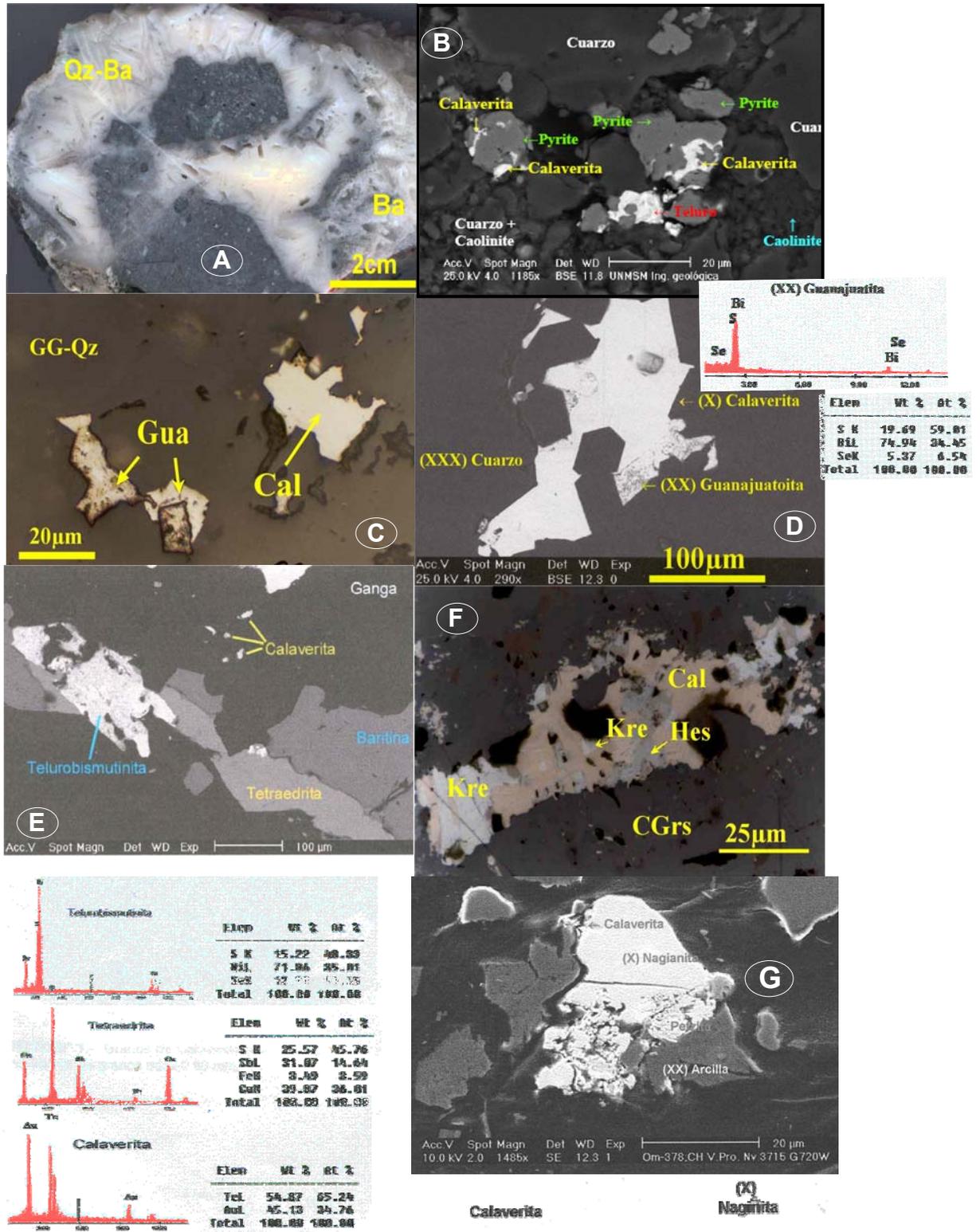
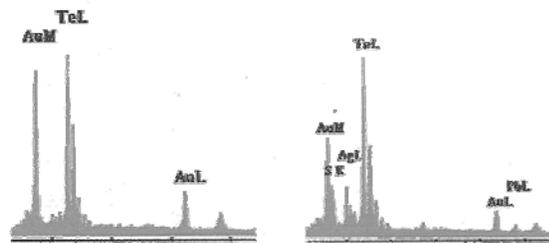


Figura 3.16. Características mineralógicas y texturales de mineralización del estadio 2B



3.6 Asociaciones geoquímicas

3.6.1 Poracota

El cociente Au/Ag varía de 0,2 a 5,0, muestra buena correlación con los valores anómalos de Au obtenidos del Manto Aguila y vetas de rumbo NE.

Anomalías de Bi y Hg, forman una asociación que tiene buena correlación con el Au en estructuras silíceas y brechas, indicando niveles altos del sistema epitermal.

La asociación Cu-As coexiste (cociente de *Pearson* = +0,96), presentan buena correlación con el Au.

Los valores anómalos de bario se encuentran asociados a estructuras tectono-hidrotermales, no hay correlación con altas concentraciones de Au.

3.6.2 Chipmo

El grupo Au – Te – Bi representa la asociación de mena y son comunes en muchas de las vetas en el área de Chipmo. Débiles anomalías de Cr están asociadas.

La distribución areal de las anomalías de bario son mayores que las del Au y Te.

El As-Sb-Hg-Ag ± Cu representa una asociación distal cercana (Dietrich, 2001 y Jannas, 1999), muestra una dispersión en torno a Au – Te – Bi y son anómalos sobre todas las vetas de Chipmo.

Petersen, (2001) sugiere que la asociación Fe-Zn-Mn-K-Al indica posiciones proximales a las menas, pero en superficie representa una fuerte dispersión.

Anomalías de Co y Ni son escasas, pero podrían representar proximidad a menas. En muchos otros lugares de Chipmo coinciden con anomalías de As-Sb-Hg-Ag ± Cu.

Pb-Mo-Cd representan una asociación lejana a las vetas mineralizadas.

CAPITULO IV

4. FLUIDOS HIDROTERMALES

Las relaciones paragenéticas de la mineralización, controles estructurales y sus distribuciones espaciales han sido previamente estudiadas. En Poracota se han definido tres estadios principales de mineralización (Vidal, 2005 y Miranda y Vidal, 2004) y tres estadios para Chipmo (Mayta, 1999, Salazar *et al.*, 2003). En este capítulo investigaremos las propiedades de los fluidos que transportaron y depositaron las diferentes menas en cada estadio hidrotermal y revisaremos los efectos de los fluidos para transportar y depositar las menas.

Se hará una discusión y síntesis relacionando la tectónica, edad y tipos de mineralización y la geoquímica de los fluidos hidrotermales responsables, compararemos con los datos de inclusiones fluidas de otros distritos mineros aledaños.

4.1 Objetivo

Tiene por finalidad estimar las temperaturas, salinidades, presiones y profundidades de formación de los fluidos hidrotermales, asociados a los diferentes estadios paragenéticos en las menas principales de Poracota y Chipmo. Los datos obtenidos de las inclusiones fluidas contienen:

- Petrografía de Inclusiones Fluidas
 1. Relación líquido: vapor.
 2. Formas y tamaños de las inclusiones fluidas.
 3. Composición, forma y texturas de los minerales huéspedes.
 4. Composición de las fases líquidas y sólidas (minerales hijos).
 5. Origen de las inclusiones fluidas.

- Microtermometría

1. Temperaturas de homogenización total (Th), tanto a la fase vapor (ThV) como la fase líquido (ThL)
2. Temperatura de fusión final del hielo (Tm).
3. Temperatura de disolución de los minerales hijos (Td).

4.2 Equipamiento

Los datos de microtermometría fueron colectados usando la platina USGS (Reynolds, Fluid Inc) adaptada, del Laboratorio de Microscopía Aplicada y de Inclusiones Fluidas de la Universidad Politécnica de Madrid. Las determinaciones de temperaturas de fusión del hielo y homogenización, se realizaron con una platina de calentamiento y enfriamiento modelo "Fluid Inc" con un rango de temperaturas de -190° a 800 °C. La precisión del equipo es de $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$ para temperaturas bajas y altas. Las temperaturas fueron determinadas por medidas repetitivas de las inclusiones fluidas. La calibración se realizó calentando y enfriando los estándares sintéticos de inclusiones fluidas, se caracterizó el *Trendicator* a $-56,6^{\circ}\text{C}$ (temperatura de homogenización del CO_2), $0,0^{\circ}\text{C}$ (Temperatura de congelación del agua) y $374,1^{\circ}\text{C}$ (punto crítico del agua). Fue posible observar el momento exacto del cambio de fase de líquido - vapor o viceversa de las inclusiones fluidas.

4.3 Metodología

La petrografía de inclusiones fluidas fue desarrollada en 35 muestras colectadas de las principales estructuras mineralizadas en Poracota y Chipmo. Se obtuvieron muestras de interior mina, sondajes y superficie. Se tomaron muestras de diferentes niveles, con el criterio de la referencia paragenética, control estructural y en ocasiones muestras orientadas. Las inclusiones fluidas analizadas ocurren en cuarzo y baritina hidrotermal. En total 524 temperaturas de homogenización y de fusión fueron obtenidas en 20 muestras estudiadas. Los trabajos de enfriamiento y calentamiento fueron hechos en inclusiones fluidas de $5\mu\text{m}$ a $20\mu\text{m}$ de tamaño.

Estudios de petrografía y minerografía detallada en todas las secciones doblemente pulidas sirvieron para relacionar y/o modificar la paragénesis mineral y definir las características de las familias de inclusiones fluidas (FIF)⁴.

Este estudio está focalizado sobre inclusiones fluidas primarias y pseudos-primarias. Familias de inclusiones secundarias han sido estudiadas y medidas; es el caso de FIF bifásicas ricas en CO₂, que cortan a cuarzos petrogénicos de la veta Prometida, además una muestra procedente de la veta Soraya; FIFs secundarias en clastos exóticos han sido analizadas. También se midieron inclusiones secundarias que se encuentran en microfisuras, que cortan a granos de cuarzo petrogénicos, que contienen sulfuros (ver líneas abajo).

Las diferencias entre inclusiones fluidas primarias y secundarias a veces son difíciles de demostrar (Nash y Theodore, 1971). El más aceptable criterio de clasificación de inclusión fluida como primaria, es la zona de crecimiento del mineral (Roedder, 1984; Goldstein y Reynolds, 1994). Otros criterios considerados por algunos autores, son por ejemplo si la inclusión es aislada, pueden satisfacer algunos requerimientos descritos por Roedder (1984). Otros autores argumentan que inclusiones aisladas no son válidas para la clasificación como inclusiones primarias (Goldstein y Reynolds, 1994) y otros autores consideran que inclusiones aisladas son raras en cuarzo y éstos son comúnmente utilizados incorrectamente por muchos investigadores (Albinson and Reynolds, 1999).

Durante este estudio fueron utilizadas inclusiones fluidas procedentes de zonas de crecimiento. Se eligieron FIF en zonas de crecimiento, han sido considerados inclusiones fluidas aisladas.

Se distinguieron las diferentes generaciones de cuarzo hidrotermal, estrictamente primario (es decir, no transformadas por procesos ulteriores), las modificadas, recristalizadas y secundarias. Las texturas recristalizadas son particularmente engañosas, ya que pueden mostrar rasgos aparentemente primarios, como zonado de crecimiento, que inducen a errores al interpretar las inclusiones como primarias. Se adoptaron términos texturales

⁴ FIF ó FIA: "Fluid Inclusion Assemblage"; Goldstein y Reynolds (1994), consiste en un grupo de inclusiones fluidas estrechamente asociadas petrográficamente con evidencias de origen común, simultaneidad y mismas condiciones fisicoquímicas.

establecidas internacionalmente: Adams (1920), Sander and Black (1988), Vearcombe (1988), Dong *et al* (1995), Demoustier *et al* (1998) entre otros.

Cambios posteriores a la formación de las inclusiones fluidas como estrangulamientos, son frecuentes en Poracota y Chipmo. FIFs fueron descartadas donde el estrangulamiento fue detectado. Los datos obtenidos del calentamiento y enfriamiento fueron únicamente de familias de inclusiones fluidas (FIF), los cuales representan grupos de inclusiones de tamaño y formas variables, con temperaturas de homogenización cuyos rangos de variación en promedio se limitan entre 5° y 30° C, con un intervalo consistente de la relación líquido-vapor (Goldstein and Reynolds, 1994). En este estudio FIF generalmente están compuestas por lo menos de tres inclusiones fluidas. El primer paso fue medir las temperaturas en todas las inclusiones fluidas primarias relacionadas a la misma estructura y paragénesis mineral. Las temperaturas de fusión del hielo fueron siempre medidas antes que las temperaturas de homogenización.

4.4 Tipos de inclusiones fluidas primarias

Las inclusiones fueron clasificadas de acuerdo con el número relativo de proporciones de fases presentes en la temperatura ambiente (Nash, 1976, Shepherd, 1985 en Castroviejo, 2005). Las inclusiones monofásicas o tipo 0, contienen solo vapor (V) o líquido (L) de agua. Figura 4.1A, B.

Más del 90 % de la población total está conformada por inclusiones bifásicas líquido-vapor (Tipo I, de Nash, 1976, L+V de Shepherd, 1985 y Lw de Reynolds, 1994). El contenido de líquido (L) varía de 50 a 95 % del volumen para este tipo de inclusiones fluidas. Estas homogenizan en líquido. Figura 4.1C.

Inclusiones ricas en vapor (Vw, V+L) o tipo II, fueron observadas. El contenido de vapor supera el 70 % en volumen y su distribución es subordinada. Estos homogenizan en vapor.

Inclusiones fluidas polifásicas que contienen líquido, vapor y una fase sólida o mineral hijo (S); la halita es el único mineral presente en todas las inclusiones fluidas primarias asociada a cuarzo y baritina hidrotermales. La clasificación de mineral hijo está definida a partir de las características petrográficas, detalladas por Roedder (1992). Las formas de las inclusiones son cristales cúbicos e isotrópicos. Figura 4.1D.

Dentro de esta clasificación se consideraron solo familias de inclusiones primarias

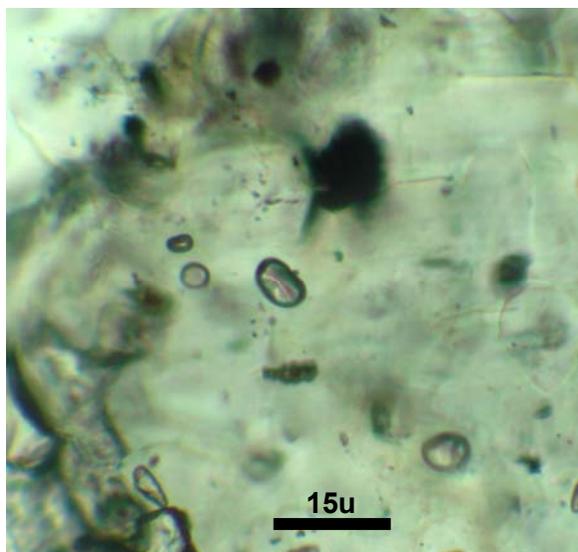


Figura 4.1A. Inclusiones de líquido redondas, secundarias en cuarzo II, Manto Dorado, Poracota. (P-BX-IF).

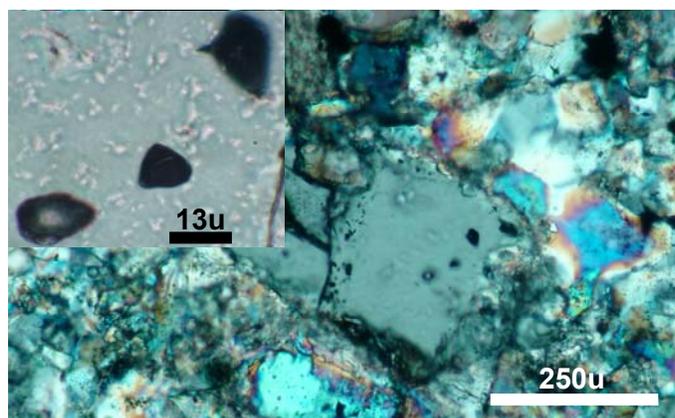


Figura 4.1B. Inclusiones de vapor primarias en cuarzo hidrotermal. Veta Nazareno, zona oeste, Mina Chipmo.

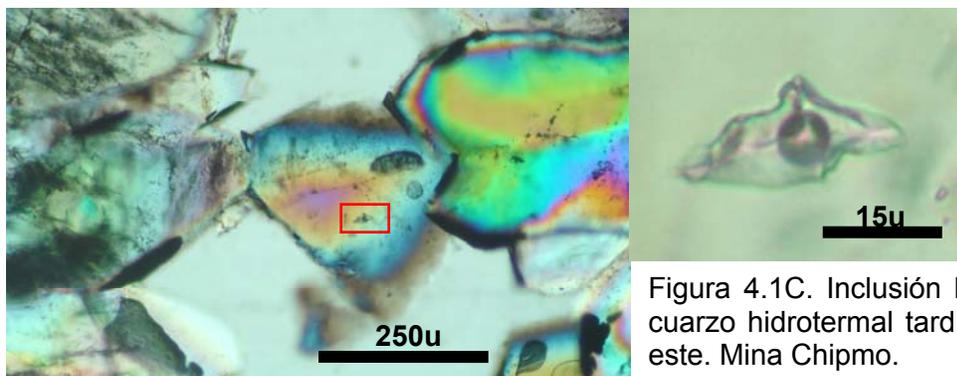


Figura 4.1C. Inclusión bifásica (Lw), aislada en cuarzo hidrotermal tardío. Veta Nazareno, zona este. Mina Chipmo.

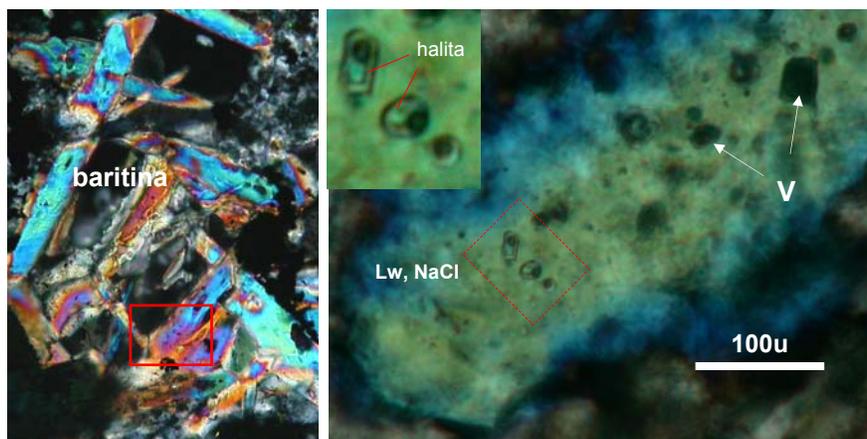


Figura 4.1D. Inclusiones trifásicas (Lw,NaCl) primarias en baritina. Veta 1900, Mina Poracota.

4.5 Composición del Fluido

La composición del fluido atrapado en las inclusiones puede ser grabada por la temperatura eutéctica (T_e). Esta temperatura marca la primera aparición del líquido al calentar cuando las inclusiones fluidas están congeladas. Crawford (1981) y Roedder (1984) reportan datos experimentales de la temperatura eutéctica para el sistema H_2O -NaCl de $-20,8^\circ$ y $-21,1^\circ$ C y para el sistema H_2O -NaCl-KCl de $-22,8^\circ$ y $-22,9^\circ$ C.

La mayoría de la FIFs primarias son pequeñas (menor a $20\mu m$) en Chipmo y parte de la FIFs de Poracota, lo cual dificultó medir la T_e . La composición de los fluidos enteramente ha sido determinada por la temperatura final de fusión del hielo.

La presencia principalmente de cristales de halita en inclusiones trifásicas (Lw, NaCl) – caso Poracota – soportan la dominancia de NaCl en los fluidos hidrotermales.

FIFs secundarios que cortan cuarzos petrogénicos en la veta Prometida, contienen clatratos, líquidos con CO_2 y alta salinidad. Sistema de H_2O -NaCl- CO_2 caracterizan la composición de fluidos que conforman un sistema porfirítico en profundidad. Presencia de CO_2 en la fase líquida podría incrementar las presiones de formación en FIFs de los primeros estadios de mineralización en Poracota.

Particular presencia de clastos exóticos en la veta Soraya en Poracota, exhiben FIFs con presencia de ClFe, KCl y opacos en inclusiones fluidas hipersalinas, sugiriendo sistemas más complejos, que provienen de una mineralización porfirítica. Para este caso esta complejidad en la composición podría afectar la estimación de presiones.

4.6 Condiciones de presión y profundidad de captura

Las temperaturas de homogenización y salinidades de las inclusiones fluidas capturadas durante ebullición o inmiscibilidad de los fluidos, pueden ser estimadas por las presiones que prevalecen cuando los fluidos fueron atrapados (Roedder and Bodnar, 1980). Se ha evidenciado ebullición en los principales estadios de Poracota y Chipmo (coexistencia de inclusiones fluidas de Tipo I con tipo II o Tipo III).

Para la estimación de presiones se utiliza diagramas entre temperaturas de formación & presión, basados en datos experimentales del sistema H₂O-NaCl, presentado por diversos autores, incluyendo a Sourirajan and Kennedy (1962), Urusova (1975), Bodnar *et al.* (1985) y Atkinson (2002).

La información de presiones en bars fue utilizada para estimar el rango de paleo-profundidades, entre condiciones litostáticas y hidrostáticas. Los sistemas epitermales se forman cerca de superficie y consideran que han tenido salida.

Se utilizó el programa FLINCOR para la estimación de presiones de los diferentes estadios de mineralización en Chipmo y Poracota.

4.7 Distribución de las inclusiones fluidas, temperaturas de homogenización, y profundidad de captura de los diferentes estadios hidrotermales en Chipmo (Figura 4.2)

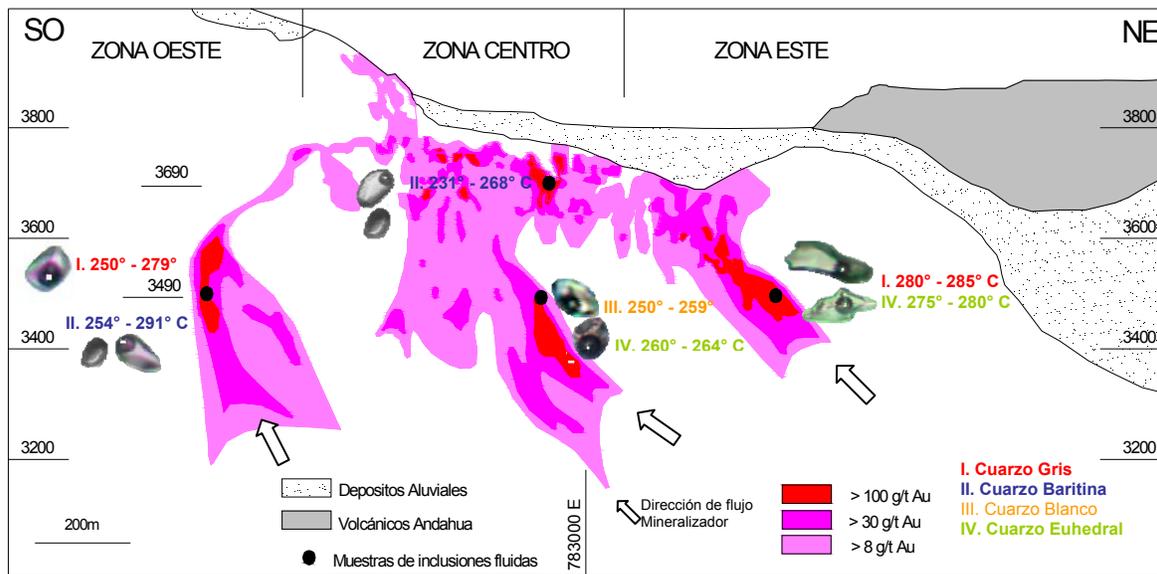


Figura 4.2a. Sección longitudinal de la veta Nazareno con la distribución de las familias de inclusiones fluidas (FIF) primarias. Los rangos de temperaturas de homogenización corresponden a la mediana de las FIFs con referencia a los diferentes estadios paragenéticos. Note el mayor rango de temperatura hacia la zona Este.

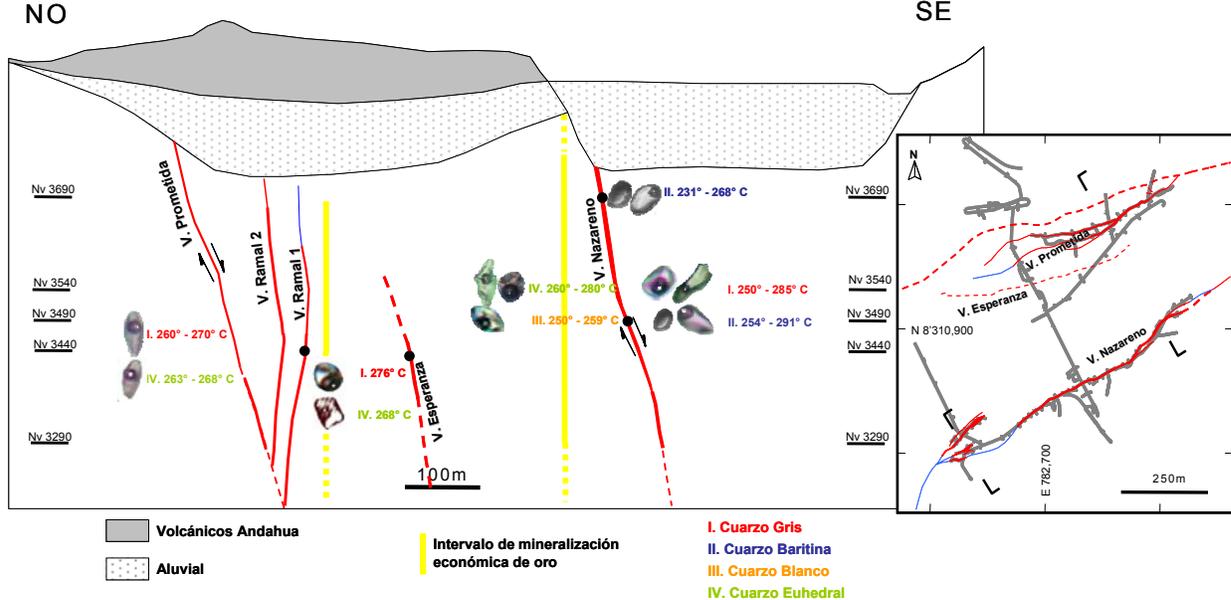


Figura 4.2b. Sección transversal a las vetas en la mina Chipmo con la distribución de las familias de inclusiones fluidas (FIF) primarias. A la derecha el plano de nivel exhibe la distribución de la vetas a la cota 3540 msnm.

4.7.1 Familia de Inclusiones fluidas asociadas con cuarzo - baritina, estadio 2B

Descripción. El estadio 2B se ha identificado en cinco muestras provenientes de la veta Nazareno y Prometida. Ocurren cristales prismáticos de baritina que superan 1 mm, con caras bien desarrolladas y clivajes definidos. Texturas espectaculares de reemplazamiento son características, cristales entrecruzados de baritina asociado a agregados o mosaicos de cuarzo euhedrales, son comparables con la texturas tipo *lattice bladed*, definida por Adamas (1920) y Dong (1995). Figura 4.3A. En la baritina se observaron la coexistencia de inclusiones fluidas primarias tipo Lw y V con evidencias de ebullición en este estadio (Figura 4.3B). Familias de inclusiones primarias (n = 6) están asociadas a la paragénesis cuarzo - baritina la cual esta relacionada principalmente a calaverita y pirita fina (< 100µm). Diseminada y en el clivaje de la baritina a la profundidad 3490 msnm es frecuente encontrar electrum incluido en calaverita (Figura 4.4). Las inclusiones fluidas tienen formas tubulares e irregulares con tamaños que varían de 8µm a 25µm, paralelas y perpendiculares al clivaje con 70 % a 90 % de volumen de líquido. Inclusiones secundarias han sido identificadas, predominan inclusiones ricas en vapor y ricas en líquido que también sugieren ebullición. El cuarzo tiene cristales euhedrales de 200µm a 400µm de tamaño con textura en mosaico y con zonado primario donde se desarrollan inclusiones Lw o Tipo III (n = 5), con formas irregulares a subredondeadas, tamaños promedio de 3µm a 12µm y 60 a 90 % del volumen de líquido.



Figura 4.3A. Textura de cristales entrecruzados de baritina con mosaico de cuarzo. Muestra CH-36-IFb, Nivel 3690, Veta Nazareno, parte central. Mina Chipmo.

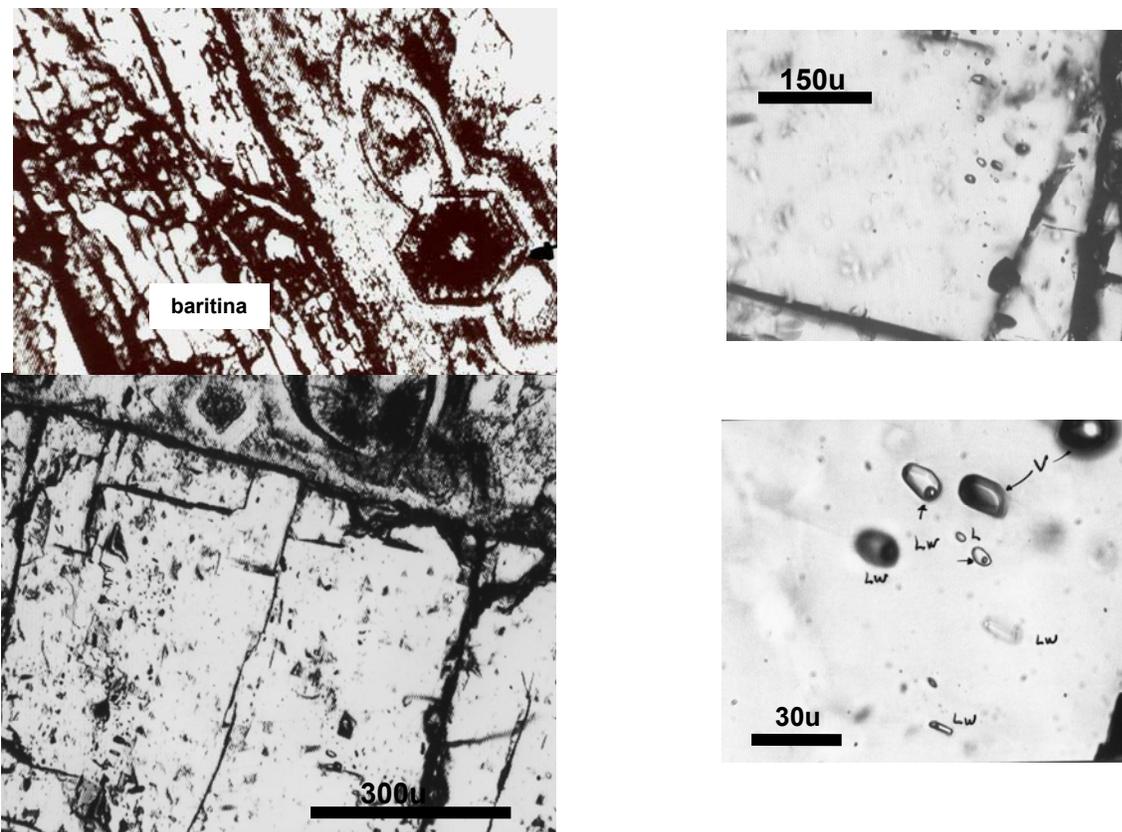


Figura 4.3B. Cristal de baritina, coexisten inclusiones fluidas de vapor (V) y bifásicas (Lw). Muestra CH-36-IFb, Nivel 3690, Veta Nazareno, parte central. Mina Chipmo.

Figura 4.3. Textura y familia de inclusiones fluidas del estadio cuarzo–baritina.

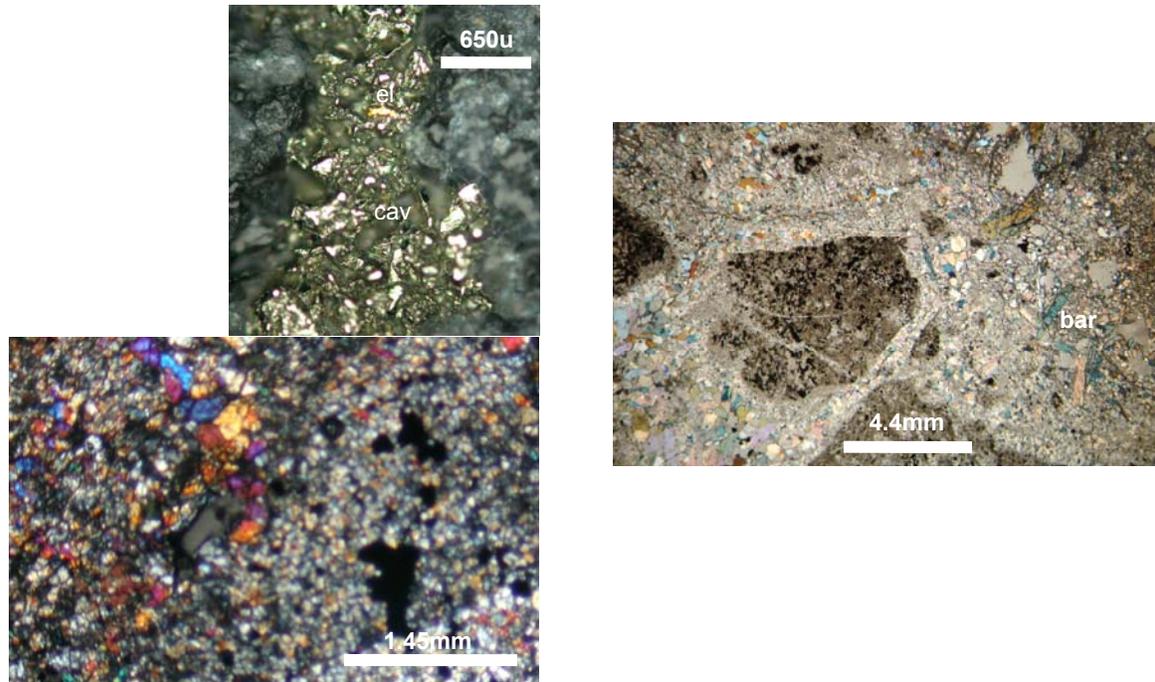


Figura 4.4. Características texturales y mineralógicas del estadio cuarzo–baritina.

Muestra CH-17.IF; Nivel 3490; Veta Nazareno, parte oeste. Mina Chipmo.

Izquierda: Playas de calaverita (cav) conteniendo partícula de electrum (el), dentro de cuarzos de grano medio.

Derecha: Brecha tectono-hidrotermal. Note los mosaicos de cuarzo y cristales euhedrales de baritina (bar) en la matriz.

Temperaturas de homogenización

Las temperaturas de homogenización se midieron en inclusiones primarias Lw (tipo I) en baritina y cuarzo, ambos asociados al estadio cuarzo-baritina. Se midieron en siete FIF que contienen 22 inclusiones. Las temperaturas varían de 219,6° a 312,4 °C. Datos medidos entre el 50 % a 75 % de la población se encuentran en un rango de 262,5° y 278.1 °C, todos ellos obtenidos a la cotas 3690 y 3490 msnm en la veta Nazareno y Esperanza (Figura 4.5). Las salinidades están próximas a cero, el máximo valor alcanza el 1.5 wt % NaCl eq. en los 22 datos medidos.

Inclusiones secundarias han sido medidas (n = 18), que son del tipo Lw. Sus temperaturas de homogenización son inferiores en un amplio rango de 157,8° C a 248,9 °C, con una mediana de 234 °C y salinidades máximas de 0.18 % wt NaCl eq. (Figura 4.6).

Note en la figura 4.5, que las temperaturas de fusión del hielo anormales en la cota 3960 msnm, son producto de una metaestabilidad del hielo a presiones negativas (Roedder, 1984). Estas altas presiones negativas son comúnmente observadas, especialmente en estudios de inclusiones fluidas de muy baja salinidad a temperaturas bajas a moderadas.

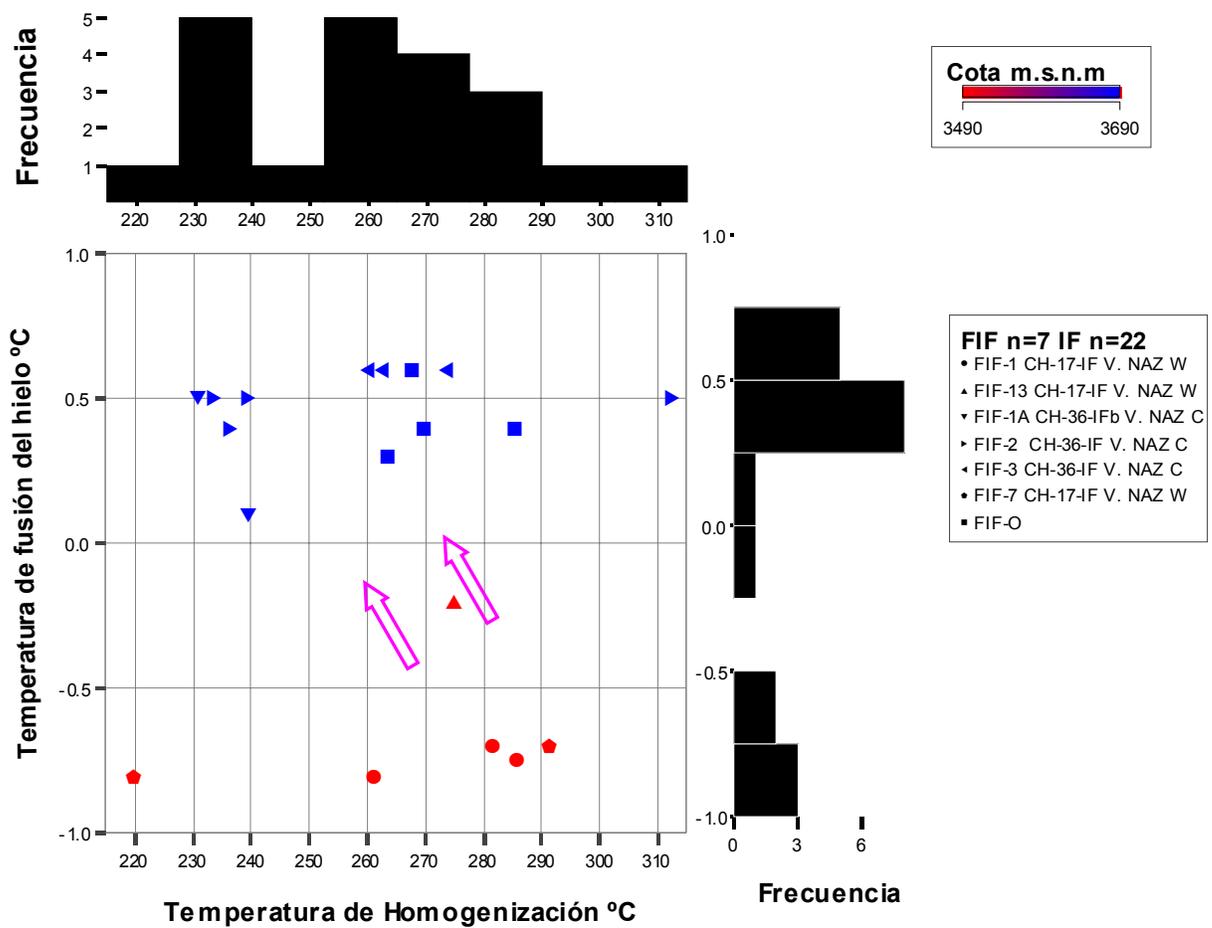


Figura 4.5. Gráfico de temperatura de homogenización & temperatura de fusión del hielo de las familia de inclusiones fluidas (FIF) primarias del evento paragenético cuarzo-baritina. Mina Chipmo.

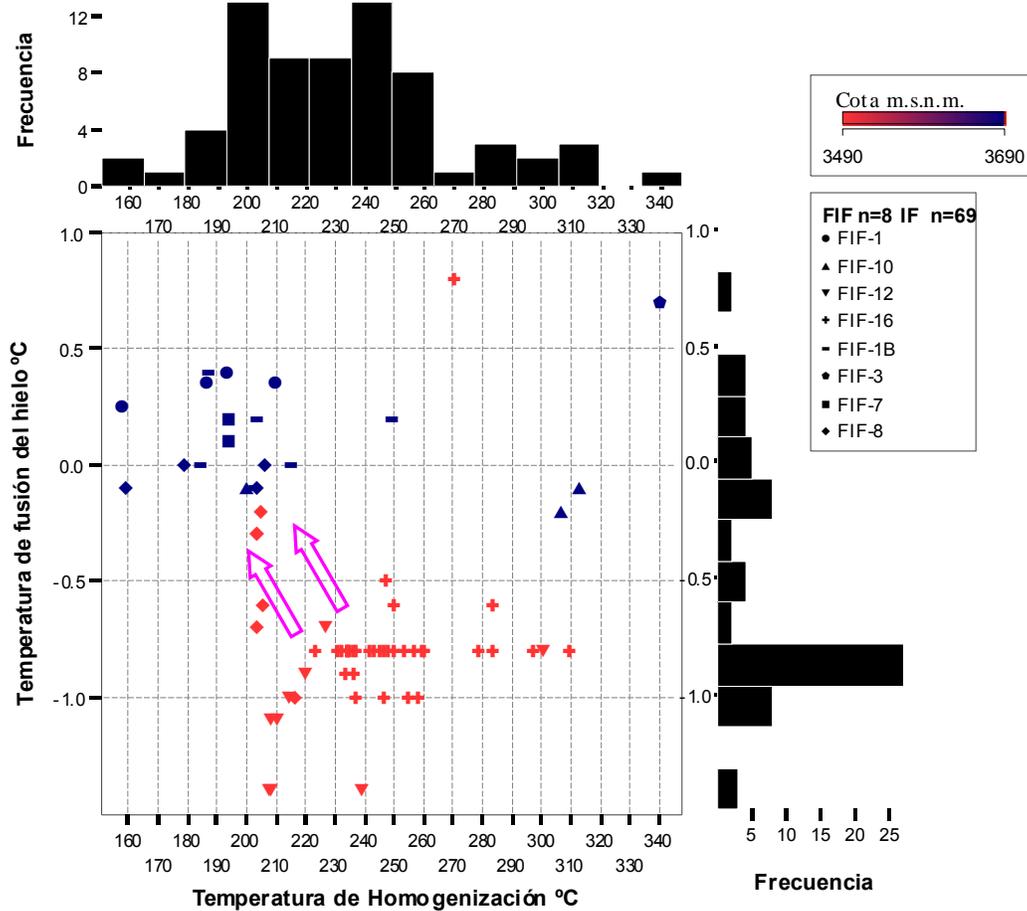


Figura 4.6. Gráfico de temperatura de homogenización & temperatura de fusión del hielo de las familias de inclusiones fluidas secundarias del evento paragenético cuarzo-baritina. Mina Chipmo. Se nota una mezcla de fluidos, con una escasa diferencia de salinidades.

Estimación de presiones. Los datos de FIFs primarias del estadio cuarzo-baritina, indican fluidos en ebullición, la presión del vapor puede ser utilizado para estimar la profundidad de captura asumiendo un sistema hidrostático abierto a superficie (Figura 4.7).

Considerando la temperatura de formación mínima de 262,5 °C y muy bajas condiciones de salinidad (~ 0 wt % NaCl eq.), la profundidad de ebullición es de ~ 550 m (53,9bars) en condiciones hidrostáticas.

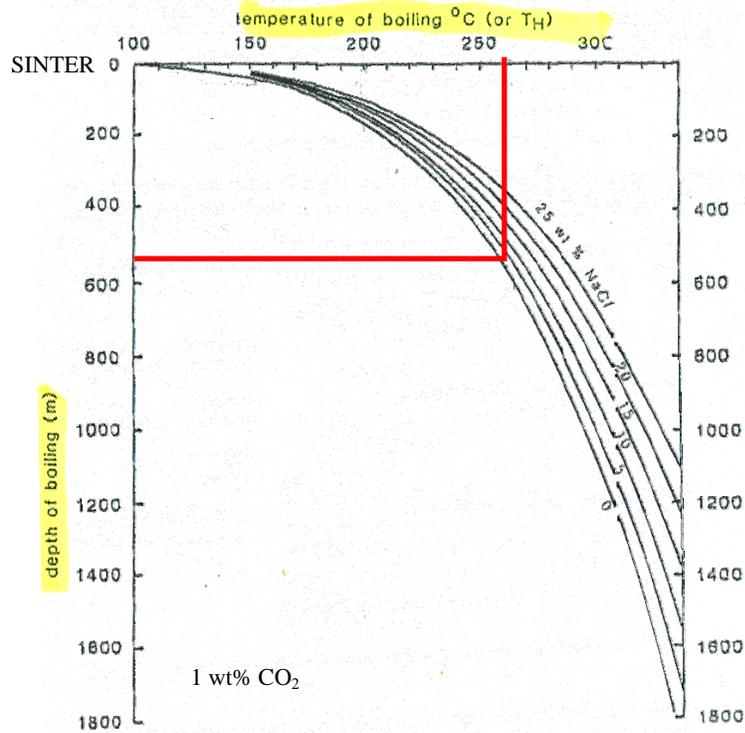


Figura 4.7. Curvas de ebullición para soluciones de NaCl exhibiendo la relación entre la temperatura de ebullición (o T_H) y la profundidad de ebullición en condiciones hidrostáticas. Modificado de Haas (1971).

4.7.2 Familia de inclusiones fluidas asociadas con cuarzo gris, estadio 2A

Descripción.- El estadio 2A, se ha identificado en cinco muestras provenientes de la veta Nazareno, Prometida y Esperanza. Los cristales de cuarzo son subhedrales a euhedrales de grano fino (0.10 mm a 0,25 mm).

Texturas de reemplazamiento en mosaico son típicas, definida desde Adams (1920) (Figuras 4.8).

Familia de inclusiones fluidas tipo Lw primarios, son frecuentes. Trece FIFs han sido estudiadas, asociados a oro nativo (> 100µm). En profundidad es frecuente su ocurrencia como inclusiones en pirita. Las inclusiones fluidas tienen formas irregulares a subredondeadas, los tamaños varían de 56µm a 3µm con una mediana de 8,4µm y un volumen de líquido de 65 % a 90 %.

Temperaturas de homogenización

Las temperaturas de homogenización se midieron en inclusiones fluidas primarias Lw (Tipo I). Se midieron en 18 FIF que contienen 43 inclusiones fluidas.

Las temperaturas varían de 245.8° a 285,0 °C. Datos medidos entre el 50 % a 75 % se encuentran en un rango de 267,3° a 274,5 °C, todos ellos obtenidos a las cotas 3490 y 3440 msnm en las vetas Nazareno, Prometida y Esperanza (Figura 4.9). Las salinidades varían entre 0,4 % a 4.9 wt % NaCl eq. con una mediana de 2.1 % en 42 datos obtenidos. Seis familias de inclusiones fluidas FIF secundarias han sido medidas (IF, n = 50), que son del tipo Lw. Sus temperaturas de homogenización presentan un rango muy amplio desde 153,0° a 285.1 °C, con salinidades variables que alcanzan un máximo de 3,9 wt % NaCl eq. y una mediana de 1,4 wt % NaCl eq.. Figura 4.10.

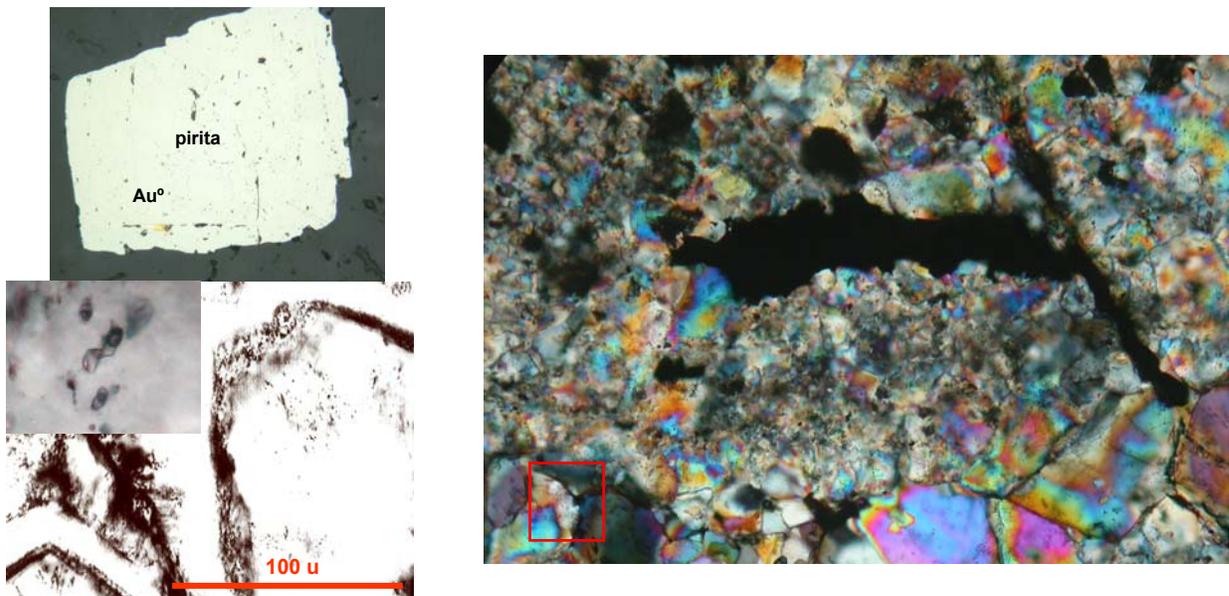


Figura 4.8. Textura y FIFs del estadio cuarzo gris, Chipmo.

Muestra CH-40-IF; Veta Nazareno, parte Oeste. Mina Chipmo.

Derecha: Textura en mosaico con cristales subhedrales a euhedrales de cuarzo. Nótese minerales opacos en los intersticios. LT, NC.

Izquierda superior: Cristal de pirita cúbica con oro nativo incluido en una microfisura en granos de cuarzo con playas de calaverita en la matriz. LR, NP, 20X.

Izquierda inferior: Cuarzo con zonamiento primario asociado a familia de inclusiones fluidas bifásicas (Lw) primarias con 25 – 40 % volumen de vapor.

CUARZO GRIS – FIF PRIMARIA

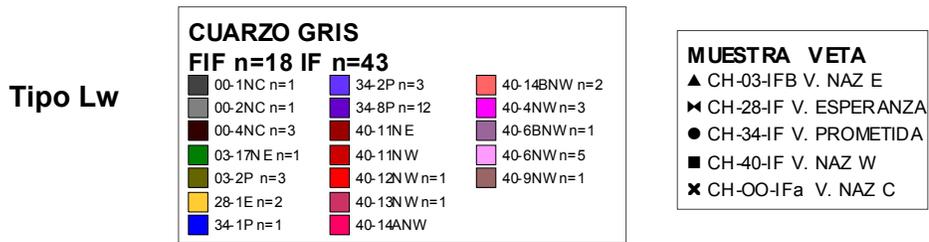
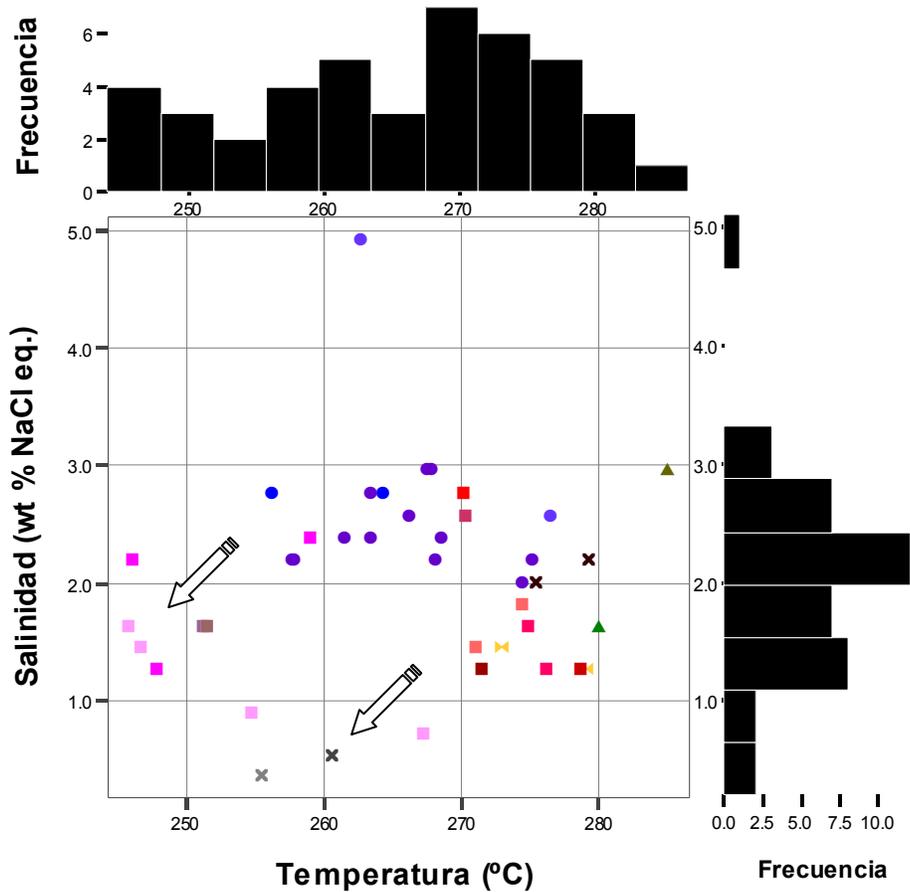


Figura 4.9. Gráfico de temperatura de homogenización & salinidad de las familias de inclusiones fluidas (FIF) primarias del evento paragenético cuarzo gris. Mina Chipmo. Nótese un decaimiento de la temperatura por calentamiento.

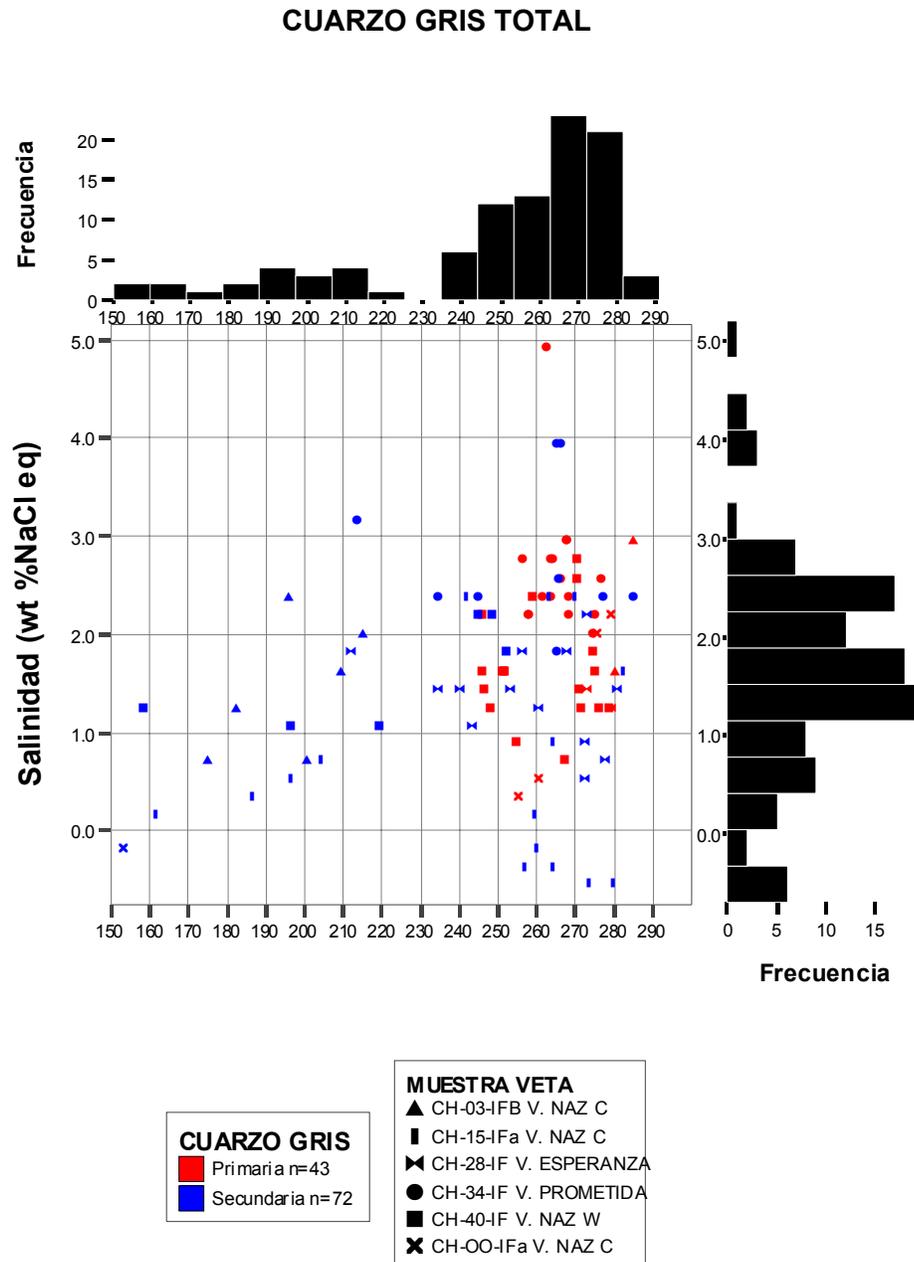


Figura 4.10. Gráfico de temperatura de homogenización & salinidad de todas las familias de inclusiones fluidas (FIF) del evento paragenético cuarzo gris. Mina Chipmo.

Estimación de presiones. No se ha evidenciado ebullición en este estadio. Considerando un sistema H₂O-NaCl para temperatura de homogenización de 267,3 °C y salinidad de 2.1 % NaCl eq. se estima una presión de 57 bars, igual a 581 m de profundidad en condiciones hidrostáticas.

4.7.3 Familia de inclusiones fluidas asociadas con cuarzo blanco, estadio 3

Descripción.- Ampliamente distribuida en las vetas Nazareno, Prosperidad, Esperanza y Prometida. Se trata de un cuarzo de grano fino, de color crema, de aspecto masivo, a brechoide e incluso con clastos volcánicos con alteración argílica avanzada.

Al microscopio se caracteriza por un cuarzo microcristalino de 100µm a 300µm de tamaño promedio; texturas de reemplazamiento pseudomórfica y masiva es típica (Figura 4.11A).

Las familias de inclusiones fluidas primarias asociadas son bifásicas, tienen formas muy variadas, y sus tamaños van de 3,5µm a 28µm, con una mediana de 8,4µm, contienen 30 % a 80 % de volumen de líquido (Figura 4.11B)

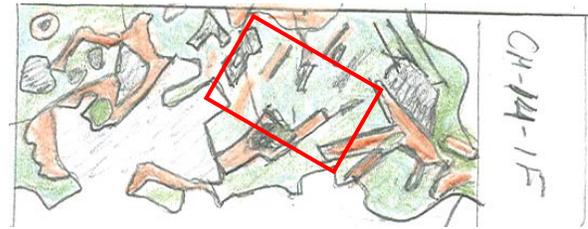
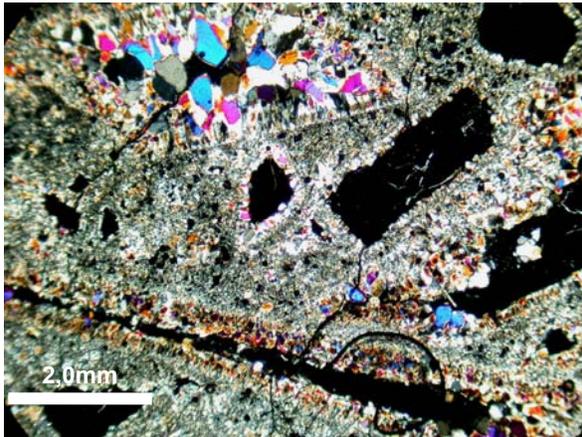
Temperaturas de homogenización

Se han estudiado 21 inclusiones fluidas primarias en seis FIFs. Algunas de estas familias han sufrido débiles procesos de estrangulamiento.

Las familias de inclusiones fluidas secundarias han sido medidas, manteniendo las salinidades y temperaturas de homogenización similares a las familias de inclusiones primarias.

Las temperaturas de homogenización varían de 244,1° a 281,2 °C. 50 % a 75 % de la población total, se encuentran en un rango de 264,0° a 277,6 °C, todos ellos obtenidos a la cotas 3490 y 3440 msnm en las vetas Nazareno y Prometida. Las salinidades obtenidas se mantienen en el rango de 0,2 % a 1,5 wt % NaCl eq., con una mediana de 0,5 wt % NaCl eq. Figura 4.12.

Estimación de presiones. Considerando temperaturas y salinidades medias de 264,0 °C y 0,5 wt % NaCl eq., se tiene 58 bars, comparables a 591 m de profundidad en condiciones hidrostáticas.



- Cuarzo microcristalino, textura pseudomórfica
- Cuarzo, grano grueso euhedral.

Figura 4.11A. Muestra CH-14-IF; Veta Nazareno, parte Central. Mina Chipmo.

Derecha: LT, NX. Esquema de lámina pulida, exhibiendo el mapeo de los estadios paragenéticos entre el **cuarzo blanco** (verde) y **cuarzo euhedral** (Naranja).

Izquierda: LT, NC. Textura pseudomórfica con cuarzo microcristalino reemplazando matriz, con relictos tabulares de baritina. Note los cuarzos tardíos euhedrales relleno los espacios abiertos.

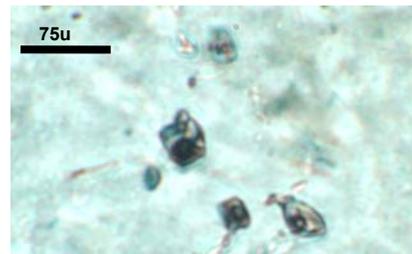
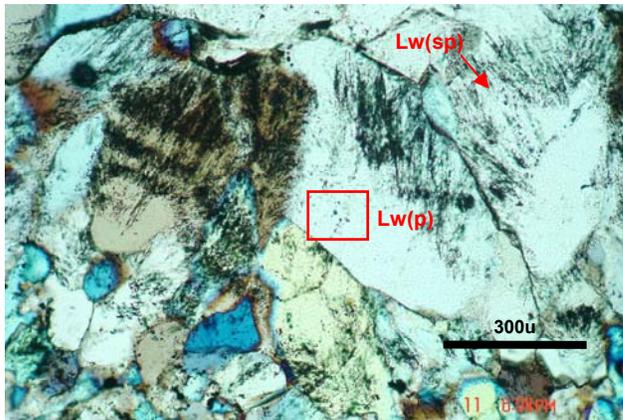


Figura 4.11B. Muestra CH-14-IF; Veta Nazareno, parte Central. Mina Chipmo.

Derecha: Las FIF secundarias son bifásicas (Lw(sp)), se encuentran en zonas de crecimiento (textura plumosa), probablemente modificadas por lo tanto de valor dudoso para la microtermometría, no obstante las FIF primarias (Lw(p)) existentes en el borde del cristal anhedral de cuarzo han sido utilizados en la microtermometría. LT, NP.

Izquierda: FIF de inclusiones primarias, con una constante relación L:V, débilmente afectadas por estrangulamiento. Estas FIF se consideraron para las medidas de microtermometría. LT, NP.

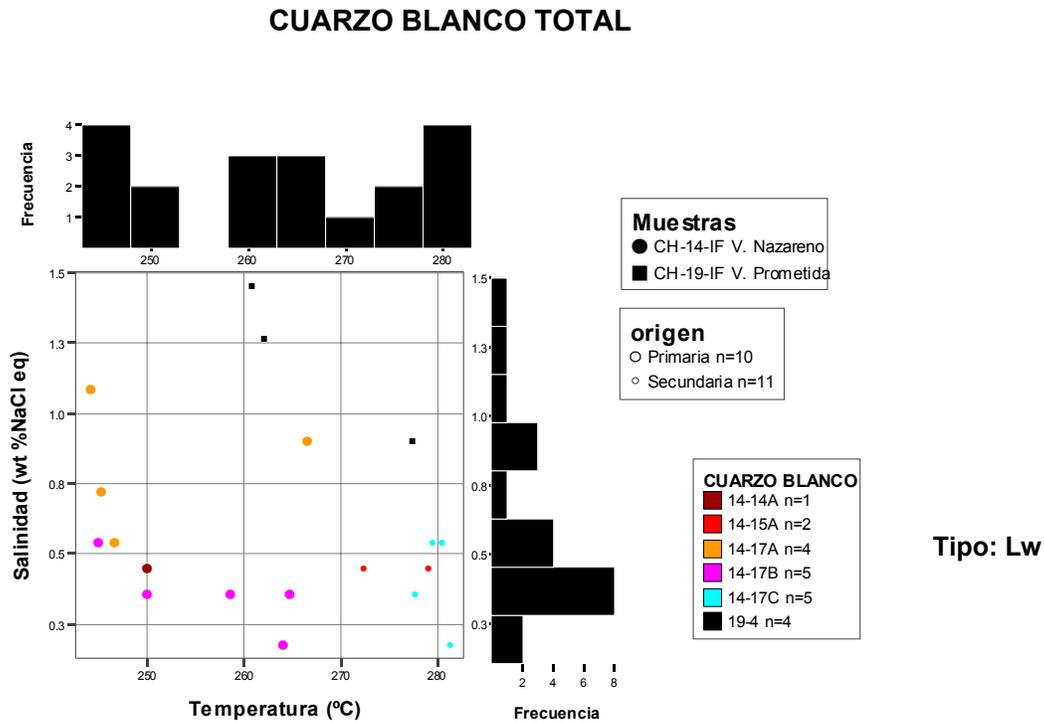


Figura 4.12. Grafico de Temperatura de homogenización & salinidad de las todas las familias de inclusiones fluidas (FIF) del evento paragenético cuarzo blanco. Mina Chipmo.

4.7.4 Familia de Inclusiones fluidas asociadas con cuarzo euhedral, estadio 3

Descripción.- Fueron estudiadas cuatro muestras provenientes de las vetas Nazareno, Esperanza, Prometida y Prosperidad. Macroscópicamente son cristales de cuarzo hialino, tapizando oquedades a manera de drusas. Los cristales de cuarzo son euhedrales, límpidos, con tallas variables de 0,02 mm a 1 mm.

A diferencia de los cuarzos hidrotermales anteriores, estos caracterizan texturas de relleno de espacios abiertos, texturas en peine y cresta son típicas, menos frecuente en escarpela, tanto como relleno de cavidades póstumas y fracturas (Figura 4.13). No se ha observado ninguna mineralización económica asociada. Frecuente ocurrencia de pirita cúbica como inclusiones en cuarzo.

El cuarzo no presenta zonado primario; familia de inclusiones fluidas primarias ricas en liquido (Lw) son frecuentes (Figura 4.14). Estas tienen formas variadas desde sub-redondeadas a irregulares, con algunas inclusiones de cristales negativos, los tamaños varían de 5µm a 50µm, con una mediana de 8,4µm y contienen de 30 % a 90 % del

volumen de líquido. Inclusiones secundarias han sido identificadas y predominan las inclusiones alineadas ricas en vapor y líquido (Vw y Lw).

Temperaturas de homogenización

Las temperaturas de homogenización medidas en nueve familias de inclusiones primarias Lw (tipo I) eq.s a 42 inclusiones fluidas. Las temperaturas varían de 244,5 °C a 288,1 °C. Del 50 % a 75 % de la población caen en un rango de 266,2° a 277,2 °C, con salinidades que varían de 1 % a 2 wt % NaCl eq. para un 50 % y 75 % de la población medida (Figura 4.15).

Las familias de las inclusiones fluidas secundarias muestran una ligera variación. Las temperaturas de homogenización medidas en 63 IFs de doce FIFs presentan una mediana de 248,7 °C dentro de un rango de 179,1° a 313,5 °C con salinidades del orden de 0,2 % a 4,7 wt % NaCl eq. (contiene una mediana de 1,1 % de NaCl eq.) (Figura 4.16).

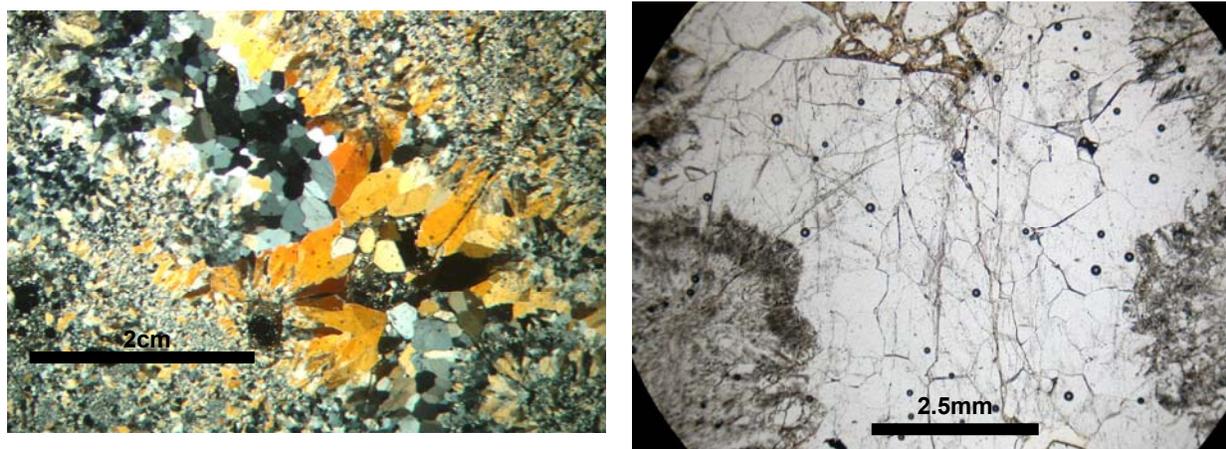


Figura 4.13. Características texturales del estadio cuarzo euhedral.

Muestra CH-27-IF; Veta Esperanza. Mina Chipmo.

Izquierda: LT, NC. Textura en cresta en cuarzoes eudrales relleno de espacios abiertos.

Derecha: LT, NP. Cuarzos euhedrales grano grueso, límpidos sin zonado primario.

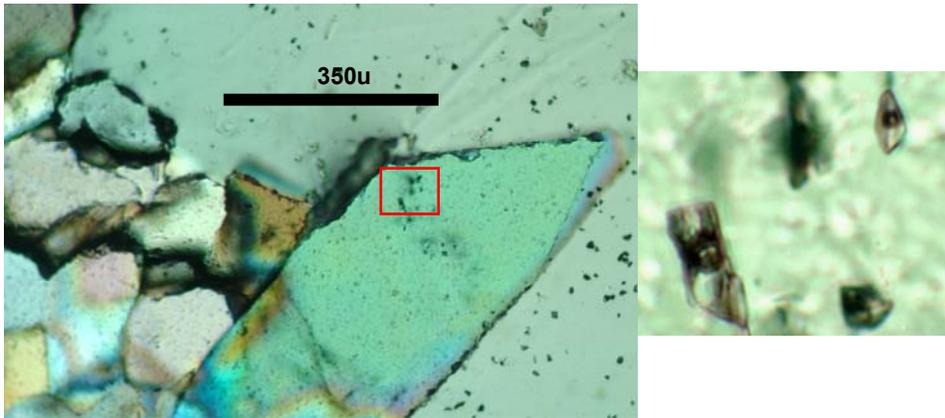


Figura 4.14. Familia de inclusiones fluidas del estadio cuarzo euhedral.
 Muestra CH-11-IF; Veta Nazareno, parte Este. Mina Chipmo.
 Izquierda: LT, NC. Cuarzo euhedral con FIF primarias.

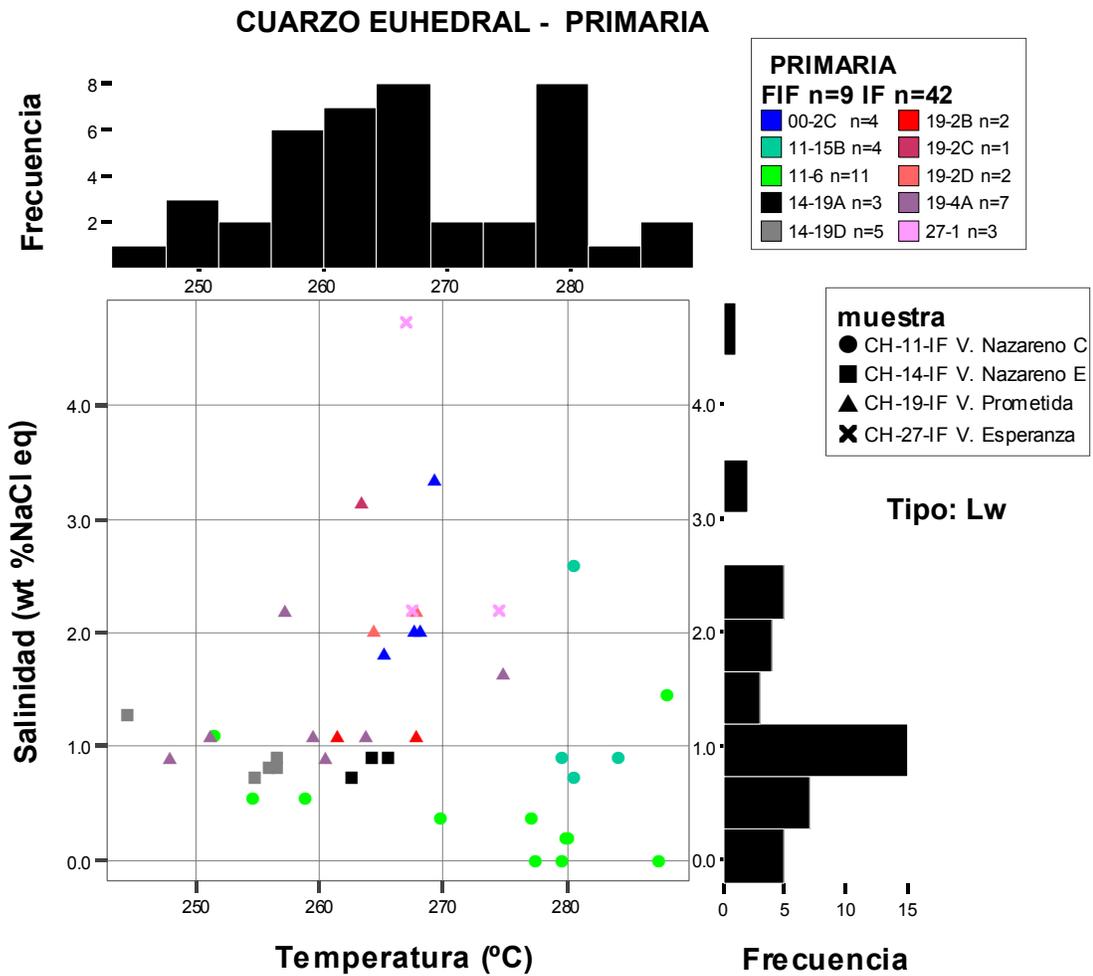


Figura 4.15. Grafico de Temperatura de homogenización & salinidad de las familias de inclusiones fluidas (FIF) primarias del estadio cuarzo euhedral. Mina Chipmo.

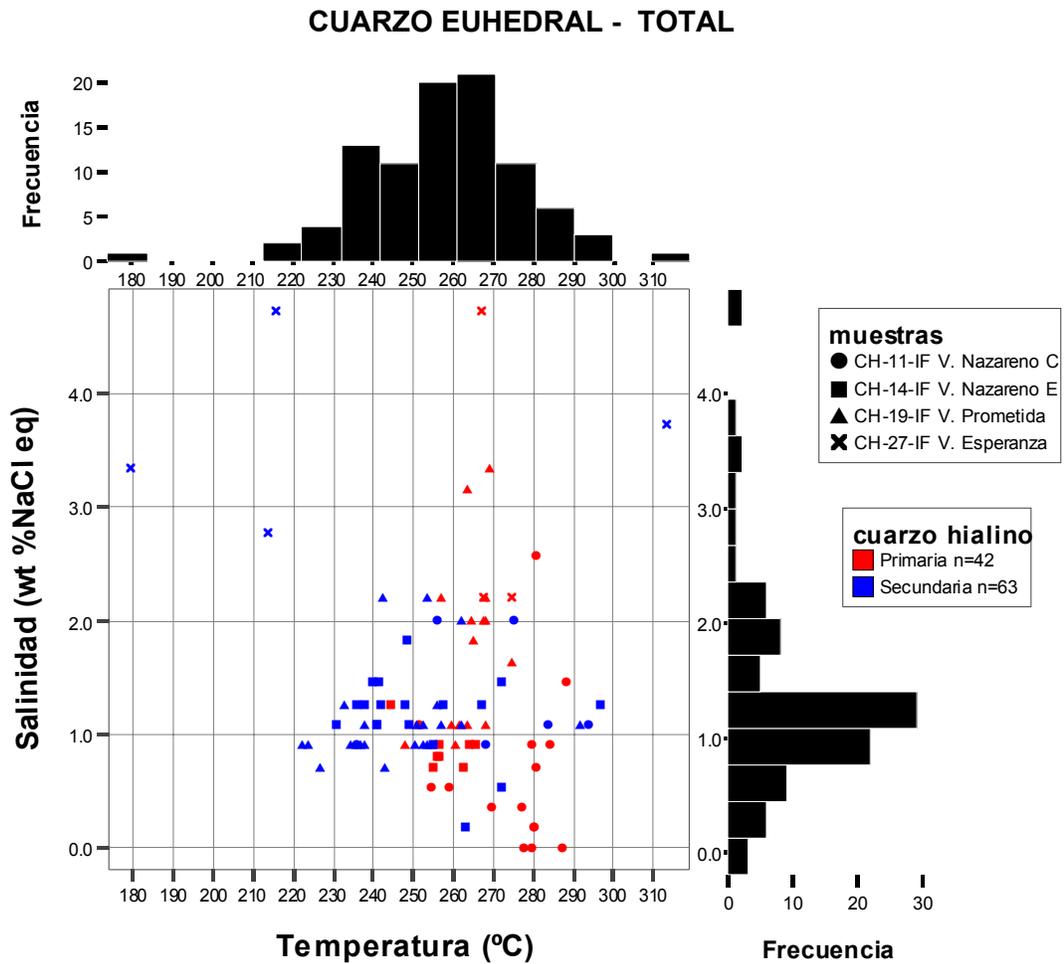


Figura 4.16. Grafico de Temperatura de homogenización & salinidad de las familias de inclusiones fluidas (FIF) primarias y secundarias de cuarzo euhedral, Mina Chipmo.

Estimación de presiones. Para el sistema H₂O-NaCl con temperaturas de homogenización medias de 266,2 °C y 1 % NaCl, se tiene 58 bars, que significa 591 m de profundidad en condiciones hidrostáticas.

4.7.5 Familia de inclusiones fluidas secundarias en cuarzos petrogénicos - Chipmo

Descripción y temperaturas de homogenización

Los fenocristales de cuarzo de la dacita porfirítica que hospeda a la veta Prometida, tienen microfisuras donde coexisten FIFs bifásicas ricas en líquido + CO₂ los cuales no atraviesan a las playas de cuarzo (epitermales) circundantes (Figura 4.17). Inclusiones ricas en vapor acompañan FIFs bifásicas.

Se midieron dos FIFs que contienen 17 inclusiones, éstas presentan formas irregulares a subredondeadas de 5µm a 20µm de tamaño y 90 % a 70 % de volumen de líquido. Todas ellas homogenizan a líquido.

En el proceso de congelación, entre los -20° y -27 °C se observa la primera aparición de los clatratos. Las temperaturas de homogenización –a líquido- varían de 235° a 249,3 °C, con un mediana de 239,7 °C, con salinidades en el orden de 19,4 % a 26,5 % con una mediana de 21,5 wt % NaCl eq. (ver Figura 4.18).

Estimación de presiones. Asumiendo un sistema puro H₂O-NaCl-CO₂ (ecuaciones de Brown y Lamb, 1989) se obtiene aproximadamente 782 bars de presión, esto indica que la profundidad de captura sería de 2950 m sobre condiciones litostáticas.

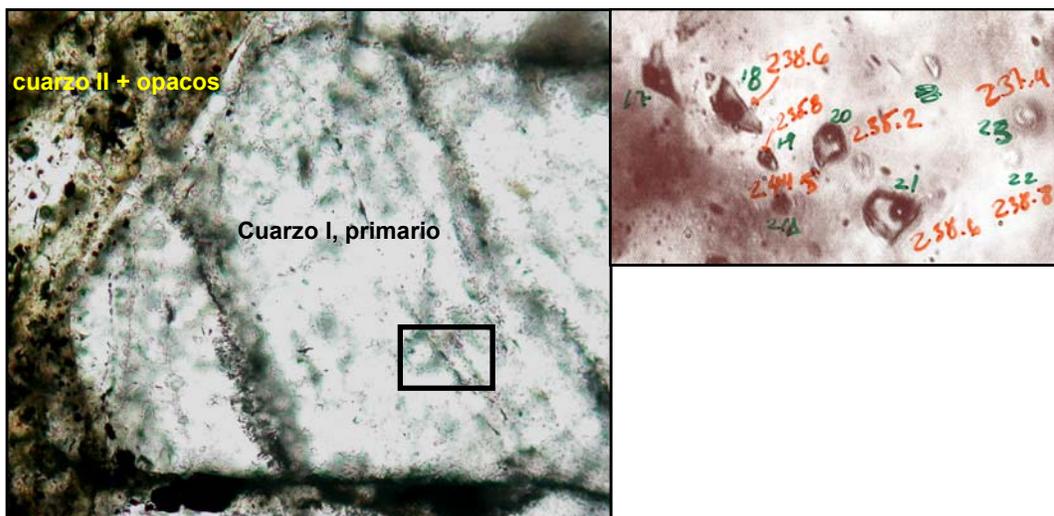


Figura 4.17. FIF secundarias enmarcadas en el cuarzo primario, veta Prometida, Chipmo.

4.8 Resumen de las familias de inclusiones fluidas – Chipmo

Las temperaturas de homogenización media varían de 263,5° a 281,5 °C de los estadios de mineralización epitermal de las vetas Nazareno, Prometida y Esperanza. Corresponden a temperaturas de formación, obtenidas entre las cotas 3690 a 3440 msnm. Las salinidades medias oscilan de cero a 4,9 wt % NaCl eq. (Figura 4.18B).

La asociación paragenética pirofilita-diáspora con presencia de caolinita, sus temperaturas de formación que varían en función de la actividad de sílice y ratio de moles K/H, estas temperaturas oscilan entre 250° a 300 °C (Hemley, 1959, Sverjensky *et al.*, 1991). Según los diagramas de estabilidad mineral Au-Ag-Te, las asociaciones de petzita – hessita – oro nativo y calaverita - oro nativo son estables a temperaturas de 150° a 280° C (Bortnikov *et al.*, 1988; Cook and Cionabu, 2005). Las temperaturas de homogenización en las vetas de Chipmo caen dentro de estos rangos.

Las paleo-superficies en el tiempo de la actividad hidrotermal varían de 550 m a 591 m, indicando niveles de erosión entre 300 m a 400 m en referencia a Nazareno.

Los estadios cuarzo gris y cuarzo-baritina están relacionados a la mineralización económica de oro.

El estadio cuarzo-baritina asociado a mineralización de complejos telururos de oro, plata y bismuto, exhiben texturas de tipo *lattice bladed*; se ha evidenciado ebullición con captura homogénea a 550 m, indicando la profundidad de ebullición (profundidad actual 4040 msnm). Existe mezcla de dos tipos de fluidos (ver Figuras 4.5 y 4.6), salinidades muy bajas a nulas caracterizan esta ebullición (Figura 4.18A).

El estadio cuarzo gris no ha evidenciado ebullición. La sílice crema con electrum indicaría un puntual evento tardío de ebullición, conjuntamente con el estadio cuarzo-baritina sugieren continuos estadios de ebullición.

Las FIFs secundarias conseguidas en las microfracturas de los cuarzos petrogénicos en la veta Prometida, corresponden a fluidos salinos (no saturados) ricos en CO₂ provenientes de niveles porfíricos (paleo profundidad de 2,9 km) (Figura 4.18C). Existe una pérdida de salinidad y CO₂, hasta los últimos estadios epitermales por procesos de dilución (Figura 4.18A) y mezcla de fluidos. Esta evolución marcaría para el tiempo de formación de las vetas epitermales, fluidos de aguas magmáticas iniciales dominada por aguas meteóricas tardías.

El estadio Cuarzo – Baritina involucra en su formación mezcla de fluidos, entre un importante volumen de vapores magmáticos con aguas de acuíferos poco profundos. Estas condiciones serán definidas con isótopos.

La transición a fluidos menos salinos que alcanzan la ebullición (aumento de inclusiones de fase vapor), favorece a la deposición de los telururos. Es posible que los telururos puedan ser transportados en la fase vapor y el oro en la fase líquida.

Las vetas en la mina Chipmo están asociados a la fase de deformación D2 que es transcurrente, con σ_1 variable en la dirección E-O y ENE-OSO. Estas vetas-falla de rumbo NE contienen importantes pulsos tectónicos extensionales (dextrales y normales) –caso Nazareno- y escasos pulsos compresivos (sinestrales), indican un régimen estructural transtensivo durante el desarrollo de la actividad hidrotermal.

En el caso de la veta Nazareno estas condiciones generan inicialmente un hidrofracturamiento para la formación de brechas hidrotermales que favorece la posterior circulación de fluidos de baja densidad durante la ebullición, produciendo inicialmente la formación de cuarzo gris, pero un importante desarrollo del estadio cuarzo-baritina.

En las vetas del área de Prometida, no se ha evidenciado ebullición continua como en Nazareno; esto podría deberse a que los pulsos tectónicos distensivos que generan más espacios que favorecen la ebullición no se desarrollaron, no obstante el dominio de pulsos compresivos (sinestrales) son predominantes durante su formación.

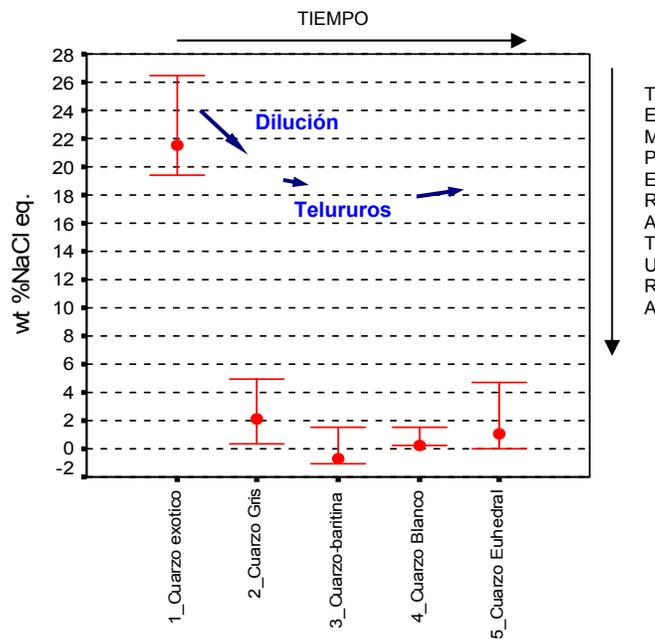


Figura 4.18A. Grafico de salinidades versus principales estadios mineralizantes de la Mina Chipmo. Note que el estadio “cuarzo exótico” hace referencia a las FIFs encontradas dentro de cuarzo petrogénicos de la veta Prometida.

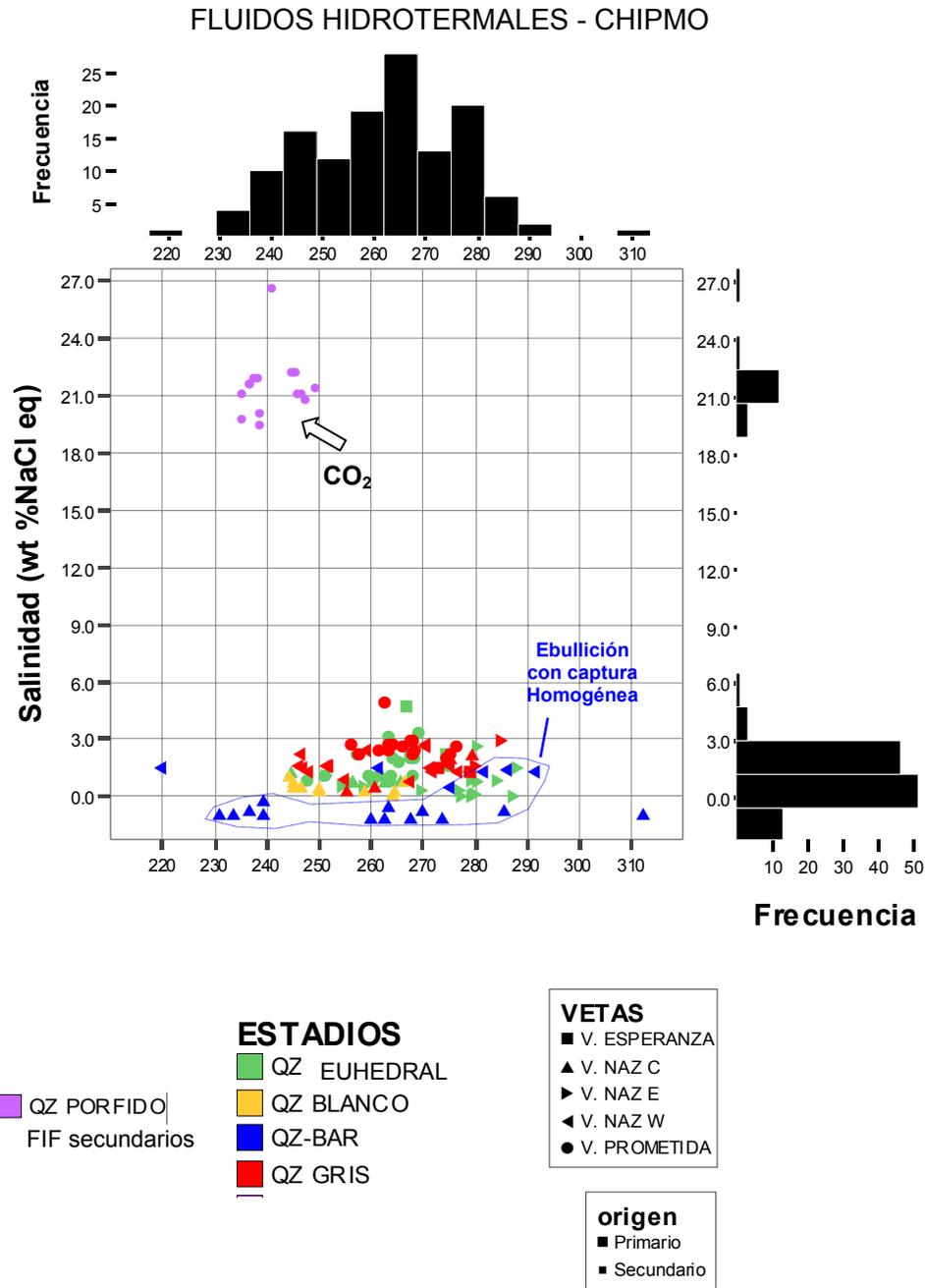


Figura 4.18B. Gráfico de temperatura de homogenización & salinidad de todas las muestras y familias de inclusiones fluidas (FIF) primarias de la Mina Chipmo. Note en magenta a FIF secundarias ricas en CO₂ provenientes de la veta Prometida. Evidencias de fluidos precoces de mineralización porfírica. Mina Chipmo.

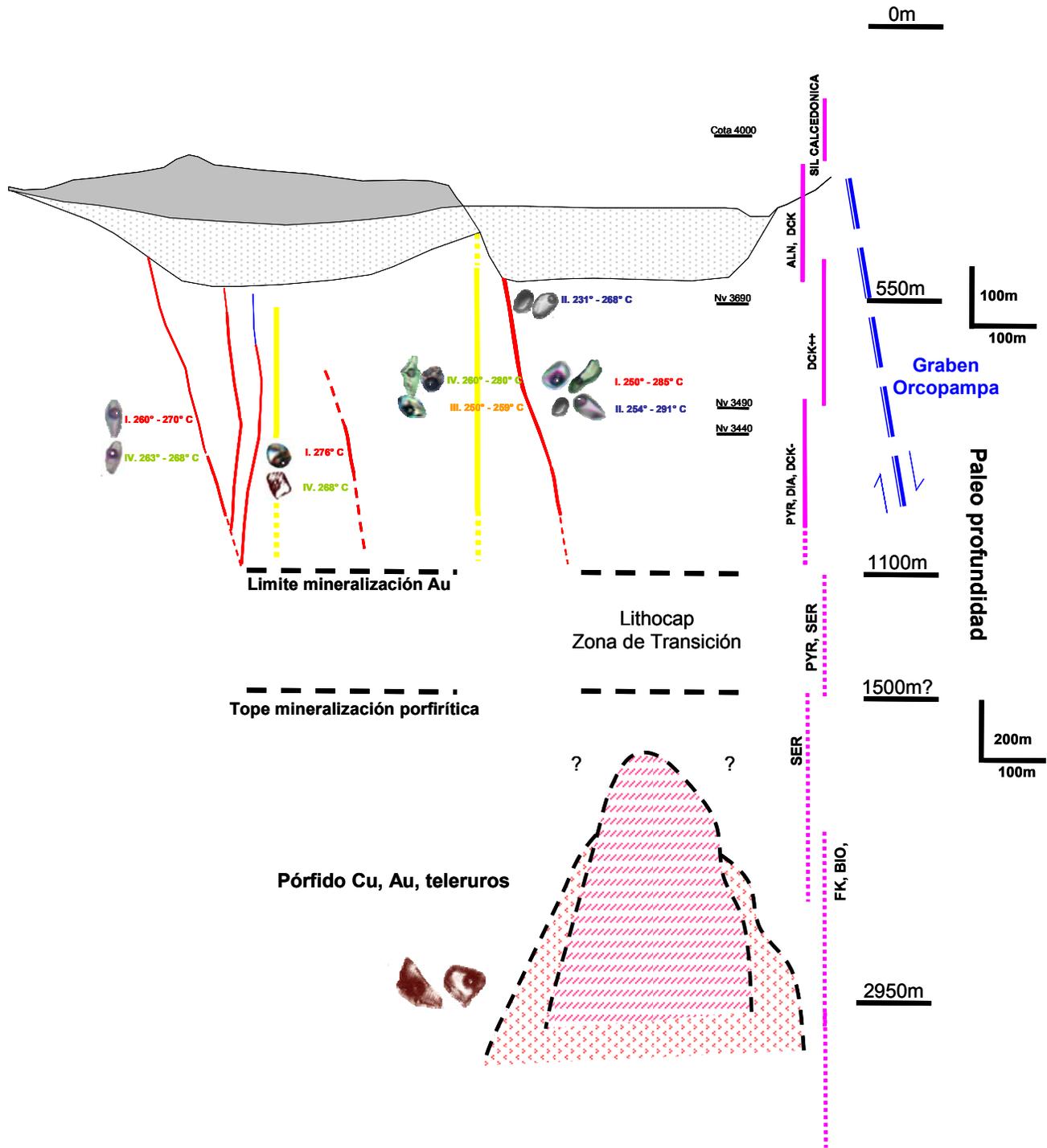


Figura 4.18C. Sección idealizada de la distribución de los fluidos hidrotermales en Chipmo. Las paleo-profundidades están en función de la veta Nazareno. Se infiere la continuación de la zonación vertical de la alteración hidrotermal.

4.9 Distribución de las inclusiones fluidas, temperaturas de homogenización, y profundidad de captura de los diferentes estadios hidrotermales en Poracota

Ver figura 4.19.

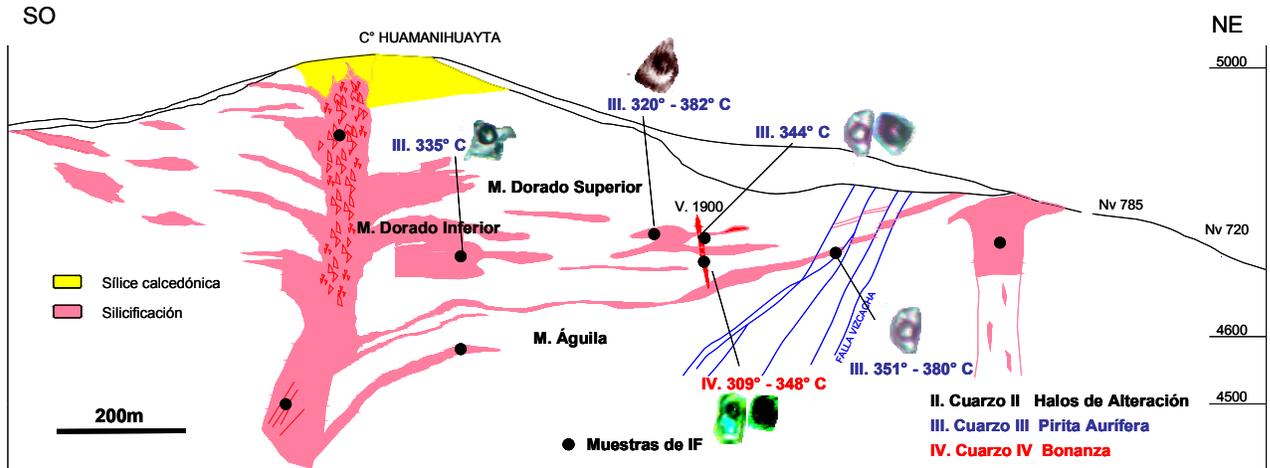


Figura 4.19. Sección transversal a los mantos exhibiendo la distribución de las familias de inclusiones fluidas primarias en Poracota. Los rangos de temperaturas de homogenización corresponden a la mediana de las FIFs con referencia a los diferentes estadios paragenéticos. No ha sido posible obtener datos microtermométricos de todas las muestras estudiadas por el tamaño y escases de las FIFs.

4.8.1 Familia de Inclusiones fluidas en estadio temprano “Halos de alteración”

Descripción. En el estadio “Halos de alteración” se ha identificado FIFs primarias dentro de agregados de cuarzo de grano fino (veta Soraya). Las FIFs secundarias son abundantes, muchas de ellas están cortando a ojos de cuarzo primario.

Texturas de reemplazamiento masivo están relacionadas a agregados de cuarzo fino (20µm a 60µm) (Figura 4.20A).

El cuarzo II contiene inclusiones fluidas bifásicas primarias (FIF = 3), está relacionado a pirita euhedral de manera intersticial. (Figura 4.20B). Las inclusiones tienen formas subredondeadas, con tamaños que varían de 4µm a 14µm y 70 % a 80 % de volumen de líquido (Figura 4.20C).

FIFs secundarias son del tipo Lw, parte de ellas se encuentran dentro de texturas plumosas. Otras FIFs asociado a opacos (pirita) cortan cuarzos petrogénicos (Figura 4.20D) y rellenan microfisuras en sílice calcedónica (cuarzo I). Predominan inclusiones de

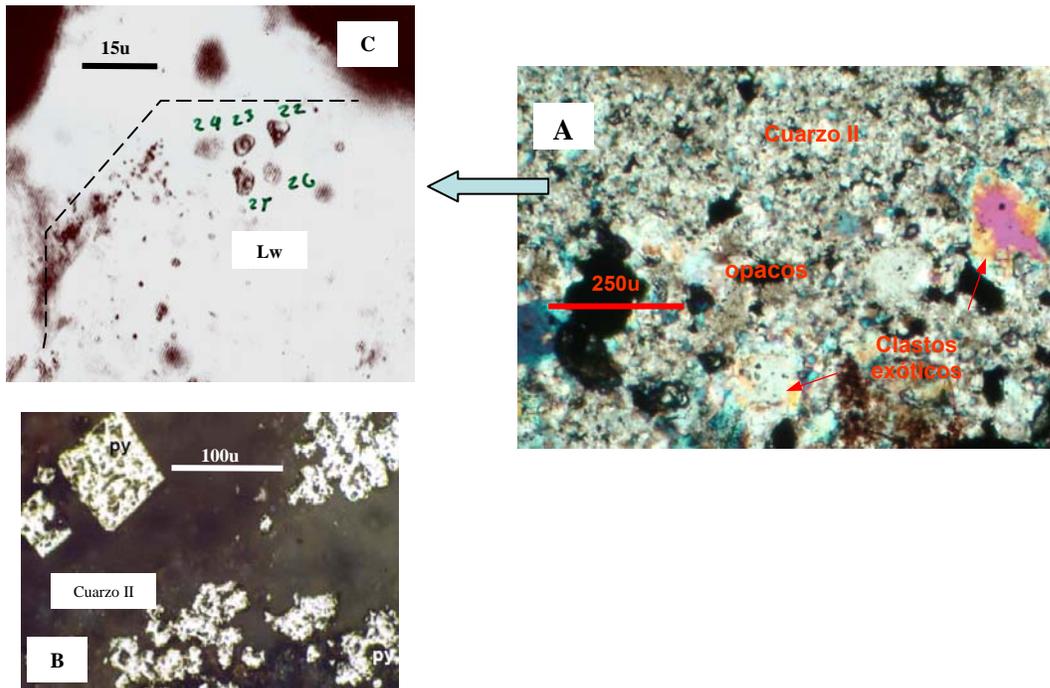
formas variadas, los tamaños oscilan de $3\mu\text{m}$ a $28\mu\text{m}$ y contienen del 80 % a 95 % volumen de líquido.

Temperaturas de homogenización

Se midieron tres FIF primarias que contienen ocho inclusiones en cuarzo. Las temperaturas de homogenización oscilan entre $265,1^\circ$ y $295,7^\circ \text{C}$, con una mediana de $281,6^\circ \text{C}$, obtenidos de la veta Soraya (Figura 4.21). Salinidades varían de 1,5 % a 4,3 % NaCl eq. con un valor medio de 1,8 %.

FIFs secundarias han sido medidas ($n = 8$) en 66 inclusiones. Sus temperaturas de homogenización exhiben rangos muy amplios en comparación a las primarias, variando de $179,7^\circ$ a $289,9^\circ \text{C}$ con una mediana de $219,3^\circ \text{C}$, con salinidades medias de 2,2 % NaCl eq. (Figura 4.22).

FIFs secundarias contienen abundante CO_2 en la fase líquida. Es posible observar la desaparición de clatratos entre $-1,4^\circ$ y $2,1^\circ \text{C}$. Estas FIF tienen salinidades entre 12 % a 15 wt % NaCl eq.



Figuras 4.20A, 4.21B, 4.21C. Características petrográficas y texturales de las FIFs primarias del estadio “Halos de alteración” asociado al cuarzo II. Note la figura C (FIF =

SO-03) la incipiente formación de zonado primario en cristal de cuarzo con una constante relación líquido: vapor.

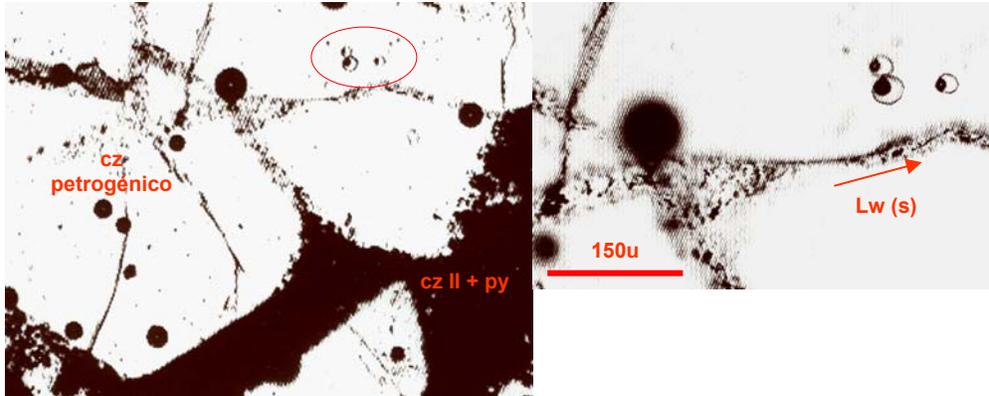


Figura 4.20D. Ojos de cuarzo petrogénico de la riolita Quellococha, Poracota. FIFs secundarias relacionadas al cuarzo II del estadio “Halos de alteración”. Note la FIF de inclusiones bifásicas con formas de cristal negativo dentro del fenocristal de cuarzo, éstas corresponden a “melt inclusion”, sus temperaturas de homogenización son mayores a 800° C.

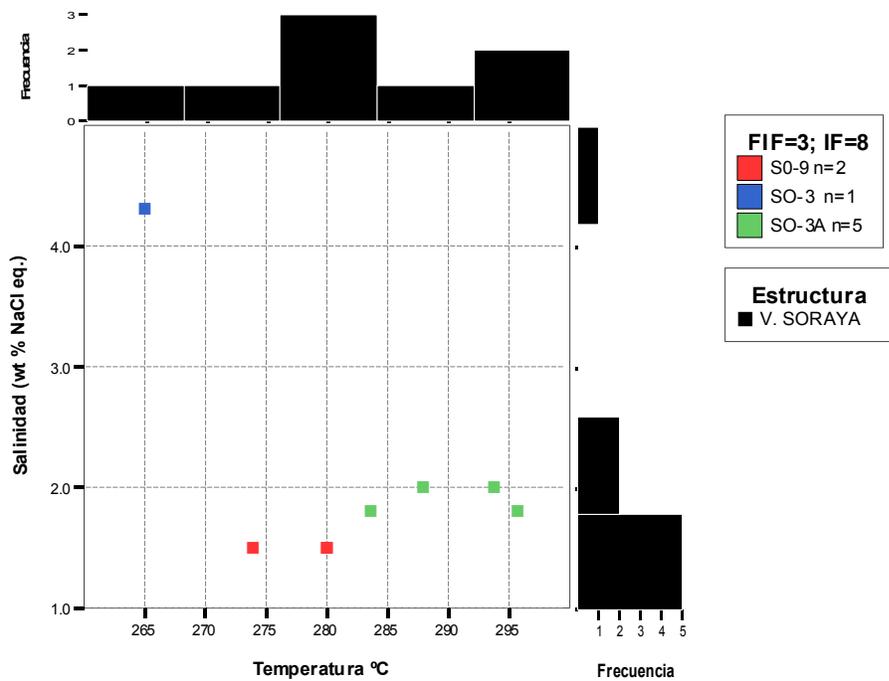


Figura 4.21. Temperatura de homogenización & salinidad de todas las familias de inclusiones fluidas primarias del estadio paragenético “Halos de alteración”. Poracota.

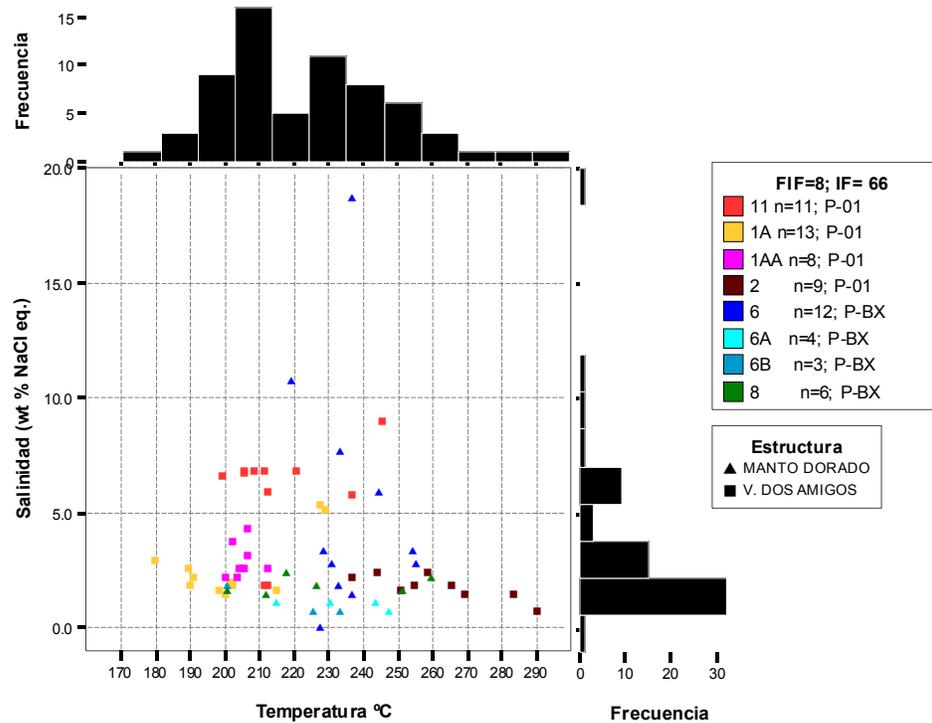


Figura 4.22. Temperatura de homogenización & salinidad de las todas las familias de inclusiones fluidas secundarias del estadio paragenético “Halos de alteración”. Poracota.

Estimación de presiones. Considerando un sistema H₂O-NaCl a 281,6 °C y 1,8 wt % NaCl, arroja 66 bars, equivalente a 673 m de profundidad en condiciones hidrostáticas.

4.8.2 Familia de inclusiones fluidas del estadio principal “Pirita aurífera”

Descripción. Cuatro muestras han sido estudiadas, provenientes del Manto Dorado y Águila en cristales de cuarzo y baritina.

Texturas brechoides y esporádicamente masivas son comunes (Figuras 4.23A, 4.23B). Los cristales euhedrales de baritina alcanzan 1 mm de talla, se asocian a agregados de cuarzo sub-euhedrales a anhedrales con tallas que oscilan entre 100µm a 150µm.

FIFs primarias están relacionadas a enargita intercrecida con pirita, de manera intersticial; éstas forman playas de 200 µm a 800 µm de talla. Electrum y pirita II de manera

intersticial esta asociada a cuarzo III (Figura 4.23C). El cuarzo III generalmente no presenta zonado primario. FIFs primarias son de tipo Lw, algunas veces asociado a ricas en vapor (Vw), las IF presentan formas subredondeadas de $3\mu\text{m}$ a $28\mu\text{m}$ (mediana = $5,6\mu\text{m}$). El volumen de líquido es variable, entre 10 % a 90 % con una media de 20 % (Figura 4.23D).

Temperaturas de homogenización

Se obtuvieron medidas en FIFs primarias del tipo Lw de los mantos Águila y Dorado, en ocho familias que contienen 36 inclusiones fluidas. Las temperaturas varían de $282,5^\circ$ a $388,6^\circ\text{C}$ con un valor medio de $341,0^\circ\text{C}$. Las salinidades varían de 2,2 a 17,4 wt % NaCl eq. (mediana de 4.3 %), todos ellos obtenidos en la cota 4700 msnm y sin presencia de CO_2 en la fase líquida.

No es clara la evidencia de ebullición en este estadio pero existen dos poblaciones diferentes, indicando un incremento simultáneo en las temperaturas y salinidades (Figura 4.24).

Las FIFs secundarias ($n = 4$ con 14 inclusiones) son del tipo Lw, exhiben temperaturas de homogenización mucho más bajas que las primarias, indicando procesos de enfriamiento posteriores a la formación (Figura 4.25).

Estimación de presiones. Considerando un sistema H_2O -NaCl sin ebullición con una mediana de $341,0^\circ\text{C}$ y 4.3 wt % NaCl eq., se obtiene 150 bars de presión. La profundidad máxima de formación en condiciones hidrostáticas es 1529 m y en condiciones litostáticas es de 566 m de profundidad.

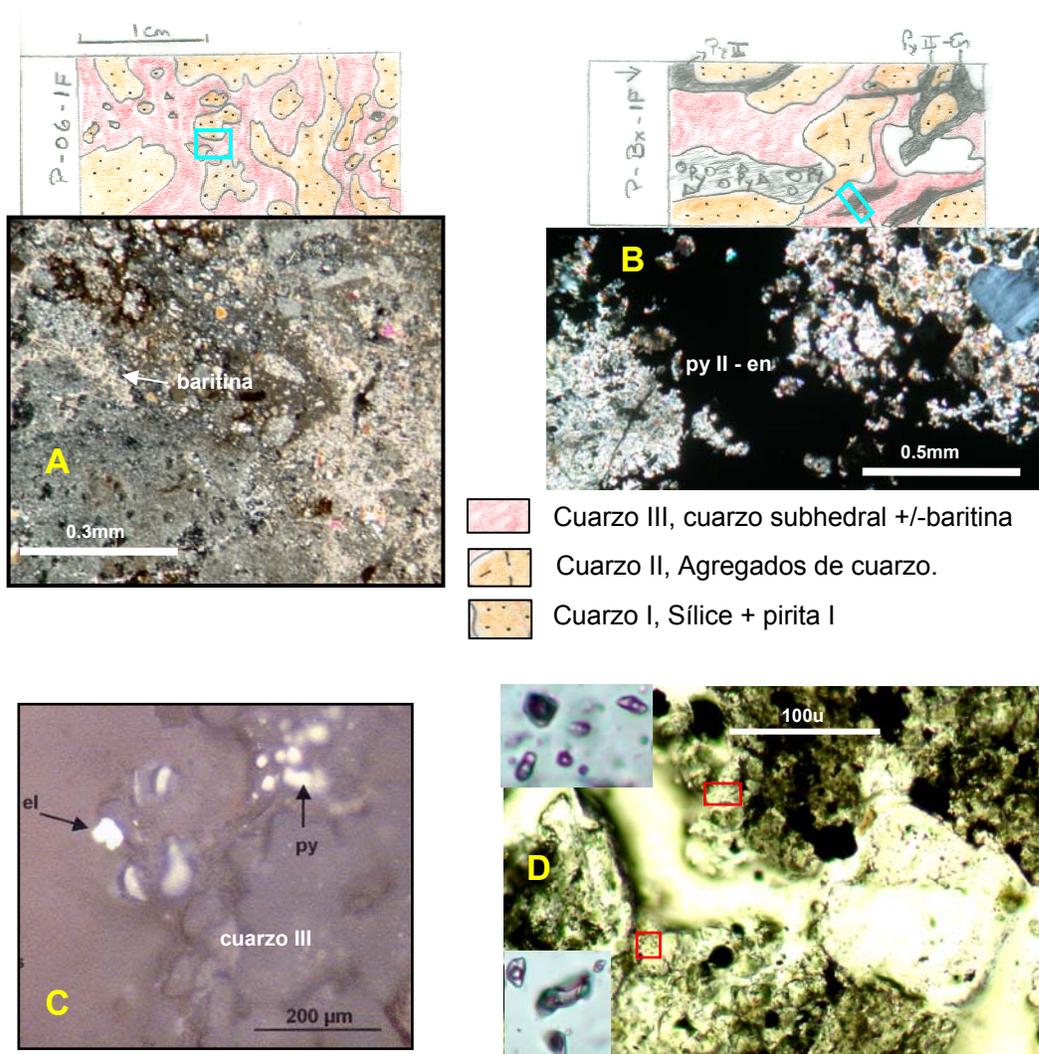


Figura 4.23. Características petrográficas y texturales de las FIFs primarias del estadio “Pirita aurífera” asociado al cuarzo III. Note la Figura D (FIF = 9A; muestra CH-46+8-IF) playas de cuarzo anhedral con inclusiones Lw y Vw.

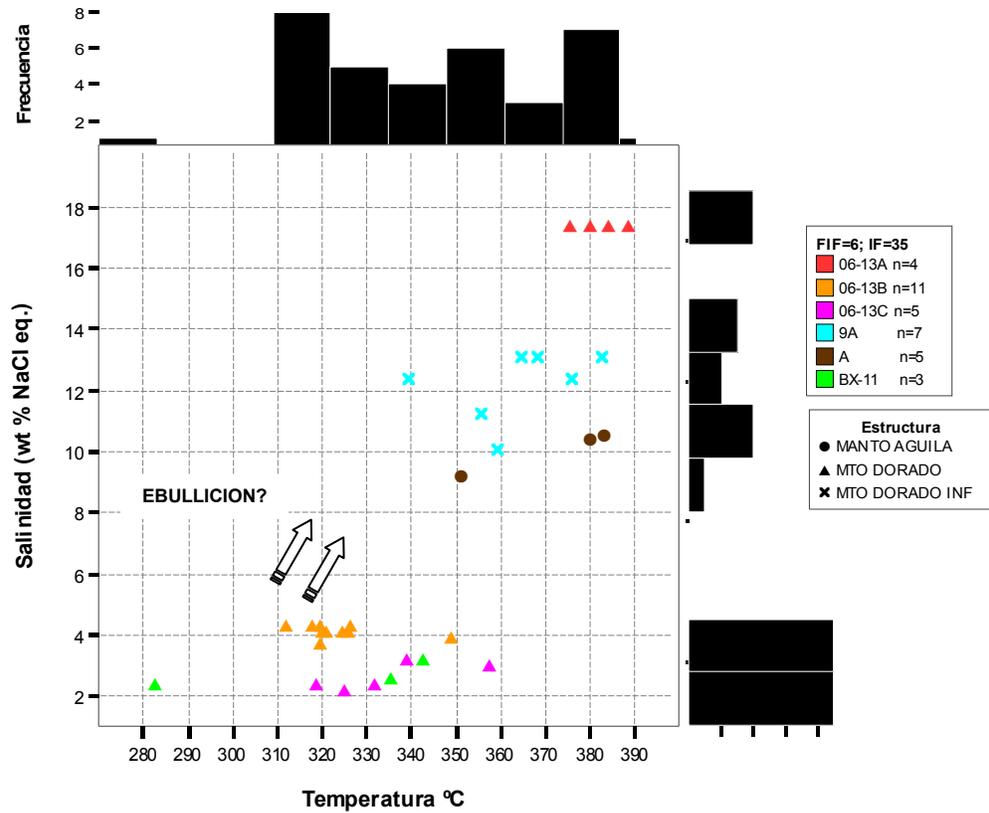


Figura 4.24. Temperatura de homogenización & salinidad de todas las familias de inclusiones fluidas primarias del estadio paragenético “Pirita aurífera”. Poracota.

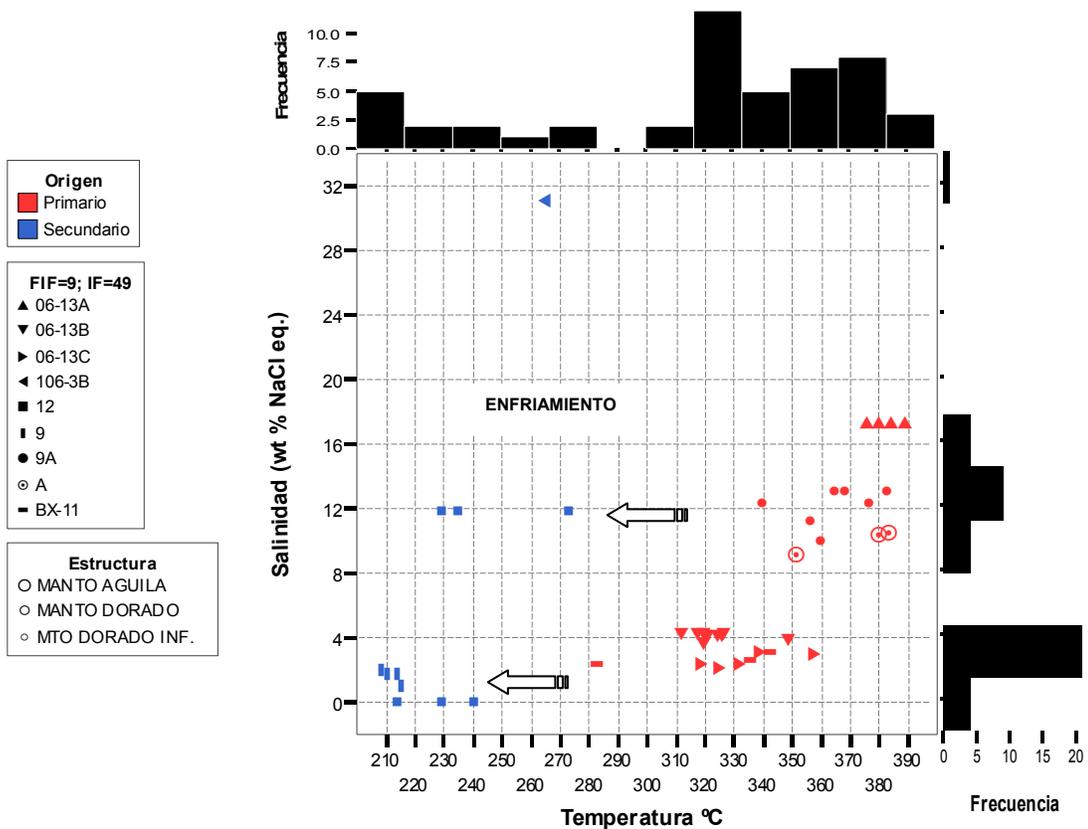


Figura 4.25. Temperatura de homogenización & salinidad de todas las familias de inclusiones fluidas del estadio paragenético “Pirita aurífera”, Poracota.

4.8.3 Familia de Inclusiones fluidas en el sub-estadio tardío “Bonanza”

Descripción. Cuatro muestras han sido estudiadas de la veta 1900 relacionado al cuarzo IV. Los cristales de cuarzo euhedrales dan 100 μ m de talla promedio y rellenan la matriz. Los cristales subhedrales de baritina de 100 μ m a 400 μ m de tamaño promedio, pudiendo alcanzar 1 mm y rellenan oquedades. Texturas brechoides y de relleno de espacios abiertos son típicos. Los cuarzos forman mosaicos con relleno posterior de baritina (Figura 4.26A).

Las FIFs primarias en baritina y cuarzo son del Tipo II y III (Lw y Vw, NaCl) que coexisten con inclusiones de vapor, demuestran ebullición (Figura 4.26B).

Las FIFs primarias (n = 8) están relacionadas a pirita anhedral en ocasiones con textura esquelética en playas de 200 μ m a 500 μ m. El oro se presenta como oro nativo en agregados de oro nativo de 30 μ m a 50 μ m de tamaño promedio (Figura 4.26C).

Las inclusiones fluidas presentan formas tabulares, sub-redondeadas a redondeadas, de 5 μ m a 15 μ m de tamaño con un media de 6.3 μ m. En las inclusiones de tipo III el volumen de liquido varia de 20 % a 60 % (Vol. sólido de 5 % a 20 %) y en el Tipo II puede alcanzar el 90 % de volumen.

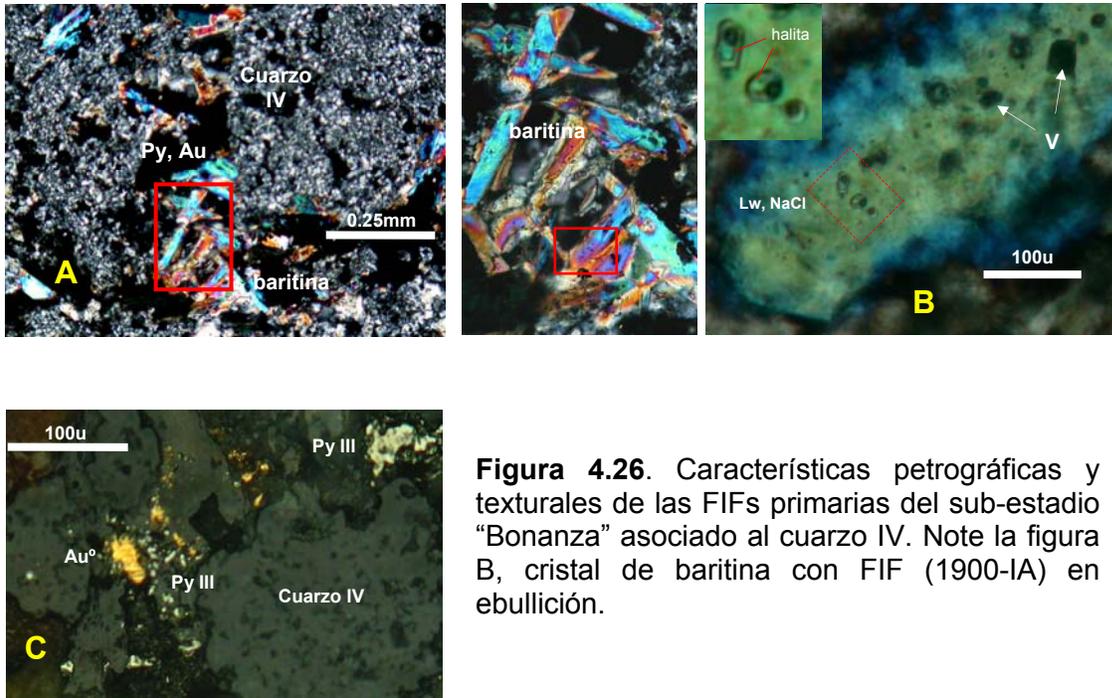


Figura 4.26. Características petrográficas y texturales de las FIFs primarias del sub-estadio “Bonanza” asociado al cuarzo IV. Note la figura B, cristal de baritina con FIF (1900-IA) en ebullición.

Temperaturas de homogenización

Previamente se han publicado temperaturas de homogenización y salinidades del estadio Bonanza de la veta 1900 (Miranda y Vidal, 2006). Estas temperaturas alcanzan los 556 °C y salinidades superiores a 40 wt % NaCl eq., e incluso rangos mayores (564 % y 53 wt % NaCl eq.) que son atípicas para sistemas epitermales de alta sulfuración.

La petrografía de inclusiones fluidas realizadas en las vetas 1900 y Soraya indican la presencia de clastos de cuarzos exóticos, provenientes de niveles profundos. En el acápite 4.8.4 de este capítulo se describe en detalle.

Se obtuvieron temperaturas de homogenización (T_h) de tres FIFs primarias ($n=14$) en inclusiones de Tipo II, Tipo III del cuarzo y baritina del estadio bonanza. Las temperaturas varían de 306,9° a 428,9 °C con una mediana de 345,4 °C; las salinidades van desde 22,8 % a 32,2 wt % NaCl eq. con una mediana de 27,4 wt % NaCl (Figura 4.27 en círculo negro).

Las inclusiones de Tipo III homogenizan con la desaparición final de la burbuja de vapor. Las temperaturas de disolución de halita varían 215,8° a 278,5 °C. (Figura 4.28).

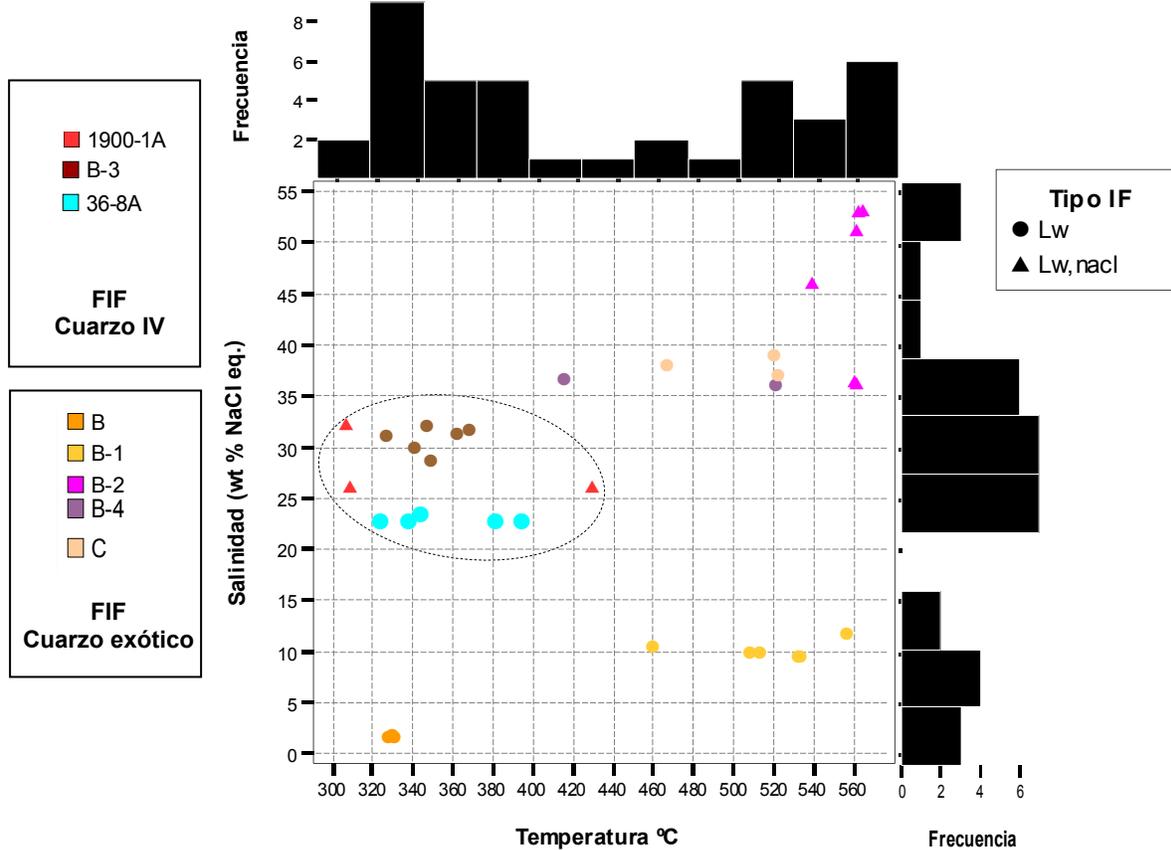


Figura 4.28. Temperatura de homogenización & salinidad de las todas las familias de inclusiones fluidas primarias del sub-estadio “Bonanza”, denotando los tipos de inclusiones (Tipo II es igual a Lw y tipo III es Lw, nacl).

4.8.4 Familia de inclusiones fluidas en cuarzos exóticos - Poracota

Descripción y temperaturas de homogenización

Las vetas 1900 y Soraya presentan cuarzos sub-redondeados a sub-angulosos de 100µm a 500µm de talla; con frecuencia en sus bordes se observa crecimiento póstumo de cuarzo / sílice epitermal (Figura 4.29A). Contienen FIFs primarias. Las inclusiones tienen formas variables, tabulares, sub-redondeadas y son comunes de cristal negativo, con tamaños medios de 6,8µm.

Contienen varios tipos de inclusiones, monofásicas (vapor), trifásicas, con cristales de halita ($L_{w,NaCl}$), silvita ($L_{w,KCl}$) y polifásicas. La ebullición es constante en todas las FIFs (Figura 4.29B).

Se midieron cuatro FIF ($n = 16$ inclusiones) en la veta Soraya, se definieron dos poblaciones de FIFs. La primera población exhibe temperaturas de homogenización que varían de 621,2° a 755,0 °C, con una mediana de 675,5 °C. Las salinidades varían de 29,9 % a 40,0 wt % NaCl eq., con una mediana de 30.3 wt % NaCl. La temperatura de disolución de la halita siempre es antes que el vapor, con un valor mediano de 169,7 °C.

La segunda población exhibe temperaturas de homogenización que varían de 676,6° a 785,0 °C, con una mediana de 777,8 °C. Las salinidades varían de 33,9 % a 39,0 wt % NaCl eq., con una mediana de 37,6 wt % NaCl. La temperatura de disolución de la halita siempre es antes que el vapor, con un valor mediano de 527,8 °C (Figura 4.30 y 4.31).

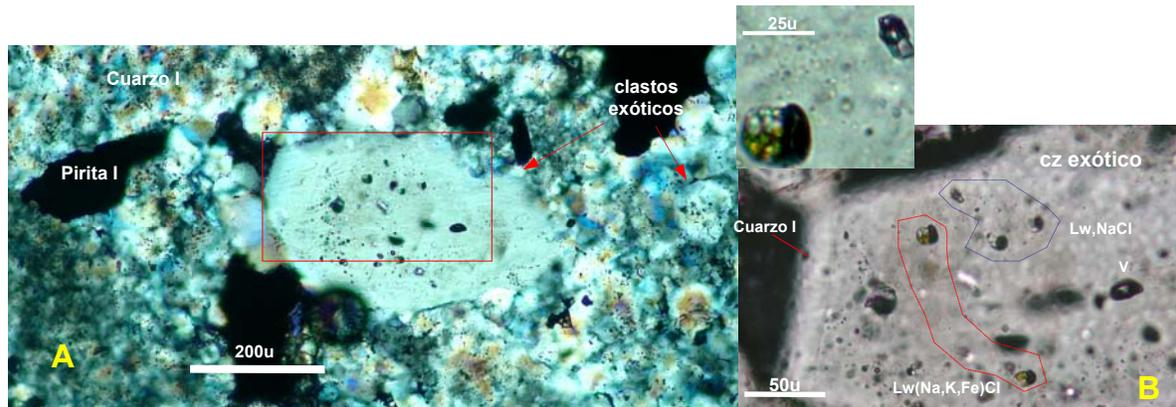


Figura 4.29. FIF primarias polifásicas en cuarzo exótico de la veta Soraya, Poracota. Note en la Figura B el crecimiento periférico de sílice.

Estimación de presiones. Asumiendo teóricamente un $H_2O-NaCl$ y en condiciones de ebullición, se obtuvo de 900bars a 1000bars de presión, esto indica una profundidades de captura entre 3.3 km a 3,7 km sobre condiciones litostáticas.

Estas condiciones indican fluidos hidrotermales de sistemas porfiríticos de cobre a niveles profundos.

4.8.5 Resumen de las familias de inclusiones fluidas – Poracota

La temperaturas de homogenización medias varían de 281,6° a 345,4 °C de los estadios de mineralización epitermal de los mantos Águila, Dorado, vetas 1900 y Soraya. Corresponden a temperaturas de formación, obtenidas entre las cotas 4600 y 4750 msnm. Las salinidades medias oscilan entre 1,8 % a 27,4 wt % NaCl eq. (Figuras 4.31 y 4.32).

Las presiones en el sistema epitermal se incrementan con el tiempo, en el estadio temprano es de 66 bars pasando a 150 en el estadio principal y finalizando en el estadio tardío en 157 bars, estas presiones parecen exceder las presiones hidrostáticas. Al parecer la deposición de sílice (cuarzo I) y cuarzo de grano fino (cuarzo II) a creado un sello hidrogeológico que podría suponer presiones de formación mayores que las hidrostáticas. La mineralización aurífera se encuentra principalmente en mantos y menor en vetas entre las cotas 4700 y 4750 msnm., éstos no han tenido alcance a la paleo-superficie. Es posible que el sistema epitermal se haya formado en condiciones de presión intermedia menores a las litostáticas en un sistema confinado.

El estadio “Pirita aurífera” y sub-estadio “Bonanza” están asociados a la mineralización de oro. El primero es el principal estadio de mineralización de los Mantos, conformada por pirita, enargita y oro. Temperaturas de homogenización media da 341,0 °C y salinidad media de 4.3 wt % NaCl eq. La evidencia de ebullición no es clara.

Los estudios de inclusiones fluidas al microscopio infrarrojo en enargita en depósitos epitermales de alta sulfuración reportan temperaturas de 180° a 320 °C con salinidades moderadas (Deen *et al.*, 1994; Arribas, 1995; Mancano y Campbell, 1995; Deyell *et al.*, 2004), además mediciones $\delta^{34}\text{S}$ sobre pares de sulfatos – sulfuros indican temperaturas de equilibrio de 200° a 350 °C (Rye *et al.*, 1992, Arribas, 1995; Hedenquist *et al.*; 1998; Deyell *et al.*, 2004; Bethke *et al.*, 2005; Rye, 2005).

Las temperaturas de homogenización medidas en el estadio principal caen en el límite superior de estos rangos de temperaturas.

El sub-estadio “Bonanza” es tardío, asociado a cuarzo gris, pirita y oro nativo estrictamente relacionado a fallas noreste. Las texturas de relleno de espacios abiertos y brechoides son características. Existe ebullición en este estadio, con captura heterogénea

a temperaturas de homogenización medias de 345,4 °C y 27,4 wt % NaCl eq. Inclusiones trifásicas saturadas ricas en halita son comunes.

Los clastos de cuarzo exótico contienen FIFs polifásicas primarias obtenidas en la veta Soraya, corresponden a fluidos hipersalinos (30 % a 37 wt % NaCl eq.) en ebullición con paleo-profundidades de 3.3 km a 3,7 km, asociado a fluidos magmaticos pre-epitermal (Figura 4.30A).

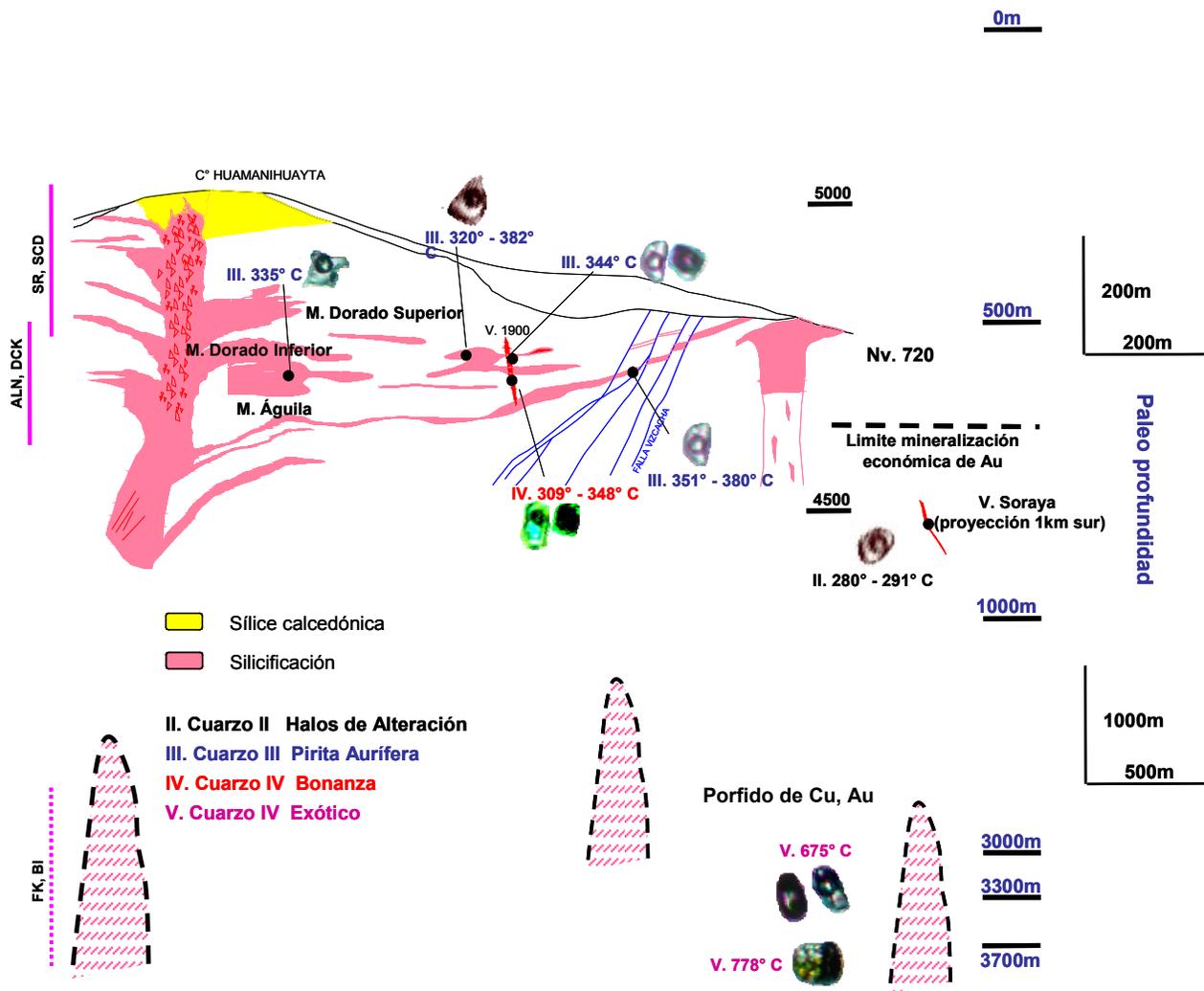


Figura 4.30A Sección esquemática de la distribución de los FIFs de Poracota. Se consideraron las paleo-profundidades en condiciones litostaticas.

ALN =alunita; DCK = dichita; FK = feldespato potásico; BI = biotita; SR = sílice residual ± caolinita; SCD = sílice calcedónica.

Los procesos de dilución (Figura 4.30B) y mezcla de fluidos dieron lugar a la formación de los estadios “Halos de alteración” y “Pirita aurífera”. Volúmenes significativos de vapores magmáticos (*steam heated*) predominan en la mezcla posterior con aguas meteóricas someras dando lugar a aguas ácidas, para la formación de estos estadios.

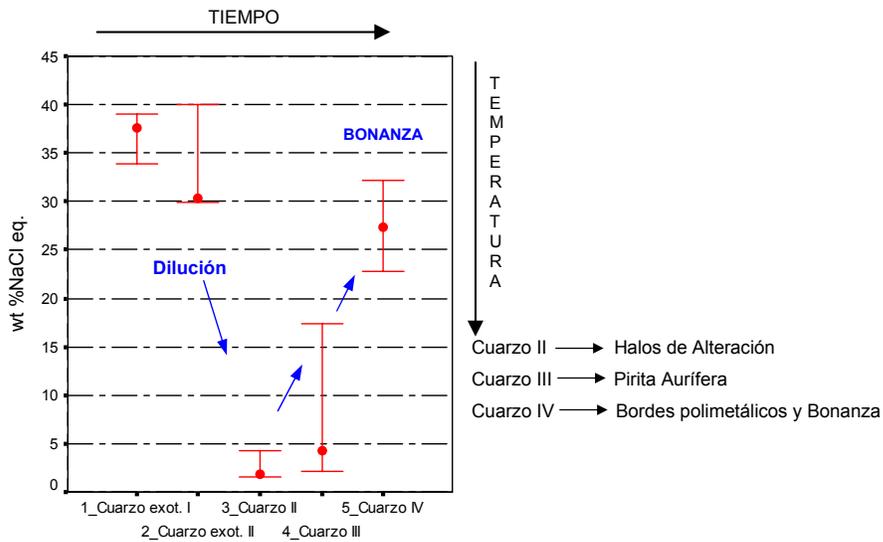


Figura 4.30B. Gráfico de salinidades versus principales estadios mineralizantes en Poracota. Note el incremento de salinidad y temperatura en el estadio “Bonanza”. Los estadios “cuarzo exótico I y II” representan a los FIFs encontradas dentro de cuarzos exóticos dentro de la veta Soraya.

El sub-estadio “Bonanza” se formó por fluidos de alta temperatura y moderada a fuerte salinidad, corresponden a fluidos magmáticos en condiciones de ebullición. Este cambio en la composición del fluido y la separación de vapores magmáticos de las fase líquidas densas y saturadas favorece la deposición de oro. El oro es transportado en la fase vapor.

FLUIDOS HIDROTERMALES PORACOTA

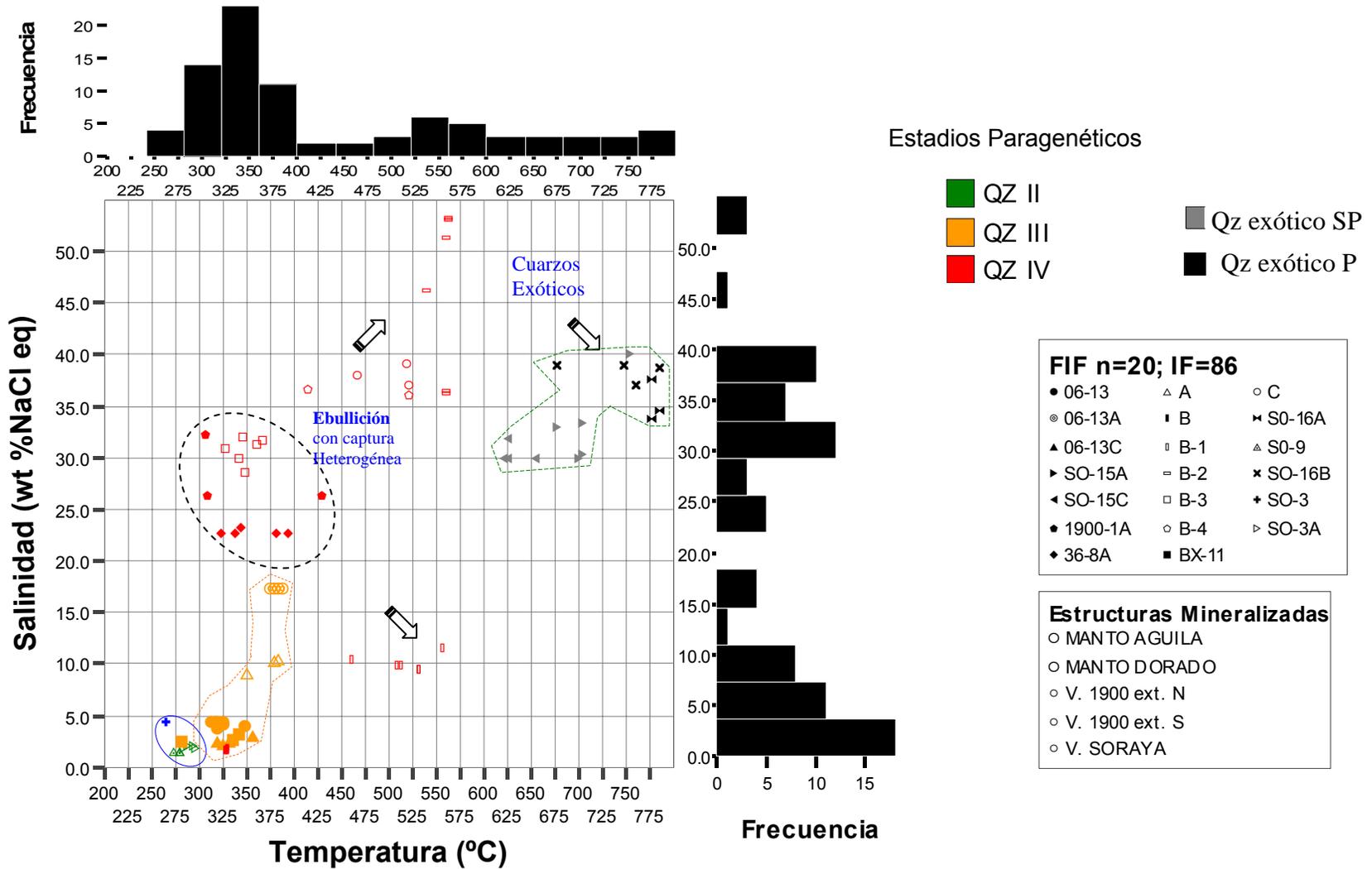


Figura 4.31. Gráfico de temperatura de homogenización & salinidad de todas las muestras y familias de inclusiones fluidas (FIF) primarias de Poracota. El contorno verde es de FIFs de mineralización porfirítica profunda.

FLUIDOS HIDROTERMALES PORACOTA

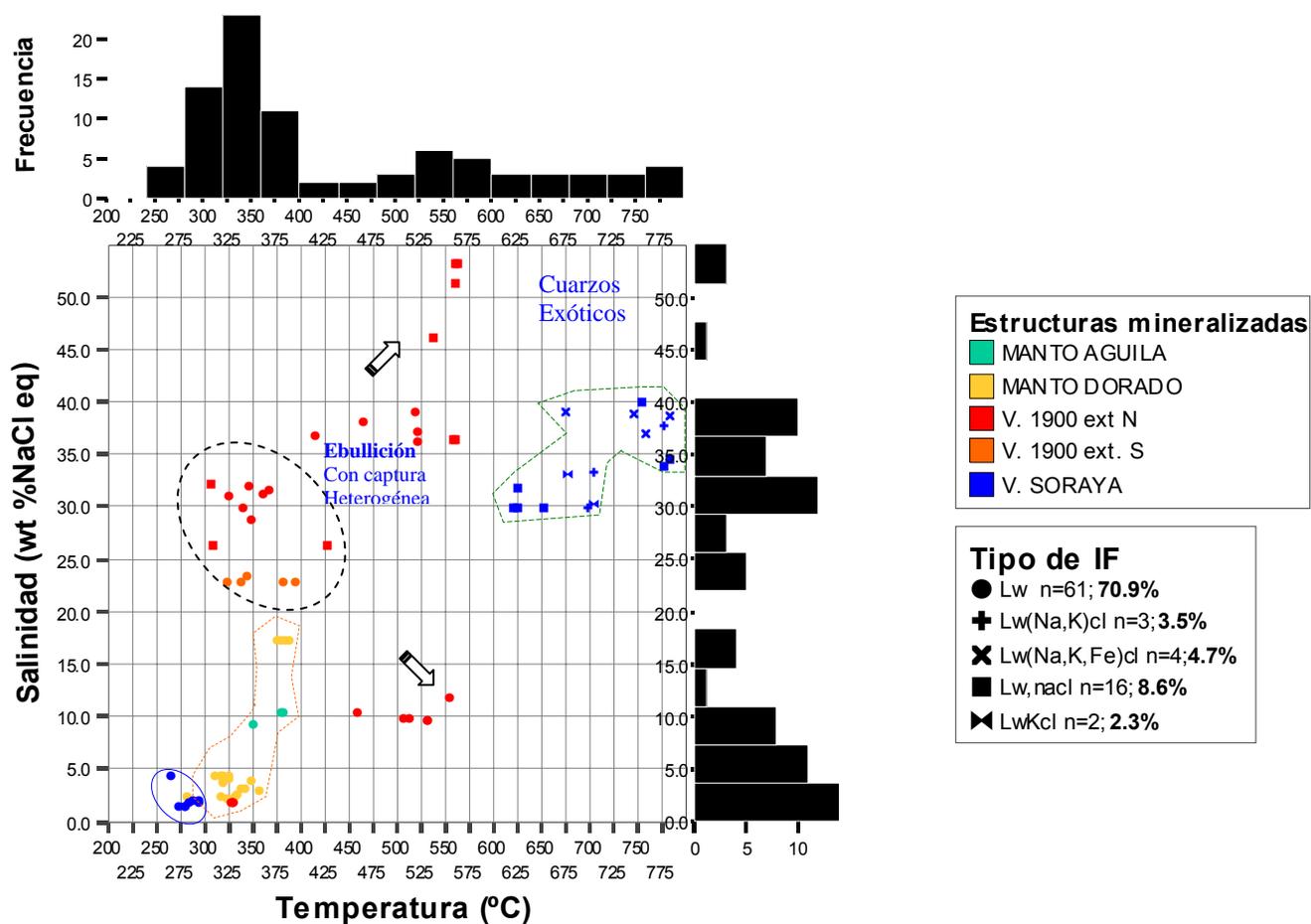


Figura 4.32. Gráfico de temperatura de homogenización & salinidad relacionados a los diferentes tipos de inclusiones de fluidas y estructuras mineralizadas. Poracota.

Es posible que este drástico cambio en las condiciones de deposición del oro esté relacionado con un cambio en el régimen tectónico.

Las estructuras mineralizadas están relacionadas a la fase de deformación D3. Los sistemas de fallas mayores de dirección andina y fallas distritales de dirección E - O, son sinestrales para el tiempo de la actividad hidrotermal, dentro de los cuales se generan fracturas y/o fallas de segundo orden, con rumbo NE-SO, dextrales y son los "feeders" formados en la parte central de la caldera Poracota; esto indica un importante régimen transpresivo.

Probablemente el cambio en la dirección de compresión (σ_1) marcaría el ascenso de fluidos magmáticos salinos a alta presión.

CAPITULO V

5. ISOTOPOS DE PB Y SR

5.1 Objetivos

Los estudios de isótopos de Pb y Sr de las menas de Chipmo y Poracota, tiene las siguientes finalidades:

- ✓ Determinar la fuente del Pb y otros metales en depósitos minerales.
- ✓ Interacción del fluido hidrotermal con las rocas hospedantes.
- ✓ La influencia de las rocas del basamento y las características tectónicas en las fuentes de Pb y otros metales de depósitos minerales.
- ✓ La aplicación a escala distrital de las variaciones de los isótopos de Pb, Sr y un entendimiento de los controles distritales de la deposición de las menas.

En la parte final de este capítulo se hará una discusión de los resultados e interpretaciones alcanzadas. Con el conocimiento existente de isótopos de los distritos mineros aledaños buscaremos características isotópicas aplicables en la exploración.

5.2 Materiales analizados y métodos analíticos

Fueron analizadas treinta muestras en total; veintiuno muestras fueron analizadas por el método Pb/Pb, siete para $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y dos muestras para Rb/Sr.

Las composiciones isotópicas Pb/Pb en roca total fueron analizadas para nueve muestras de rocas volcánicas encajonantes del Mioceno en Chipmo y Poracota; cuatro muestras de rocas volcánicas y volcanoclásticas de la caldera Poracota, cuatro provenientes de domos, lavas del complejo Chipmo y una del pórfido dacítico en la zona de Layo.

Las composiciones isotópicas Pb/Pb fueron determinadas para una gran variedad de minerales de mena. Doce muestras fueron analizadas en total tanto para sulfuros, telururos y oro; siete muestras de sulfuros (pirita, calcopirita, enargita, tatraedrita, tennantita, estibina), tres de telururos (calaverita, telurobismutinita, herzita entre otros) y dos de concentrados de oro, de los diferentes eventos paragenéticos. Ellas provienen de

las vetas epitermales miocénicas de Chipmo, Layo en Orcopampa y de los mantos y vetas de Poracota.

Razones isotópicas iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ fueron analizadas en baritina, calcita y anhidrita. Siete muestras proceden de dos diferentes ocurrencias de baritina en las vetas de Chipmo y Poracota.

Se ha obtenido la composición isotópica total $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ de calcopirita y pirofilita de la estructura de reemplazamiento veta 7 en el yacimiento de Layo, para definir su composición isotópica inicial.

5.2.1 Procedimiento analítico

Composiciones isotópicas de Pb/Pb, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ fueron analizadas en el laboratorio de Geocronología del Instituto de Geociencias de la Universidad de Sao Paulo (USP).

Las muestras de roca corresponden a rocas volcánicas huéspedes en las que se emplazan las estructuras mineralizadas, rocas de eventos volcánicos/subvolcánicos pre y post mineralización. Cada una de ellas ha sido seleccionada de manera que no estén afectadas por eventos hidrotermales que alteren su composición isotópica de Pb inicial, para ello, se realizó un previo estudio petrográfico y análisis geoquímico de roca total.

La preparación de muestras está de acuerdo con los procedimientos que utiliza el Centro de Pesquisas Geocronológicas de la USP (Basei et al, 2004). El proceso analítico consta de cinco fases: preparación de muestras, ataque químico, separación de plomo, lectura en el espectrómetro de masa e interpretación de los resultados.

Pb/Pb. La preparación de muestras se realizó sobre dos especies, uno de ellos proveniente de concentrados y minerales de mena a malla -60 y -35 mesh y la otra de rocas sin alteración hidrotermal. Para la preparación de muestras de roca total y minerales de mena fueron reducidas a una granulometría de 5 a 10 mm, mediante un mortero; posteriormente las muestras de roca total se pulverizan en un molino de bolas (SPEX 8000). Para evitar algún tipo de contaminación en el molino, previamente se homogenizo, introduciendo fragmentos de roca de cada muestra que iba a ser pulverizada.

Para lograr la separación correcta de los minerales de mena se utilizaron líquidos densos (Bromoformo y Iodito de metileno), separador magnético (Franz) y finalmente se usó la

lupa binocular con pinzas muy finas. En Poracota, en la muestra V-1900 se logro concentrar oro nativo con pirita relacionado con el último evento paragenético. En Chipmo se logro separar el electrum, los telururos se lograron agrupar en dos familias; según los eventos paragenéticos 2A y 2B (ver figura 3.14). Luego las muestras son pesadas, 0,1 g en el caso de roca total y 0,8 g para minerales de mena.

En el ataque químico son muy importantes las técnicas de disolución en la columna de intercambio iónico.

Los minerales de mena fueron atacadas con HCl (6N) y HNO₃ (7N) en la proporción de 1:1. Mientras que las muestras de roca total se atacaron con HNO₃ (7N) y HF (químicamente puro), en la relación 1:3. Una vez que se produjo la digestión total de las muestras, se evaporó la solución, obteniendo al final de este proceso un residuo sólido; dicho residuo se volvió a atacar con 3 ml de HBr (6N), con la finalidad de extraer todo el Pb presente en la muestra.

Antes de proseguir con la separación del Pb, nuevamente la muestra fue atacada con HBr (6N) y se centrifugó, a fin de separar la fase sólida de la líquida. La extracción de Pb de la solución HBr, se hace mediante columnas con resina de intercambio de iones AG-50 W - X8, 200 - 400 *mesh* y con la finalidad de evitar la pérdida de Pb.

Luego, mediante la técnica estándar del ácido fosfórico (H₃PO₄) - gel de sílica, se captura el Pb mediante la adición de HCl (6N). El gel de sílica con Pb, se colocó en un filamento de renio y se procedió a analizar en el espectrómetro de masa.

Para realizar el análisis de las relaciones isotópicas de ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb y ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb, se utilizó un espectrómetro de masa Micromass VG 354.

Las medidas de composiciones isotópicas fueron colectadas para 0,125% por unidad de masa atómica, se utilizo el estándar internacional NBS 981 y la precisión de las medidas isotópicas son generalmente menores que 0,1% para 1σ el nivel de confiabilidad.

Los resultados de los análisis isotópicos de Pb fueron interpretados en los diagramas de evolución de plomo de Stacey and Kramers (1975) y de la plumbotectónica de Zartman and Doe (1981). Los resultados analíticos son procesados en el software ISOPLOT de Ludwig, (2001) y PLUMBOTEC desarrollado por Zartman and Doe (1981).

Rb/Sr. La separación de los elementos de Rb y Sr se realizó a través de la técnica convencional de extracción por intercambio catiónico conforme a los procedimientos descritos por Kawashita (1972). Para muestras con valores de Rb y Sr por debajo de 50 ppm y por encima de 650 ppm, son determinados previamente por fluorescencia de rayos X (FRX), luego se utilizó una técnica de dilución isotópica usando trazadores ^{87}Rb y ^{86}Sr . Para muestras con valores de Rb y Sr entre 50 y 650 ppm, apenas el Sr es recolectado, pues se utiliza los valores de Rb determinados por la FRX, con un patrón de desvío de 2 %.

La técnica de disolución isotópica consiste en la determinación de la concentración de un cierto elemento a partir de la mezcla de la muestra + trazador (*spike*), donde el trazador posee una concentración y composición isotópica perfectamente conocida.

Para los minerales en Poracota (baritina), Chipmo (baritina, anhidrita) y Layo (baritina, calcita), son pesadas las muestras aproximadamente 0,1g y para el caso de la calcopirita es de 0,5g. Se calculó el peso para la paragénesis pirofilita-sericita, a partir de los valores de Rb y Sr previamente determinados.

La cantidad de los trazadores utilizados es previamente calculada, ellos son pesados y adicionados a las muestras.

Para el ataque químico de los carbonatos (calcita) se adicionó 2 ml de HCl 0,1 N y se dejó reaccionar durante una hora. Se retira el sobrante y se centrifuga durante 15 minutos, se lava el residuo con 2 ml de agua milli-Q y se retira el sobrante. Se evapora el residuo hasta quedar seco. Este procedimiento se hace en tres o cuatro oportunidades. Posteriormente se adiciona 2 ml de HCl 2,6N.

Para el ataque químico de los sulfatos (baritina, anhidrita) es similar al de los carbonatos, se adicionó 5 ml de HCl 6N a 100 °C, la solución fue evaporada y posteriormente disuelta a HCl a 2,5N.

En el caso de la paragénesis pirofilita-sericita el ataque químico inicial se hace con HF + HNO₃ en una relación de 3:1 y para los sulfuros (calcopirita) con 3 ml de HCl 6N y 1 ml HNO₃ (concentrado) en relación de 3:1, posteriormente ambos son vertidos con HCl (6N) para la eliminación de los residuos.

Estas soluciones luego pasan a la columna de intercambio iónico.

Para la separación de Rb y Sr, se hace en columnas de vidrio tipo *pyrex* con resina de intercambio catiónico AG 50W - X8, 200 - 400 *mesh*. Antes del procedimiento de separación, se hace un reflujo en la resina con 2,6 N de HCl usando una trompa de vacío. A la muestra con 2,6 N de HCl, se colocó a la columna con lavado sucesivo de la resina, hasta que la fracción del elemento deseado es liberada de la resina y colectada. Después de la recolección de los concentrados de Rb y Sr, se adicionó 200 ml de HNO₃ en los concentrados, antes que evapore a fin de eliminar cualquier vestigio de resina que pueda haber sido diluida.

Los concentrados de Rb y Sr son depositados en filamentos de talio junto con 2 ml de H₃PO₄ en el espectrómetro de masa VG 354. La reproducibilidad es controlada por el estándar internacional NBS 987. El tratamiento de los resultados analíticos son procesados en el software ISOPLOT de Ludwig, (2001).

5.3 Dominios Isotópicos de Pb en los Andes Centrales

Los Andes centrales del sur del Perú, Bolivia, noroeste de Argentina y Chile, están cubiertas por una compleja geología. Muchas publicaciones e investigaciones han tratado de definir los límites de los dominios isotópicos de Pb en los Andes centrales. Las investigaciones se inician desde Macfarlane *et al.* (1990), quien divide a los Andes centrales en tres grandes provincias geológicas y seis subprovincias isotópicas de Pb. Trabajos de Aitchison *et al.* (1995), Tosdal (1996) y recientes investigaciones de Lucassen *et al.* (2001), Loewy *et al.* (2004), basan sus investigaciones en análisis tectonoestratigráfico, isótopos de Pb y edades radiométricas donde no definen bien la real extensión y localización de los terrenos, zonas de transición entre terrenos máficos y félsicos; probablemente estuvieron en función de la densidad de muestras para su interpretación.

Mamani (2006) a partir de los trabajos anteriormente mencionados y nuevos datos isotópicos combinado con geofísica, define los dominios isotópicos de Pb. Sugiere que las variaciones en la composición cortical deben ser antiguas, y la evolución intracortical como se refleja en su estructura, edad y composición tienen un importante control en la heterogeneidad de elementos mayores (máficos versus félsicos), heterogeneidad en los isótopos de plomo, neodimio y segmentación de las altiplanicies en los Andes centrales.

Estos dominios isotópicos de Pb (Figuras 5.1 y 5.2) son:

El Dominio Arequipa presenta muy bajos ratios de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (16,083–17,846), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15,435–15,612), $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (35,625–38,491) en rocas proterozoicas y paleozoicas. Ligeramente altos ratios de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (17,846–18,551) son encontrados en arcos volcánicos neógenos e intrusivos del Terciario Inferior.

Los volcánicos neógenos en este dominio tienen bajos valores de ϵ_{Nd} (-5 a -9), isótopos de Sr entre 0,751 y 0,7073 y altos ratios de Sm/Yb (2 a 10).

Las Zonas de Transición se encuentran entre los dominios de Arequipa y dominio Cordillera, tiene valores de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,551$ a $18,727$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,612$ a $15,652$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,491 - 38,767$.

Los volcánicos neógenos en este dominio tienen valores intermedios de ϵ_{Nd} (-0,9 a -5), valores isotópicos de Sr varían de 0,7050 a 0,7065, altos ratios de Sm/Yb (2 a 10) en el sur de Perú y bajos ratios Sm/Yb (1,5 a 5) en norte de Chile y suroeste de Bolivia.

EL Dominio Clemesi esta definido por rocas mesozoicas de la cordillera de la Costa. Los ratios isotópicos $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18,7 a 18,4) de las rocas mesozoicas son generalmente más altos que el basamento Proterozoico ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16,7$ a $18,4$), y los isótopos $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ tienden al basamento. Altos valores de ϵ_{Nd} (5 a -0,9) y bajos ratios $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,703 – 0,705) son representativos de un magma juvenil adicionado a la corteza en el Jurásico y Cretácico. Estas rocas tienen bajos ratios Sm/Yb (<3).

El Dominio Cordillera ocurre al sur y norte de las zonas de transición y tiene los valores más altos de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 18,727$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 15,652$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 38,767$. Volcánicos Neógenos en este dominio tienen valores bajos de ϵ_{Nd} (-0,9 a -9), bajos ratios $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7029 – 0,7051) y altos ratios Sm/Yb (5 a 9).

El Dominio Mejillonia con composiciones de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,375 - 18,551$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,573$ a $15,652$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,170$ a $38,767$. Las rocas Jurásicas de la formación La Negra tienen altos valores de ϵ_{Nd} (5 a -0,9), bajos ratios $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,703 – 0,705) y bajos ratios Sm/Yb (1,5 a 2,5).

El Dominio Chilenia tiene similares ratios de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ que el Dominio Mejillonia, y son separados por una zona transicional a los 25° S.

El área en estudio se encuentra dentro del Dominio Transicional ubicado entre los dominios Cordillera al norte y Arequipa al sur (ver Figura 5.1).

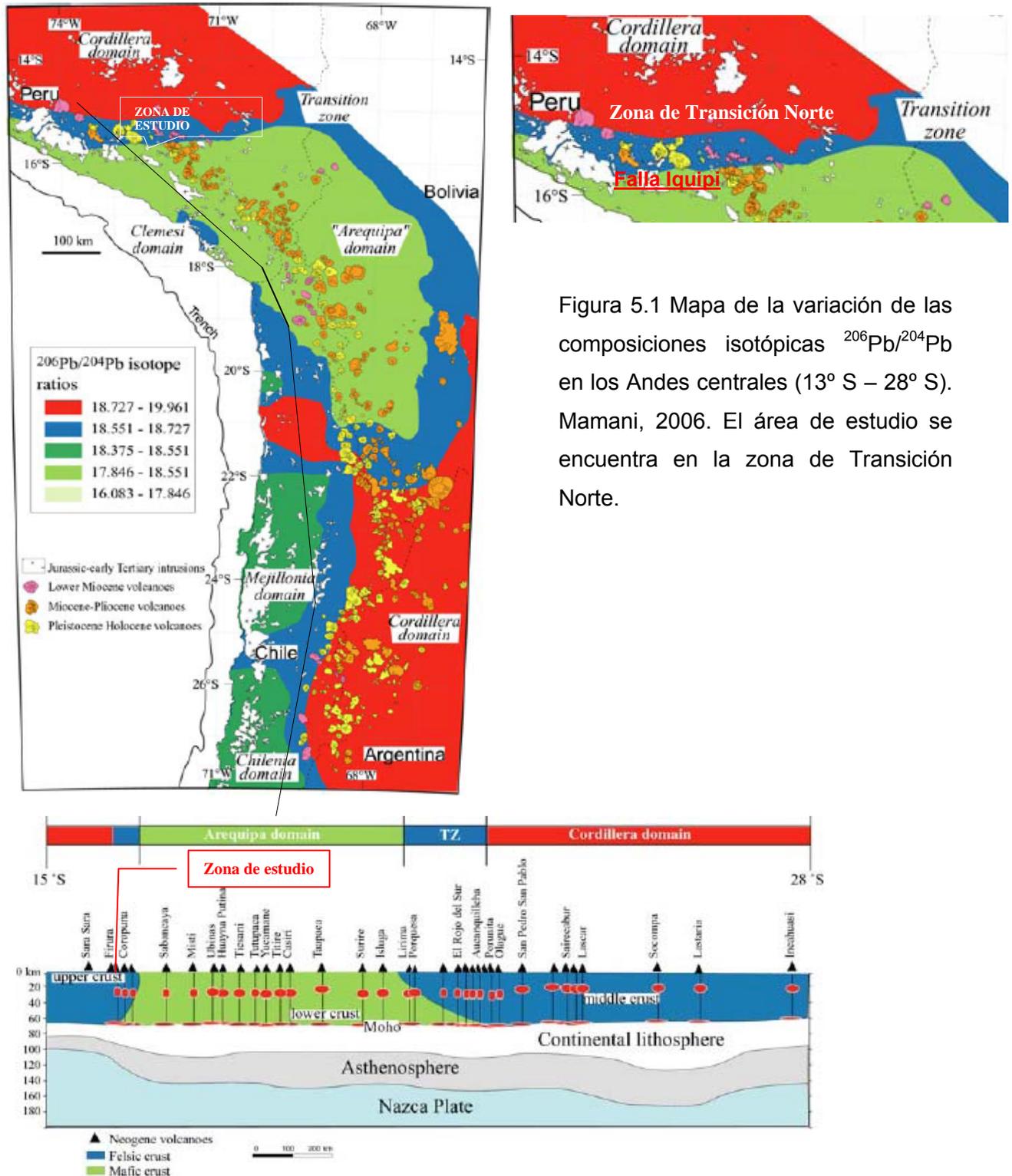


Figura 5.1 Mapa de la variación de las composiciones isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en los Andes centrales (13° S – 28° S). Mamani, 2006. El área de estudio se encuentra en la zona de Transición Norte.

Figura 5.2 Sección a escala cortical de los dominios de Pb. (NO14 °S – N18,5 °S – S28 °S). Mamani, 2006.

5.3.1 Naturaleza de la zona de Transición Norte (14° a 16 °S)

La zona de Transición Norte fue atravesada por magmas, los cuales tienen altos ratios de Sm/Yb completamente diferentes a los del Dominio Arequipa, pero su carácter isotópico de Pb y Nd es diferente de todas las rocas volcánicas jóvenes. El Límite entre el Dominio Arequipa y la Zona de Transición Norte debe ser abrupto y posiblemente cerca de la vertical con la corteza, por que la firma isotópica del Pb es igual -con este dominio- para rocas máficas y félsicas, probablemente exhiban la corteza superior e inferior. Esto sugiere que el límite puede ser una falla cortical profunda (Falla Iquique, ver figura 5.2), a diferencia del límite sur del Dominio Arequipa (Wörner et al., 1992). Adicionalmente, el carácter del granate a alta presión está presente en la zona de Transición Norte, cerca al límite donde la “estructura cortical index θ^5 ” es alto, indicando la ausencia de un engrosamiento de la corteza inferior máfica. Esta aparente contradicción del patrón general pronostica que puede ser debido a una pobre resolución de la “estructura cortical index θ ” y la naturaleza física poco conocida del límite cortical.

5.3.2 Isótopos de Pb de los depósitos de oro y plata, relacionados a los dominios de Pb.

Los isótopos de Pb indican la influencia de las rocas del basamento y las características tectónicas de las fuentes (Pb) de los depósitos minerales en arcos magmáticos. La aplicación a escala cortical de las variaciones isotópicas de Pb contribuye al entendimiento de los controles distritales y regionales de los depósitos minerales (Tosdal et al., 1999).

Los depósitos económicos de cobre están hospedados en rocas Jurasicas y terciarias en los dominios Arequipa, Mejillonia y Chilena y ellos tienen composiciones isotópicas transicionales de Pb. Depósitos de oro y plata están hospedados en una variedad de volcanes del Neógeno en el límite de la Zona Transicional y el dominio Cordillera con ratios de isótopos de Pb comparable con los del basamento Paleozoico (Figuras 5.3 y 5.4).

⁵ “Estructura cortical index θ ” fue definido con un modelo de densidad en 3D (Tassara et al., 2006) y correlaciona muy bien con los análisis isótopos de Pb (Mamani, 2006). Por ejemplo:

$\theta < 0.2$ es bajo, coincide con los isótopos de Pb del Dominio Arequipa.

$\theta > 0.2$ es alto, correlaciona con isótopos de Pb de las zonas Transicional y el Dominio Cordillera.

Las composiciones isotópicas de Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 18,5$) de los volcanes del Neógeno que hospedan los depósitos de oro y plata forman tendencias similares a las rocas del basamento Paleozoico. Composiciones isotópicas de Pb de rocas del Jurásico y Cretácico ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,7 - 18,4$) generalmente tienen ratios altos que el basamento Proterozoico ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16,7 - 18,4$). Esto también es verdad para los volcanes emplazados en rocas proterozoicas.

La actividad tectónica en el Jurásico y Terciario inferior del sur de Perú y nor de Chile esta controlada por grandes fallas, extensión y engrosamiento cortical que fue acompañado por un extenso magmatismo toleítico y calcoalcalino (Mukasa et al., 1990; Lucassen y Thirlwall, 1998). En contraste, el vulcanismo Neógeno fue emplazado durante y después del engrosamiento de la corteza (James y Sacks, 1999; Kay et al., 1999).

Interacción cortical es importante para porfidos de cobre del Jurásico y Terciario Inferior (Santo Domingo, Mantos Blancos, Michilla, Cerro Verde, Toquepala) y principalmente para depósitos epitermales de oro y plata Neógenos (Shila, Colquechaquita, Potosi, Caylloma, Magallanes, Todos Santos, Orcopampa).

La relativa abundancia de depósitos minerales que caen dentro del límite de los dominios máficos lo cuales comparten sus composiciones isotópicas de Pb, sugiere que la composición de "estructura cortical index θ " puede haber sido favorable para la composición de pórfidos de cobre. En contraste, la Zona Transicional y el dominio Cordillera (corteza félsica) puede haber sido más favorable para la formación de depósitos epitermales de oro y plata.

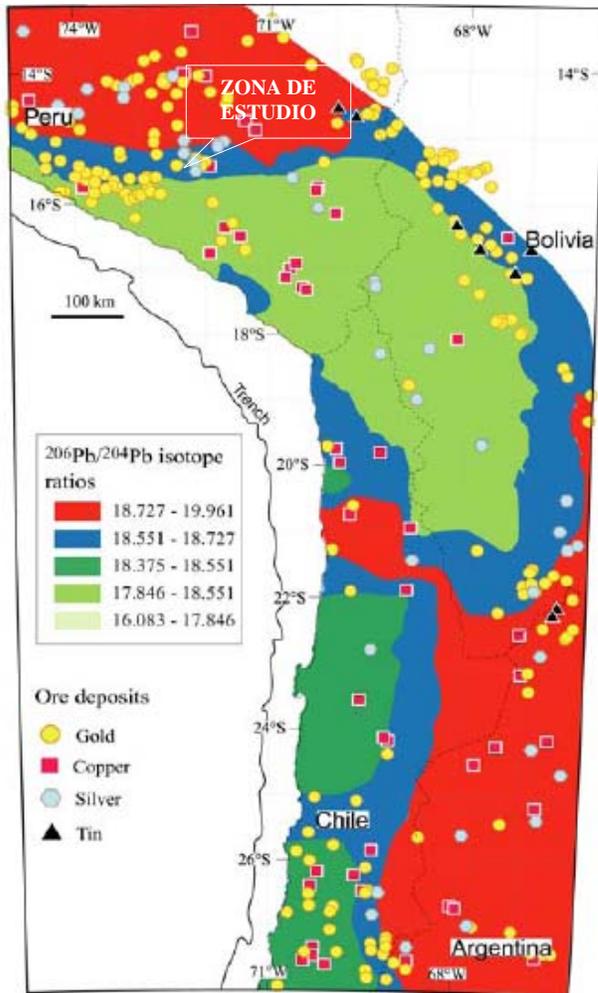


Figura 5.3 Distribución de los depósitos minerales y los Dominios isotópicos. Mamani, 2006

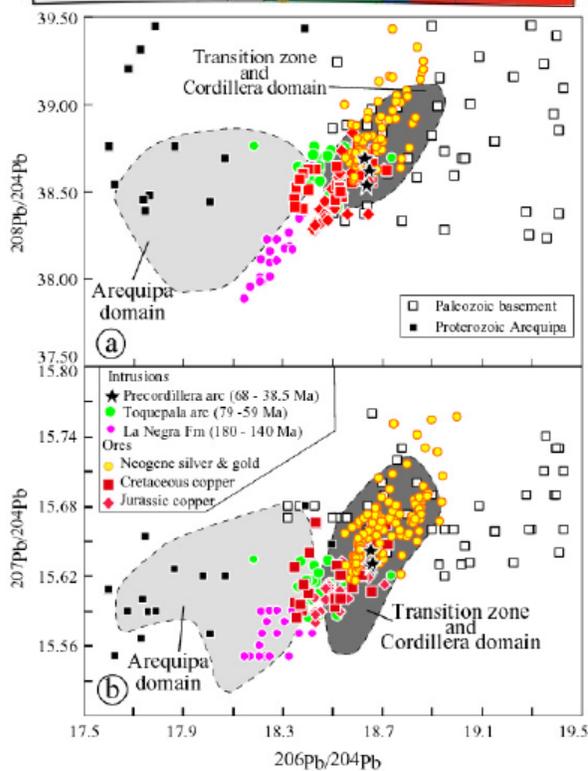


Figura 5.4.

A. Diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y figura 5.5B diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para rocas proterozoicas, paleozoicas, jurásicas, del Terciario inferior y sulfuros de diferentes depósitos. Los polígonos grises representan campos isotópicos de Pb para volcanes neógenos en diferentes dominios de Pb. Mamani, 2006.

5.4 Resultados

Para poder ver la relación existente entre las mineralizaciones de los yacimientos evaluados y comparados entre si, así como establecer sus diferentes asociaciones con los eventos magmáticos, se empleará los diagramas de evolución isotópica de Pb de Stacey and Kramers (1975) y del modelo de plumbotectónica de Zartman and Doe (1981). Los datos isotópicos de Pb actuales provienen de las rocas volcánicas y mineralizaciones miocénicas de Chipmo, Poracota, de los prospectos Layo y Soras respectivamente. Los rangos isotópicos de Pb de las rocas volcánicas son radiogénicas con alto $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,514 - 18,825$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,606 - 15,659$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,607 - 38,885$ (Figura 5.5), típica de arcos volcánicos andinos. Los minerales de mena están en un rango de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,513 - 18,787$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,509 - 15,745$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.393 - 39,044$ (Figura 5.6).

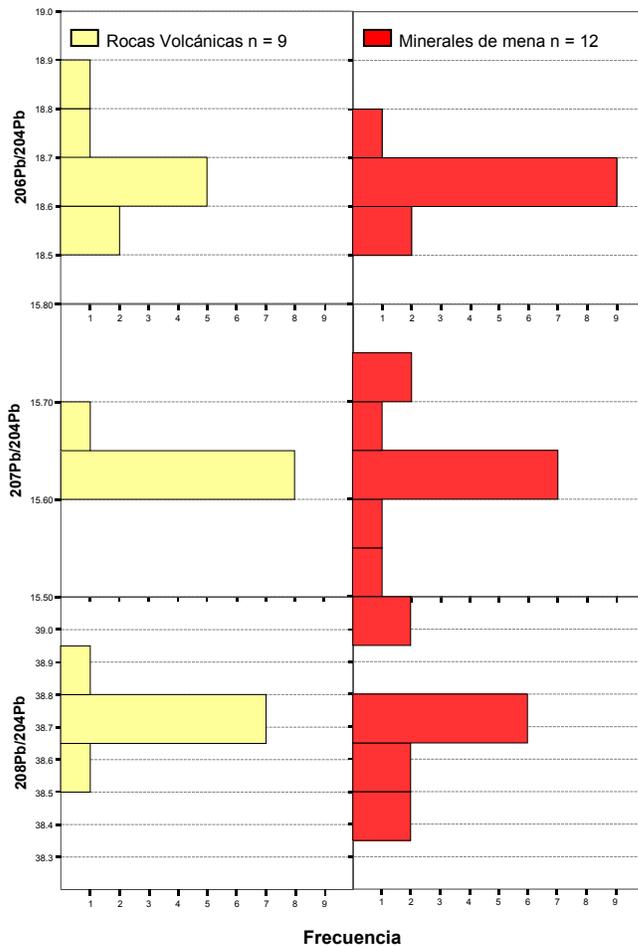


Figura 5.5 Histograma de las composiciones isotópicas de Pb total de Chipmo y Poracota.

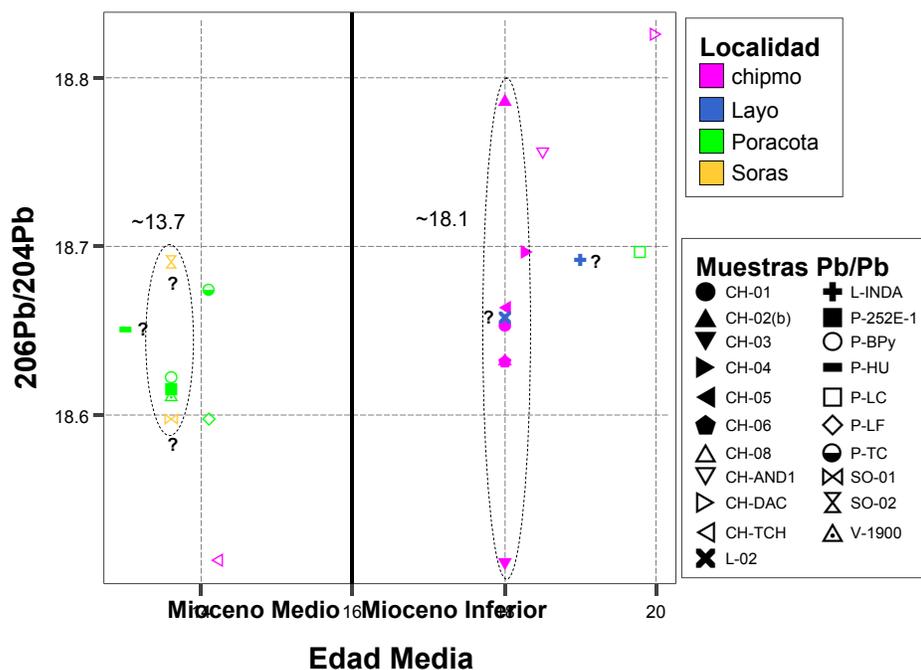


Figura 5.6 Diagrama de ratio $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus edades referenciales de las muestras provenientes de las minas Chipmo y Poracota. Las edades de las muestras de rocas volcánicas han sido correlacionados con las edades radiométricas K/Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de sus unidades volcánicas correspondientes (ver Figura 2.2). Las edades de la mineralización están relacionadas a edades K/Ar en alunita tanto para Chipmo (~ 18,1 Ma) y Poracota (~ 13,7 Ma) y Rb/Sr para Layo.

5.4.1 Composición isotópica de Pb del vulcanismo miocénico en Poracota y Chipmo

Las rocas volcánicas hospedantes de la mineralización en Poracota son del Mioceno medio, contiene razones isotópicas bajas de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18,598 - 18,697) y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,612 - 15,636$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,653 - 38,765$ (Figura 5.7). Las bajas composiciones isotópicas de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ incluye al domo andesítico post mineralización de Huamanihuayta, ellos conforman la caldera Poracota. La unidad volcánica Tufo Chipmo (14.2 Ma) que corresponde a un evento volcánico post mineralización en Chipmo contiene razones isotópicas menores en comparación a Poracota ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,514$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,606$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,607$).

Por otro lado, las rocas hospedantes de la mineralización en Chipmo corresponden al vulcanismo Sarpane y tienen razones isotópicas de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,697 - 18,825$,

$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,615 - 15,659$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,713 - 38,885$; estos son valores más elevados que en la caldera Poracota. El pórfido dacítico de Layo conjuntamente con el dique andesítico pre-mineralización de Chipmo, isotópicamente son similares y podrían ser co-genéticos.

Existe una migración isotópica de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en el tiempo, del vulcanismo Sarpane del Mioceno inferior de Chipmo al vulcanismo de la caldera Poracota.

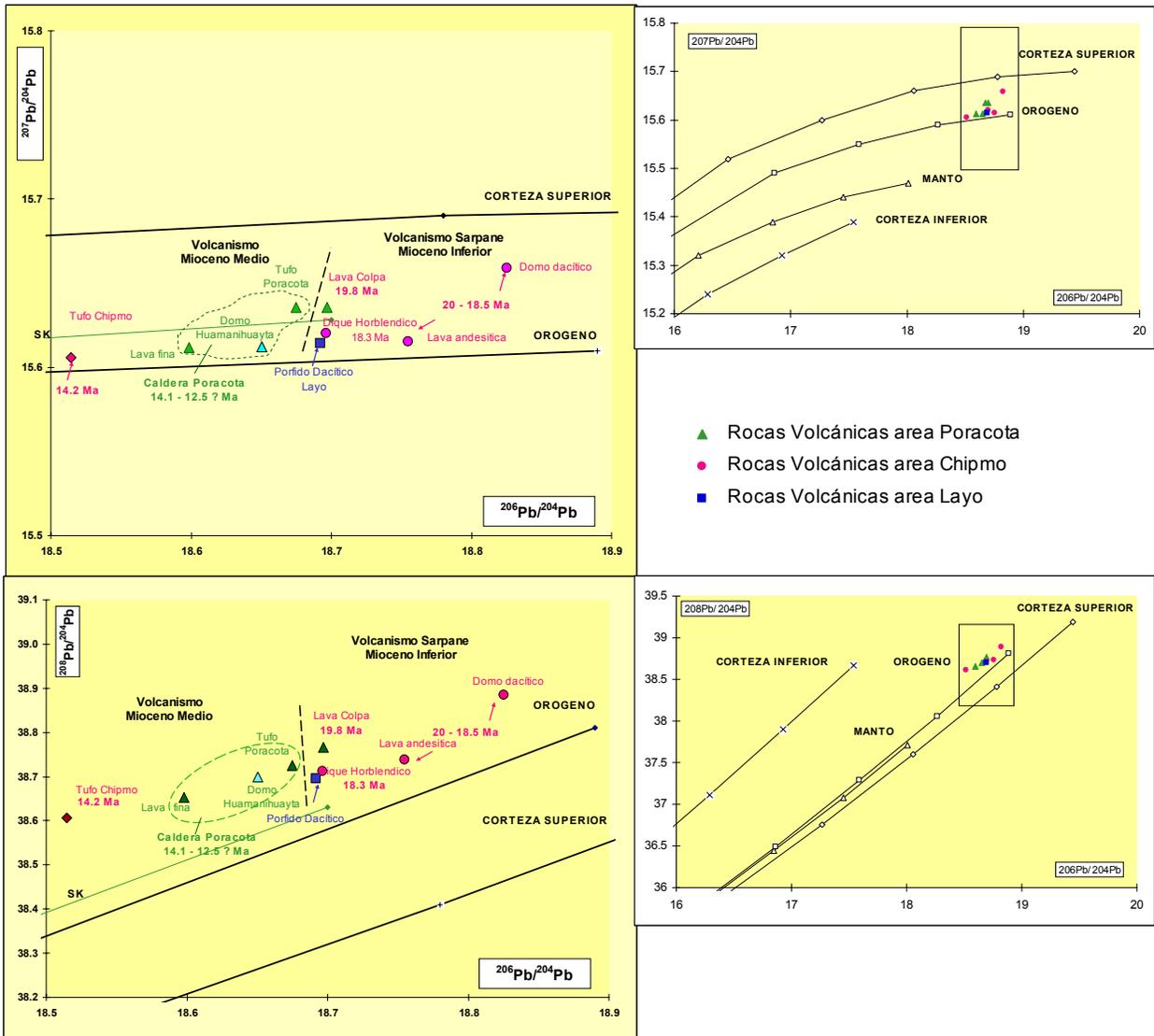


Figura 5.7 Composiciones isotópicas actuales de Pb Uranogénico ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) y Thoriogénico ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) de las rocas volcánicas miocénicas en Chipmo y Poracota. La línea verde (S/K) es la curva de crecimiento medio de la corteza de Stacey and Kramers (1975).

Los gráficos a la izquierda, son los diagramas de evolución plumbotectónica de Zartman and Doe (1981).

5.4.2 Composición isotópica de Pb de la mineralización epitermal de Chipmo y Poracota

La caracterización isotópica se hizo para los diferentes eventos paragenéticos, distinguiendo los eventos de Bonanza⁶. La mineralización en Chipmo exhibe un amplio rango isotópico de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,513 - 18,787$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,509 - 15,745$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.393 - 39,044$, forma una línea isotópica homogenizada. El estadio Bonanza⁷ de Chipmo (estadio 2) fue analizado en telururos (Calaverita, Teluro nativo, Telururos de Bi) y electrum, sus ratios $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ son variables.

La muestra de electrum de la veta Nazareno, sector este es muy radiogénica en $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15,745) y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (39,044). En oposición la estibina contiene valores muy bajos en $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15,509) y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (38.393). Tanto el estadio Bonanza y post Bonanza, forman una extensa pendiente isotópica.

Los estadios de mineralización aurífera (Manto Dorado) en Poracota, contienen rangos de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,612 - 18,623$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,607 - 15,623$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,619 - 38,679$. Para el estadio Bonanza en Poracota fue analizado un concentrado de oro con pirita con valores de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,612$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,621$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,665$. Estos muestran rangos isotópicos restringidos con similares composiciones de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

El estadio Bonanza en Poracota fue analizado en un concentrado de oro intercrecido con pirita ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,612$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,621$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,665$). En la veta Soraya, en Poracota, se analizaron venillas de calcopirita pertenecientes al evento intramineral tardío, isotópicamente no pertenece al estadio de Bonanza de Poracota. La composición isotópica de Pb de la veta 7 de la zona de Layo tampoco tiene ninguna relación con la mineralización de Chipmo. (ver Figura 5.8).

⁶ Bonanza: Concentración mineral, con altas leyes de Au y Ag con valor mayor a US\$ 1,000/tonelada

⁷ El estadio Bonanza en Chipmo se asociado principalmente al estadio paragenético 2 (ver capítulo III, página 78 y figura 3.14).

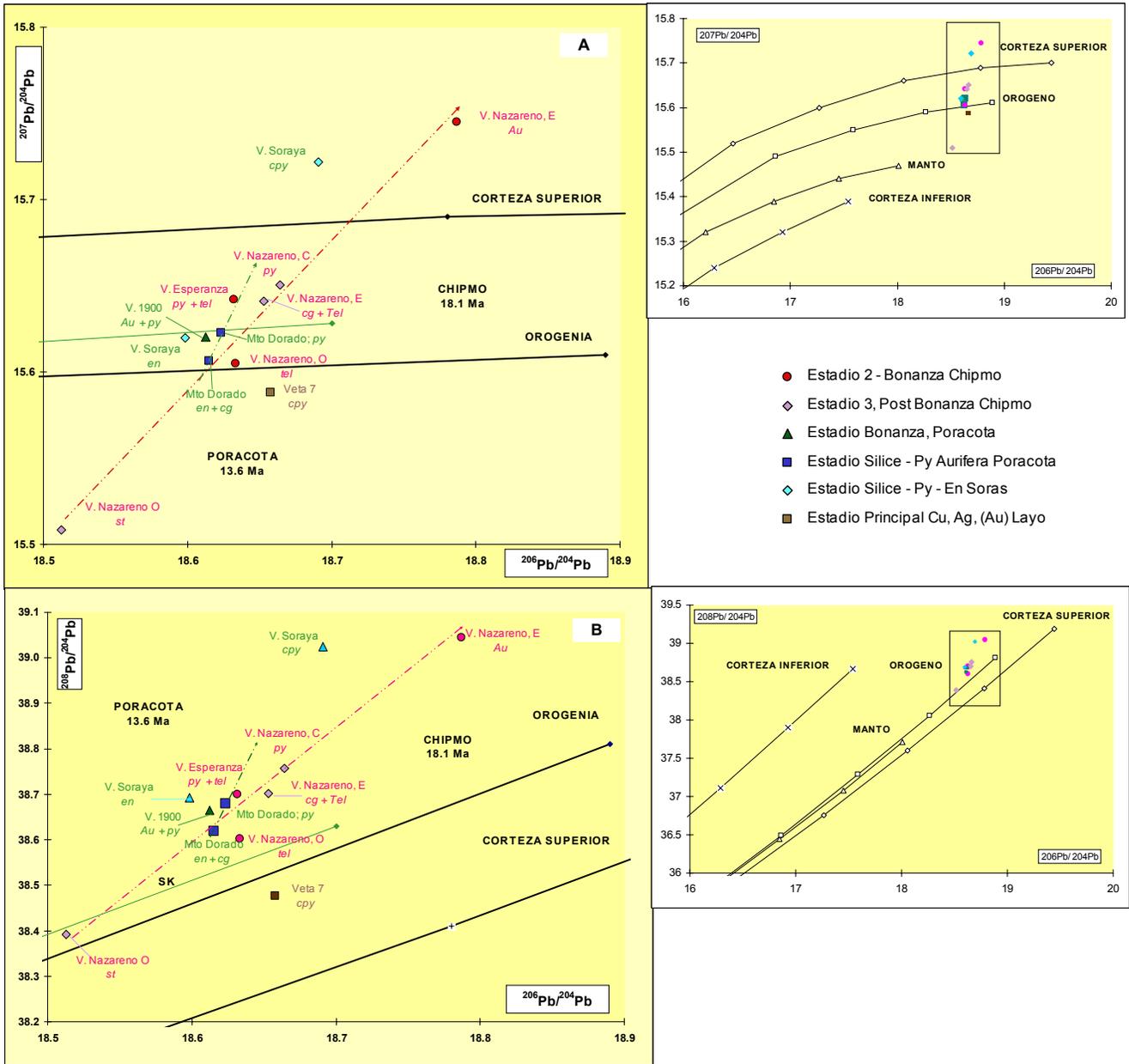


Figura 5.8 Composiciones isotópicas actuales de Pb Uranogénico ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) y Thoriogénico ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) de los diferentes minerales de mena de Chipmo y Poracota, caracterizada por sus diferentes estadios paragenéticos. Puntuales composiciones isotópicas de sulfuros pertenecen a los prospectos Soras y Layo. La línea verde (S/K) es la curva de crecimiento medio de la corteza de Stacey and Kramers (1975). Los gráficos a la izquierda, son los diagramas de evolución plumbotectónica de Zartman and Doe (1981).

5.4.3 Correlación de las composiciones isotópicas de Pb entre el vulcanismo y la mineralización miocénica de Chipmo y Poracota

Se considera que normalmente los minerales de mena poseen bajas razones U/Pb y que las composiciones isotópicas de Pb reflejan las composiciones iniciales, en cuanto que las rocas hospedantes muestran las composiciones isotópicas de Pb actuales.

Existe una ligera disminución isotópica en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre el vulcanismo Sarpane del Mioceno inferior al vulcanismo de la caldera Poracota del Mioceno medio. (Figura 5.9).

Las mineralizaciones de Chipmo son más radiogénicas que sus rocas volcánicas hospedantes, muestran una tendencia de evolución isotópica con un amplio rango isotópico. Las fuentes deben proceder de diferentes niveles de la corteza. El aporte de las rocas volcánicas del Mioceno inferior es insignificante. La tendencia lineal isotópica de la mineralización de Chipmo está próximo al campo isotópico del vulcanismo Sarpane, indicando una baja contaminación de una fuente alta en $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

En Poracota, la mineralización está directamente relacionada a la actividad volcánica de la caldera Poracota. La línea de evolución isotópica es más estable, indicando la presencia de uno o dos fluidos mineralizantes; tiene que ser la misma fuente magmática que dio lugar al vulcanismo miocénico en el área.

Como consecuencia de las diversas fuentes y distintos fluidos hidrotermales en las menas de Poracota y Chipmo, los estadios de bonanza tienen diferentes evoluciones isotópicas, aplicables en la exploración.

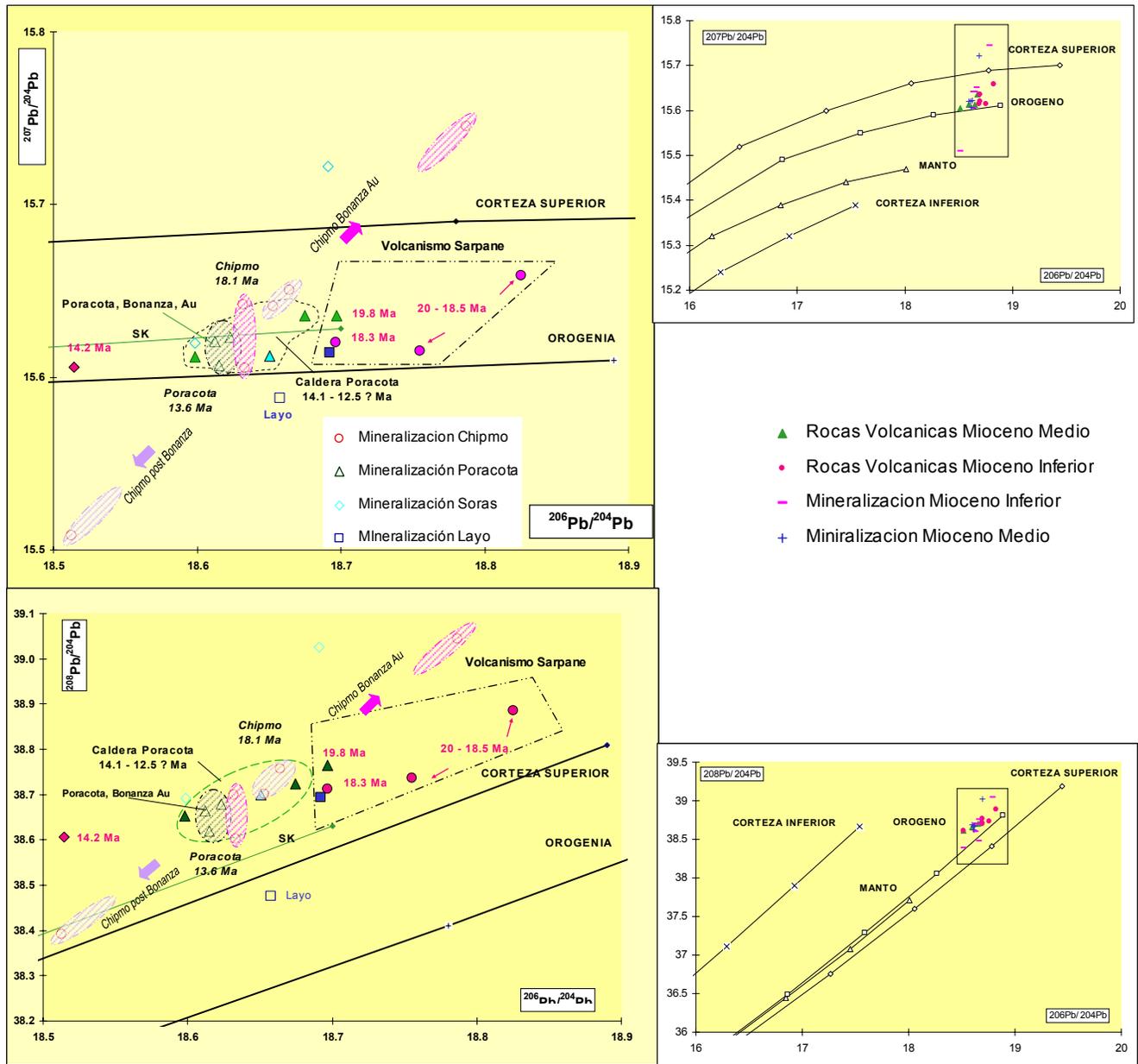


Figura 5.9 Composiciones isotópicas actuales de Pb Uranogénico ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) y Thoriogénico ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) de los diferentes minerales de mena de Chipmo y Poracota de los diferentes estadios paragenéticos, relacionados a sus rocas volcánicas hospedantes de edad miocénica. La línea verde (S/K) es la curva de crecimiento medio de la corteza de Stacey and Kramers (1975).

Los gráficos a la izquierda, son los diagramas de evolución plumbotectónica de Zartman and Doe (1981).

5.5 Síntesis de las composiciones isotópicas de Pb en Chipmo y Poracota

Ventiuno nuevas muestras son presentadas en esta investigación, correspondientes de las rocas huéspedes y estadios paragenéticos principales de vetas de la mina Chipmo y Poracota.

Sesenta muestras del total corresponden a datos publicados de Tosdal, *et al.* (1995) de la veta calera, Orcopampa; doce provienen de las rocas volcánicas hospedantes del Mioceno inferior (Volcánicos Santa Rosa, Tufo Manto y los volcánicos Sarpane), rocas sedimentarias mesozoicas y cuarentauno muestras proceden de los cuatro principales estadios paragenéticos de la veta Calera (Gibson *et al.*, 1990). Siete muestras son de la veta Tudela y Santiago. Siete datos isotópicos no publicados son del trabajo de Marcoux *et al.* (1990), provenientes de la veta Calera y veta 8 de Layo.

Las rocas volcánicas tienen un amplio aporte de la corteza superior relacionado con el orógeno andino, este orógeno corresponde a la fase de deformación tectónica Quechua.

Tanto la veta Calera como las vetas Nazareno y Esperanza en Chipmo han sido isotópicamente homogenizados, formando una tendencia lineal con un amplio rango isotópico de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, no así Poracota, donde forma un grupo con estrechos rangos de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figura 5.10). En Chipmo las vetas de Nazareno y Esperanza han sido estudiadas. Exhiben una tendencia isotópica lineal discontinua, con valores isotópicos de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mucho más bajos que la veta Calera pero con un variable y amplio rango isotópico de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; esto indica que proceden de fuentes diferentes.

Las composiciones isotópicas de las rocas volcánicas y los minerales de mena se presentan en amplio rango; pero ninguna de las composiciones isotópicas de Pb de las menas de Chipmo y Calera está relacionada con sus rocas huéspedes. Mientras que las composiciones isotópicas de los estadios de mineralización aurífera en Poracota caen dentro del campo de la caldera Poracota.

El estadio paragenético temprano en la veta Calera forma un grupo aislado próximo a sus rocas huéspedes, esto refleja la heterogeneidad isotópica de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de sus rocas volcánicas huéspedes.

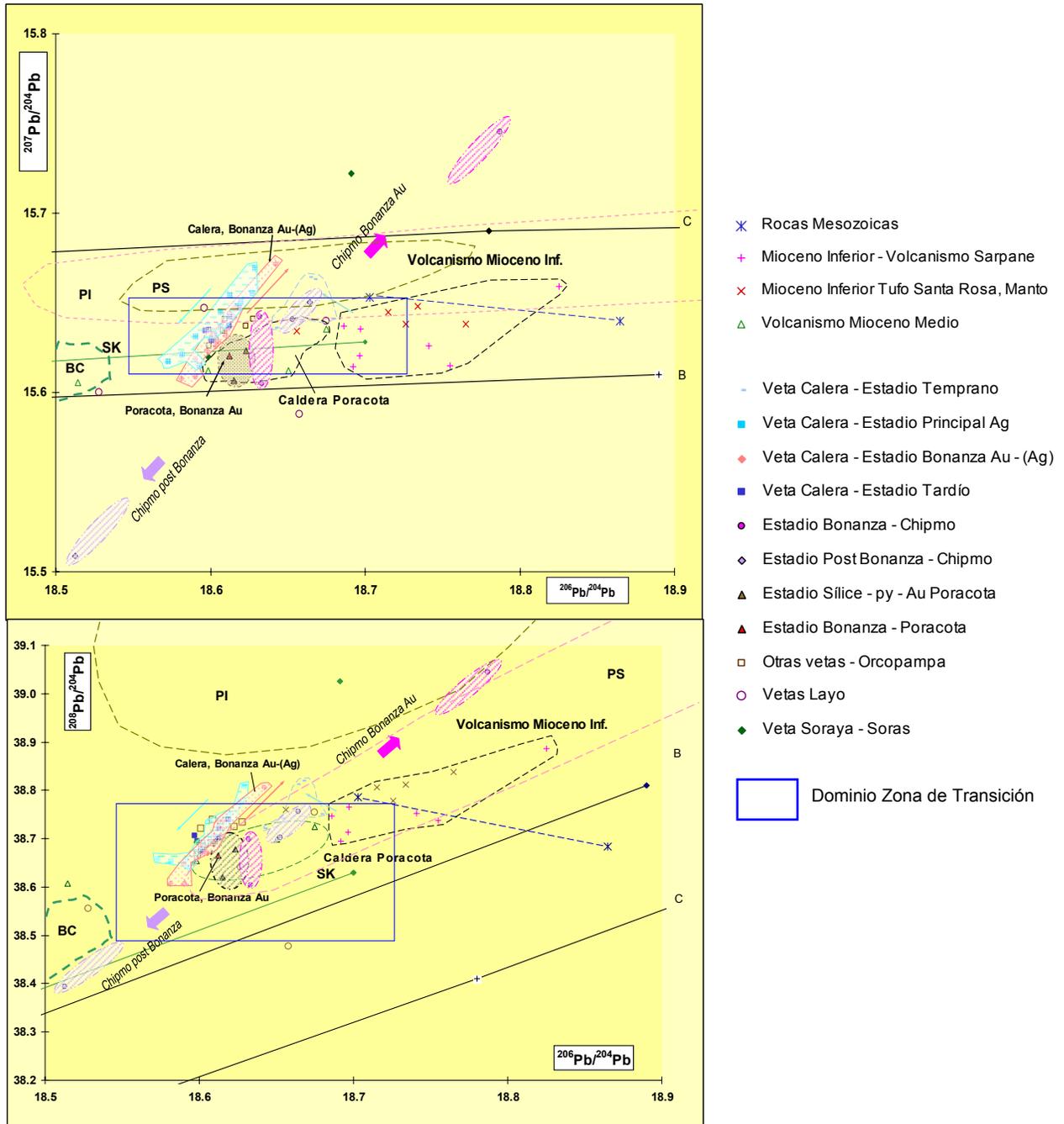


Figura 5.10 Composiciones isotópicas de Pb Uranogénico ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) y Thoriogénica ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) de los diferentes estadios paragenéticos y rocas volcánicas miocénicas de los depósitos y algunos prospectos en las regiones de Orcopampa y Poracota. La línea verde (S/K) es la curva de crecimiento medio de la corteza de Stacey and Kramers (1975). La línea azul representa las composiciones isotópicas de las rocas sedimentarias de edades Jurásico y Cretácico. PS = Intrusitos félsicos del Paleozoico superior y Triásico, PI = rocas sedimentarias del Paleozoico inferior, BC = Batolito de la costa. Las líneas negras corresponden al diagrama de evolución plumbotectónica de Zartman and Doe (1981); C = corteza superior y B = orogenia.

La mineralización principal en la veta Calera ha sido formada por la mezcla de dos fluidos diferentes durante el desarrollo de su sistema hidrotermal (Tosdal et al., 1995). Existe un continuo decaimiento en $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en el estadio principal de Ag, y a un sutil decaimiento al estadio de Bonanza. Tres de las cuatro muestras de Au caen en la parte inferior del estadio de Bonanza. Los sulfuros del estadio tardío son más altos en $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y exhiben un rango más limitado de valores. Gibson et al. (1990) documenta algunos reciclamientos de materiales de vetas antiguas en estadios más jóvenes, lo cual justifica amplios rangos de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. El Au fue solamente depositado en estadio Bonanza procedente de fluidos con una composición de Pb menos radiogénica.

Dos fuentes son responsables para la formación de una tendencia isotópica durante los estadios principales de la formación de la veta Calera. Un candidato para una fuente con altos ratios de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en la veta son las lutitas marinas de aguas profundas de edad Paleozoica. Esta no aflora en el área en estudio, pero forma una secuencia potente hacia el este, fuera de la zona en estudio. La otra fuente sería de bajo ratio $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y por lo tanto el Au es posiblemente magmático (Tosdal et al., 1995).

En Chipmo el Au se depositó como telururos y electrum. El grupo de isótopos analizados en telururos de Au tiene un rango isotópico similar de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ al estadio de Bonanza de Calera, confirmando así una clara fuente magmática. La muestra de Electrum ensayada en el Clavo Este de la veta Nazareno es mucho más radiogénico ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 15,7$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 39,0$) y un fuerte decaimiento de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 18,7$.

La mineralización de Chipmo de 18,1 Ma (K/Ar), fue fechada en alunita mientras que Calera arroja una edad de 17,7 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) en adularia (estadio Temprano). El estadio post Bonanza de Chipmo, dos muestras de tres cae dentro del campo del estadio temprano de Calera, indicando que podrían ser los mismos fluidos híbridos en el tiempo que formaron este estadio. La muestra de estibina proveniente de la zona O. de la Veta Nazareno exhibe una composición isotópica realmente muy baja ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) en comparación con los anteriormente descritos.

En Poracota cuatro muestras representan a los estadios mineralizados y de bonanza, isotópicamente no han sido homogenizados. Los rangos isotópicos de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y

$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ son restringidos, caen dentro del campo isotópico de la caldera Poracota (ver Figura 5.11) demostrando así una fuente magmática relacionada con la formación de las rocas volcánicas huéspedes.

Las vetas Tudela y Santiago representan un limitado rango isotópico de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18,599 - 18,628), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (14,640 - 15,641) y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (38,666 - 38,740).

Las composiciones isotópicas de los sulfuros de la vetas 7 y 8 de Layo están dispersos, no muestran una tendencia lineal isotópica definida y son significativamente diferentes con Calera y Chipmo. Esta diferencia indica que son fuentes separadas. Es probable la intervención de fluidos hidrotermales diferentes para la formación de Layo.

La muestra de calcopirita de la veta Soraya en el área de Poracota no está relacionado con los estadios de mineralización y Bonanza de Poracota.

La corteza en la Zona de Transición durante el Mioceno en los Andes del Sur del Perú es bastante heterogénea y potente (50 km a 70 km), ello puede modificar la composición isotópica del Pb, Nd y Sr. El engrosamiento de la corteza puede promover el estancamiento de magmas a niveles altos de la corteza y producir una extensa asimilación de rocas félsicas.

Las rocas volcánicas miocénicas que hospedan la mineralización en Poracota y Chipmo se grafican ligeramente por encima de la curva de crecimiento medio de la corteza (Ver figura 5.11), forman una tendencia difusa y forman una zona de mezcla con los valores mas bajos de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ que corresponden al de la caldera Poracota, además las composiciones isotópicas caen preferentemente en el campo de las rocas intrusivas félsicas del Paleozoico y están dentro del rango de los dominios isotópicos de Pb de la zona de Transición indicando una fuente cortical.

Los valores bajos de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ caracterizan rocas del batolito de la costa (BC) aflorante al oeste.

Aceptando los bajos valores de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ una contribución magmática dio lugar a la formación de la vetas Nazareno, Prometida y Esperanza de Chipmo. Es claro que el vulcanismo Sarpane hospedante no es esta fuente magmática por que procede de la asimilación de rocas en una cámara de la corteza superior. En cambio la contribución magmática para las vetas puede haber evolucionado de una cámara magmática poco

profunda que fue además isotópicamente zonado y fue aislado de la contaminación de la corteza superior. El oro y telururos de oro fue depositado por un fluido que ha sido minimamente contaminado por interacción con rocas de alto $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Estas características isotópicas son similares al estadio bonanza de la veta Calera (Tosdal et. al, 1995), pero obviamente de fuentes magmáticas diferentes. En conclusión una mezcla de dos fuentes, formaron la mineralización en Chipmo. Por otro lado la fuente magmática que dio lugar a la formación de la caldera Poracota (Mioceno Medio) es la misma que formo la mineralización aurífera.

5.5.1 Tendencias Isotópicas de los depósitos epitermales de oro y plata en la región

Las tendencias lineales isotópicas han sido interpretadas como resultado de la mezcla de Pb de dos o más fuentes; una caracterizada por tener alto $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y la otra por tener bajo $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. El modelo de mezcla (Tosdal et al., 1995) está basado en la asunción de uno de los tres procesos siguientes: (1) envuelve largos volúmenes de roca, (2) funciona sobre suficiente tiempo y/o de otro modo fue semejante a las heterogeneidades de la fuente en cada reservorio que fue promediado, y/o (3) una o ambas de las fuentes tiene similares composiciones isotópicas de Pb antes de la mezcla. Las tendencias isotópicas de Pb en los depósitos de Chipmo, Calera y Shila representan fluidos de evolución compleja y múltiples fuentes, estos forman importantes depósitos de oro y plata en la región, que pueden ser utilizados en la exploración mineral (Figura 5.11). Los valores isotópicos están por encima de la curva de crecimiento medio de la corteza (línea SK), indican que el ratio Th/U ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) > 38,4.

Comparando los depósitos epitermales de alta (Au > Ag) y baja a intermedia sulfuración (Ag > Au), las tendencias isotópicas tienen una marcada diferencia, Calera y Shila tienen tendencias paralelas y contienen ligeramente menor Pb radiogénico, en comparación a Poracota y Chipmo.

Comparando con algunas tendencias lineales isotópicas de Pb de los depósitos epitermales miocénicos en el norte de Chile, se nota que la franja metalogénica del Indio, tienen similares composiciones de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ con un fuerte paralelismo con la tendencia Chipmo, a pesar de las diferentes edades y basamento, pero si con mineralizaciones parecidas (Oro, telururos de Au). La tendencia lineal isotópica de la Coipa de ~23 Ma corresponde a la franja metalogénica de Maricunga y se sobrepone con los *trends*

isotópicos de Calera (17,8 Ma) y Shila (11,5 Ma), los cuales son depósitos de baja sulfuración ricos en plata.

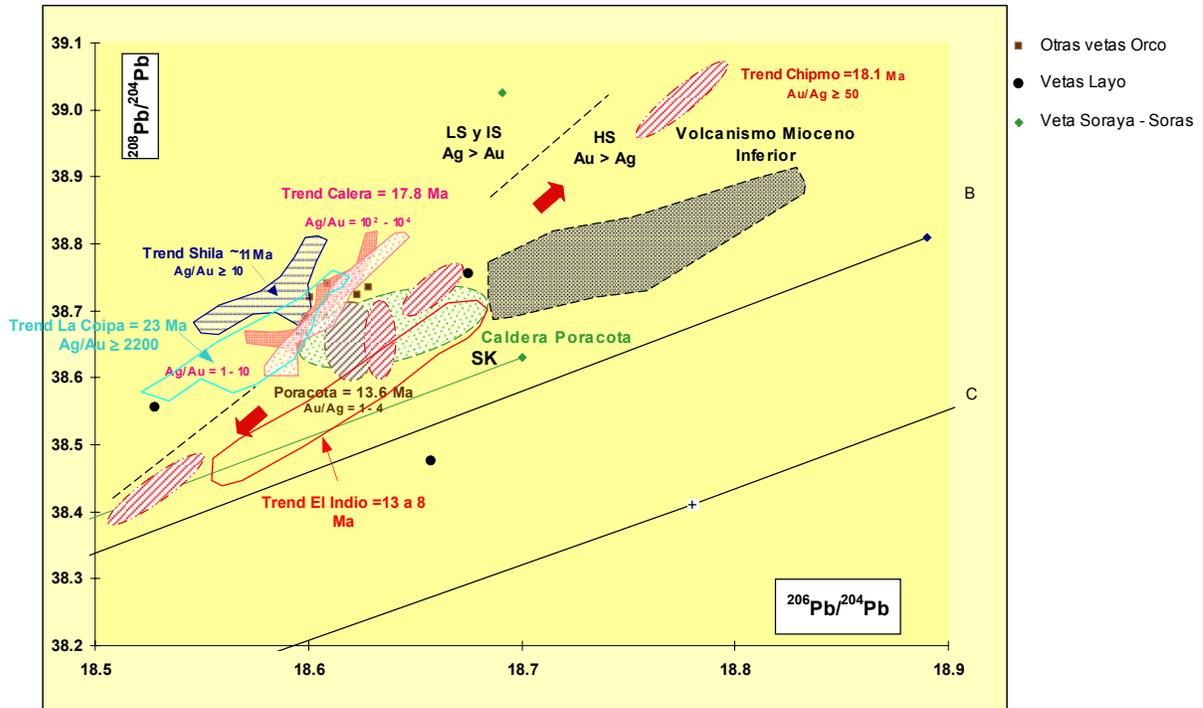


Figura 5.11 Composiciones isotópicas de Pb de los depósitos epitermales de plata y oro en la región de Orcopampa y Poracota, comparado con algunos distritos mineros del norte de Chile. Las tendencias lineales isotópicas de Pb han sido referidas a los diferentes tipos de depósitos epitermales con sus relaciones de Au/Ag y Ag/Au.

Los datos isotópicos de Pb de los distritos mineros de Chile y de la mina Calera en Perú provienen de Puig (1988); King (1992), Tosdal *et al.*, (1993, 1995); Janus (1995).

Trend = Tendencia lineal.

5.6 Variaciones temporales de los isótopos de Sr y Nd en rocas volcánicas del sur del Perú

Los ratios de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y los ratios de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ se incrementan en el tiempo independiente de su relación espacial; dependen apenas de los ratios Rb/Sr y Sm/Nd. Las fuertes variaciones de los isótopos de Sr y Nd son observadas en lavas del Mio-Plioceno (~ 7 Ma) e ignimbritas en el Mioceno (~ 15 Ma). En las lavas entre 10 Ma a 0 Ma son mas variables los ratios de Sr y Nd que en lavas mas antiguas (15 - 30 Ma) (Figura 5.12).

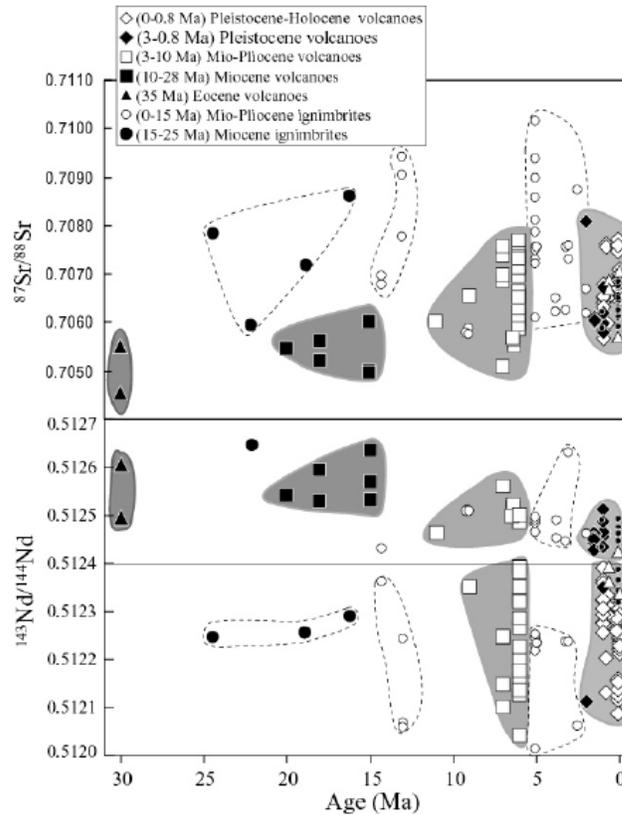


Figura 5.12 Diagrama de edades versus ratios de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de rocas volcánicas terciarias del sur del Perú (Mamani, 2006).

5.7 Resultados de isótopos de Sr en Chipmo y Poracota

Fueron analizados siete muestras en sulfatos de las estructuras mineralizadas de Poracota, Chipmo y del prospecto Layo. Se analizaron minerales de baritina (5), calcita (1) y anhidrita (1). Estudios de inclusiones fluidas sobre cristales de baritina de Poracota y Chipmo indican ebullición y este es el principal mecanismo de deposición de oro.

Los rangos de error analítico son aceptables, varían de 28×10^{-5} a 95×10^{-5} (Figura 5.13). La homogeneidad de los ratios de Sr inicial en los sulfatos es concordante para los diferentes yacimientos.

La composición isotópica de Sr varía entre Poracota y Chipmo. En primer lugar los rangos isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en Poracota varían de 0,706020 a 0,706200, a pesar de ser de edades diferentes, los valores de Layo son cercanos (0,706594 a 0,706259), indicando que el Sr en ambas mineralizaciones es proveniente de rocas con bajos ratios Rb/Sr, típicas de la base de la corteza continental.

En segundo lugar, La anhidrita y baritina de Chipmo son más radiogénicas que en Layo, contienen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,707568 a 0,708718, superando los valores de Sr inicial definido para la Zona de Transición de Pb en los Andes centrales (Figura 5.14).

Este incremento de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ refleja una ligera modificación en el origen del Sr inicial. Incrementos de Sr inicial en rocas alteradas fueron observados por Richards et al. (1991) en el deposito epitermal de Porgera, Papua, Nueva Guinea.

Rocas del basamento con más isótopos de Sr radiogénico contribuirían en la formación de baritina hidrotermal o estos minerales se formaron por remobilizaciones de fluidos provenientes de la propia mineralización.

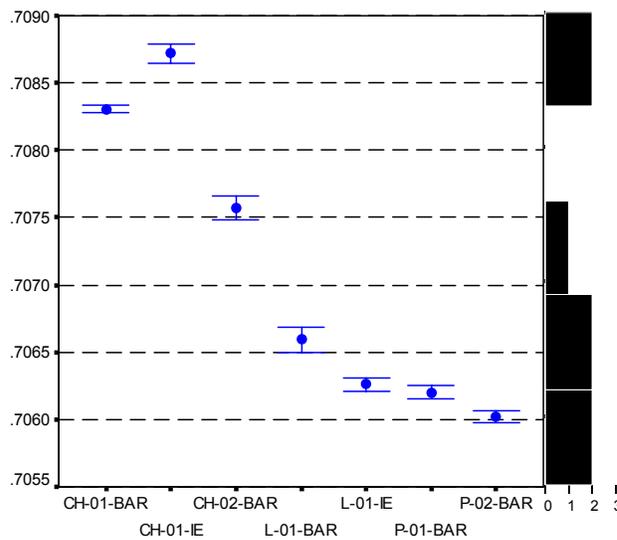


Figura 5.13 Ratios isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ con su rango de error analítico de baritina, anhidrita y calcita de los depósitos epitermales de Chipmo, Layo y Poracota.

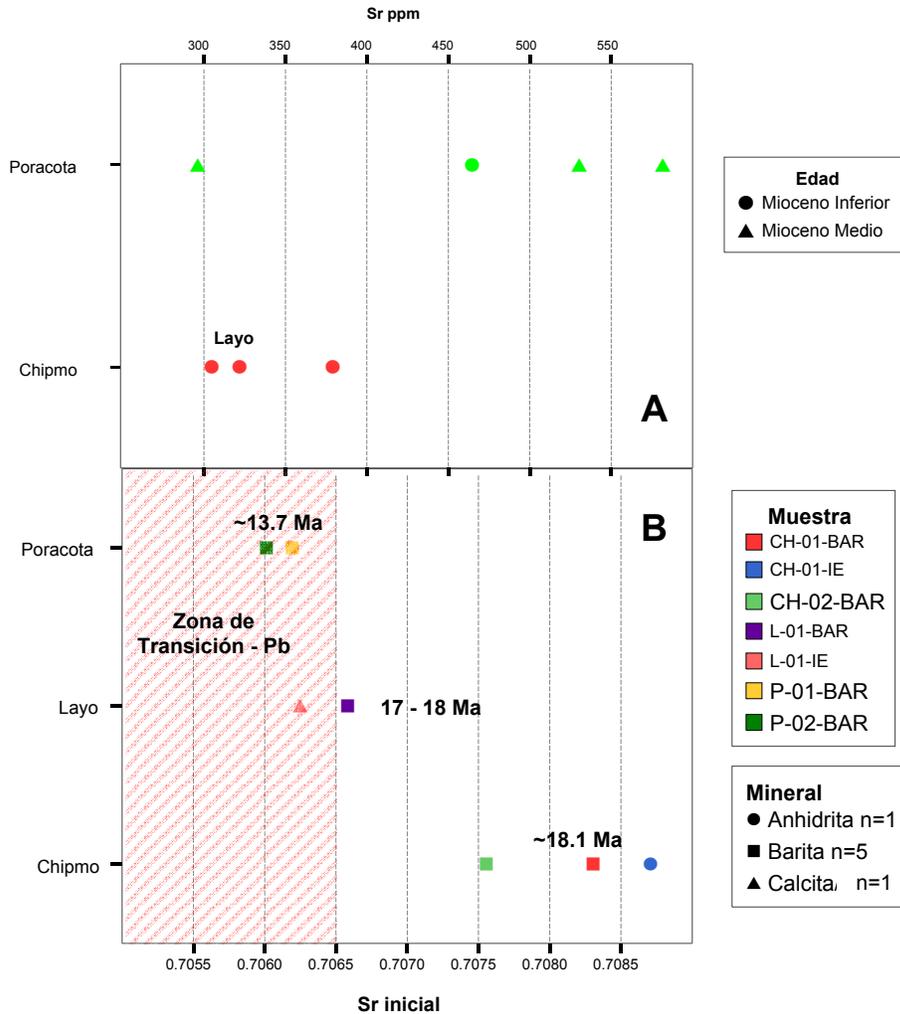


Figura 5.14 Relaciones de la composición isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en los yacimientos del área en estudio.

- A. Contenidos de Sr (ppm) en las rocas hospedantes de la mineralización en Chipmo y Poracota.
- B. Ratios isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para Chipmo, Layo y Poracota. La zona en trama rosada representa el alcance del $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para rocas volcánicas neógenas de la Zona de Transición definida para los dominios isotópicos de Pb en los Andes centrales.

Las edades radiométricas han sido obtenidas por el método K/Ar sobre alunita para Chipmo y Poracota (Mayta, 1999; Miranda y Vidal, 2006) y edades Rb/Sr son interpretadas para Layo.

Si se hace una analogía con las composiciones isotópicas de Pb de los minerales de mena versus los ratios isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en baritina relacionada a los estadios paragenéticos de mineralización para Chipmo y Poracota, éstos forman dos familias diferentes. Poracota exhibe una clara filiación de las composiciones isotópicas de Pb y Sr dentro de su dominio isotópico (rectángulo rosado), mientras en Chipmo sus fuentes de Sr son variadas y heredadas.

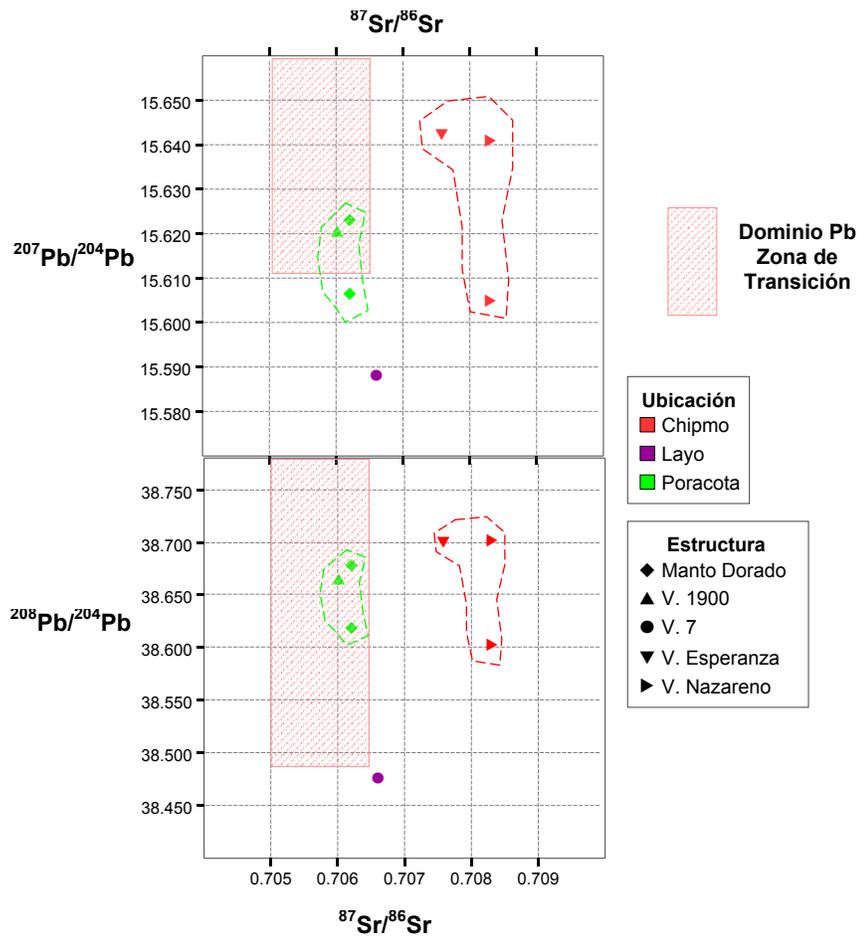


Figura 5.15 Relaciones de la composición isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de la baritina con los ratios isotópicos $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de Poracota y Chipmo.

CAPITULO VI

6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1 Discusión y Conclusiones

Chipmo y Poracota forman parte de los depósitos epitermales miocénicos de oro y plata de los Andes centrales en el sur del Perú, dentro de la franja Metalogénica Puquio – Caylloma. Este cinturón está conformado por depósitos de Ag, Au de filiación epitermal de intermedia (IS) a baja sulfuración (LS) como Calera, Caylloma, Arcata, Ares, Shila y Paula. Recientes descubrimientos de depósitos con importantes mineralizaciones de oro de filiación epitermal de alta sulfuración (HS) como Chipmo, Poracota, entre otros, conforman una gama compleja de depósitos, comparables con franjas como las del Indio (Sillitoe, 1991) y Maricunga en Chile y múltiples grupos de depósitos en México y al Oeste de los Estados Unidos.

Complejas calderas de colapso (Huayta, Chinchon, Arcata, Chonta, Caylloma) y subsidencia (Poracota) han sido formadas en la región durante el Neógeno (Swanson, 1998; Noble et al., 1995). La actividad magmática se inicia ~ 23 Ma con la erupción de lavas andesitas ricas en piroxeno y brechas intercaladas por coladas piroclásticas de los volcánicos Santa Rosa, asociados a múltiples estratovolcanes, discordante formación de la caldera de colapso Chichón (~20 Ma) y después de 0,5 Ma a 1,5 Ma se formaron múltiples domos y lavas de composición dacítica a andesítica, denominados Volcánicos Sarpane. Estas unidades volcánicas hospedan la mineralización en la mina Chipmo (~ 18 Ma). Se formaron entre las fases tectónicas compresivas Inca IV y Quechua I (Figura 6.1). Después de un hiato en la actividad volcánica de ~5 Ma tienen lugar erupciones de coladas piroclásticas regionales denominadas como Toba Jallua (~ 14 Ma) y Toba Chipmo (14,2 Ma) que se depositaron contemporáneos a la formación de la caldera de colapso Huayta (11 Ma a 12 Ma) y la caldera Poracota (~ 14 Ma). La caldera subsidente de Poracota de 11 km de diámetro alberga coladas piroclásticas riolíticas basales (Ignimbrita Quellococha), andesíticas (Toba Poracota) y secuencias volcanoclásticas. Las erupciones efusivas están dominadas por lavas y domos resurgentes de composición andesítica. Domos dacíticos a riodacíticos, tardíos cierran la actividad magmática. Su emplazamiento está controlado por las fallas regionales Incamisa, Palcayoc y lineamientos NE-SO. La mineralización tipo mantos y vetas de la mina Poracota se encuentra hospedada en la parte central de la caldera, diferente a las ya conocidas mineralizaciones de margen de caldera en Shila y Paula; esto abre posibilidades de

mineralización en las márgenes de la caldera Poracota. Se formaron entre las fases tectónicas compresivas Quechua I y Quechua II.

Las rocas volcánicas entre Chipmo y Poracota corresponden a magmas calcoalcalinos ricos en K, con una alta relación entre las LREE con las HREE, un moderado ratio de La/Yb, relacionados a una fuerte caída de HREE. Los coladas piroclásticas de composición riolítica (~ 14 Ma) son fases bien diferenciadas, muestran un claro enriquecimiento de Sr, Zr y altos ratios de Sm/Yb. Resaltan las anomalías negativas de Eu, debidas al fraccionamiento de plagioclasa en el fundido. Las rocas miocénicas de Chipmo y Poracota muestran un notable decaimiento de Rb, Ba, Ta y Nb.

Las estructuras mineralizadas en la región, esta dominadas por fallamientos regionales de dirección andina de movimintos sinestrales y transandina de movimientos transcurrentes y normales, asociado con un σ_1 próximo a E – O y de extensión N – S para el vulcanismo del Neógeno.

El distrito de Orcopampa se encuentra dentro de un corredor estructural N30° – 40° O y al borde del *graben* Orcopampa de orientación NNE (Caddey et al, 1999a, b y c). La intersección de la falla Incamisa con el borde este del graben Orcopampa, forman una cuña tectónica donde se han emplazado las vetas de Chipmo, mientras que en Poracota, las fallas regionales andinas controlan el emplazamiento de la mineralización en la parte central de la caldera.

En la zona de estudio cinco fases de deformación fueron determinadas (D1, D2, D3, D4 y D5), las fases de deformación D2 y D3 están relacionadas a las mineralizaciones en Chipmo y Poracota.

La fase D2 es transcurrente, con σ_1 variable en la dirección E-O y ENE-OSO. La mayoría de las principales vetas en Chipmo y Calera están localizadas en fallas de rumbo dextral (a veces normal), presenta rumbos de N45 a 75° E. Esta fase D2 es transcurrente e intramineral. A este evento se le infiere parte de la deposición de los volcánicos Santa Rosa y Sarpane. Esta deformación ocurrió en un intervalo de tiempo de 18 a 20 Ma. La fase D2 se formo entre las fases de deformación compresiva Quechua I y Quechua II, indican un régimen tectónico transtensivo durante la actividad hidrotermal.

La deformación D3, es transcurrente con σ_1 en la dirección ENE-OSO a E-O entre 14 - 12 Ma, documentados solamente en Poracota. Fallas regionales andinas de movimiento sinistral, formaron fallas de rumbo sinestrales E-O, de buzamientos convergentes entre 75° - 85°; éstos generaron fallas de rumbo dextrales de N55° - 75° E, con buzamientos entre 80 – 85 °S y formaron vetas, como 1900 y Soraya. Esta deformación se desarrollo

entre la fase de deformación compresiva Quechua II y Quechua III y controla el emplazamiento de las secuencias volcánicas de la caldera Poracota en un régimen tectónico transpresivo.

En la franja metalogénica Puquio – Caylloma, la actividad hidrotermal se ha desarrollado en el Mioceno, en intervalos cortos de tiempo (0,5 Ma - 2 Ma) y excepcionalmente mayores a 3 Ma –por ejemplo Caylloma-, después de 0,1 Ma y 3 Ma, del cese de importantes eventos volcánicos (ver Figura 6.1).

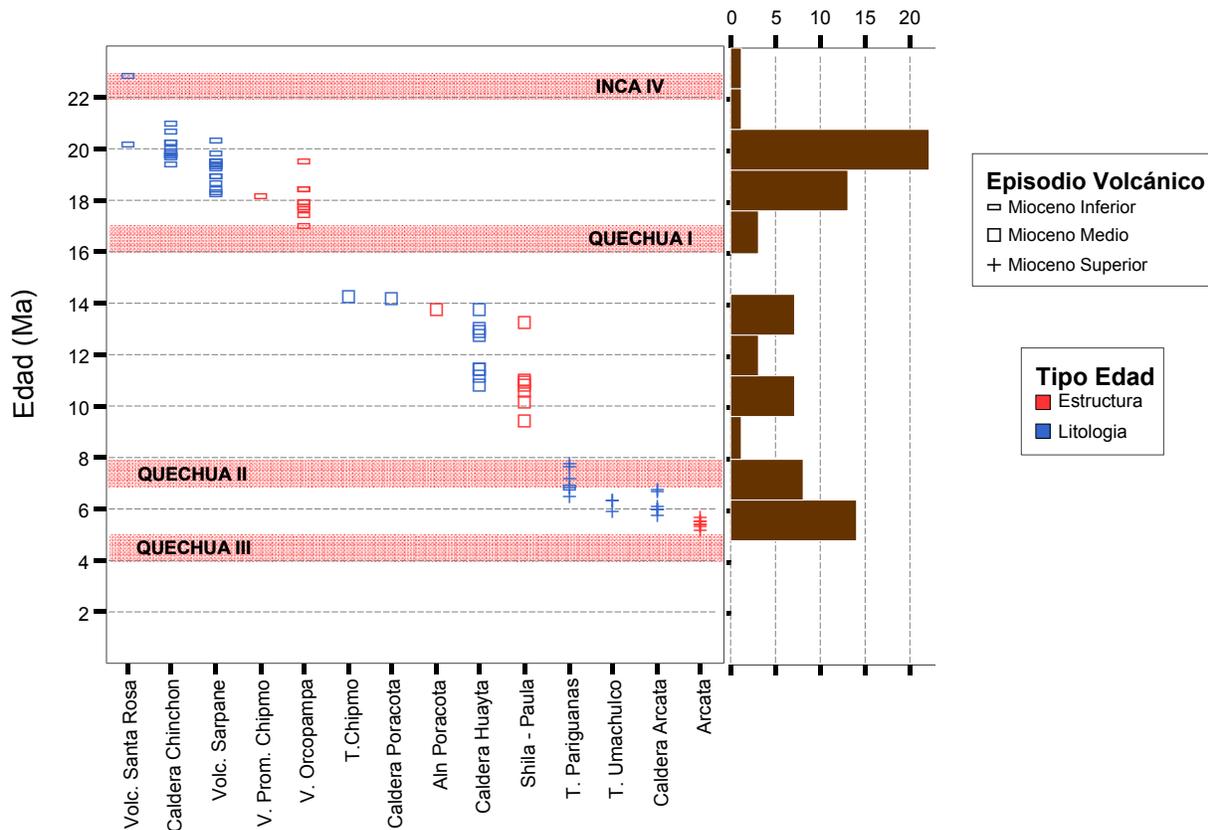


Figura 6.1. Edades (Ma) versus diversos eventos volcánicos y sus respectivas actividades hidrotermales de la franja metalogénica Puquio – Caylloma.

Los límites de los principales pulsos tectónicos compresivos son tomados de Benavides, 1999. Las edades K/Ar y ⁴⁰Ar/³⁹Ar provienen de: Swanson, 1998; Candiotti et al., 1990; Gibson et al., 1995; Chauvet et al., 2000; Echevarria y Nelson, 2004; Noble et al., 1974; Farrar y Noble, 1976; Kaneoka y Guevara, 1984 y edades no publicadas.

La paragénesis de la alteración hidrotermal en los depósitos de oro de Poracota (13,7 Ma) y Chipmo (18,1 Ma; Oro - telururos de Au) tienen filiación epitermal de alta sulfuración, indican dos periodos diferentes de actividad hidrotermal.

Tres estadios principales de mineralización han sido definidos. El estadio “Pirita aurífera” está relacionado a los mantos Águila y Dorado y se conforman por tres generaciones de sílice y cuarzo con texturas de *vuggy* silica y granular, asociado a pirita, enargita con trazas de covelita, plata nativa, galena, tenantita, tetrahédrica, calcopirita con gangas de baritina, azufre nativo. El oro se encuentra como electrum encapsulado en pirita y cuarzo en tallas promedio de 10 μ m.

El sub-estadio tardío “Bonanza” está relacionado con estructuras tensionales de rumbo N50 a 70° E y está compuesto por una brecha tectono-hidrotermal con matriz de cuarzo fino gris, piritas con puntos aislados de enargita, cristales (aristas facetadas) de baritina, pátinas de dickita y cristales gruesos de alunita. El oro nativo ocurre diseminado y formando agregados milimétricos.

En Chipmo múltiples estadios de cuarzo con texturas de reemplazamiento conforman las vetas, asociados a dickita, diáspora, pirofilita y caolinita variando en profundidad. Tres estadios principales han sido definidos, el estadio 2 es el principal portador de la mineralización. Fue subdividido en dos: El estadio 2A donde el cuarzo gris fue el primero en depositarse asociado a oro nativo con tamaños menores a 50 μ m. En el estadio 2B esta soportado por una matriz de cuarzo lechoso-baritina, el oro se encuentra en telururos, principalmente como calaverita (75 %) predominando los tamaños menores a 20 μ m, asociada con paraguajuatita y guanajuatita. Los cobres grises representan 1 % y son antimoniales, los cuales contienen inclusiones de petzita y hessita, krennerita, así como luzonita y boulangerita entre otros.

En la franja Metalogénica Puquio – Caylloma, los depósitos de IS a LS predominan FIFs primarias bifásicas. Las condiciones de ebullición existen, muchas veces son policíclicas y continuas durante la formación de la veta. Temperaturas de homogenización para FIFs primarios relacionadas a la mineralización varían de 220° a 310 °C con salinidades menores a 10 wt % NaCl eq.. Caylloma un deposito rico en Ag, Pb y Zn excepcionalmente alcanza el 23 wt % NaCl eq. (Echevarría y Nelson, 2004). Bajas concentraciones de CO₂ son detectadas. En las vetas del distrito de Shila, mediciones por espectrometría Raman en la fase vapor de inclusiones bifásicas contienen 3,7 % CO₂ con menores concentraciones de N₂ y H₂S (Chauvet *et al.*, 2006). Valores de $\delta^{34}\text{S}$ en sulfuros varían de

-3,5 % a 1 %, postulando un origen magmático del azufre del sistema hidrotermal, con locales mezclas de fluidos de basamento (Echevarría y Nelson, 2004).

Los depósitos de alta sulfuración de Poracota y Chipmo contienen fluidos de diferentes características. En Chipmo FIFs varían de 263,5° a 281,5 °C con salinidades menor a 5 wt % NaCl eq. Condiciones de baja salinidad (< 2wt % NaCl eq.) caracterizan la principal mineralización de complejo de telururos de oro en Chipmo y el estadio Bonanza en la veta Calera. La ebullición en Chipmo esta dada en el estadio cuarzo-baritina, con texturas de tipo *lattice bladed*; se ha evidenciado ebullición con captura homogénea a 550 m, por debajo del paleonivel freático (Figura 6.2). Existe una mezcla de dos tipos de fluidos. Salinidades muy bajas a nulas caracterizan esta ebullición. Es posible que los telururos puedan ser transportados en la fase vapor y el oro en la fase líquida.

Las paleo-superficies en el tiempo de la actividad hidrotermal varían de 550 m a 591 m, indicando niveles de erosión entre 300 m a 400 m en referencia a Nazareno.

Las FIFs secundarias obtenidas observadas en microfisuras de fenocristales de cuarzo magmático de la veta Prometida, corresponden a fluidos salinos (no saturados) ricos en CO₂ provenientes de niveles porfiríticos, con una paleo-profundidad de 2,9 km. En Chipmo, la actividad hidrotermal está conformada por una dilución y mezcla de fluidos de aguas magmáticas iniciales dominada por aguas meteóricas tardías.

En cambio Poracota tiene temperaturas de homogenización media de 281,6° a 345,4 °C, las salinidades medias oscilan entre 1,8 % a 27,4 wt % NaCl eq. La coexistencia de inclusiones bifásicas, trifásicas con inclusiones ricas en vapor, marcan la ebullición con captura heterogénea en el último estadio, conformada por fluidos salinos magmáticos.

Las presiones en el sistema epitermal se incrementan con el tiempo, en el estadio temprano es de 66 bars pasando a 150 en el estadio principal y finalizando en el estadio tardío en 157 bars, estas presiones parecen exceder las presiones hidrostáticas. Al parecer la deposición de sílice (cuarzo I) y cuarzo de grano fino (cuarzo II) a creado un sello hidrogeológico que podría suponer presiones de formación mayores que las hidrostáticas. La mineralización aurífera se encuentra principalmente en mantos y menor en vetas entre las cotas 4700 y 4750 msnm., éstos no han tenido alcance a la paleo-superficie. Es posible que el sistema epitermal se haya formado en condiciones de presión intermedia menores a las litostáticas en un sistema confinado.

Clastos de cuarzo exótico contienen FIFs polifásicas obtenidas en la veta Soraya, corresponden a fluidos hipersalinos (30 % a 37wt % NaCl eq.) en ebullición con paleo-profundidades de 3.3 km a 3,7 km, asociado a fluidos magmáticos pre-epitermal.

Volúmenes significativos de vapores magmáticos (*steam heated*) predominan en la mezcla posterior con aguas meteóricas someras dando lugar a aguas ácidas, para la formación de los primeros estadios. El sub-estadio "Bonanza" se formó por fluidos de alta temperatura y moderada a fuerte salinidad, corresponden a fluidos magmáticos en condiciones de ebullición, donde el oro fue transportado en la fase vapor.

Probablemente el cambio en la dirección de compresión (σ_1) marcaría el ascenso de estos fluidos magmáticos salinos a alta presión.

En general las profundidades de formación de todos los depósitos varían entre 500 m a 700 m debajo del paleo nivel freático con diferentes cotas actuales de mineralización (ver Figura 6.2).

La ebullición es un mecanismo importante de deposición de menas en estos tipos de depósitos. Muchas condiciones petrográficas y texturales son indicadoras de ebullición. En sistemas geotermales activos, la calcita lamelar está restringida a ebullición (Browne, 1978; Simmons and Christenson, 1994). La precipitación de adularia se debe a un cambio de pH del fluido y pérdida de CO₂ a la fase vapor (Browne and Ellis, 1970; White, 2007 comunicación verbal). La sílice amorfa, por su parte, es interpretada por un proceso rápido de enfriamiento debido a ebullición por descompresión (Drummond and Ohmoto, 1985; Fournier, 1985; Saunders and Schoenly, 1995). Estas características son comunes en Calera, Arcata, Ares, Shila, Paula y Caylloma.

La baritina sería un indicador de ebullición en sistemas de alta sulfuración, como Chipmo y Poracota. En Chipmo, el estadio Cuarzo gris no muestra ebullición; La sílice crema con electrum indicaría un puntual evento tardío de ebullición, sugiriendo continuos estadios de ebullición en Nazareno, asociado a continuos pulsos tectónicos extensionales.

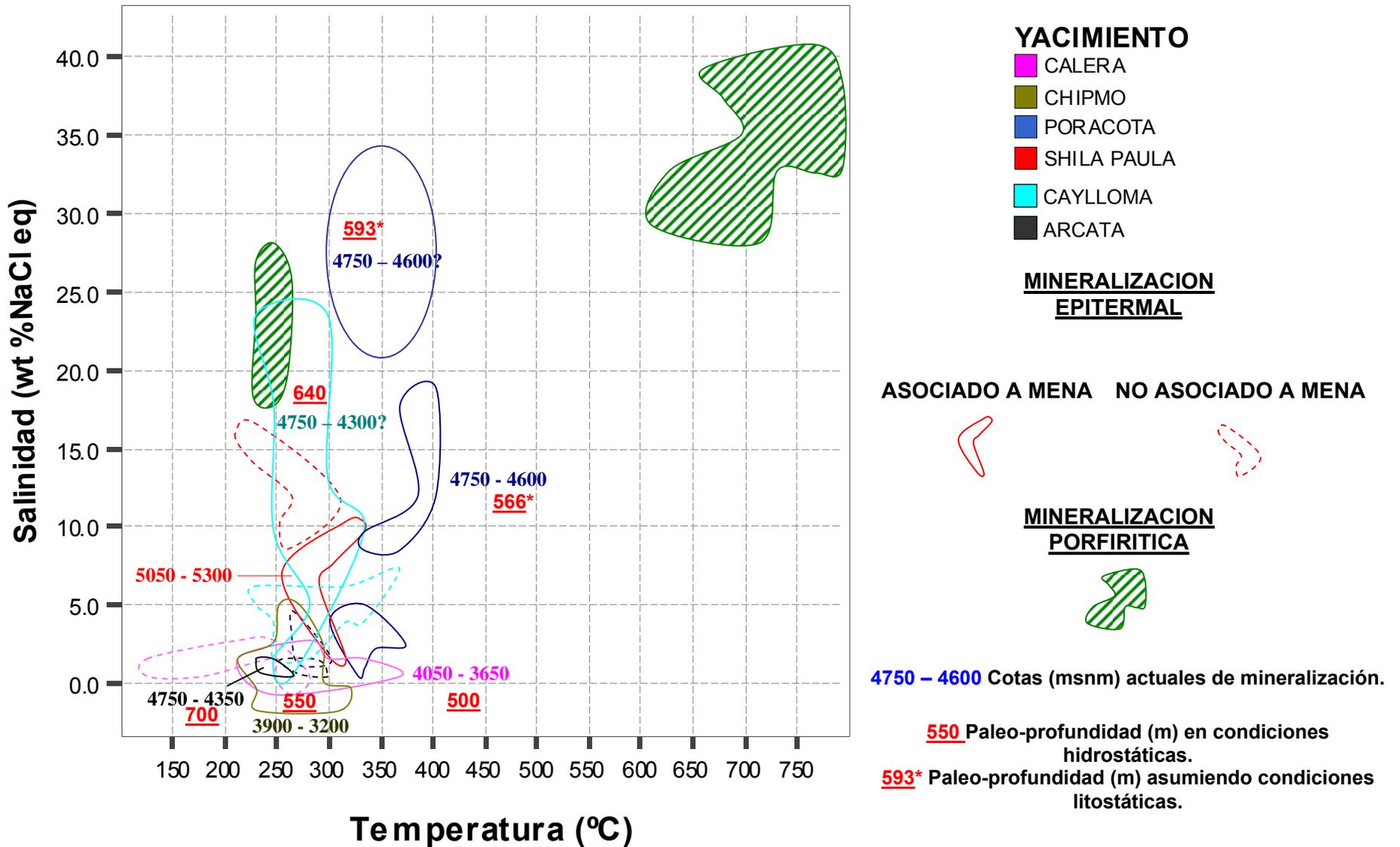


Figura 6.2 Temperatura de homogenización & Salinidad de las FIFs de los depósitos epitermales conocidos de la franja Metalogénica Puquio – Caylloma. Los datos de Poracota y Chipmo provienen del presente estudio; Gibson (1995) para el yacimiento Calera; datos de Arcata y Caylloma pertenecen a Echevarria y Nelson (2004) y Chauvet *et al.* (2006) para Shila Paula.

Existe una ligera disminución en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre el vulcanismo Sarpane del Mioceno inferior ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,697 - 18,825$) al vulcanismo de la caldera Poracota ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,598 - 18,697$) del Mioceno medio.

Las mineralizaciones de Chipmo son mas radiogénicas que sus rocas volcánicas hospedantes, muestra una tendencia lineal de evolución isotópica con un amplio rango isotópico ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,513 - 18,787$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,509 - 15,745$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.393 - 39,044$). El aporte de las rocas volcánicas del Mioceno Inferior es insignificante. En contraste los estadios de mineralización aurífera en Poracota, contienen rangos isotópicos restringidos ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,612 - 18,623$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,607 - 15,623$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,619 - 38,679$), isotópicamente no han sido homogenizados, esta directamente relacionada a la actividad volcánica de la caldera Poracota, tienen la misma fuente magmática.

Tanto la veta Calera, vetas de Shila, como las vetas Nazareno y Esperanza en Chipmo han sido isotópicamente homogenizados, formando una tendencia lineal con un amplio rango isotópico de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. No así en Poracota, donde forma un grupo con estrechos rangos de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

En Chipmo, los valores isotópicos de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ son mucho más bajos que en la veta Calera, pero con un variable y amplio rango isotópico de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; esto indica que proceden de fuentes diferentes. El Au se ha depositado como telururos y electrum. El grupo de isótopos analizados en telururos de Au tiene un rango isotópico similar de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ al estadio de Bonanza de Calera, confirmando así una clara fuente magmática.

En conclusión una mezcla de fluidos de dos fuentes diferentes, formaron la mineralización en Chipmo; fluidos provenientes de una fuente cortical profunda, como el basamento paleozoico y una fuente magmática en que ha sufrido poca contaminación y/o asimilación en su formación.

Las tendencias lineales isotópicas de Pb en los depósitos de Chipmo, Calera y Shila representan fluidos de evolución compleja y múltiples fuentes, estos forman importantes depósitos de oro y plata en la región, que pueden ser utilizados en la exploración mineral (ver Figura 5.12, del Capítulo V). Estas tendencias lineales isotópicas no se han formado en las vetas de Layo y Soras.

La composición isotópica de Sr en los minerales de ganga (Baritina, anhidrita y calcita) hidrotermales varían entre Poracota y Chipmo. Rangos isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en Poracota varían de 0,706020 a 0,706200; a pesar de ser de edades diferentes, los valores de Layo son cercanos, indicando que el Sr en ambas mineralizaciones es proveniente de rocas con bajos ratios Rb/Sr, típicas de la base de la corteza continental. La anhidrita y baritina de Chipmo son más radiogénicas, contienen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,707568 a 0,708718. Este incremento de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ refleja una modificación en el origen del Sr inicial magmático por contribución de Sr radiogénico de rocas del basamento Paleozoico o por remobilizaciones de fluidos provenientes de la propia mineralización.

6.2 Recomendaciones y futuras investigaciones

- ✓ Caracterización sistemática multi-isotópica de Pb, Sr y Nd de las rocas volcánicas huéspedes y mineralización de los prospectos entre Poracota y Chipmo. Análisis de isótopos de ^{18}O , deuterio y $\delta^{34}\text{S}$ de las vetas principales y prospectos.
- ✓ Estudios de inclusiones fluidas de los prospectos entre Poracota y Chipmo, para predecir los diferentes niveles de formación.
- ✓ Hacer compósitos geoquímicos de roca total y utilizar técnicas microanalíticas (ejem. *laser ablation*) en alunita, enargita y piritita de las estructuras mineralizadas y no mineralizadas entre Poracota y Chipmo, para vectorizar la mineralización.
- ✓ Dataciones radiométricas de los diferentes estadios de mineralización de Poracota y Chipmo.

REFERENCIAS

- Adams., F., 1920. A microscopic study of vein quartz. *Economic Geology*, vol. 15, pp. 623 – 664.
- Aitchison, S.J., Harmon, R.S., Moorbath, S., Schneider, A., Soler, P., Soria, E.E., Steele, G., Swainbank, I., Wörner, G., 1995. Pb isotopes define basement domains of the Altiplano, Central Andes: *Geology*, v. 23, p. 555- 558.
- Albinson, T., and Reynolds, J., 1999. Notas para Seminario-Taller de inclusiones fluidas: Sociedad Geológica del Perú Short Course, 36 pg.
- Allmendinger, R.W., 2001, Faultkin computer program v. 1.2.2. <http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/maintext.html>.
- Aranda, A., 2001. Estudio mineralógico por microscopía óptica, estudio por microscopía electrónica y estudio de difracción de rayos X, de siete muestras de la mina Nazareno. Compañía de Minas Buenaventura. Reporte Interno.
- Aranda, A., 2002. Estudios de cuatro muestras procedentes de la veta Nazareno – Orcopampa, estudios minerográficos y petrográficos, difracción de rayos X y microscopía electrónica. Compañía de Minas Buenaventura. Reporte Interno.
- Arenas, F., 1975. Geología de la Mina Orcopampa y alrededores, Arequipa. Sociedad Geológica del Perú. Vol. 46, pp. 9 24.
- Arribas, Jr., Cunningham, C., Rytuba, J., Rye, R., Kelly, W., Podwysocki, Mckee, E. H. and Tosdal, R., 1995. Geology Geochronology, Fluid Inclusions, and Isotope Geochemistry of the Rodalquilar Gold Alunite Deposit, Spain. *Economic Geology*, vol. 90, pp. 795 - 822.
- Atkinson, A.B., 2002: A model for the PTX properties of H₂O-NaCl, Unpublished M.S., Thesis, Virginia Tech, Blacksburg VA, 133 pg.
- Basei, M.A., Tassinari, C.C., Cordani, U.G., Neves, B. B.; Junior, O. y Passarelli, R., 2004. Simpósio 40 anos de geocronologia no Brasil. USP, São Paulo, boletim de resumos, 88 pp.
- Benavides, 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, vol 7, p. 61-107.
- Blés, J.L., 1989. Contexte structural des minéralisations aurifères épithermales d'Orcopampa-Layo et Shila (département d'Arequipa, Pérou). Rapport Bureau de recherches Géologiques et Minières (BRGM), N°. 89, PER 054 GEO.
- Bodnar, R.J., Reynolds, T.J., and Kuehn, C.A., 1985, Fluid-inclusion systematics in epithermal systems, in Berger, B.R., and Bethke, P.M., eds., *Geology and*

- Geochemistry of Epithermal Systems: Soc. of Econ. Geol., Rev. in Econ. Geol. v. 2, p. 73-97.
- Bodnar, R.J., 1994, Synthetic fluid inclusions XII. The system H₂O-NaCl: Experimental determination of the liquids and isochores for a 40 wt.% H₂O-NaCl solution: *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 58, p. 1053 - 1063.
- Bonhomme, M.G. and Soler, P., 1985. New K-Ar age determinations of the intrusive rocks from eastern cordillera and high plateaus of central Perú. Implications on Cenozoic migration of magmatic activity and on metallogenesis: *comunicaciones*, (Santiago), numero 35, pp. 31 – 32.
- Bortnikov, N.S., Kramer, K., Genkin, A.D., Krapina, L. and Santa-kruz, M., 1988. Parageneses of gold and silver tellurides in the Florencia gold deposit (Cuba Republic). *Geology of ore Deposits*. Nº 2, pp. 49 – 61.
- Bradford, J. 1999. Poracota: un yacimiento epitermal de oro de alta sulfuración en el Sur del Perú. Primer volumen de monografías de yacimientos minerales peruanos. Historia, Exploración y Geología. Instituto de Ingenieros de Minas del Perú, pp. 49 -60.
- Braxton, D. and Petersen, E.U., 1966. Profiling thermo-chemical zonation distal to epithermal Cu-Au-Ag Systems, Orcopampa, Peru. *Geological Society of America Abstracts*, 28, 7, A-334.
- Braxton, D., 1997. Thermo-chemical profiling within the alteration envelope: chlorite geothermometry and mass transfer around the Au-Ag Calera vein, Orcopampa, Peru. Thesis, University of Utah, pp 90.
- Braxton, D., and Petersen, E.U., 1999. Thermal aureoles of fossil epithermal systems: A case study from the Calera Vein, Orcopampa, Peru: Anniversary Vol. 5 "75th Anniversary of the Geological Society of Peru", pp 81 – 102.
- Browne, P.R. and Ellis, A.J., 1970. The Ohaaki Broadlands Hydrothermal Area, New Zealand; Mineralogy and related Geochemistry: *American Journal of Science*, vol. 269, pp. 97 – 131.
- Browne, P.R., 1978. Hydrothermal alteration in active geothermal fields: *Annual Reviews in Earth and Planetary Sciences*, vol. 6, pp 229 – 250.
- Caddey, S. and Sabastizabal, A., 1999a. Tectonic setting, structural deformation, history, ore controls, and exploration target areas for the Chipmo Mining District, Southern Perú. Compañía de Minas Buenaventura. Reporte Interno.
- Caddey, S. 1999b. Construcción and interpretation of conolly diagrams, Prometida vein system, Chipmo Mining District. Compañía de Minas Buenaventura. Reporte Interno.

- Caddey, S. and Sabastizabal, A., 1999c. Estructural investigation, ore controls, and exploration target areas of the Orcopampa Ag/Au vein system with district and regional exploration implications, Orcopampa- Chipmo Mining District, Perú. Compañía de Minas Buenaventura. Reporte Interno.
- Caldas, V .J., 1993. Geología de los cuadrángulos de Huambo y Orcopampa (Hojas 32-s y 31-r). INGEMMET, serie A, boletín N°. pp. 46 – 62.
- Candiotti, H., Noble D.C. y Mckee, H., 1990. Geologic setting and epithermal veins of the Arcata District, southern Perú. *Economic Geology*, vol. 85, pp. 1473 – 1490.
- Castroviejo, R. 2005. Petrografía y Microtermometría de Inclusiones Fluidas. Curso de maestría ALFA DESIR. Lima. 87 pp.
- Chauvet, A., Bailly, L., André, A., Monié, P., Cassard, D., Llosa, F., Rosas, J. and Tuduri, J., 2006. Internal vein texture and vein evolution of the epithermal Shila-Paula district, southern Perú. *Mineralium deposita*, vol. 41, pp. 387 – 410.
- Ciobanu, C.L. and Cook, N.J., 2002. Tellurides, selenides (and Bi-sulphosalts) in gold deposits. 11th IAGOD symp-Geocongress, CD vol., Geological Survey Namibia.
- Coira, B., Kay, S.M., Viramonte, J. 1993. Upper Cenozoic magmatic evolution of the Argentine Puna_ A model for changing subduction geometry: *International Geology Review*, vol. 35, pp. 677-720.
- Cook, N.J and Ciobanu, C.L., 2005. Tellurides in Au deposits: Implications for modelling. In: Mao JW Bierlien FP (eds), *Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge*, Springer, Berlin-Heidelberg-New York, pp. 1387 – 1390.
- Cook, D.R. and Mcphail, D.C., 2001. Epithermal Au-Ag-Te Mineralization, Acupan, Baguio District, Philippines: Numerical Simulations of Mineral Deposition. *Economic Geology*, vol. 96, pp 109 – 131.
- Cook, D.R. and Deyell, C., 2003. Descriptive names for epithermal deposits: Their implications for genetic classifications and inferring ore fluid chemistry, *in Eliopoulos, D et al., Mineral exploration and sustainable development: Rotterdam, Millpress, V. 1, pp 457 – 460.*
- Crawford, M.L., 1981. Phase equilibria in aqueous fluid inclusions, in Hollister, L.S., and Crawford, M.L., eds., *Fluid inclusions: Applications to Petrology*, Min. Assn. of Canada Short Course handbook 6, pp. 75 - 100.
- Deen, J.A., Rye. R., Muñoz, J., Drexler, J., 1994. The magmatic hydrothermal system at Julcani, Perú: Evidence from fluid inclusions and hydrogen and oxygen isotopes: *in Economic Geology*, V. S9, pp 1924 – 1938.

- Demousteir, A., Castroviejo, R., Charlet, J., 1998. Clasificación textural del cuarzo epitermal (Au-Ag) de relleno filoniano del área volcánica de Cabo de Gata, Almería. *Boletín Geológico y Minero*, V 109-5 y 6, pp 449 – 468.
- Demousteir, A., and Castroviejo, R. 1997. Fluid inclusion characterization of the Carneros epithermal ores (Cabo de Gata, Almería, SE Spain): preliminary results. XIV ECROFI (European Current Research on Fluid Inclusions), Nancy, France. Pp 82-83.
- Deyell, C., Bissig, T. and Rye, R., 2004. Isotopic evidence for magmatic dominated epithermal processes in the El Indio-pascua Au-Cu-Ag belt and relationship to geomorphologic setting: *Society of Economic Geologists Special Publication 11*, pp 55 – 73.
- Dietrich, A. 2001. Geochemistry of Chipmo Ander consideración of the metal zonation of Nazareno. Compañía de Minas Buenaventura. Reporte Interno.
- Dong, G., Morrison, G., Jaireth, S., 1995. Quartz textures in epithermal veins, Queensland-Classification, origin and implication. *Economic Geology*, vol. 90, 1841 – 1856.
- Drummond, S.E. and Ohmoto, H., 1985. Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal solutions. *Economic Geology*, vol. 80, pp. 126 – 147.
- Echevarria, L. y Nelson, E., 2004. Análisis geológico de la mineralización en las minas de Arcata, Ares y Caylloma, Perú. Mauricio Hoschild. Reporte interno.
- Einaudi, M.T., Hedenquist, J., and Inan, 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*, pp 285 – 314.
- Faure, G. and Mensing, T.M., 2005. *Isotopes: Principles and applications*. 897 pp.
- Fournier, R.O., 1985. The behavior of silica in hydrothermal solutions, in Berger, B.R., and Bethke, P.M. (eds), *Geology and Geochemistry of epithermal Systems: Reviews in Economic Geology*, vol. 2, pp 45 – 61.
- Fournier, R.O. 1999. Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermal environment. *Economic Geology*, vol. 94, pp. 1193 – 1211.
- Fluid inc., 1991. Instruction manual. 33 pg.
- Fluid inc., 1991. Temperature calibration standards by syn flinc. 15 pg.
- Gibson, P. Noble, D.C., and Larson, L. 1990. Multistage evolution of the Calera epithermal Ag-Au vein system, Orcopampa District, southern Peru; first results. *Economic Geology*, Vol. 85, 1990, pp 1491 - 1503.

- Gibson, P. 1992. The Calera Vein System, Orcopampa District, Southern Perú: Association of tectonismo, Magmatism and Hydrothermal Activity in the Formation of a Bonanza Ag-Au Deposit. A dissertation submitted for the degree of Doctor of Philosophy in Geology. University of Nevada, Reno. Pp 156.
- Gibson, P., Noble, D.C., Benavides, R. and Mayta, O, 1993. Discovery, Development and Production of Blind Ag-Au Bonanza in the Calera Vein, Orcopampa District, Perú, *International Geology Review*. Vol. 35, pp. 780 - 796.
- Gibson, P.; McKee, M.; Noble, D.C., and Swanson, E.K. 1995. Timing and interrelation of magmatic, tectonic, and hydrothermal activity at the Orcopampa District, southern Peru. *Economic Geology*. Vol. 90, 1995, pp. 2317 - 2325.
- Goldstein, TJ Reynolds. 1994 - SEPM Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals RH.
- Hedenquist, J., 1987. «Mineralization associated with volcanic-related hydrothermal systems in the circum-Pacific Basin». En Horn editor, Transactions of the Fourth Circum-Pacific Energy & Mineral Resources Conference, Singapore. American Association of Petroleum Geologists, pp. 513-524.
- Hedenquist J., Arribas, A. JR., and Reynolds J., 1998. Evolution of an Intrusion-Centered Hydrothermal System: Far Southeast-Lepanto Porphyry and Epithermal Cu-Au Deposits, Philippines. *Economic Geology*, V. 93, pp. 373 - 404.
- Hedenquist, J., Arribas, A. JR. and Gonzales-Urien, E., 2000. Exploration for epithermal gold deposits. *Reviews in Economic Geology*, V. 13, pp. 245 – 277.
- Hedenquist, J., Thompson, J., Goldfarb, R. and Richards, J., 2005. One Hundredth Anniversary Volume 1905 - 2005. *Economic Geology*, 100th Anniversary, special publication, 1136 p.
- Hemley, J., 1959. Some mineralogical equilibria in the system $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$: *American Journal of Science* vol., 257, pp. 241 - 270.
- Holmes, A., 1946. An estimate of the age of the earth. *Nature*, 157, pp. 680 – 684.
- Huotermans, F.G., 1946. Die Isotopenhäufigkeiten im natürlichen Blei und das Alter des Urans. *Naturwissenschaften*, pp. 186, 291.
- Injoque, J., Valera, J., Mayta, O., García, L., Valdivia, J., Minaya, R., Meza, J. and Barrionuevo, H., 1995. El complejo Volcánico Sarpane y relación a la mineralización epitermal, Distrito Minero de Orcopampa, Arequipa, Perú. Sociedad Geológica del Perú, Volumen Jubilar Alberto Benavides, pp. 127 – 133.
- Jannas, R., 1999. Resumen Consultoría Proyecto Chipmo. Compañía de Minas Buenaventura. Reporte Interno.

- Jensen, S. 1996a. Geological, Geochemical and Geophysical Summary Report of the third stage program on the Poracota Property. Cotahuasi JV. Compañía de Minas Buenaventura. Reporte Interno.
- Jensen, S. 1996b. Diamond Drilling and geological summary report on the Poracota Property. Cotahuasi JV. Compañía de Minas Buenaventura. Reporte Interno.
- Janus, R., 1995. Reduced and oxidized high sulfidation deposits of the el Indio District, Chile: Unpublished PhD. Dissertation, Cambridge, Harvard University, 400 pg.
- Kaneoka, I. and Guevara, C., 1984. K/Ar age determination of the late Tertiary and Quaternary Andean volcanic rocks, southern Perú. *Geochemical journal*, vol. 18, pp. 233 – 239.
- Kawashita, K., 1972. O método Rb/Sr em rochas sedimentares. Aplicação para as bacias do Paraná e Amazonas. Tese de Doutorado. IG/USP, 111pg.
- King, A.R., 1992. Geology and gold mineralization in the Chilean Andes: Unpublished PhD. Dissertation, London, Imperial College, 365 pg.
- Lucassen, F., Becchio, R., Harmon, R., Kasemann, S., Franz, G., Trumbull, R., Wilke, H., Romer, R., Dulski, P., 2001, Composition and density model of the continental crust at an active continental margin-the Central Andes between 21°S and 27°S: *Tectonophysics*, vol. 341, pp. 195-223.
- Ludwing, K.R., 1993. Isoplot: a plotting and regression program for radiogenic-isotope data, version 2,70. *USGS open-file Report 91-445*, 42pg.
- Macfarlane, A.W., Marcet, P., LeHuray, A.P., Petersen, U., 1990. Lead isotope provinces of the central Andes inferred from ores and crustal rocks. *Economic Geology*, vol. 85, pp. 1857 - 1880.
- Machare, J., 1993. Estudio structural del sector Este de la veta Calera, Orcopampa. Compañía de Minas Buenaventura. Reporte Interno.
- Mancano, D. and Campbell, A., 1995. Microthermometry of enargite –hosted fluid inclusions from the Lepanto, Philippines, high sulfidation Cu – Au deposits: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, V. 59, pp 3909 – 3916.
- Mamani, M., 2006. Variations in magma composition in time and space along the Central Andes (13°S – 18°S). Dissertation der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultäten der Georg. Theses Degree of PhD. In the Graduate Göttingen University. 123 pg.
- Marcoux, E and Milési, J.P., 1990. Lithostructural setting of the Orcopampa (Au, Ag), Shila (Au, Ag) and Layo (Cu, Sn, Au) epithermal mineralization (south Perú): Mineralogical and geochemical indicators as a guide to gold and silver deposits. BRGM report. Compañía de Minas Buenaventura.

- Mauler, A. 2003a. Estudio por microscopía electrónica de barrido y energía dispersiva de rayos X de dos muestras, sondajes diamantinos CPO-03 y CPO-08-2003. Compañía de Minas Buenaventura. Reporte Interno.
- Mauler, A. 2003b. Estudio por microscopía electrónica de barrido y energía dispersiva de rayos X de cinco muestras, sondaje CPO-12-2003. Compañía de Minas Buenaventura. Reporte Interno.
- Mayta, O. and Lavado, M., 1995. Controles estructurales de la mineralización de la veta Calera, Orcopampa –Arequipa, Sur-Perú. Sociedad Geológica del Perú, Volumen Jubilar Alberto Benavides, pp. 193 – 204.
- Mayta, O., 1999. Yacimiento Aurífero Chipmo, Primer volumen de monografías de yacimientos minerales peruanos. Historia, Exploración y Geología. Instituto de Ingenieros de Minas del Perú, pp 37 – 49.
- Mc Clay K., 1999, The Mapping of Geological Structures, Geol. Soc. London. 161 p.
- Mckee, E. and Noble, D.C., 1982. Miocene volcanism and deformation in the western cordillera and high plateaus of south-central Perú. Geological Society of America Bulletin, vol. 93, pp. 657 – 662.
- Minster, J., and Jordan, T., 1978. Present-day plate motions: Journal of Geophysical Research, v. 83, p. 5331-5354.
- Miranda, M., Sarmiento, J.C., Rivadeneira, M. y Andrade F. 2005. Campaña de exploraciones 2005. Compañía de Minas Buenaventura. Reporte Interno.
- Miranda, M. y Vidal, C., 2006. Estratigrafía volcánica, geocronología, paragénesis e inclusiones fluidas en el yacimiento de oro epitermal Poracota. Sociedad Geológica del Perú, XIII Congreso Peruano de Geología, resúmenes extendidos, pp. 761 – 764.
- Nash, J.T. 1976. Fluid inclusion petrology-data from porphyry copper deposits and applications to exploration: U.S. Geological Survey, professional paper 907-D, p. 16.
- Nelson, E. 2005. Exploration-oriented structural geological analysis of Orcopampa region brownfields project, southern Perú. Compañía de Minas Buenaventura. Reporte Interno.
- Noble, D.C. and Mckee, E.H., 1982. Nevado Portuguesa volcanic center, Central Perú: A Pliocene central volcano-collapse caldera complex with associated silver mineralization. Economic Geology, vol. 77, pp. 1893 – 1900.
- Noble, D.C., Wise, J. and Vidal, C. 1995. Episodes of Cenozoic extension in the Andean Orogen of Perú and their relation to compression, magmatic activity and mineralization. Sociedad Geológica del Perú. Volumen Jubilar Alberto Benavides. Pp 33 – 46.

- Noble, D.C. 1999. Bad age obtained on tuff capping mineralization in the Chipmo area. Compañía de Minas Buenaventura. Reporte Interno.
- Noble, D.C. 2002. The Chipmo rhyolite – A new rock unit at Orcopampa. Compañía de Minas Buenaventura. Reporte Interno.
- Ocharan, G., 1999a. Mineralogical investigation of six Au-Ag ore samples. Cia de Minas Buenaventura. Reporte Interno.
- Ocharan, G., 1999b. Ore microscopic investigation of seven drill cores samples from a precious metal project in southern Perú. Compañía de Minas Buenaventura. Reporte Interno.
- Ocharan, G., 2002. Estudio mineralógico, Microanalítico y difractométrico de cinco muestras auríferas. Compañía de Minas Buenaventura. Reporte Interno.
- Ocharan, G., 2005a. Estudio minerográfico de las muestras 90260 / 90267 y Nv. 785/EST-3N. Compañía de Minas Buenaventura. Reporte Interno.
- Ocharan, G., 2005b. Estudio mineralógico y microanalítico de seis muestras dos del Nv. 4,720 y cuatro del Nv. 4,785. Compañía de Minas Buenaventura. Reporte Interno.
- Ocharan, G., 2005c. Estudio mineralógico y microanalítico de cinco muestras del Manto Dorado Inferior y cuatro muestras de la Veta 1900 del nivel 720 del Prospecto Poracota. Compañía de Minas Buenaventura. Reporte Interno.
- Omni, 1998a. Análisis por microscopia electronica de barrido y energia dispersiva de rayos X de 4 muestras. Compañía de Minas Buenaventura. Reporte Interno.
- Omni, 1998b. Análisis por microscopia electronica de barrido y energia dispersiva de rayos-X de 1 muestra. Compañía de Minas Buenaventura. Reporte Interno.
- Padilla, R., 2003. Description and Evolution of the Escondida Porphyry Copper Deposit, Antofagasta Region, Northern Chile. A Dissertation Submitted to the Faculty of the Department Of Geosciences In Partial Fulfillment of the Requirements For the Degree of PhD. In the Graduate College The University Of Arizona.
- Palacios, O., de la Cruz, J., Klinck, B., Allison, R. and Hawkins, M., 1993. Geología de la Cordillera Occidental y Altiplano al oeste del Lago Titicaca – sur del Perú. INGEMMET y British Geological Survey, Serie A, Boletín 42, 257pp.
- Petersen, E.U., Petersen U. and Hackbarth, C. 1990. Ore zoning and tetrahedrite compositional variation at Orcopampa, Peru. Department of Geology and Geophysics, University of Utah, United States.
- Petersen, U. 1993. Estudio Geoquímico de Orcopampa. Compañía de Minas Buenaventura. Reporte Interno.

- Petersen, U. 1999. Greater Orcopampa district. Compañía de Minas Buenaventura. Reporte Interno.
- Petersen, U. 2001. Geoquímica de Nazareno y exploración de Chipmo. Compañía de Minas Buenaventura. Reporte Interno.
- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins: In C. Hawkesworth, Norry, MJ (Editor), Continental basalts and xenoliths. Shiva, Nantwich, pp. 230 - 272.
- Pilger, R.H., 1984. Cenozoic plate kinematic, subduction and magmatism: South American Andes. *Journal of the Geol. Soc. London*, vol. 141, pp. 793 - 802.
- Puig, A., 1988. Geologic and metallogenic significance of the isotopic composition of lead in galenas of the Chilean Andes. *Economic Geology*, vol. 83, pp. 843 – 858.
- Potter, R. and Brown, D., 1977. The volumetric properties of aqueous sodium chloride solutions from 0° to 500 °C at pressures up to 2000 bars based on a regression of available data in the literature. *Geol. Surv. Bull.* 1421-C, pp 1 – 36.
- Rancon, P., 1989. Etude géo-volcanologique des prospectes d'or et d'argent épithermaux d'Orcopampa-Layo et Shila (département d'Arequipa, Pérou). Rapport, BRGM, N°. 89, PER 059 GEO.
- Richards, J.P., McCulloch, M.T., Chappel, B.W. and Kerrich, R., 1991. Sources of metals in the Porgera gold deposit, Papua New Guinea: evidence from alteration, isotope and noble gas geochemistry. *Economic Geology*, vol. 55, pp. 565 – 580.
- Rickwood, P., 1989, Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements: *Lithos*, vol. 22, pp. 247 - 263.
- Roedder, E., 1979. Origin and significance of magmatic inclusions, *Bull. Mineral.* Pp 487 – 510.
- Roedder, E. and Bodnar, R.J., 1980. Geological pressure determination from fluid inclusion studies: *Annual Rev. Earth Planet. Sci.*, vol. 8, pp. 263-301.
- Roedder, E., 1984. Fluid Inclusions. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy, Vol. 12, 644 p. Samson, A. Anderson, D. Marshall (eds): Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation Mineralogical Association of Canada 2003, Short Course Series, vol. 32, 374 pp.
- Roedder, E., 1992. Optical microscopy identification of phases in fluid inclusions in minerals. *Microscope*, vol. 40, pp. 59 - 79.
- Salazar, J.C., Mayta, O. y Gamarra, L. 2003. Mineralización de Oro en la Veta Nazareno. XXVI Convención Minera del Perú. Compañía de Minas Buenaventura.

- Saez, J. 2003a. Estudio al microscopio de 04 muestras (secciones pulidas) del Proyecto Poracota. Compañía de Minas Buenaventura. Reporte Interno.
- Saez, J. 2003b. Estudio al Microscopio de 04 muestras (dos secciones delgadas y dos secciones pulidas). Compañía de Minas Buenaventura. Reporte Interno.
- Saez, J. 2003c. Estudio al Microscopio de 05 muestras (secciones pulidas) del Proyecto Poracota. Compañía de Minas Buenaventura. Reporte Interno.
- Samson, I., Anderson, A. and Marshall, D. (eds), 2003: Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, vol. 32, 374 pp.
- Sander, M.V., and Black, J.E., 1988. Crystallization and recrystallization of growth-zoned vein quartz crystals from epithermal systems – implications for fluid inclusion studies. *Economic Geology*, vol. 83, pp. 1052 - 1060.
- Sébrier, M., Lavenue, A., Fornari, M., Soulas, J., 1988. Tectonic and uplift in Central Andes (Peru, Bolivia and northern Chile) from Eocene to present: *Géodynamique*, vol. 3, pp. 85 - 106.
- Sébrier, M., Soler, P., 1991. Tectonics and magmatism in the Peruvian Andes from Late Oligocene time to the present. Andean magmatism and its tectonic setting, *Geological Society of America Special Paper*, vol. 265, p. 259 - 276.
- Sempere, T., Hérail, G., Oller, and Bonhomme, M., 1990. Late Oligocene-early Miocene major tectonic crisis and related basins in Bolivia. *Geology*, vol. 18, pp. 946 – 949.
- Shepherd, T., Rankin, A.H., & Alderson, D.H.M. 1985. A practical guide to fluid inclusions studies, Blakie, Glasgow, 235 p.
- Sillitoe, R., Hedenquist, J., 2003. Linkages between volcanotectonic settings, ore fluid compositions, and epithermal precious metal deposits: *Society of Economic Geologists Special Publication 10*, pp 315 – 343.
- Simmons, S.F. and Christenson, B.W., 1994. Origins of calcite in a boiling geothermal system: *American Journal of Science*, vol. 294, pp. 361-400.
- Sourirajan, S., and Kennedy, G.C., 1962. The system H₂O-NaCl at elevated temperatures and pressures: *Amer. J. of Sci.*, vol. 260, pp. 115 - 141.
- Stacey, J.S. and Kramers J.D., 1974. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 26 pp. 207 – 221.
- Sverjensky, D.A., Hemley, J.J., and D'Angelo, W.M., 1991. Thermodynamic assessment of hydrothermal alkali feldspar-mica-aluminosilicate equilibria: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 55, pp. 989 - 1004.

- Swanson, K.E., Noble, D.C., Mc.Kee, E.H. and Gibson, P.C. 1993. Collapse Calderas and other Neogene Volcanic and Hydrothermal features of the Chila Cordillera and Adjacent Areas, Southern Perú. Geological Society of América Bulletin, vol. 25, pp. 154.
- Swanson, K.E., 1998. Geology of the Orcopampa 30 Minute Quadrangle, Southern Perú, with Special Focus on the Evolution of the Chinchón and Huayta calderas. A dissertation submitted for the degree of Doctor of Philosophy in Geology. University of Nevada, Reno.
- Tassinari, C.C.G., Mellito, K.M. and Babinski, M., 2003. Age and origin of the Cu (Au-Mo- Ag) Salobo 3 A ore deposit, Carajas mineral province, Amazonian craton, northern Brazil. Episodes, vol. 26, pp 2-9.
- Tatsumoto, M., Knight, R.J. and Allegre, C.J., 1986. Time differences in the formation of meteorites as determined from the ratio of lead-207 to lead-206. Science, 180, pp. 1279 – 1283.
- Tegyey, M., 1988. Etude pétrographique détaillée de 46 lames minces de roches volcaniques du Pérou. Note technique 88 Geo, GSB 155, pp. 22.
- Tosdal, R.M., Farrar, E., Clark, A.H., 1981, K-Ar geochronology of the late Cenozoic volcanic rocks of the Cordillera Occidental, southernmost Peru: Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol. 10, pp. 157 - 173.
- Tosdal, R.M., 1996. The Amazon-Laurentian connection as viewed from the Middle Proterozoic rocks in the central Andes, western Bolivia and northern Chile: Tectonics, vol. 15, p. 827 - 842.
- Tosdal, R.M., and 15 others., 1993. Summary of Pb isotope compositions in epithermal precious - metal deposits, Orcopampa area of southern Peru, Berenguela area of western Bolivia, and Maricunga belt in north-central Chile, in investigaciones de metales preciosos en el complejo volcanico Neogenico - Cuaternario de los Andes Centrales: La paz, Servicio Geológico de Bolivia, Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile, Instituto Geológico Minero y Metalurgico, Perú, and U.S. Geological Survey, pp. 47 - 55.
- Tosdal, M., Gibson, P. and Noble D.C. 1995. Metal sources for miocene precious-metal veins of the Orcopampa, Shila, Cailloma and Arcata mining districts, southern Perú. Sociedad Geológica del Perú, Volumen Jubilar Alberto Benavides. Pp 311 -326.
- Tosdal, M., Wooden, J. and Bouse, R. 1999. Application of Radiogenic Isotopes to ore deposit research and exploration. Reviews in *Economic Geology*, 1999; Vol. 12.

- Vearncombe, J.R., 1993. Quartz vein morphology and implications for formation depth and classification of Archaean gold-vein deposits. *Ore Geology reviews*, vol. 8, 407 – 424.
- Uruzova, M.A., 1975. Phase equilibria and thermodynamic characteristics of solutions in the systems NaCl-H₂O and NaOH-H₂O at 350-550°C: *Geochem*, vol. 1974, pp. 994 - 950.
- Velasco, F. 2004. Introducción al estudio de las inclusiones fluidas. Curso Latinoamericano de Metalogénica UNESCO-SEG 2004 CRICYT, Mendoza, Argentina del 17 al 28 de agosto de 2004.
- Vicente, J., 1981. Elementos de la Estratigrafía mesozoica sur-peruana. In *Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de America del Sur* (Buenos Aires), vol. 1, pp. 319 – 351.
- Vidal, C. 2005. Memorándum, Mineralogía Poracota. Compañía de Minas Buenaventura. Reporte Interno.
- Wilson, M., 1989, *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*, Chapman & Hall, 466 p.
- Wörner, G., Moorbath, S., Harmon, R.S., 1992. Andean Cenozoic volcanics reflect basement isotopic domains: *Geology*, vol. 20, pp. 1103 - 1106.
- Zartman, R.E. and Doe, B.R. 1981. Plumbotectonics – The Model. *Tectonophysics*, Vol. 75, pp. 135 – 162.