



Red DESIR

MÁSTER INTERNACIONAL  
APROVECHAMIENTO SOSTENIBLE DE LOS  
RECURSOS MINERALES

TESIS DE MAESTRÍA

*“Geocronología, Petrografía, Alteraciones e Isótopos de  
Pb y Sr del Complejo Porfirítico (Cu-Au) Utupara –  
Aplicaciones a la Exploración Minera  
Antabamba-Apurímac-Perú”*

Alberto Bustamante Romani

Setiembre - 2008





Red DESIR

MÁSTER INTERNACIONAL  
APROVECHAMIENTO SOSTENIBLE DE LOS  
RECURSOS MINERALES

Línea:

Recursos Minerales

TESIS DE MAESTRÍA

*“Geocronología, Petrografía, Alteraciones e Isótopos de  
Pb y Sr del Complejo Porfirítico (Cu-Au) Utupara –  
Aplicaciones a la Exploración Minera  
Antabamba-Apurímac-Perú”*

Alberto Bustamante Romani

Setiembre - 2008



CURSO 2007-2008

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

Como director del Trabajo,

Autorizo la presentación de la Tesis de Maestría

*“Geocronología, Petrografía, Alteraciones e Isótopos de Pb y Sr del  
Complejo Porfirítico (Cu-Au) Utupara – Aplicaciones a la Exploración  
Minera  
Antabamba-Apurimac-Perú”*

Realizado por  
*Alberto Bustamante Romaní*

Bajo mi dirección  
y

**Pere Hernández Iñigo**



Firmado: **Prof. Colombo Celso Gaeta Tassinari**

Fecha: .....



## Red DESIR

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

Presidente: \_\_\_\_\_

Vocal: \_\_\_\_\_

: \_\_\_\_\_

Secretario: \_\_\_\_\_

Realizado el acto de defensa y lectura de la Tesis de Maestría el día \_\_ de \_\_\_\_\_ de 2008

EL PRESIDENTE

LOS VOCALES

EL SECRETARIO



## AGRADECIMIENTOS

A la Compañía Alturas Minerals Corp. a través del Dr. Miguel Cardozo Presidente Ejecutivo que hizo posible el estudio y desarrollo de la presente tesis, al Gerente de Exploraciones y tutor Ingeniero Pere Hernández por la supervisión, sugerencias y facilidades prestadas.

A mi director de tesis: Dr. Colombo Tassinari por su supervisión y correcciones al presente trabajo, además de su amistad y ayuda desinteresada y por todo el apoyo brindado durante mi estadía en Sao Paulo Brasil.

Al Ingeniero Jorge Merino Jefe de Proyecto de Utupara durante el tiempo que desarrollé los trabajos de campo, por sus comentarios y sugerencias y por las facilidades prestadas en el campamento, asimismo a los geólogos de exploraciones del Proyecto Noemí Motta, Alberto Paz, Rubén Hinostroza y Marcos Gervassi por sus valiosos comentarios y ayuda en el campo.

A todo el personal del Instituto de Geociencias de la Universidad de Sao Paulo especialmente del Laboratorio de Geocronología por la ayuda desinteresada en la preparación y análisis químico de las muestras.

A los Ingenieros Carlos Rojas y Nora Revollé catedráticos de la Escuela de Geología de la UNI por las facilidades prestadas en el uso de microscopios del Laboratorio de Microscopía y por sus sugerencias y comentarios.

A mi compañero de estudios Ingeniero Raymond Rivera por sus valiosos comentarios a este trabajo y por el intercambio de ideas durante nuestra permanencia en el Instituto de Geociencias de Sao Paulo.

En forma especial a mi esposa. Luz Cabrera por la revisión del manuscrito y sus sugerencias.

**DEDICADO :**

*A mis padres Eufracio y Justina como un testimonio de mi infinito agradecimiento por toda una vida de esfuerzos y sacrificios y por inculcarme los valores que ahora poseo.*

*A mi esposa Luz por la infinita paciencia y apoyo que me brindó en todo momento para culminar con esta meta.*

*A mis hijos Diego y Daniel por permitirme robarles mucho del tiempo en que merecía estar ellos. Los quiero.*

## INDICE

<b>RESUMEN</b>	I
<b>ABSTRACT</b>	II
<b>CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN</b>	<b>1</b>
1.1 Presentación	1
1.2 Planteamiento del problema	1
1.3 Objetivos	2
1.3.1 Objetivos generales	2
1.3.2 Objetivos específicos	2
1.4 Ubicación y acceso	3
1.5 Consideraciones generales	3
1.5.1 Base topográfica	3
1.5.2 Geomorfología y fisiografía	5
1.5.3 Características climáticas	5
1.5.4 Red hidrográfica	7
1.5.5 Fauna y flora	7
1.5.6 Demografía y comunidades	9
<b>CAPITULO II: ESTADO DEL ARTE</b>	<b>10</b>
2.1 Antecedentes	10
2.2 Los sistemas porfíricos de Cu-Au	11
2.2.1 Alteraciones hidrotermales en pórfidos	12
2.3 Geocronología e isótopos de plomo y estroncio	15
2.3.1 Geocronología	15
2.3.2 Método K-Ar	18
2.3.3 Isótopos de estroncio	18
2.3.4 Isótopos de plomo	19
2.3.5 Modelos de evolución isotópica de Pb	21
2.3.5.1 Modelo de evolución del Pb en doble estadio de Stacey y Kramers	21
2.3.5.2 Modelo de la Plumbotectónica de Zartman y Doe	22
2.3.6 Provincias Isotópicas de Pb	25
<b>CAPITULO III: METODOLOGIA DE TRABAJO</b>	<b>30</b>
3.1 Recopilación de información	30
3.2 Trabajos de campo	30
3.3 Trabajos analíticos	30
3.3.1 Estudios petro-minerográficos	30

3.3.2	Análisis de muestras para datación y composiciones isotópicas	32
<b>CAPITULO IV: MARCO GEOLOGICO REGIONAL</b>		<b>34</b>
4.1	Estratigrafía regional	34
4.1.1	Mesozoico	34
4.1.2	Cenozoico	37
4.2	Rocas Ígneas	42
4.3	Geología estructural	44
<b>CAPITULO V: TRABAJOS REALIZADOS</b>		<b>48</b>
5.1	Caracterización petrográfica	48
5.1.1	Rocas intrusivas	49
5.1.2	Rocas metamórficas	57
5.1.3	Brechas	60
5.2	Alteraciones hidrotermales	62
5.2.1	Alteración potásica temprana	62
5.2.2	Alteración potásica principal	65
5.2.3	Alteración potásica tardía	66
5.2.4	Alteración propilítica	68
5.2.5	Alteración sericítica	69
5.2.6	Alteración argílica	69
5.2.7	Alteración calco-silicatada	70
5.3	Mineralización	72
5.3.1	Zona de Brecha Intrusiva	74
5.3.2	Zona de Skarn	75
5.3.3	Zona de mantos	78
5.3.4	Zona de vetas	78
5.4	Geocronología y geoquímica isotópica	79
5.4.1	Preparación de muestras	79
5.4.2	Características de los minerales analizados	82
5.4.3	Ataque químico	84
5.4.4	Lectura en el espectrómetro	85
<b>CAPITULO VI: DISCUSION E INTERPRETACION</b>		<b>86</b>
6.1	Petrología	86
6.2	Paragénesis	88
6.3	Isótopos de plomo	90
6.3.1	Presentación de resultados e interpretación de las razones isotópicas	

de Pb	90
6.3.2 Modelo de evolución de Pb en 2 estadios de Stacey y Kramers	92
6.3.3 Modelo Plumbotectónico de Zartman & Doe	93
6.3.4 Ubicación del área de Utupara dentro de las Provincias isotópicas de Pb	95
6.3.5 Comparaciones de las razones isotópicas de Pb de Utupara con otros depósitos	96
6.4 isótopos de estroncio	98
6.4.1 Isotopos de Sr como indicador del potencial de depósitos porfiríticos	99
6.5 Geocronología	100
6.5.1 Edades K-Ar del intrusivo diorítico Utupara	100
6.5.2 Comparación de edad modelo Pb-Pb de Utupara con edades radiométricas de depósitos porfiríticos de Cu-Au del batolito de Andahuaylas – Yauri	101
<b>CAPITULO VII: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES</b>	<b>104</b>
<b>CAPITULO VIII: REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS</b>	<b>107</b>

## RELACIÓN DE FIGURAS

- Figura 1.1: Mapa de ubicación del Proyecto Utupara.
- Figura 1.2: Mapa de Unidades Geomorfológicas de Utupara.
- Figura 1.3 Mapa de Cuencas Hidrográficas del área de Utupara.
- Figura 2.1 Franjas de pórfidos cupríferos en el mundo y su relación con la tectónica global y cadenas de plegamiento (Sawkins, 1984).
- Figura 2.2 Zonación de alteración y mineralización según Lowell & Gilbert , 1970.
- Figura 2.3 Modelo esquemático de un sistema porfirítico andino basado en los trabajos de Burnham (1979); Burnham y Ohmoto (1980) y Fournier (1999), modificada por Camus (2003).
- Figura 2.4 Modelo de evolución de Pb de 2 estadios de Stacey y Kramers (1975).
- Figura 2.5 Diagrama  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  del modelo de la Plumbotectónica Uranogénico de Zartman y Doe (1981).
- Figura 2.6 Diagrama  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  del modelo de la Plumbotectónica Toriogénico de Zartman y Doe (1981).
- Figura 2.7 Provincias isotópicas de Pb de los Andes Centrales mostrando las ubicaciones respectivas de los depósitos minerales (Macfarlane et al, 1990).
- Figura 2.8 Mapa de Provincias Isotópicas de Pb y diagramas  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (Macfarlane et al., 1990) modificado por Tosdal, et al., 1999).
- Figura 3.1 Diagramas de clasificación QAPF publicada por R. W. Le Maitre y colaboradores en 1989.
- Figura 3.2 Clasificación de alteraciones hidrotermales de Corbert y Leach (1998) de acuerdo a las asociaciones minerales, pH y T°.
- Figura 4.1 Afloramiento del Grupo Yura en Utupara.
- Figura 4.2 Afloramiento de secuencias Cretácicas en Utupara.
- Figura 4.3 Contacto del Grupo Yura con Intrusivo Utupara.
- Figura 4.4 Afloramiento de secuencias calcareas de la Formación Ferrobamba.
- Figura 4.5 Afloramiento del Grupo Puno
- Figura 4.6 Mapa Geológico Regional del Área de Utupara.
- Figura 4.7 Columna Litoestratigráfica Regional del Área de Utupara.

- Figura 5.1 Mapa de ubicación de muestras para datación e isotopos de Pb y Sr
- Figura 5.2 Muestras de mano y afloramiento de lamprófido de biotita
- Figura 5.3 Muestra de mano y fotomicrografías de diorita
- Figura 5.4 Muestra de mano y de afloramiento de diorita porfirítica.
- Figura 5.5 Muestra de mano, sondaje y fotomicrografía de monzonita.
- Figura 5.6 Muestra de mano y fotomicrografía de dique pórfido monzodiorítico
- Figura 5.7 Muestras de dique pórfido monzonítico de biotita.
- Figura 5.8 Muestras de mano de dique andesítico.
- Figura 5.9 Muestras y afloramiento de dique félsico.
- Figura 5.10 Muestras de mano y fotomicrografías de dique de monzonita porfirítica.
- Figura 5.11 Muestra de mano, afloramiento y fotomicrografías de cuarcita.
- Figura 5.12 Muestra de mano y fotomicrografía de mármol.
- Figura 5.13 Muestras de mano de brecha tectónica.
- Figura 5.14 Muestras de mano, sondaje y afloramiento de brecha intrusiva.
- Figura 5.15 Mapa de Unidades Litológicas del Proyecto Utupara.
- Figura 5.16 Alteración potásica Temprana
- Figura 5.17 Muestras de sondaje de de diorita con alteración potásica principal.
- Figura 5.18 Muestra de mano y fotomicrografías de alteración potásica principal.
- Figura 5.19 Muestras de mano y fotomicrografías de alteración potásica tardía.
- Figura 5.20 Muestras de mano y fotomicrografías de alteración propilítica.
- Figura 5.21 Muestra de mano, afloramiento y fotomicrografía de alteración sericítica.
- Figura 5.22 Muestra de mano y afloramiento de alteración argílica.
- Figura 5.23 Alteración calcosilicatada.
- Figura 5.24 Fotomicrografías de alteración calcosilicatada.
- Figura 5.25 Mapa de Alteraciones hidrotermales del Proyecto Utupara.
- Figura 5.26 Muestras de sondaje mostrando estilos de mineralización en brecha intrusiva.
- Figura 5.27 Muestras de mano y fotomicrografías de mena de Brecha Intrusiva mineralizada.
- Figura 5.28 Estilos de mineralización en la zona de skarn.

- Figura 5.29 Fotomicrografías de la zona de skarn.
- Figura 5.30 Muestras de mano, afloramiento y fotomicrografía de manto y vetas.
- Figura 5.31 Chancado y pulverización de muestras.
- Figura 5.32 Equipo de molino para pulverizar a  $75\mu$ .
- Figura 5.33 Tamices y separador magnético.
- Figura 5.34 Equipo para separación por líquidos densos.
- Figura 5.35 Equipo utilizado en separación manual.
- Figura 5.36 Separación manual de Minerales.
- Figura 5.37 Equipo y reactivos para ataque químico.
- Figura 6.1 Composiciones y fases del Batolito de Andahuaylas-Yauri Perello et al., (2003).
- Figura 6.2 Diagrama esquemático mostrando las secuencias intrusivas del Complejo Utupara.
- Figura 6.3 Secuencia paragenética de la mineralización hipógena en la zona de pórfido.
- Figura 6.4 Secuencia paragenética de la zona de skarn.
- Figura 6.5 Comparación de rangos de razones isotópicas de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  de la mineralización y la roca de caja en el área de Utupara.
- Figura 6.6 Diagrama de composiciones isotópicas de plomo  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  para las muestras de mena y roca fresca del área de Utupara usando como referencia la curva de evolución isotópica de Pb establecida para el modelo de Stacey & Krammers (1975).
- Figura 6.7 Diagrama de composiciones isotópicas de  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  para las muestras de mena y roca fresca del área de Utupara usando como referencia las curvas de evolución isotópica de Pb establecidas para el modelo Plumbotectónico- Uranogénico de Zartman & Doe (1981).
- Figura 6.8 Diagrama de composiciones isotópicas de  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  para las muestras de mena y roca fresca del área de Utupara usando como referencia las curvas de evolución isotópica de Pb establecidas para el modelo Plumbotectónico- Toriogénico de Zartman & Doe (1981).
- Figura 6.9 Mapa Provincias isotópicas de Pb de los Andes Centrales y diagramas Thorogénicos.
- Figura 6.10 Comparación de razones isotópicas de Pb de Utupara con otros depósitos peruanos. A) Mapa de ubicación de depósitos con sus respectivas provincias mineralizadas; B) Diagrama  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  mostrando comparación isotópica de Pb de distintos depósitos.

- Figura 6.11 Comparación de edades, relaciones isotópicas iniciales de  $Sr^{87}/Sr^{86}$  y tonelajes calculados para distintos depósitos porfiríticos de Chile. (Cedido por F. Munizaga in Tassinari, 2006).
- Figura 6.12 Distribución y edades K-Ar del batolito de Andahuaylas-Yauri (Perello et al., 2003).
- Figura 6.13 Distribución de pórfidos y skarn de Cu relacionados al Batolito de Andahuaylas-Yauri, (Perello et al., 2003).
- Figura 6.14 Distribución de edades de de depósitos porfiríticos de Cu y prospectos del cinturón Andahuaylas – Yauri. (Perello et al., 2003).

### RELACIÓN DE TABLAS

- Tabla 1.1 Distancia y vías de acceso al Proyecto Utupara.
- Tabla 1.2 Relación de cartas topográficas y escalas utilizadas en el área de Utupara.
- Tabla 2.1 Relación de depósitos minerales en base a los cuales se dividió a los Andes Centrales en Provincias a partir de sus relaciones isotópicas de Pb (Macfarlane et al, 1990).
- Tabla 3.1 Relación de muestras para datación y análisis isotópico.
- Tabla 6.1 Resultados isotópicos de Pb del área de Utupara.
- Tabla 6.2 Resultados de relaciones  $^{87}Rb/^{86}Sr$  y  $^{87}Sr/^{86}Sr$  del área de Utupara.
- Tabla 6.3 Edades K-Ar del complejo porfirítico Utupara.
- Tabla 6.4 Edades de alteración para algunos sistemas porfiríticos del cinturón Andahuaylas-Yauri (Perelló et al. 2003).

## RESUMEN

El Complejo porfirítico (Cu-Au) Utupara se encuentra incluido dentro de la franja metalogenética del batolito de Andahuaylas–Yauri el cual hospeda depósitos de tipo pórfido-skarn de Cu-Au+Mo. Secuencias clásticas y carbonatadas de edad Mesozoicas son intruidas por un sistema polifásico que ha evolucionado desde fases intermedias en la etapa de pre-mineralización caracterizado por cuerpos de composición diorítica hasta fases más ácidas en la etapa de mineralización con presencia de monzonitas y monzodioritas; una etapa final posterior a la mineralización está caracterizada por la presencia de diques de composición principalmente andesítica que cortan indistintamente a todas las intrusiones previas.

Fallas de rumbo NNW-SSE y NE-SW controlan la alteración y mineralización, la alteración es predominantemente potásica con sobre-imposición de fases sericiticas y propiliticas. Se han identificado tres estadios principales de alteración hidrotermal: el Estadio I caracterizado por una fase potásica temprana con bt-mt-FK-py±cpy que afecta al Complejo intrusivo diorítico en grandes extensiones de manera pervasiva, el Estadio II caracterizado por una fase potásica principal relacionada a la ocurrencia de una brecha intrusiva mineralizada de orientación N-S y a intrusiones monzoníticas, con paragénesis FK- bt - ab - mt - py -cpy, y es esta fase hidrotermal la que concentra los valores más altos de Cu y Au; el Estadio III caracterizado por una fase potásica tardía con paragénesis FK- ab ± py, es notorio en este caso el control estructural relacionado a estructuras menores, no es tan relevante desde el punto de vista económico.

Estudios de isótopos de Pb en las menas y rocas hospedantes sugieren como fuente principal de la mineralización a rocas de la corteza superior, las razones isotópicas de  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  de las muestras de sulfuros siguen la misma tendencia de la curva de evolución de Pb de la roca intrusiva hospedante lo que sugiere que existió una participación mayoritaria del intrusivo diorítico en la mineralización, esto se corrobora debido a la homogeneidad de los valores que indicarían una circulación de fluidos dentro del propio intrusivo.

La edad modelo Pb-Pb de 51 Ma obtenida en las muestras de sulfuros no garantiza una edad para la mineralización sin embargo sugiere una edad más antigua para esta al ser comparada con edades radiométricas K-Ar obtenidas por otros autores para depósitos hospedados en este batolito. Edades K-Ar de  $63.1 \pm 2.4$  y  $61.5 \pm 2.5$  Ma en biotita obtenidas en muestras del intrusivo diorítico indicarían edades de enfriamiento del pórfido a  $300\text{ }^{\circ}\text{C}$  lo que apunta a que la mineralización habría ocurrido aproximadamente 10 Ma después de la cristalización de la roca intrusiva.

Las relaciones iniciales de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.70625 y 0.70561) obtenidas muestran valores acordes con las relaciones iniciales de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  para los pórfidos de los Andes (0.7045-0.7080), además estos son valores típicos de la corteza asimismo los resultados obtenidos se refieren a la composición isotópica inicial del fluido mineralizante, resultante de la interacción con la roca hospedante.

### ABSTRACT

The porphyritic (Cu-Au) Utupara Complex is included inside metallogenetic belt Andahuaylas-Yauri batholite which has deposits (Cu-Au±Mo) porphyry – skarn style. Shallow-dipping Mesozoic clastic and carbonate rocks are intruded by polyphasic system which has evolved from intermediate phases in the pre-mineralization stage characterized by dioritic composition bodies up to more acidic phases in the mineralization stage with presence of monzonites and monzodiorites; a final stage afterward mineralization is characterized by dikes mainly andesitic composition that cut all the previous intrusions.

Important fault sets controlling alteration and mineralization strike NNW-SSE and NE-SW. Alteration is dominantly a potassic style with widespread sericitic and propylitic alteration overprints. Three hidrothermal alterations stages have been identified: stage I characterized by a early potassic phase with bt-mt-FK-py+cpy which affects to dioritic intrusive Complex in important extensions in a pervasive way; stage II is characterized by a main potassic phase related to the occurrence of an mineralized intrusive breccia of N-S orientation and monzonitics intrusions, with paragenetic sequence FK - bt - ab - m - py-cpy. This hidrothermal phase concentrates the highest values of Cu and Au; stage III is characterized by a late potásic phase with paragenetic sequence FK – ab + py. It is well-known in this case the structural control related for minor structures. It is not so relevant from the economic point of view.

Studies of Pb isotopes in the ores and host rocks suggest as principal source of the mineralization to rocks of the upper crustal. The isotope ratios  $^{208}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  and  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  in sulfides samples follow the same tendency of Pb isotope growth curve of host intrusive rock. It suggests that existed a majority participation of the intrusive diorítico in the mineralization. It is confirmed due to the homogeneity of the isotopic ratios that indicate a fluids circulation inside the intrusive.

The model age Pb-Pb of 51 Ma obtained in the samples of sulfides does not guarantee an age for the mineralization nevertheless It suggests a more ancient age when is compared with radiométricas K-Ar ages obtained by other authors for deposits hosted at this batholite. K-Ar ages of 63.1 + 2.4 and 61.5 + 2.5 Ma in biotite obtained in samples of the dioritic intrusive would indicate cooling ages of the porphyry at 300 °C which suggest that the

mineralization would have occurred around 10 Ma after the crystallization of the intrusive rock.

The initial ratios of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.70625 and 0.70561) show values according to the initial relations of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  for the Andean porphyry copper deposits (0.7045-0.7080), also these values are typical values of the crust as well the obtained results describe the initial isotopic composition of the mineralizing fluid, produced from the interaction with the host rock.

## **CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN**

### **1.1 PRESENTACIÓN**

El Proyecto de exploración Utupara perteneciente a la compañía Alturas Minerals Corp. es un prospecto en etapa de exploración que alberga distintos estilos de mineralización de Cu-Au como pórfido, skarn, mantos y vetas. Este prospecto está incluido dentro del batolito de Andahuaylas – Yauri ubicado en el sur de Perú el cual es reconocido como una importante provincia metalogenética para depósitos del tipo pórfido-skarn de Cu-Au-Mo y que hospeda importantes prospectos y depósitos minerales como Tintaya, Antapacay, Las Bambas, Los Chancas, Cotabambas etc.

El área de estudio cuenta con poca información publicada además de no contar con estudios detallados acerca de las características geológicas existentes, la información mas antigua se limita a datos de la mina de oro Utupara de los años 80s y a los trabajos de exploración llevados a cabo por la compañía Milpo entre los años 1997 - 2001, información más reciente son los trabajos sistemáticos de campo que vienen realizando Alturas Minerales desde 2007 a la fecha los cuales incluyen cartografiado geológico, geoquímica de superficie, geofísica y sondajes diamantinos

Con el desarrollo del presente trabajo de tesis se pretende contribuir con información mas precisa acerca de la litología, alteraciones, mineralización y datos geocronológicos y de geoquímica isotópica de tal manera que esta información pueda ser utilizada en el futuro en los trabajos de exploración del área sobretodo en la elección de nuevos sondajes diamantinos y la prospección distrital en los alrededores del Proyecto.

### **1.2 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA**

En el Proyecto Utupara se han venido realizando diversos trabajos de exploración producto del cual se cuenta con una importante información de campo sin embargo, no se han efectuado estudios detallados de las características litológicas, de alteración y mineralización que permitan tener una información mas exacta acerca de los procesos geológicos que ocurren en el área.

En el área de estudio que está incluida en el cinturón Andahuaylas –Yauri provincia metalogenética que alberga importantes depósitos de tipo pórfido y skarn, todavía no se han realizado estudios de geocronología y geoquímica isotópica en el intrusivo Utupara que permitan determinar con exactitud su edad así como la edad de la mineralización y el origen de de las fuentes de mineralización del sistema.

Con el presente trabajo de tesis se pretende obtener la información detallada que permita caracterizar geológicamente el área con respecto a la litología, alteraciones y mineralización; asimismo determinar edades radiométricas y el comportamiento isotópico de plomo y estroncio, con el propósito de ser usado en trabajos futuros de exploración a nivel local y distrital.

Debemos resaltar también que el estudio se ha centrado básicamente en los dos estilos principales de mineralización existentes (pórfido y skarn), asimismo la caracterización litológica, de alteraciones y mineralización se han realizado mediante estudios petro-mineragráficos de secciones delgadas y pulidas.

### **1.3 OBJETIVOS**

#### **1.3.1 Objetivos generales**

- Contribuir a la exploración de depósitos de tipo pórfidos y skarn en la franja metalogenética de Andahuaylas-Yauri con nuevos datos de edades K-Ar. y mediante la aplicación de isotopos de Pb y Sr.

#### **1.3.2 Objetivos específicos**

- Caracterizar la litología de las distintas fases intrusivas del Complejo intrusivo Utupara así como las secuencias sedimentarias que están en contacto con dicho intrusivo.
- Caracterizar los tipos de alteración hidrotermal que ocurren en el área y su relación con las fases intrusivas existentes.
- Realizar un primer estudio de la mineralización considerando que Utupara es un prospecto que todavía se encuentra en etapa de exploración.
- Establecer las secuencias geocronológicas de los episodios de alteración y mineralización considerando la existencia de dos estilos principales de mineralización (pórfido y skarn).
- Caracterizar las fuentes de la mineralización y su afinidad isotópica de Pb y Sr con los eventos plutónicos existentes en el área.
- Utilizar la información geológica obtenida para trabajos futuros como la ubicación de nuevos sondajes exploratorios así como en la exploración distrital en los alrededores del proyecto.

## 1.4 UBICACIÓN Y ACCESO

El área de estudio se encuentra ubicada aproximadamente a 530 km en línea recta al sureste de la ciudad de Lima, políticamente pertenece al distrito de Huaquirca, provincia de Antabamba, departamento de Apurímac. La altitud varía entre 3100 a 4500 msnm. El prospecto Utupara está incluida dentro de la carta topográfica a escala 1:100,000 de Antabamba (29-q)<sup>1</sup>.

Dada las características geográficas de ubicación del área el acceso por vía terrestre desde Lima se hace demasiado largo por lo que es recomendable seguir el siguiente itinerario:

**Tabla 1.1 :** Distancia y vías de acceso al Proyecto Utupara

Ruta	Vía de acceso	Kilómetros	Tiempo
Lima - Cusco	Aérea	740	1h.
Cusco – Abancay- Santa Rosa	Carretera asfaltada	260	4.5 h.
Santa Rosa - Antabamba	Carretera afirmada	75	3h.
Antabamba - Utupara	Trocha carrozable	12	1h.

La zona de estudio de Utupara cubre un área aproximada de 45 km<sup>2</sup>, siendo sus coordenadas centrales UTM en zona 18 y con Datum PSAD 56 las siguientes:

UTM Norte : 8 411 900

UTM Sur : 735 200

## 1.5 CONSIDERACIONES GENERALES

### 1.5.1 Base topográfica

Alturas Minerals utilizó distintas cartas y escalas para sus trabajos de exploración, de acuerdo al nivel de detalle requerido, también hizo uso de ortofotos para poder actualizar la topografía, inventariar las labores mineras y vías de acceso y principalmente para cartografiar los afloramientos, optimizando y mejorando de esta manera la precisión de los datos adquiridos en el campo.

---

<sup>1</sup> Instituto Geográfico Nacional

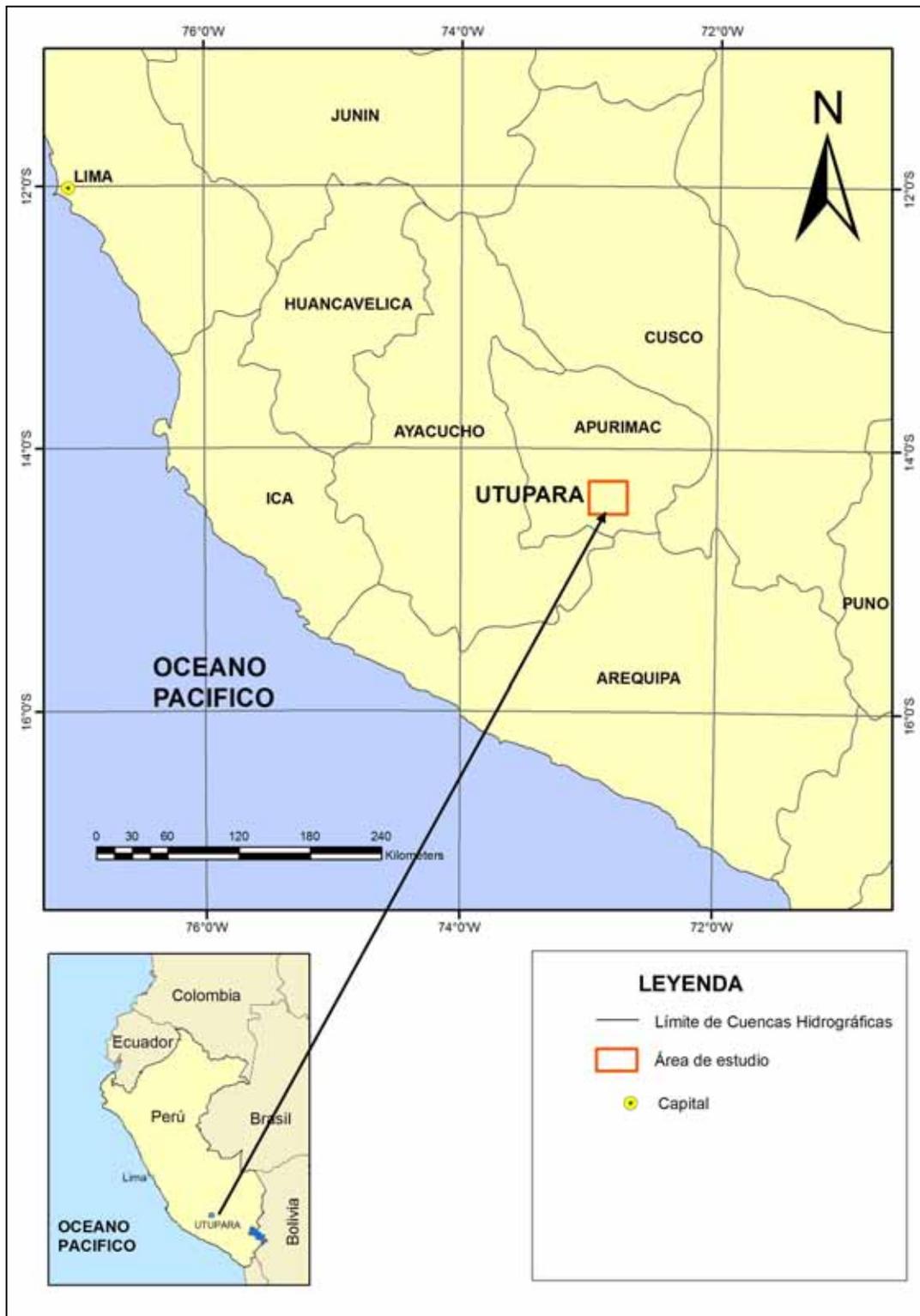


Figura 1.1: Mapa de Ubicación del Proyecto Utupara

Las cartas topográficas utilizadas en el área de estudio se pueden ver en la tabla 1.2.

**Tabla 1.2:** Relación de cartas topográficas y escalas utilizadas en el área de Utupara

Hoja	código	escala
Antabamba	29 -q	1:100,000
Antabamba	29q-III-NE	1:25,000
Chuñohuacho	29q-III-SE	1:25,000

### 1.5.2 Geomorfología y fisiografía

Según Pecho, V. (1981) dentro del área de estudio se pueden distinguir tres unidades geomorfológicas:

#### **Relieve Montañoso**

Corresponde a las partes de mayor altitud, formada por cadenas de montañas que siguen la orientación andina y cuyas altitudes están comprendidas entre 4,000 a 4,500 msnm

#### **Altiplanicie**

Estar caracterizada por una gran superficie de erosión, es la mas importante y de mayor extensión, la morfología es suave y se encuentran entre 4,000 a 4,500 msnm

#### **Valles**

Esta caracterizado por la presencia de valles profundos y encañonados por donde discurren los principales ríos que drenan la región. El valle de Antabamba está controlado por fallas regionales.

### 1.5.3 Características climáticas

La región estudiada como la mayor parte de los Andes peruanos posee un clima variable el cual está caracterizado por la alternancia de una estación de lluvias comprendida entre los meses de diciembre a marzo y una estación seca que se prolonga la mayor parte del año comprendida entre los meses de abril a noviembre.

Según la clasificación climática de Köppen-Geiger (2006) en el área se identifican los siguientes tipos de climas:

#### **Clima Templado Moderado Lluvioso (Cw)**

Tosi, A. (1960) citado por Pecho, V. (1981) diferencia dos subtipos dentro de esta clasificación, el de Estepa Espinosa Montano Bajo (2100 msnm) y el de Estepa Montano (3 000 a 3 500 msnm).

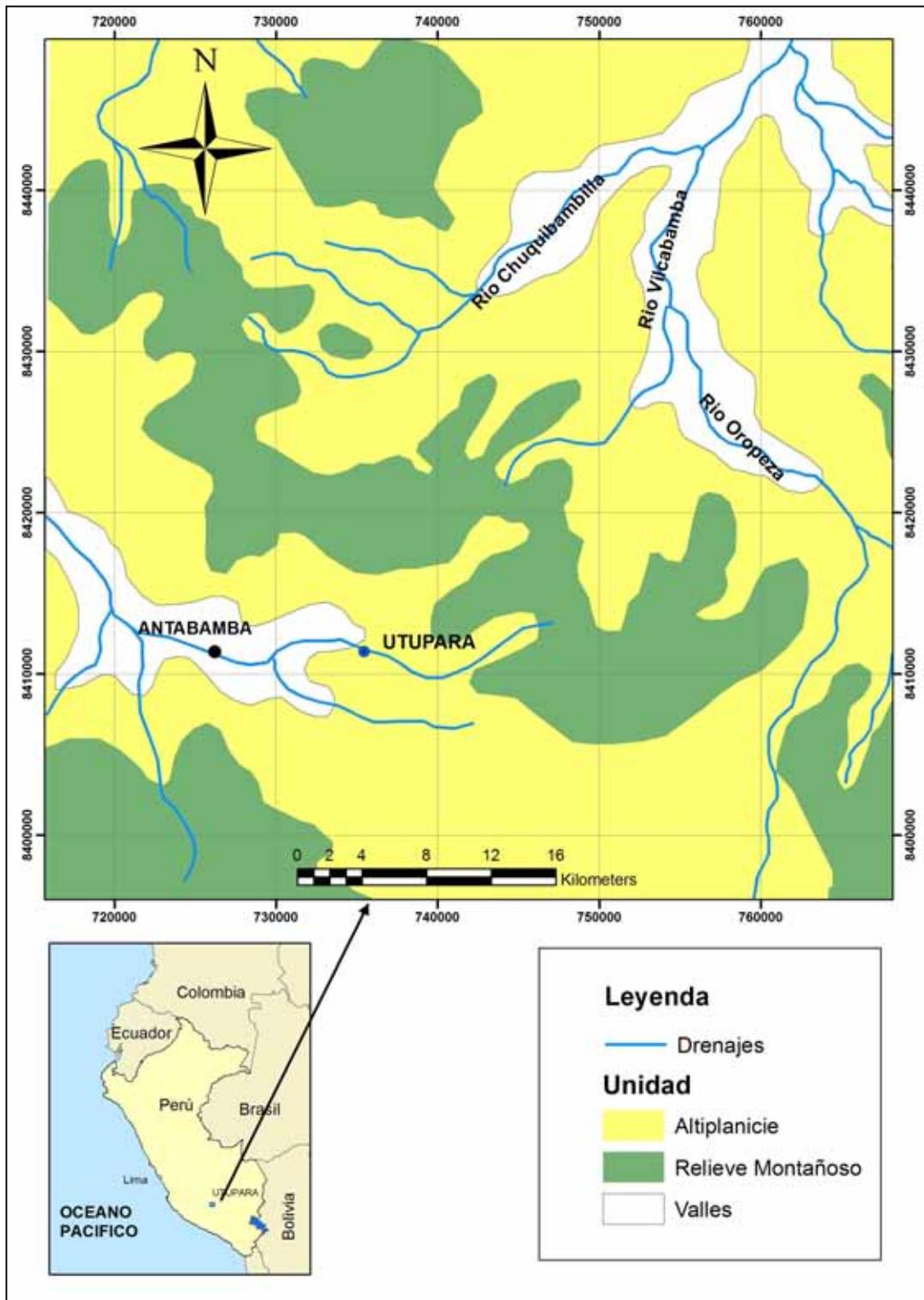


Figura 1.2: Mapa de Unidades Geomorfológicas, modificado de INGEMMET (1981)

El primero correspondería a las partes mas bajas de los valles de mayor profundidad y el segundo a los áreas de moderada gradiente, como son las partes intermedias de los principales valles. Las temperaturas máximas que se registran están entre 22 °C y 29 °C y se producen entre los meses de enero y marzo y las mínimas fluctúan entre 10 °C y 8 °C en los meses de mayo a agosto.

#### **Clima Frío Boreal (Dwb)**

Según Tosi, A. (1960) citado por Pecho, V. (1981) el clima entre los 3,800 m. y los 4,600 msnm se denomina piso Sub Alpino, este piso esta representado, en el área de estudio por las altas vertientes y mesetas andinas o zonas de puna. El clima de esta zona varía de templado a frío, siendo a mayor altura mas frío, con temperatura media anual comprendidas entre 7 °C a 10 °C. La temperatura máxima absoluta es superior a 20 °C y la mínima absoluta es inferior a 0° C principalmente entre Junio y Agosto.

#### **Clima de Tundra Seca de Alta Montaña (Eth)**

Este clima se presenta por encima de los 4 600 msnm y es denominado Piso Nival por Tosi, A. (1960). Se caracteriza por presentar un frío intenso, principalmente durante las noches en que las precipitaciones son continuas; en el día la insolación es fuerte registrando temperaturas más altas al medio día. El contenido del oxígeno en el medio ambiente es bajo, lo que origina gran sequedad en el ambiente

### **1.5.4 Red hidrográfica**

El drenaje es subparalelo y dendrítico que es característico de controles estructurales, El río principal en el área de estudio es el Antabamba tributario del río Apurimac y perteneciente a la cueca del Amazonas. Este río y sus afluentes se caracterizan por ser de régimen permanente y seguir una dirección fluvial promedio sureste noroeste, además tienen sus nacientes en la cuenca de captación fluvial de la Cordillera de Huanza ubicada al sur del área de estudio y que viene a ser el eje de la divisoria hidrográfica que separa las cuencas del Pacífico y la del río Amazonas.

### **1.5.5 Flora y fauna**

El área de estudio se pueden apreciar una gran variedad árboles, arbustos y gramíneas, pudiéndose mencionar al molle, chaman, retama, maguey, huarango, tuna , las cactáceas columnares, la tara, el ichu etc. La fauna es variada, podemos citar al venado gris, taruca, zorro, vizcacha, guanaco, perdices, gavián, picaflor etc<sup>1</sup>.

---

<sup>1</sup> Información sobre el departamento de Apurimac según el portal Grupo SurNoticias.com

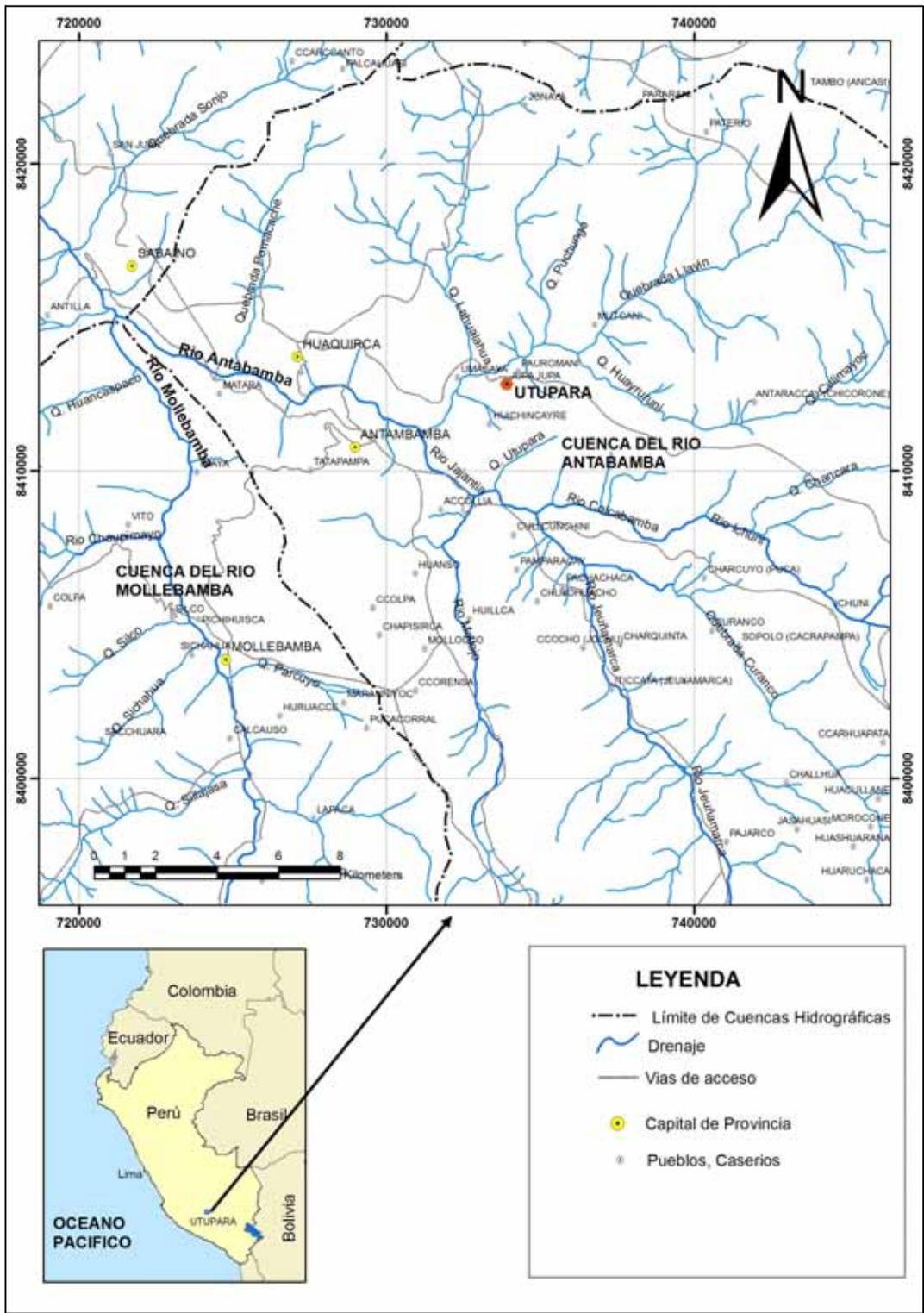


Figura 1.3: Mapa de Cuencas Hidrográficas del área de Utupara

### **1.5.6 Demografía y comunidades**

El área de Utupara está incluida dentro de los límites de la comunidad de Huaquirca perteneciente a la provincia de Antabamba, esta comunidad posee una población de 1 475 habitantes<sup>1</sup>.

Las principales actividades económicas de la zona son la agricultura, ganadería y la minería en menor grado.

La agricultura es la principal actividad económica y constituye la base de la economía de la región, casi la totalidad de la producción agrícola está destinada al sustento de las necesidades alimentarias de las familias desarrollándose bajo sistemas tradicionales de cultivo<sup>2</sup>.

La ganadería es una actividad complementaria a la agricultura, en las zonas altas se destaca la crianza de auquénidos (alpacas y llamas) seguido de ovinos, vacunos y equinos, en la actualidad constituye una fuente importante de ingresos para los pobladores de la zona<sup>2</sup>.

---

<sup>1</sup> Según información del INEI del Censo Nacional 2005.

<sup>2</sup> Según el Plan Vial Provincial Participativo de la Municipalidad de Antabamba, 2006.

## CAPITULO II: ESTADO DEL ARTE

### 2.1 ANTECEDENTES

En el área de Utupara hay evidencias de actividad minera prehispánica según reporta Merino, J. (2006)<sup>1</sup> por los restos arqueológicos con quimbaletes usados para moler mineral encontrados principalmente en la zona de Pisco Orjo cercana al cerro Utupara.

Las actividades mineras desarrolladas en las últimas décadas son las siguientes:

- |             |  |
|-------------|--|
| 1980 -1991  | La Compañía Minera Utupara S.A. y la Compañía Aurífera Aurora S.A. explotan oro de alta ley de una pequeña mina de manera intermitente, el oro procedía de mantos hospedados en cuarcitas.   |
| 1997 - 2001 | La Compañía Minera Milpo S.A. llega a un acuerdo con los dueños de la propiedad minera para explorar el área llevando a cabo un importante programa de exploración enfocada principalmente en la geoquímica, geofísica (polarización inducida y resistividad) y mapeo geológico de la zona, llegando a perforar al final del periodo 5 sondajes. |
| 2000 – 2000 | La compañía Rio Algom Exploration visita la propiedad tomando algunas muestras de roca para posterior evaluación del área.   |
| 2004 -2008  | La compañía minera Alturas Minerals toma la propiedad minera y a partir del 2006 a la fecha viene realizando diversos trabajos de exploración en el área, completando la geoquímica de superficie, geofísica, el mapeo geológico a escala 1:10,000 y 1:1,000 y a la fecha ha perforado un total de 21 sondajes.                                  |

---

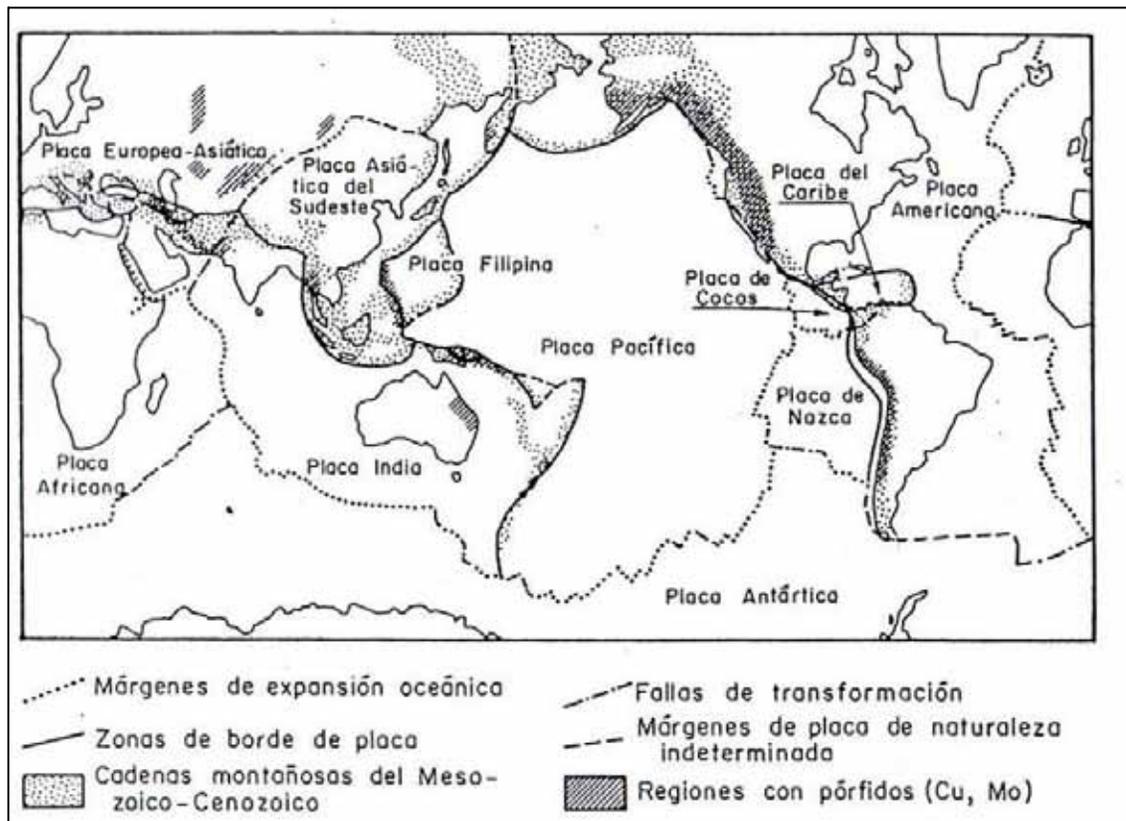
<sup>1</sup> Reporte Interno de la Compañía Alturas Minerals.

## 2.2 LOS SISTEMAS PORFIRÍDICOS DE Cu-Au

Los sistemas porfiríticos constituyen un grupo variado de depósitos minerales con una amplia diversidad de características, son depósitos grandes, de baja ley y gran tonelaje. Los sistemas porfiríticos son denominados de esta manera debido a que están asociados con rocas ígneas intrusivas con fenocristales de feldespatos en una masa fundamental cristalina de grano fino (Maksaev, 2004), están relacionados genéticamente y espacialmente con intrusiones ígneas félsicas, por lo general múltiples cuerpos de rocas intrusivas emplazadas en varios pulsos y frecuentemente asociados con enjambres de diques y brechas.

Los intrusivos como la roca de caja muestran típicamente un fracturamiento intenso y pervasivo, la mineralización y alteración se presenta tanto en los intrusivos como en la roca caja.

Su ocurrencia está relacionada a un ambiente tectónico-magmático constituido por arcos volcano-plutónicos calco-alcalinos de tipo arco-isla o margen continental activo relacionados con fenómenos de subducción (Oyarzun y Frutos, 1974; Sawkins, 1984)



**Figura 2.1 :** Franjas de pórfidos cupríferos en el mundo y su relación con la tectónica global y cadenas de plegamiento (Sawkins, 1984)

## 2.2.1 Alteraciones hidrotermales en pórfidos

Se entiende como proceso de alteración hidrotermal al intercambio químico ocurrido durante una interacción fluido hidrotermal-roca. Esta interacción con lleva cambios químicos y mineralógicos en la roca afectada producto de desequilibrio termodinámico entre ambas fases. En estricto rigor, una alteración hidrotermal puede ser considerado como un proceso de metasomatismo, dándose transformación química y mineralógica de la roca original en un sistema termodinámico abierto. Townley, B.,(2001)

La alteración hidrotermal puede ser definida como la conversión de una asociación mineral original en una nueva asociación mineral que es más estable bajo las nuevas condiciones de presión y temperatura y sobretodo con respecto a la composición de un fluido hidrotermal que atraviesa la roca, las texturas y estructuras originales pueden estar ligeramente o completamente modificadas. Fontboté, L., (1998).

Los procesos de alteración hidrotermal y mineralización de los sistemas porfiríticos de Cu de los Andes de Perú y Chile han sido bien descritos por Camus, F., (2003) quien resume estos procesos en las siguientes etapas:

### *Etapa Tardimagmática*

Llamada también potásica está asociada al emplazamiento de intrusivos portadores de la mineralización de cobre y oro de los sistemas porfiríticos (Gustafson y Hunt, 1975; Sillitoe, 1989). Se produce en condiciones de equilibrio con el magma fuente bajo condiciones de temperaturas superiores a 300 °C a partir de fluidos altamente salinos, con altas razones de  $K^+/H^+$  y en un régimen de alta fugacidad de oxígeno y actividad de azufre (Beane y Tittley, 1981).

La paragénesis que caracteriza a la alteración potásica son feldespato potásico, biotita y anhidrita, que reemplaza a los feldespatos minerales máficos y rellena vetillas tipo EB y A (Gustafson y Hunt, 1975). Ocasionalmente con rutilo y magnetita. La bornita y calcopirita son los principales minerales responsables de fijar el cobre.

Los sistemas porfiríticos ricos en oro muestra una asociación de minerales similar pero el contenido en feldespato K es significativamente menor, sin embargo aumenta significativamente su contenido en magnetita (Sillitoe y Gappe, 1984; Perello y Cabello, 1989; Vila y Sillitoe, 1991).

Contemporáneo a la alteración potásica, se desarrolla hacia sus márgenes una fase de menor temperatura que constituye un halo externo denominado alteración propilítica constituida por clorita, epidota, carbonato y pirita. Ocasionalmente albita, magnetita y hematita especular. Generalmente define los límites externos de los sistemas porfiríticos. Cuando los fluidos asociados a la alteración potásica entran en contacto con rocas carbonatadas, las reacciones químicas producidas desarrollan en los contactos rocas

corneanas o skarn con asociaciones mineralógicas del tipo prógrado con granate clinopiroxenos y magnetita (Camus, 2003).

### ***Etapas Transicional***

Constituye una fase de alteración intermedia entre la etapa tardimagmática y las etapas hidrotermales posteriores (Gustafson y Hunt, 1975). Ocurre al cristalizar los intrusivos consecuentemente las condiciones de presión y temperatura han disminuido. En esta etapa se observan las primeras evidencias de efectos retrógrados causados por el descenso de la temperatura y la incorporación de flujos de agua meteóricas al sistema (Sheppard y Gustafson, 1976; Skewes y Atkinson, 1985).

Durante esta etapa hay introducción de cobre pero es la mineralización de molibdeno la que pasa a ser importante. Esta etapa está caracterizada por presentar una brusca caída en la temperatura y presión lo que contribuye con la depositación de sílice, ya que su solubilidad decrece a casi cero bajo los 250 °C. tiene su mejor desarrollo en la parte superior de los complejos intrusivos siendo el origen de los fluidos también magmáticos aunque los halos sericíticos indican la participación en algunos casos de aguas meteóricas.

### ***Etapas hidrotermal principal***

Es conocida también como fase fílica o cuarzo-sericítica, se desarrolla en la medida en que los fluidos hidrotermales migran desde el magma fuente y comienzan a enfriarse bajo condiciones de alta actividad de  $S_2$ , baja fugacidad de  $O_2$  y baja razón  $K^+/H^+$  comparada con las etapas anteriores. Bajo estas condiciones la textura original de la roca afectada es destruida casi por completo (Camus, 2003).

La paragénesis está caracterizada por la asociación de cuarzo, sericita, pirita con proporciones menores de calcopirita, bornita, enargita, esfalerita y galena. En forma local se presenta anhidrita, turmalina y rara vez carbonatos (Camus, 2003).

En los depósitos que presentan desarrollo de skarn la alteración hidrotermal principal se presenta como una fase de tipo retrograda con minerales hidratados como actinolita además de cuarzo, magnetita, carbonatos, clorita, epidota y pirita (Camus, 2003).

Esta alteración esta caracterizada porque puede profundizar sus efectos en forma importante sobreponiéndose a las fases de alteración precedentes (telescoping) hasta el extremo de reemplazarlas casi totalmente

Su origen se asocia a procesos físicos y químicos relacionados con la separación por enfriamiento, a partir de fluidos generados en condiciones supercríticas de dos fases líquida y vapor, que producen aumento de volumen con el incremento en el fracturamiento y la formación de chimeneas de brecha. (Tosdal y Richards, 2001). Durante esta fase además se incorpora mineralización de cobre aunque en un volumen

relativamente menor comparado con lo que se introduce durante las fases tempranas precedentes.

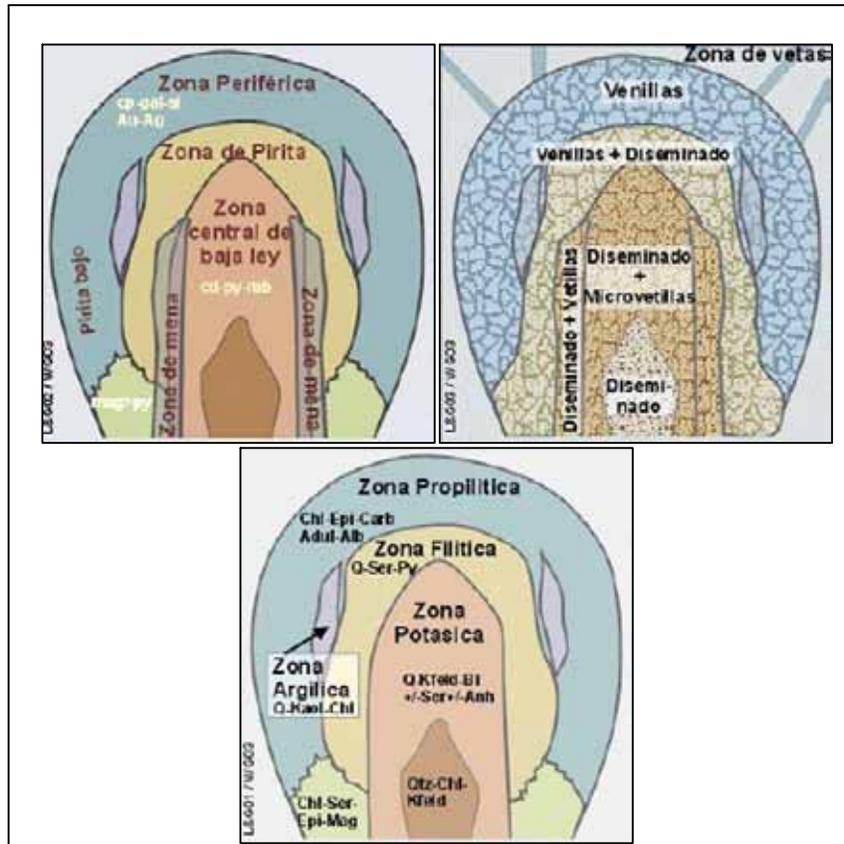
***Etapa Hidrotermal tardía***

Es la última fase de alteración hidrotermal que afecta a los sistemas porfiríticos y se la conoce como alteración argílica avanzada

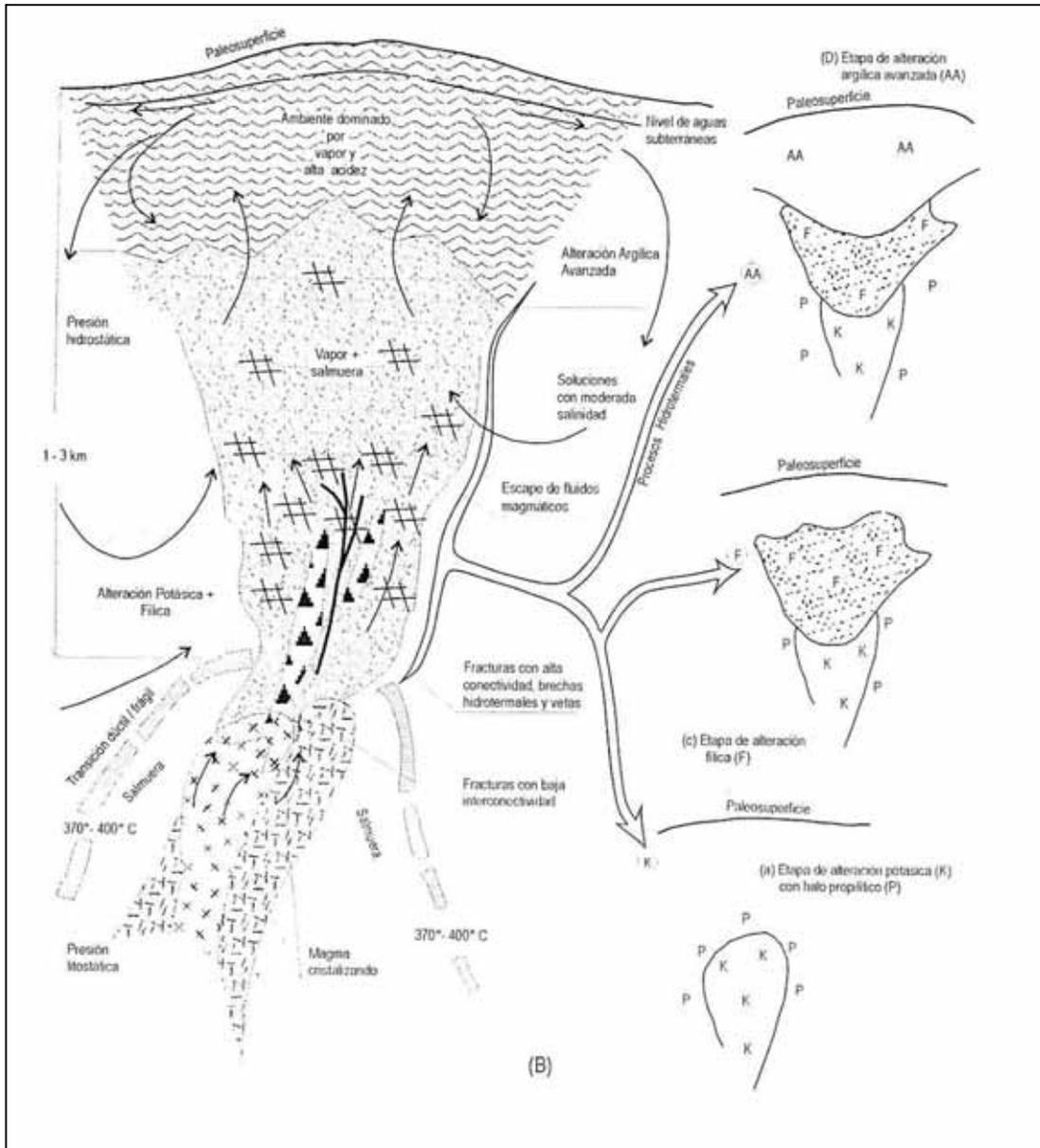
Sillitoe (1995) reconoció que las zonas de alteración argílica avanzada forman recubrimientos de rocas alteradas o “lithocaps” sobre los sistemas porfiríticos a lo largo de distintos distritos mineros en el mundo y representa la expresión superficial de los pórfidos de cobre, oro molibdeno y estaño.

Esta alteración esta compuesta típicamente por cuarzo calcedónico, alunita cristalizada la que grada lateralmente a caolinita, dickita, sericita, pirofilita y diásporo (Sillitoe, 1995).

La fase hidrotermal tardía se produce por la acción de fluidos muy ácidos y relativamente oxidados y rocas ubicadas en el ambiente subvolcánico (Sillitoe, 1995). Las estructuras de alto ángulo y los patrones de fracturamiento actúan como conductos para el ascenso de los fluidos los cuales son ricos en HCl y SO<sub>2</sub> lo que produce en el fluido un pH bajo que va de 0 a 1 y origina en una extensa lixiviación de tipo acido en las rocas afectadas (Hedenquist, 1987)



**Figura 2.2 :** Zonación de alteración y mineralización según Lowell & Gilbert , 1970



**Figura 2.3:** Modelo esquemático de un sistema porfírico andino. Se muestra la transición dúctil/frágil que marca el límite entre el predominio de la presión litostática y la presión hidrostática, además se indica las tres principales etapas de la alteración hidrotermal. Basada en los trabajos de Burnham (1979); Burnham y Ohmoto (1980) y Fournier (1999), modificada por Camus (2003).

## 2.3 GEOCRONOLOGÍA E ISOTOPOS DE PLOMO y ESTRONCIO

### 2.3.1 Geocronología

Para desarrollar los aspectos de la geocronología y de la geoquímica isotópica es necesario definir algunos conceptos:

### ***Radioactividad***

Propiedad que presentan algunos núcleos de los átomos de transformarse espontáneamente a otros núcleos con propiedades distintas a la del núcleo original, esta transformación es espontánea, independiente de causas externas y es debido a que los núcleos radioactivos son inestables por tener exceso de neutrones o de protones y cambian a núcleos más estables por emisión de partículas

### ***Tipos de isotopos respecto a su estabilidad***

Los isotopos se clasifican en estables e inestables o radiactivos aunque la estabilidad es un concepto relativo debido a que todos los isotopos son algo inestables; algunos tienen una vida larga que sobrepasa los métodos de detección como por ejemplo el Bi que tiene una vida media de  $2.7 \times 10^{17}$  años. Este es el límite que se toma para dividir los elementos en estables e inestables.

Los isotopos radioactivos naturales son 31 pero solo alguno de ellos son útiles para geocronología.

### ***Ley fundamental de la desintegración radioactiva***

Esta ley fundamental se dedujo a partir del estudio estadístico del comportamiento de gran número de núcleos radiactivos *“El número de núcleos radiactivos que se desintegran en el intervalo de una unidad de tiempo, es directamente proporcional al número de núcleos presentes en ese instante”*. La expresión matemática de esta ley es la siguiente:

$$dN/dt = -\lambda N$$

Esta ley se ha verificado sin excepción para todos los nucleidos radioactivos conocidos y estudiados.

$dN/dt$  : Expresa el ritmo de desintegración de núcleos ( $dn$ ) con el tiempo ( $dt$ ) y se llama actividad radioactiva o velocidad de desintegración. Como  $N$  disminuye con el tiempo se usa el signo negativo.

$\lambda$  : Es la constante de desintegración, es decir la constante de proporcionalidad que relaciona el ritmo de cambio o desintegración con el número de átomos radioactivos  $N$  presentes en ese instante. Mide la probabilidad de que un átomo (núcleo) se desintegre en la unidad de tiempo.  $\lambda$  tiene un valor único y constante para cada nucleido radioactivo.

$N$ : Expresa la proporcionalidad del fenómeno radioactivo al número  $N$  de núcleos presentes.

### ***Ecuación de la Geocronología***

Esta ecuación se deduce a partir de la ley fundamental de la radioactividad

$$N_t = N_0 e^{-\lambda t}$$

$N_t$ : Isotopo radioactivo padre (padre) en el tiempo actual

$N_0$  : Isotopo radioactivo (padre) en el tiempo inicial  $t_0$  de comienzo del proceso que queremos datar.

### ***Vida media ( $T_{1/2}$ ) o periodo de semidesintegración***

La vida media de un elemento radioactivo está definida como el tiempo requerido para que el número inicial de núcleos radioactivos quede reducido a la mitad del valor inicial

$$T_{1/2} = 0.6931/\lambda$$

La vida media de un elemento radioactivo es inversamente proporcional a la constante de desintegración  $\lambda$  de este elemento y es independiente de la cantidad inicial de nucleídos radioactivos.

### ***Condiciones necesarias para poder datar rocas y minerales***

- El isotopo radiogénico  $n$  se debe distinguir del  $n$  inicial, es decir se encuentre en cantidades considerables para poder diferenciarlo.
- La velocidad de reacción  $N \rightarrow n$  debe ser constante y conocerse con exactitud ( $\lambda$ )
- La muestra elegida debe ser representativa del sistema estudiado
- El sistema en que transcurre el proceso debe ser aislado en cuanto a los nucleídos padre ( $N$ ) e hijo ( $n$ ) que intervienen en el proceso a partir del instante que queremos datar.
- El sistema isotópico utilizado debe ser cerrado
- La determinación analítica de los nucleidos padre ( $N$ ) e hijo ( $n$ ) debe ser muy exacta y sin contaminaciones

### 2.3.2 Método K-Ar

Este método se basa en la desintegración radiactiva del isótopo del potasio  $^{40}\text{K}$  en  $^{40}\text{Ar}$ . Al ser el potasio un elemento muy común en las rocas de la corteza terrestre y dado que su período de desintegración es de 1290 Ma, permite medir edades muy recientes hasta más de 4.500 millones de años

El potasio ( $Z = 19$ ) es un metal alcalino del Grupo IA. Es uno de los ocho elementos más abundantes de la corteza terrestre y un constituyente mayor de muchos minerales. El potasio tiene tres isótopos de ocurrencia natural cuyas abundancias son:  $^{39}\text{K} = 93,2581 + 0,0029\%$ ,  $^{40}\text{K} = 0,01167 + 0,00004\%$  y  $^{41}\text{K} = 6,7302 + 0,0029\%$ .

El argón ( $Z = 20$ ) tiene tres isótopos naturales y su composición isotópica en la atmósfera terrestre fue medida por Nier (1950):  $^{40}\text{Ar} = 99,60\%$ ,  $^{38}\text{Ar} = 0,063\%$  y  $^{36}\text{Ar} = 0,337\%$ . El peso atómico del argón es 39,9476 y su relación  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  es  $99,60/0,337 = 295,5$ .

La desintegración del K es ramificada es decir la mayoría (88.8%) se desintegra a  $^{40}\text{Ca}$  y solo una pequeña parte (11%) se desintegra a  $^{40}\text{Ar}$

El método K-Ar determina el tiempo a partir del cual el mineral se ha enfriado suficientemente para que el Ar radiogénico no se difunda fuera de los cristales. La temperatura de bloqueo es la temperatura a la cual un mineral está cerrado a la pérdida de Ar. Las temperaturas de bloqueo son diferentes para diferentes minerales. Las edades obtenidas son generalmente menores que la edad verdadera, a menos que las rocas datadas se enfríen muy rápidamente.

Las principales limitaciones de este método se deben a los diferentes grados de retención de los minerales. Cuando la edad obtenida es menor que la verdadera se ha producido pérdida de Ar. Esta pérdida generalmente se debe a procesos de recristalización, calentamiento o alteración. Cuando la pérdida de Ar por calentamiento es total la datación obtenido corresponde a la edad de ese evento térmico lo que permite datar procesos metamórficos. Ciertas rocas y minerales pueden contener Ar heredado en cuyo caso las edades son mayores a las reales.

### 2.3.3 Isotopos de Estroncio

#### *Relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$*

La relación isotópica  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en rocas ígneas es muy utilizada para obtener información acerca del origen y de los procesos geológicos que afectaron a una roca desde el

momento de su formación. Durante la historia geológica de la Tierra la cantidad de  $^{87}\text{Sr}$  se ha incrementado ya que al  $^{87}\text{Sr}$  inicial, presente al momento de la formación de la primera corteza terrestre, se ha añadido el  $^{87}\text{Sr}$ -radigénico producido por la desintegración radiactiva del  $^{87}\text{Rb}$ .

Debido a las diferentes propiedades geoquímicas del rubidio y del estroncio, las rocas de la corteza continental están enriquecidas en rubidio y las relaciones Rb/Sr son mayores en las rocas corticales que en el manto. La evolución isotópica de los distintos reservorios terrestres, a partir de la formación de la Tierra, fue una función de las distintas relaciones Rb/Sr. Como consecuencia, la relación isotópica  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en la corteza es más alta y proporcional a la edad. Las rocas formadas por fusión o asimilación de materiales corticales tendrán relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  mayores que las derivadas del manto.

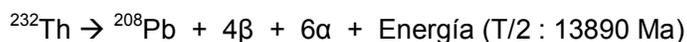
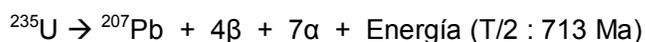
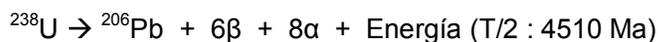
La composición isotópica de estroncio constituye una herramienta importante para caracterizar el origen probable de las aguas que transportan el mineral de muchos sistemas, en general es usada para calcular la composición isotópica inicial del fluido mineralizante, el parámetro usado es la relaciones iniciales de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  obtenidos por medición directa de la composición isotópica de Sr en minerales con bajo contenido de Rb.

Se debe considerar que algunas veces las mediciones de la composición isotópica inicial no corresponde al reservorio original de donde viene el fluido pero reflejan la composición isotópica primaria modificada por la interacción del fluido con la roca durante el proceso de migración del fluido, Tassinari (2006).

### 2.3.4 Isotopos de Plomo

El plomo tiene cuatro isotopos que ocurren naturalmente  $^{204}\text{Pb}$ ,  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}$ ; el  $^{204}\text{Pb}$  a pesar de ser radioactivo ( $\rightarrow ^{200}\text{Hg}$ ) tiene una vida media tan larga ( $1,4 \times 10^{17}$  a.) que puede considerarse como isotopo estable de referencia.

Los procesos radioactivos del U y el Th son los siguientes:



La evolución del contenido de Pb en la corteza terrestre es:

Pb primordial + Pb radiogénico = Pb común

El  $^{204}\text{Pb}$  al ser inerte no ha variado desde la época de la formación de la tierra a partir del polvo cósmico en cambio los isotopos radiogénicos  $^{204}\text{Pb}$ ,  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  y  $^{208}\text{Pb}$  se han incrementado por desintegración de sus isotopos padres

20%  $^{232}\text{Th}$  se ha desintegrado a  $^{208}\text{Pb}$

99%  $^{235}\text{U}$  se ha desintegrado a  $^{207}\text{Pb}$

50%  $^{238}\text{U}$  se ha desintegrado a  $^{206}\text{Pb}$

La corteza en los últimos 3000 Ma aumento su cantidad total de Pb en un 20% debido al incremento en Pb radiogénico con el tiempo; de los tres isotopos radiogénico de plomo el  $^{207}\text{Pb}$  es el que ha crecido mas rápidamente debido a la vida media mas corta del  $^{235}\text{U}$ .

La edad Pb-Pb no es afectado por la perdida de Pb por eventos geológicos sobreimpuestos debido a que cuando Pb es extraído de la roca los isotopos  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  y  $^{204}\text{Pb}$  salen en la misma proporción, el Pb restante que queda en la roca (aun en poca cantidad) mantiene la misma composición isotópica ya que esta es independiente de la cantidad absoluta que tiene de Pb, por lo tanto la perdida parcial de plomo no afecta la edad Pb-Pb, afecta la cantidad total de Pb pero no la composición isotópica de Pb.

### ***Relaciones U/Pb de las fuentes***

En la corteza superior la relación U/Pb es alta porque el uranio tiende a concentrarse en las rocas mas diferenciadas (rocas ácidas), el manto tiene una relación U/Pb baja, y la corteza inferior tiene una relación U/Pb mucho mas baja que el manto debido a que el uranio es un elemento incompatible para los metamorfismos de alto grado que forman las granulitas, no es un elemento que se encuentre en ambientes anhidros

### ***Edad Modelo de Pb-Pb***

El cálculo de la edad depende de un modelo basado en la curva de evolución isotópica del Pb a través del tiempo geológico, esta edad modelo es solamente utilizada en los minerales que tienen baja relación U/Pb, es decir en minerales que no tienen uranio, o tienen poco uranio dentro de su retículo cristalino, después de que estos minerales cristalizan no hay posibilidad de formación de plomo radiogénico.

El mejor mineral para hacer edades modelo Pb-Pb es la galena, debido a que este mineral tiene un alto contenido de Pb, por lo que no existe problemas de contaminación al realizar los ataques químicos de las muestras ya que la cantidad de Pb es tan alta que si existiera contaminación esta no va a cambiar la composición isotópica de Pb en la galena.

Principios:

- Cuando se forma la galena esta incluye Pb radiogénico que se encuentra en el ambiente y Pb primitivo
- Después de la cristalización de la galena no existen cambios en la composición isotópica de Pb debido a que no existe uranio

La composición isotópica de la galena obtenida hoy es exactamente la misma composición que cuando se formó porque no existe uranio que genere desintegración de nuevo plomo.

### **2.3.5 Modelos de evolución isotópica de Pb**

La Tierra, según el modelo de la plumbotectónica de Zartman y Doe (1981), está dividida en cuatro reservorios con características geoquímicas distintas, estas son la corteza superior, la corteza inferior, el manto, y un ambiente de mezcla donde ocurre una transferencia de material de un reservorio a otro denominado ambiente orogénico, en este ambiente existe una mezcla de materiales del manto, la corteza superior y corteza inferior, pudiendo haber predominio de un material sobre otro.

Cuando se trabaja con isotopos de Pb para caracterizar fuentes, comparar depósitos o comparar las composiciones isotópicas de los depósitos con los reservorios de la tierra se utilizan curvas de evolución isotópica que han sido producidas para referencia por distintos autores. En el caso de isótopos de plomo normalmente se utiliza dos curvas, una es la Curva de Stacey y Kramers (1975) y la otra proviene del modelo denominado Modelo de la Plumbotectónica desarrollado por Zartman y Doe (1981)

#### **2.3.5.1 Modelo de evolución del Pb en doble estadio de Stacey y Kramers (1975)**

Este modelo provee un segundo estadio de evolución del Pb, es decir la composición isotópica de Pb actual se ha producido en dos estadios y están separados en el tiempo por un evento de diferenciación global a 3.7 Ga

Para que una edad modelo en doble estadio tenga algún significado geológico es necesario que cumpla las siguientes condiciones:

- El Pb debe tener una evolución isotópica entre 4.5 – 3.7 Ga en un reservorio uniforme
- La relación  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  fue modificada con diferenciación geoquímica solamente hasta 3.7 Ga, después esta relación fue solamente modificada por desintegración radioactiva
- Todo Pb incluido en las galenas fue heredado de las rocas al mismo tiempo
- Después de la cristalización de la galena esta no debe tener ninguna modificación de la composición isotópica del Pb.

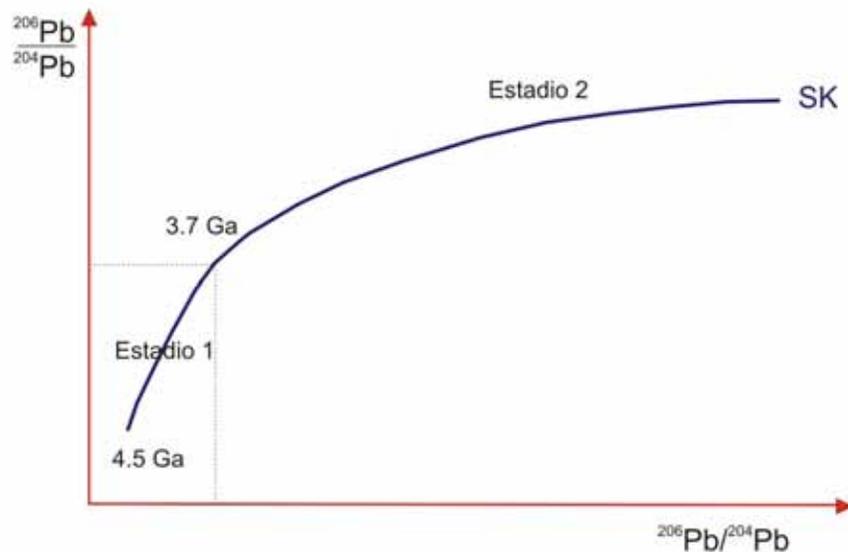


Figura 2.4: Modelo de evolución de Pb de 2 estadios de Stacey y Kramers (1975)

### 2.3.5.2 Modelo de la Plumbotectónica de Zartman y Doe (1981)

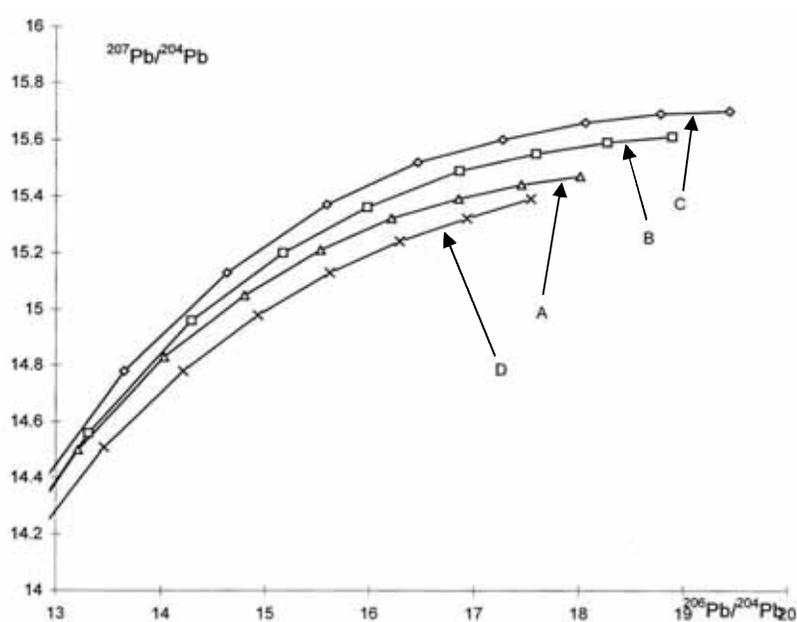
Fue desarrollado por Zartman y Doe en el año de 1981, en este modelo se tienen cuatro curvas características para cada uno de los reservorios geoquímicos, la construcción de estas curvas fue realizada siguiendo los mismos principios de la curva de Stacey y Kramers es decir en base a los promedios de las composiciones isotópicas de las relaciones U/Pb, Th/Pb para estos reservorios; las curvas fueron calibradas en base a estos promedios y a las relaciones isotópicas que tenemos hoy en día asociadas a las constantes de desintegración del  $^{235}\text{U}$ ,  $^{238}\text{U}$  y  $^{232}\text{Th}$ . Las curvas fueron calculadas en base a la composición isotópica de plomo de la tierra para cada 400 millones de años, este valor es el promedio del periodo de cada orogenia que ha afectado a la tierra.

#### *Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ establecido para el modelo Plumbotectónico Uranogénico de Zartman & Doe (1981)*

En este diagrama se tienen las cuatro curvas de los reservorios geoquímicos de la tierra, cada punto en la curva (ver fig. 2.6) representa 400 millones de años.

Las curvas de evolución son las siguientes:

- Curva de la corteza superior; (C) es la que posee la relación U/Pb más elevada
- Curva de la Corteza inferior (L); es la que posee la relación U/Pb mas baja
- Curva del manto (A)
- Curva de ambiente orogénico (B), es la curva de mezcla



**Figura 2.5 :** Diagrama  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  del modelo de la Plumbotectónica Uranogénico de Zartman y Doe (1981)

La curva de ambiente orogénico fue construida asumiendo que en el inicio de la historia de la tierra los procesos orogénicos tenían una contribución mayor de materiales de origen mantélico que de materiales de la corteza, esto debido a que existía poca corteza continental, por otro lado las orogenias modernas tienen una contribución de material de la corteza mas significativo que del manto.

Las curvas se utilizan normalmente con las composiciones isotópicas de plomo inicial de la formación de los yacimientos; cuando se tiene yacimientos recientes entre 100 - 2 Ma donde no habido el tiempo suficiente para cambios significativos de las razones isotópicas se utiliza las composiciones isotópicas de Pb medidas en la actualidad como las composiciones iniciales, los resultados se plotean directamente en los diagramas. Cuando se trabaja con depósitos más antiguos es necesario realizar una corrección de las medidas teniendo en cuenta el contenido de U y Pb de las rocas o minerales, conociendo estos contenidos se puede hacer los cálculos para el valor inicial. Si se utiliza minerales que no tienen uranio en su retículo cristalino como los sulfuros entonces se aplica directamente el diagrama porque la composición isotópica medida es casi la misma que la inicial salvo que se trabaje con rocas totales en este caso se debe hacer la corrección para la edad de formación de los materiales. Para materiales jóvenes tipo miocénicos no hay

necesidad de corrección debido a la vida media larga del U y Th no hay generación de Pb radiogénico después de la formación de las rocas, Tassinari, C. (2006).

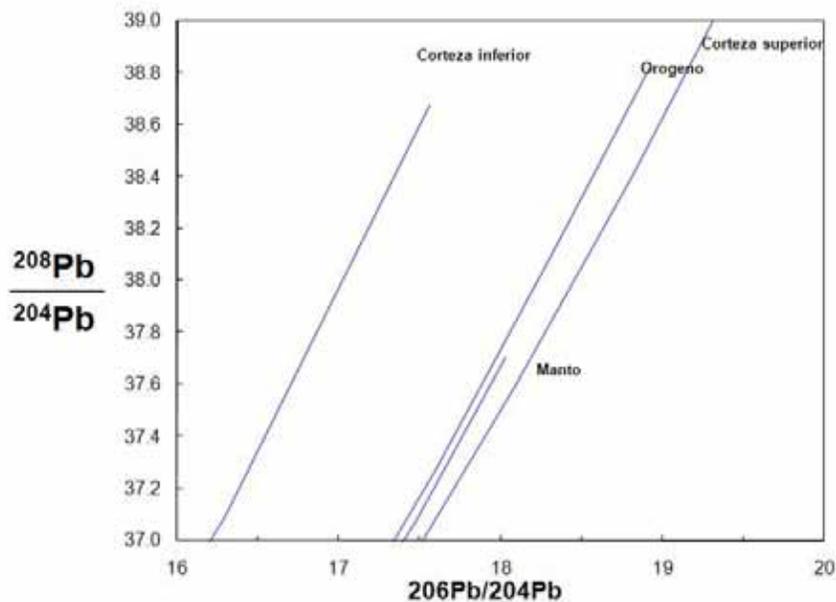
***Interpretación de los datos en las curvas de reservorios geoquímicas del modelo plumbotectónico Uranogénico***

- Si los puntos de las composiciones isotópicas se ubican por encima de la curva de la corteza superior significa que el plomo tuvo una evolución isotópica por encima del promedio de la corteza superior con relaciones U/Pb más elevadas que el promedio, entonces su reservorio será la misma corteza superior.
- Cuando se tiene composiciones isotópicas ubicadas por debajo de la curva de la corteza inferior significa que el Pb tenía una relación U/Pb mas baja que la corteza inferior, entonces la fuente es la propia corteza inferior
- Cuando las composiciones isotópicas de Pb están ubicadas entre la curva de la corteza superior y la curva orogénica pueden tener dos significados, el primero es que la fuente del plomo es la propia corteza superior pero con una relación U/Pb algo mas baja que el promedio, la segunda interpretación es que la fuente es una mezcla de material de la corteza superior con algún material que viene de la corteza inferior o del manto.
- La curva orogénica se comporta como una divisoria, cuando las composiciones se ubican por encima de esta entonces el predominio de la contribución del Pb es de la corteza superior pudiendo tener mezcla de Pb del manto y de la corteza inferior pero menos significativa.
- Cuando las composiciones están ubicadas entre la curva de la corteza inferior y la curva del manto entonces el Pb proviene de la corteza inferior o de la corteza inferior con una mezcla del manto y/o de material de la corteza superior pero la fuente predominante es la corteza inferior.
- Cuando las composiciones isotópicas están ubicadas entre la curva orogénica y la curva del manto entonces la interpretación es que las fuentes provienen del manto o de la corteza inferior pudiendo también tener una contribución de la corteza superior pero menos significativa, en este caso para determinar cual de estos dos reservorios (manto o corteza inferior) es la fuente se utiliza el modelo Toriogénico.

**Diagrama  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  establecido para el modelo Plumbotectónico Toriogénico de Zartman & Doe (1981)**

Este diagrama utiliza la relación isotópica de  $^{208}\text{Pb}$  el cual proviene de la desintegración de  $^{232}\text{Th}$ , en este diagrama la corteza inferior tiene la relación Th/Pb mas elevada por lo tanto la curva de la corteza inferior queda por encima de las otras curvas.

Si las composiciones isotópicas están ubicadas entre la curva de la corteza inferior y la curva orogénica entonces la fuente es la corteza inferior, si están ubicados por debajo de la curva orogénica entonces la fuente es el manto de esta manera se puede discriminar cuando el fluido viene del manto o de la corteza inferior.



**Figura 2.6 :** Diagrama  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  del modelo de la Plumbotectónica Toriogénica de Zartman y Doe (1981)

### 2.3.6 Provincias Isotópicas de Pb

Los valores isotópicos de plomo (denominados firmas isotópicas) de rocas y menas ubicadas a lo largo de la zona andina de Sudamérica varían en función directa a su distancia a la Fosa Perú-Chile. La Fosa Perú-Chile marca la frontera geológica entre la placa de Nazca al oeste, que forma el piso oceánico sur-oriental del Océano Pacífico, y la placa sudamericana al este, la convergencia de estas dos placas produce una subducción de la placa de Nazca con su cubierta de sedimentos en el continente sudamericano, producto de la cual se genera una fusión en el manto debajo del borde occidental de Sudamérica. Los magmas resultantes de esta fusión emergen produciendo una interacción con la corteza continental que se ha manifestado en una historia larga de actividad volcánica y generación de depósitos asociados. La formación de menas por

subducción a lo largo de la Fosa Perú-Chile ha producido variaciones importantes en las razones de isotopos de plomo para los distintos depósitos andinos. Las razones isotópicas de plomo varían con las distancia a la fosa, pero también varían a causa de las diferencias en la geología de la corteza sudamericana. En general, estas variaciones isotópicas reflejan el crecimiento de Pb radiogénico en la corteza continental sudamericana con respecto a la distancia a la Fosa Peru-Chile (Macferlane et al., 2005). Los Andes han sido divididos en tres provincias isotópicas fundamentales de plomo (Macferlane et al., 1990) en estas se puede apreciar la existencia de un sentido paralelo a la Fosa Perú-Chile (Fig. 6.5). . Las firmas isotópicas varían de oeste a este, desde la Provincia Isotópica I hasta la Provincia Isotópica III, de acuerdo a su distancia a la Fosa.

**Figura 2.7** Provincias isotópicas de Pb de los Andes Centrales mostrando las ubicaciones respectivas de los depósitos minerales (Macfarlane et al, 1990).

**Tabla 2.1** Relación de depósitos minerales en base a los cuales se dividió a los Andes Centrales en Provincias a partir de sus relaciones isotópicas de Pb (Macfarlane et al, 1990).

### **Provincia I**

Esta provincia está ubicada a lo largo de la costa desde los andes jurasicos hasta los arcos volcánicos del terciario inferior, se desarrolla en un margen de placa convergente. Se encuentra dominado por un arco magmático Mesozoico-Cenozoico que incluye al

Batolito de la Costa (Perú – Chile) y está asociado a rocas volcánicas y volcanoclásticas.

Los rangos de razones isotópicas de Pb de esta provincia son  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.21$  a  $18.82$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.55$  a  $15.69$  y  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.11$  a  $38.95$ .

Las composiciones de las menas de plomo de las subprovincias Ia y Ib (Fig. 2.7) forman una tendencia con inclinación suave y crecimiento consistente más radiogénico desde el sur hacia el norte, estudios petrológicos del Batolito de la Costa Peruana (Atherton et al., 1985) demuestran que sus razones isotópicas reflejan una fusión parcial de un manto enriquecido isotópicamente seguido por una cristalización fraccionada.

Las menas de la provincia I han sido interpretadas como metales derivados magmáticamente desde un origen subcortical bien mezclado, posiblemente un manto de subarco enriquecido por fluidos o fusiones de sedimentos subducidos (Barreiro, 1984), aunque la corteza inferior ha sido también propuesto como el origen de esta firma geoquímica (Hildreth y Moorbath, 1988).

Depósitos característicos de esta provincia son Raúl, Marcona, Cerro Verde y Toquepala

### **Provincia II**

Esta constituida por rocas del oligoceno y volcánicos recientes, los yacimientos están entre las provincias I y III.

Los rangos de razones isotópicas de Pb de esta provincia son  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.76$  a  $18.90$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.62$  a  $15.73$  y  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.63$  a  $39.16$

El Pb en esta provincia está definido por series abruptas en los valores de isótopos de Pb y representan una mezcla entre dos orígenes relativamente homogéneos, estos orígenes posiblemente son los promedios de parte de la columna de la corteza en las provincias I y II (Macfarlane et al., 1990, Tosdal et al., 1995).

La Provincia II toma una orientación casi vertical en los diagramas isotópicos de Pb, esta situación se debe a que durante la formación de la corteza superior de la tierra, cuando las rocas y menas en la región de la Provincia II se formaban, los procesos volcánicos causaron una mezcla geológica de los materiales provenientes de las Provincias I y III. Los valores isotópicos de las rocas y menas de la Provincia II reflejan esta mezcla geológica, como resultado el campo isotópico de la Provincia II siempre se presenta muy inclinado y muy angosto.

Depósitos característicos de esta provincia son Yanacocha, Quiruvilca, Cerro de Pasco, Cobriza etc.

### **Provincia III**

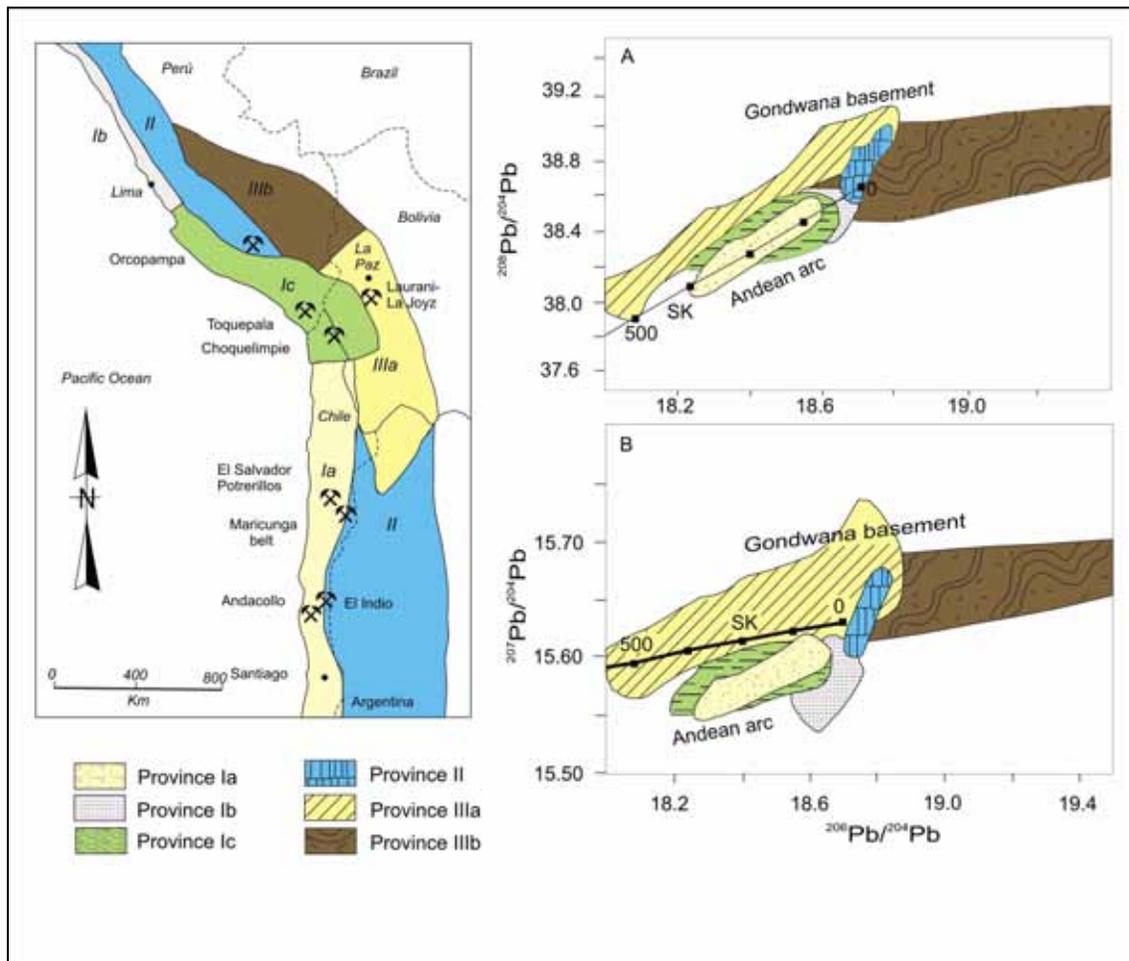
Ubicada en la Cordillera Oriental y parte del Altiplano, es subyacente por rocas dominadas por sedimentos paleozoicos deformados y rocas ígneas del margen Gondwanico que

fueron depositados sobre un basamento de roca presumiblemente de edad proterozoica. Están intruidos por cuerpos ígneos félsicos de edad terciarias.

Los rangos de razones isotópicas de Pb de esta provincia son  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.97$  a  $25.18$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.51$  a  $16.0$  y  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.71$  a  $40.07$ .

El plomo de la provincia III tiene valores elevados de  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  que son característicos de plomo de la corteza superior. Las razones isotópicas de plomo de las menas de la provincia IIIa varían con la edad de los depósitos. Coherentemente con la extracción episódica de metales desde un origen cortical superior (Schuiling, 1967; Macfarlane et al., 1990). Estudios de rocas volcánicas ácidas peraluminicas de edad Miocena a Pliocena en la provincia III han demostrado ser ampliamente derivadas de la fusión de una corteza félsica antigua (Pichavant et al., 1988), y algunos depósitos de la provincia III tienen valores altos de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  lo que sugiere una incorporación sustancial de un material de basamento muy antiguo. (Kontak et al., 1990).

Depósitos característicos de esta provincia son San Rafael, San Vicente etc.



**Figura 2.8 :** Mapa de Provincias Isotópicas de Pb y diagramas  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (Macfarlane et al., 1990) modificado por Tosdal, et al., 1999)

## **CAPITULO III METODOLOGIA DE TRABAJO**

### **3.1 RECOPIACIÓN DE INFORMACIÓN**

Esta etapa consistió en reunir toda la información existente sobre el área de estudio, las fuentes fueron diversas siendo las principales: Compañía Alturas Minerals Corp. (documentación interna), Biblioteca de la Universidad de Sao Paulo (Brasil), INGEMMET, Sociedad Geológica del Perú etc.

La documentación obtenida consistió básicamente en reportes antiguos de la compañía MILPO, reportes internos, planos geológicos a distintas escalas, perfiles geológicos pertenecientes a la compañía Alturas Minerals Corp., boletines geológicos, fotografías aéreas, imágenes satelitales, publicaciones y revistas geológicas etc. Esta información fue clasificada dando prioridad a los datos que involucraban directamente al tema de estudio.

### **3.2 TRABAJOS DE CAMPO**

Los trabajos de campo consistieron en:

- Reconocimiento de la geología superficial del área y descripción de los principales sondajes haciendo énfasis en aquellos que albergaban las mejores características litológicas, de alteración y mineralización.
- Selección preliminar de muestras de mano para descripción petrográfica e identificación de alteraciones y mineralización tanto de superficie como de sondajes.
- Selección final de 26 muestras para preparación de secciones delgadas y 18 muestras para preparación de secciones pulidas para posterior estudio petro-mineragráfico
- Selección de 17 muestras con características variadas para obtener edades radiométricas y caracterización de fuentes de mineralización

### **3.3 TRABAJOS ANALÍTICOS**

#### **3.3.1 Estudios Petro-mineragráficos**

Los estudios petro-mineragráficos de las secciones delgadas y pulidas fueron realizados en el laboratorio de microscopía de la Escuela de Ingeniería Geológica de la Universidad Nacional de Ingeniería, para este trabajo se contó con un microscopio de polarización de luz reflejada y transmitida modelo Nikon Eclipse.

Para la clasificación petrográfica de rocas ígneas se utilizaron los diagramas de clasificación QAPF publicada por R. W. Le Maitre y colaboradores en 1989, también conocida como clasificación de Streckeisen o de la IUGS, clasificación que está basada en las proporciones relativas de los siguientes grupos de minerales partiendo de sus composiciones modales.

**Q** = cuarzo, tridimita, cristobalita

**A** = Feldespatos alcalinos, ortosa, microclina, pertita, anortoclasa, sanidina y albita (An<sub>0</sub> a An<sub>5</sub>)

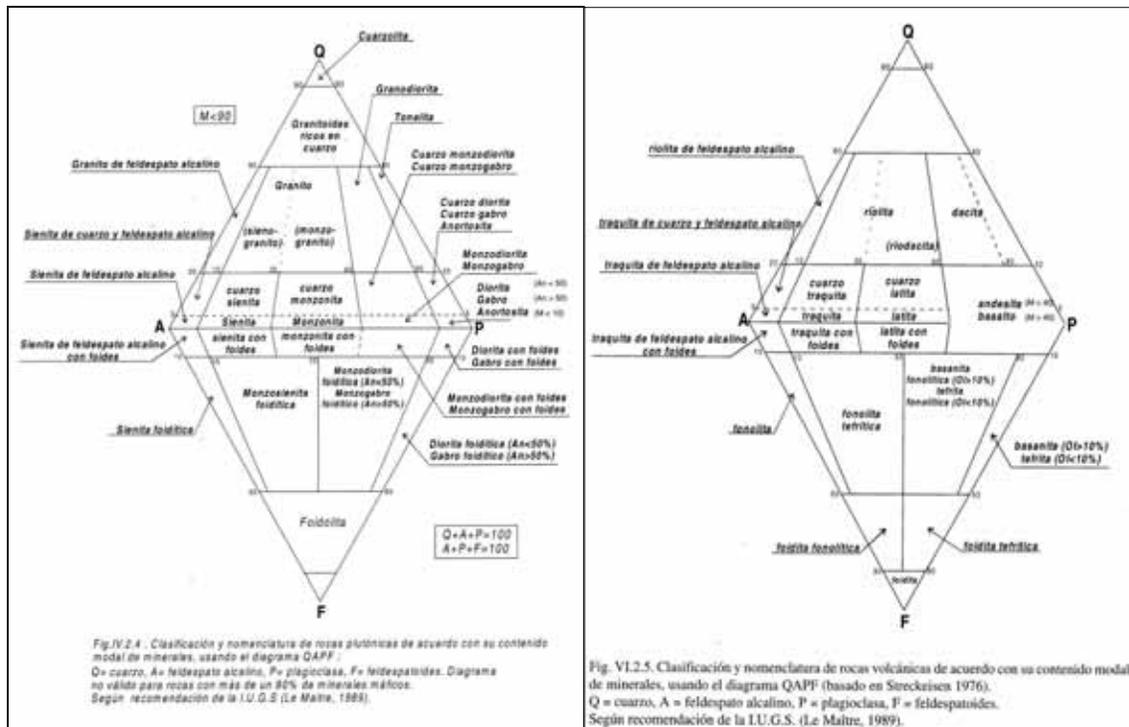
**P** = Plagioclasa (An<sub>5</sub> a An<sub>100</sub>) y escapolitas

**F** = Feldespatoides

**M** = Minerales máficos, micas, anfíboles, piroxenos, minerales opacos etc.

Para el estudio de las alteraciones se utilizó luz transmitida, se identificó la mineralogía, sus asociaciones, interrelaciones, abundancias y texturas. Una vez identificada la mineralogía se utilizó la tabla de Corbert y Leach (1998) para definir el tipo de alteración hidrotermal de acuerdo a la paragénesis identificada.

Para el estudio de la mena se utilizó luz reflejada y se identificó los minerales de mena, sus asociaciones, alteraciones y texturas.



**Figura 3.1 :** Diagramas de clasificación QAPF publicada por R. W. Le Maitre y colaboradores en 1989. Fuente : Castroviejo, R., (1998)

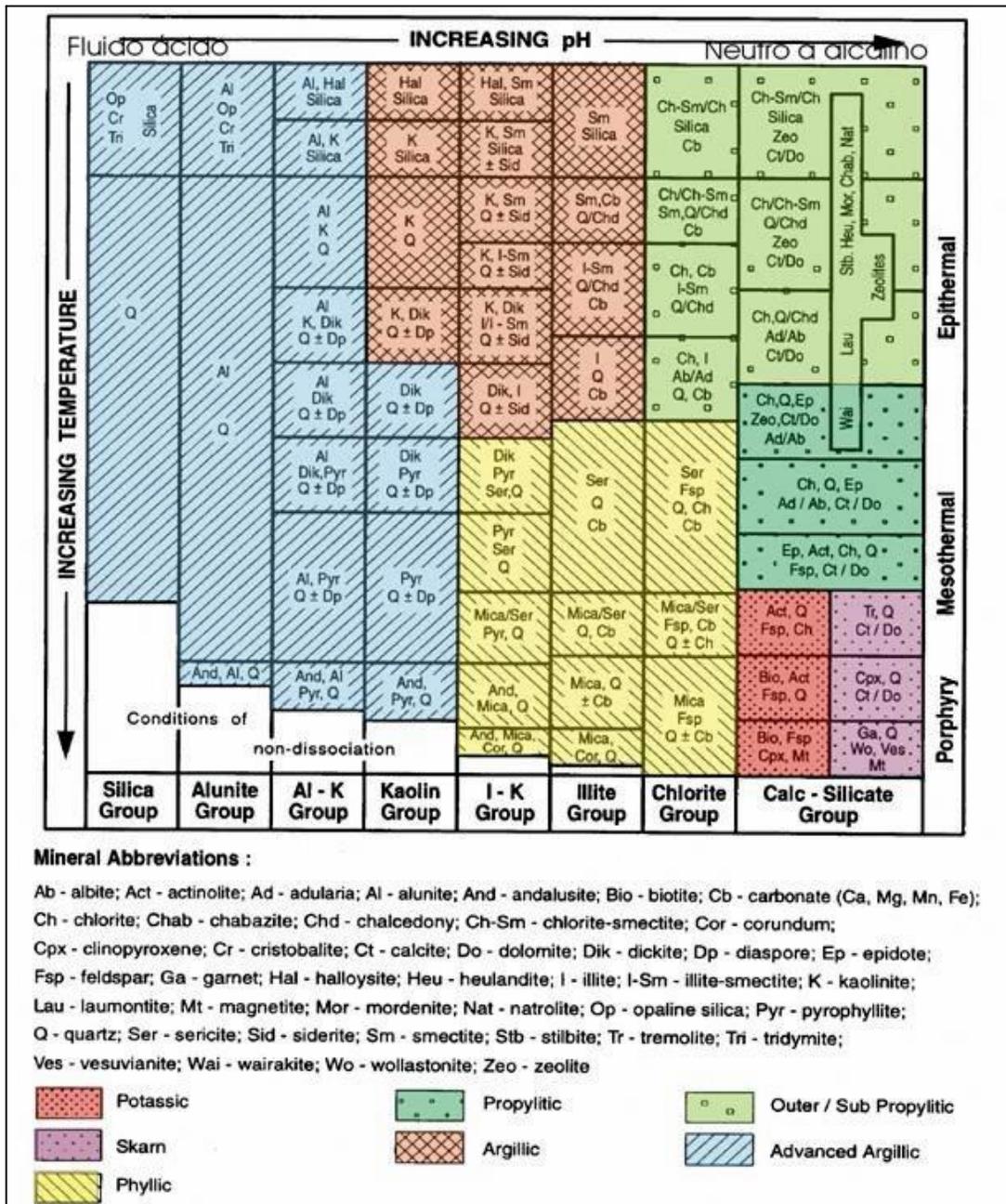


Figura 3.2 : Clasificación de alteraciones hidrotermales de Corbert y Leach (1998) de acuerdo a las asociaciones minerales, pH y T°.

### 3.3.2 Análisis de muestras para datación y composiciones isotópicas

Esta etapa del trabajo se realizó en Instituto de Geociencias de la Universidad de Sao Paulo en Brasil bajo la asesoría del Dr. Colombo Tassinari; durante la permanencia en el Instituto se completó la fase de preparación de muestras para los análisis de geocronología de las 17 muestras de campo recolectadas inicialmente de las cuales se seleccionó finalmente 14 muestras, las tres restantes fueron desechadas por no

presentar características apropiadas para el análisis como fue el tamaño de grano en el caso de la sericita y la presencia de inclusiones en el caso de las dos muestras de granates.

**Tabla 3.1:** Relación de muestras para datación y análisis isotópico

Nº de Campo	Roca	Material	Método	Coord. Este	Coord. Norte	Tamaño de partícula	Observaciones
UTU-001 D84	Pórfido	Py	Pb/Pb	735521	8412202	Mallas 12-35	Muestra de sondaje
UTU-002 D84	Pórfido	Py	Pb/Pb	737040	8412500	Mallas 12-35	Muestra de sondaje
UTU-003 D84	Pórfido	Py	Pb/Pb	735656	8412000	Mallas 12-35	Muestra de sondaje
UTU-004 D84	Pórfido	Py	Pb/Pb	735636	8412511	Mallas 12-35	Muestra de sondaje
UTU-005 D84	Pórfido	Py	Pb/Pb	735692	8411948	Mallas 12-35	
UTU-006 D84	Pórfido	Biotita	K/Ar	735718	8412488	Mallas 35-60	
UTU-007 D84	Pórfido		RT-Rb/Sr	735643	8412280	Polvo 75 $\mu$ (malla 200).	
UTU-008 D84	Pórfido		RT-Rb/Sr	735521	8411942	Polvo 75 $\mu$ (malla 200).	
UTU-009 D84	Skarn	Granate	Sm/Nd	736521	8410726	Mallas 35-60	Result. pendiente
UTU-010 D84	Skarn	Granate	Sm/Nd	736506	8410688		No analizada
UTU-011 D84	Skarn	Granate	Sm/Nd	736504	8410697		No analizada
UTU-012 D84	Pórfido		RT-Pb/Pb	735636	8412511	Polvo 75 $\mu$ (malla 200).	Muestra de sondaje
UTU-013 D84	Manto	Py	Pb/Pb	733699	8410697	Mallas 12-35	Result. pendiente
UTU-014 D84	Manto	Sericita	K/Ar	733699	8410714		No analizada
UTU-015 D84	Pórfido	Biotita	K/Ar	735643	8412280	Mallas 35-60	
UTU-016 D84	Pórfido		RT-Pb/Pb	735643	8412280	Polvo 75 $\mu$ (malla 200).	
UTU-017 D84	skarn	piroxeno	Sm/Nd	736521	8410726	Mallas 35-60	Result. pendiente

## CAPITULO IV: MARCO GEOLOGICO REGIONAL

### 4.1 ESTRATIGRAFÍA REGIONAL

#### 4.1.1 Mesozoico

##### ➤ **Formación Socosani (Jm - so)**

Fue definida por Jenks, w. (1946), viene a ser la unidad sedimentaria mas antigua en el área y fue reconocida por Valdivia, W. y Latorre, O. (2003). Aflora ampliamente a 13 km aproximadamente al noroeste y suroeste de Utupara.

Está conformada por dos miembros. El miembro inferior, litológicamente, está caracterizado por calizas gris oscuras a negras con niveles de limoarcillitas negras. El miembro superior esta constituido por limoarcillitas negras laminadas con nódulos de areniscas. El espesor de la formación es aproximadamente de 1000 m. Se encuentran infrayaciendo en discordancia angular con las areniscas de la Formación Puente del Grupo Yura.

##### ➤ **Grupo Yura**

Esta denominación fue establecida por Jenks W. (1948) y ratificada por Benavides V. (1962) quien lo elevó a la categoría de Grupo . Aflora en la parte este del área de estudio, se han reconocido cinco formaciones.

##### ➤ **Formación Puente (Jm-pu)**

Aflora aproximadamente a 15 km al noroeste del área de estudio sobreyaciendo a la Formación Socosani en discordancia angular en infrayace concordantemente bajo la Formación Cachios.

Está constituida básicamente por areniscas de grano medio a fino y es característico la presencia de coloraciones grises amarillentas, verdes y pardas e intercalaciones de niveles de limoarcillitas oscuras con contenidos considerables de fósiles. Es característico en esta formación la presencia de estratos de espesor fino a medio, el espesor total es de 300 a 400m. Valdivia, W. y Latorre, O. (2003).

Por ser característica la presencia de fósiles en esta formación no ha sido problema determinar la edad asignándole una edad caloviana por la presencia de *Reinequia* sp. y *Bositras buchi* determinado por INGEMMET (Romero, L. ).

➤ **Formación Cachios (Jm-ca)**

Aflora con una distribución amplia a 12km. al noroeste de Utupara en los alrededores de Antilla y a 10 km. al suroeste donde los afloramientos presentan una orientación noroeste aproximadamente.

Esta formación está caracterizada por la presencia de limoarcillitas negras, grises y verdosas con buena estratificación, presentan intercalaciones de areniscas de coloraciones grises y cuarcitas, las cuales hacia el tope de la formación se presentan en bancos de mayor espesor, el espesor aproximado de la formación es de 350m. a 400m. Valdivia, W. y Latorre, O. (2003).

La edad ha sido determinada en base al estudio de fósiles presentes en la formación, entre otros se tienen Equisetales Ind., que indica un rango amplio entre el Jurásico y Cretáceo pero debido a su posición estratigráfica sobreyaciendo a la Formación Puente se le ha asignado una edad del jurásico medio a superior caloviano superior y Oxfordiano. Valdivia, W. y Latorre, O. (2003).

➤ **Formación Labra (Js-la)**

Aflora al noroeste y suroeste del área de estudio en los alrededores de las localidades de Antilla Chimpañumi y Sabaino a 13 km aproximadamente de Utupara.

Está constituida en la base por bancos de areniscas grises y blancas de grano medio a fino, ocasionalmente con niveles de limoarcillitas negras y grises. El tope de la unidad está caracterizado por intercalaciones de areniscas cuarzosas grises y blancas con estratificación cruzada. El espesor aproximado de esta formación varía entre 500 a 600m.

Se le asigna una edad del Jurásico superior por su posición estratigráfica (infrayace a la Formación Gramadal) posiblemente Oxfordiano – Kimmeridgiano ya que no se ha reportado presencia de fósiles en la unidad.

➤ **Formación Gramadal (Js-gr)**

Aflora al noroeste, este y suroeste del área de estudio, su presencia es restringida.

Litológicamente está caracterizada limoarcillitas laminadas negras y grises intercaladas con niveles delgados de calizas. La presencia de fósiles es escasa y en conjunto la serie no es continua.

El grosor de la Formación es variable llegando a alcanzar los 60m. en la parte sur .

Se le asigna una edad Kimmeridgiano – Berrasiano por su posición estratigráfica infrayaciendo a las areniscas de la Formación Hualhuani pertenecientes al Neocomiano<sup>1</sup>.

➤ **Formación Hualhuani.**

Aflora principalmente en el Cerro Utupara, también al este del área de estudio en los cerros Pallamarca y Huchuyco, es de amplia distribución en el área y está caracterizado por formar crestas alineadas en las partes altas.

Esta formación está definida por una alternancia de areniscas cuarzosas blancas de grano fino a medio, muchas veces con presencia de estratificación cruzada formando bancos medianos y gruesos. En menor proporción se encuentran areniscas grises de granos fino intercaladas ocasionalmente con niveles de limoarcillitas negras carbonosas<sup>6</sup>, tiene un espesor aproximado que varía entre 400 a 500m.

Se le asigna una edad perteneciente al cretáceo inferior posiblemente Neocomiano por su posición estratigráfica y sus relaciones con otras regiones ya que la evidencia fósil existente en esta formación ha sido insuficiente para determinar una edad precisa y confiable según Pecho, V. (1981).

➤ **Formación Murco (Ki-mu)**

Esta formación fue definida por Jenks W. (1948) al noreste de Arequipa. Aflora al este, oeste y sur del área de estudio sobreyaciendo concordantemente sobre las cuarcitas y areniscas blancas de la Formación Hualhuani.

Está constituida por areniscas de grano medio a grueso con coloraciones rojizas y laminaciones oblicuas de bajo ángulo, presenta también intercalaciones de limoarcillitas de coloraciones rojas, pardas y verdes. La parte intermedia es más fina y consiste de intercalaciones de limoarcillitas con areniscas rojas y micro conglomerados, hacia el tope de la Formación se tiene intercalaciones de areniscas rojas con limoarcillitas rojas y verdes y niveles finos de calizas. El espesor estimado para esta Formación es aproximadamente de 200m<sup>6</sup>.

No se ha reportado la existencia de fósiles en esta Formación sin embargo se le asigna una edad Cretácica (Barremiano – Aptiano) por su posición estratigráfica debajo de la Formación Arcurquina y sobre la Formación Hualhuani.

---

<sup>1</sup> Valdivia, W. y Latorre, O. (2003).

#### ➤ **Formación Ferrobamba (Ks – fe)**

En la región de Abancay. Marocco R. (1975) y Pecho V. (1981) emplean el término Ferrobamba para esta secuencia calcárea, posteriormente Valdivia, W. y Latorre, O. (2003) reclasifican esta Formación como Arcurquina como parte de la revisión y actualización del cuadrángulo de Antabamba realizado por INGEMMET.

En el área de estudio aflora en el Cerro Tajra, Cerro Alpamarca y Cerro Coronto concordante a la Formación Murco y también en contacto con el intrusivo diorítico de Utupara.

Litológicamente está caracterizada por una secuencia inferior de calizas grises y negras, en la parte media, estas calizas presentan buena estratificación y se encuentran en bancos delgados a medianos. En la parte superior de la secuencia las calizas se hacen nuevamente masivas en bancos medianos a gruesos. Algo característico de esta Formación es la presencia de plegamientos, abundantes fósiles y nódulos de chert. El espesor estimado es de aproximadamente 800 a 900m.

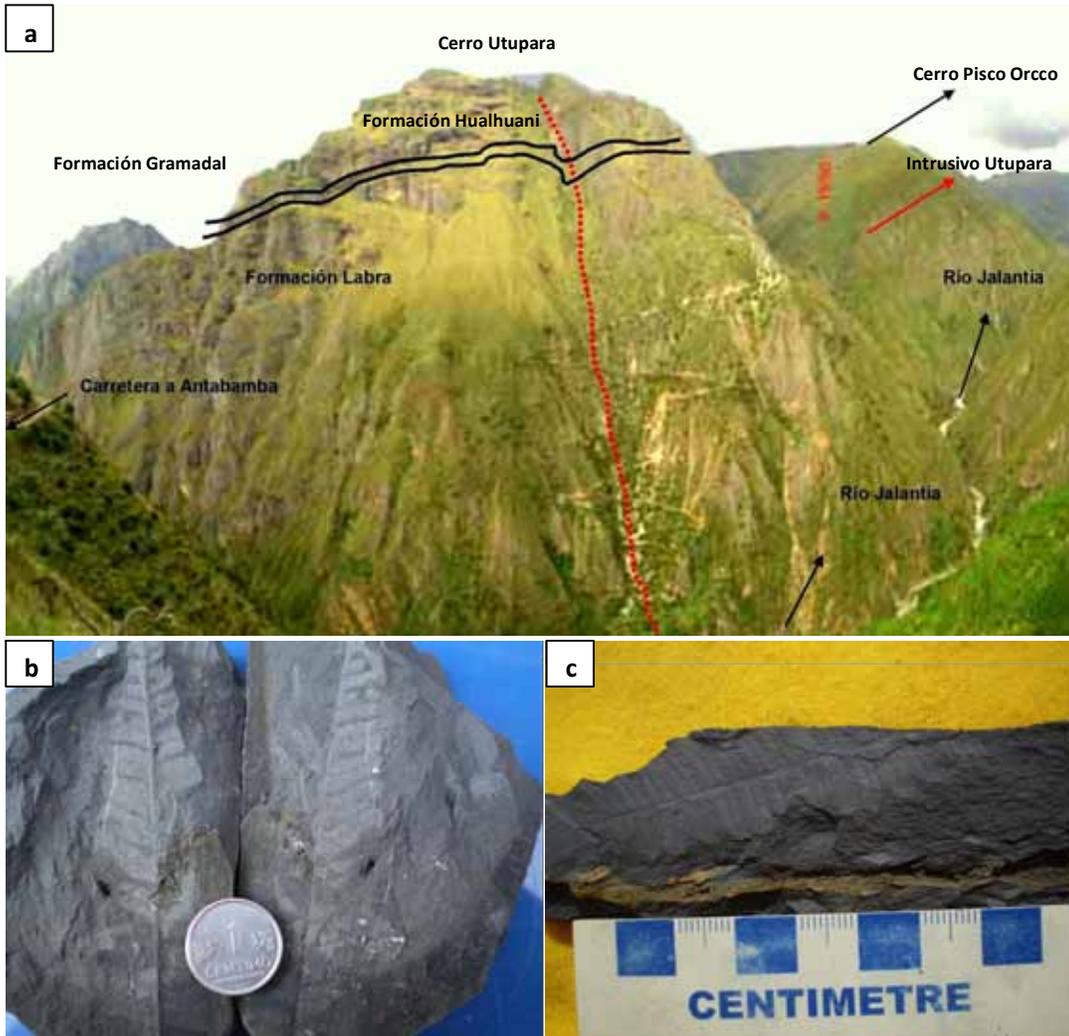
Debido a su buen contenido fosilífero como *Exogira squamata* DÓRB, *Neithea tenow klensis* COQUAND de edad Cenomaniana y *Pracal veolina* cf. *P tenuis* REICHEL del Albiano – Turoniano se le asigna una edad Albiano – Cenomaniano. Pecho, V. (1981).

#### **4.1.2 Cenozoico**

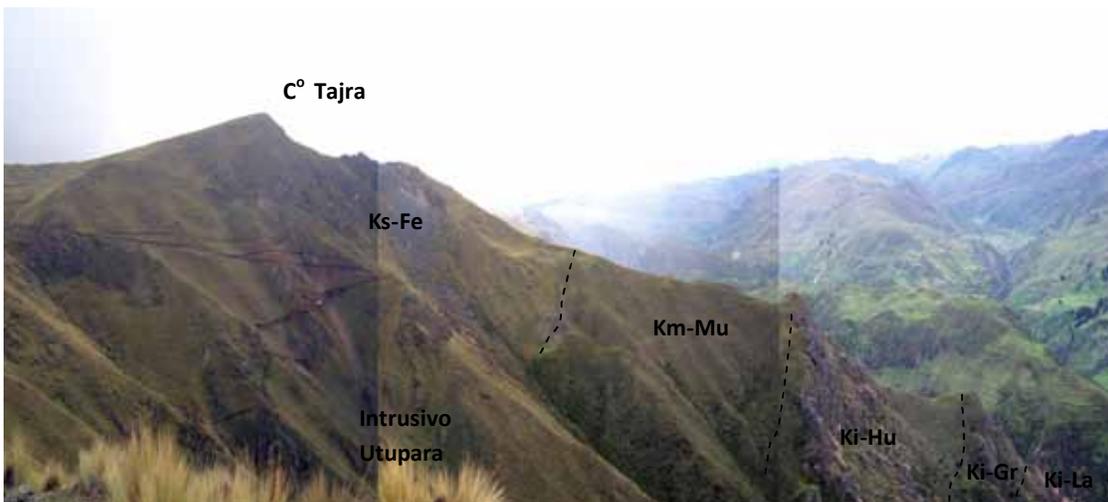
##### ➤ **Grupo Puno (P-pu)**

Fue definida por Cabrera, La Rosa y Petersen (1936) en los alrededores del Lago Titicaca, posteriormente fue estudiada por Newell (1945) y Heim (1947), en el área de estudio se ha adoptado la misma denominación para el conjunto litológico que se considera como una prolongación lateral del Grupo Puno de la localidad típica. Su presencia es bastante restringida y puede ser identificada en los núcleos de los anticlinales al norte del poblado de Huaquirca.

Está constituida por limoarcillitas rojas intercaladas con areniscas abigarradas de grano medio en capas delgadas y poco compactas. En la parte inferior está caracterizada por areniscas de color gris claro y marrón rojizo con estratificación cruzada intercaladas con limoarcillitas y conglomerados. En la parte superior se tienen areniscas marrones y grises, Por su posición estratigráfica sobreyaciendo a la Formación Arcurquina (Albiano - Cenomaniano) e infrayaciendo al Grupo Tacaza (Oligoceno) se le asigna una edad Paleógena. Valdivia, W. y Latorre, O. (2003).



**Figura 4.1 :** Afloramiento del Grupo Yura en Utupara ; a) Vista panorámica mirando al norte del cerro Utupara en la que se puede distinguir las tres unidades superiores del Grupo Yura ( Formación Labra, Gramadal y Hualhuani), al fondo se puede apreciar el intrusivo diorítico Utupara; b) y c) Otozamites Neumanni ZEILL, encontrado en el C° Utupara de edad Neocomiano temporalmente correlacionable con la Formación Gramadal. Fuente : Galdos J. (2007)



**Figura 4.2 :** Afloramiento de secuencias Cretácicas en Utupara; vista panorámica mirando al sureste del Cerro Tajra mostrando las secuencias cretácicas del Ferrobamba, Murco y el Grupo Yura, en la parte inferior se puede apreciar el Intrusivo Utupara.



**Figura 4.3:** Contacto del Grupo Yura con Intrusivo Utupara: Vista mirando al oeste, se puede apreciar las secuencias superiores del Grupo Yura en contacto con el intrusivo Utupara; al medio la antigua Mina Utupara.



**Figura 4.4:** Afloramiento de secuencias calcareas de la Formación Ferrobamba: ( área de Tajra)

#### ➤ Grupo Tacaza

Fue estudiado por Jenks, (1946), Newell, N. (1949) le asigno el nombre de Volcánico Tacaza a una serie de rocas volcánicas que aflora en la mina Tacaza, departamento de Puno. Posteriormente Marocco, R. y Del Pino, M. (1966) lo elevan a la categoría de Grupo.

Es de amplia distribución en el área de estudio aflorando principalmente en la parte noreste y sureste.



**Figura 4.5:** Afloramiento del Grupo Puno: Conglomerados rojos con clastos de calizas, cuarcitas y areniscas al noreste de Utupara

➤ **Formación Orcopampa (PN – or)**

Pertenece al Tacaza inferior, litológicamente está caracterizado por conglomerados gruesos constituidos por clastos subredondeados de caliza y cuarcita, sobre esta se tiene una secuencia de areniscas grises de grano medio agrueso intercaladas con lutitas rojas violáceas de origen tobáceo. Encima de esta secuencia se encuentran conglomerados con clastos subredondeados de cuarcitas y areniscas con matriz tobácea, hacia el tope descansa una secuencia volcánica potente de constituida por derrames lávicos, brechas, tobas y tobas retrabajadas de naturaleza andesítica, dacítica y riolítica de coloraciones grisverdosas a moradas. Pecho, V. (1981).

Esta unidad tiene un grosor aproximado de 700 a 800m. y sobreyace en discordancia angular al Grupo Puno y a las Formaciones Socosani, Puente, Hualhuani, Morco, Arcurquina.

No existen dataciones radiométricas del Grupo Tacaza en esta área lo que dificulta la asignación de una edad precisa pero debido a su posición estratigráfica se le asigna una edad Oligoceno – Mioceno.

➤ **Grupo Maure (Nm-ma)**

Fue definida por Mendivil, S. (1965) aflora ampliamente a 6km. al norte de Utupara en las localidades de Casacasa, Joyahuasi y Paterio.

Litológicamente está constituido en la base de la secuencia de limolitas laminadas, tobas gris oscuras a cremas intercaladas con tobas retrabajadas y areniscas tobáceas de grano medio a fino, hacia el tope de la secuencia se han identificado niveles de areniscas gruesas, conglomerados y tobas no consolidadas. El espesor de esta secuencia es aproximadamente de 200m., sobreyace en discordancia erosional al grupo Tacaza y a su vez está cubierto por lavas pertenecientes al grupo Barroso en discordancia angular. Valdivia, W. y Latorre, O. (2003).

No se han reportado evidencias paleontológicas para precisar la edad, se le asigna una edad del Mioceno a comienzos del Plioceno por su posición estratigráfica.

### ➤ **Grupo Barroso**

Este termino fue empleado por Wilson, J. (1962) y Mendivil, S. (1965) para describir una secuencia volcánica compuesta mayormente por derrames de composición andesítica expuestos en la Cordillera del Barroso en la región de Tacna.

Afloran ampliamente a 5km, aproximadamente al norte del área de estudio y en menor proporción a 7km. al sur de Utupara.

Valdivia, W. y Latorre, O. (2003). han diferenciado dos unidades volcánicas que se distinguen por su litología y composición y son las siguientes:

#### **Complejo Volcánico Malmanya**

Consiste en la base de tobas soldadas de cristales de composición dacítica, de coloración gris blanquecina, están compuestas por plagioclasa, biotita y cuarzo dentro de una matriz de textura afanítica.

La parte superior está constituido por tobas soldadas de cristales gris parduscas, matriz afanítica y cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita, presentan también secuencias de lavas dacíticas y andesíticas con niveles de brechas y aglomerados. El grosor aproximado es de 100 a 200m..

#### **Complejo Volcánico Vilcarani**

La parte inferior de la secuencia consiste de tobas lapillíticas, de ceniza y biotita blanquecinas amarillentas a rojizas, se encuentran alternadas con areniscas tobáceas retrabajadas de grano medio en capas delgadas y algunas lavas andesíticas en niveles centimétricos.

La parte media consiste de tobas soldadas de ceniza, pómez y biotita con niveles delgados de lavas

La parte superior esta compuesta por tobas de ceniza con pómez, biotita, cuarzo y líticos, además brechas y aglomerados volcánicos.

En conjunto toda la unidad Tiene un grosor aproximado de 300 a 350m.

No existen dataciones radiométricas en el área para precisar la edad del Grupo Barroso, pero por su posición estratigráfica regional estaría comprendido desde fines del Plioceno hasta el Pleistoceno.

➤ **Depósitos Cuaternarios:**

**Depositos Morrenicos (Qpl – mo)**

Ubicados en las partes altas de los valles, a 4 km. aproximadamente al norte de Utupara.

Estos depósitos están caracterizados por acumulaciones de bloques heterométricos y gravas polimícticas dentro de una matriz arenoarcillosa.

**Depósitos fluvioglaciares (Qh-fg)**

Se encuentran ocupando valles antiguos valles quebradas, llanuras y pampas sobre los 4,000 m. de altitud, están constituidos por acumulaciones clásticas heterogéneas dentro de una matriz arenolimososa.

**Depositos de Bofedal Qh –bo)**

Forman reservorios naturales de agua en las zonas altas, tienen una composición arenosa, limosa y arcillosa y niveles de materia orgánica.

**Depositos Aluviales (Qh – al)**

Se localizan en los cauces antiguos y recientes de los ríos, laderas de los valles y quebradas, también formando terrazas y conos aluviales. Están caracterizados por gravas, cantos redondeados y angulosos dentro de una matriz arenoarcillosa.

## **4.2 ROCAS IGNEAS**

Las rocas ígneas aflorantes son parte del batolito de Andahuaylas-Yauri (Carlier et al., 1989; Bonhomme y Carlier, 1990) también conocido localmente como el batolito de Abancay

(Pecho, 1981, Mendivil y Davila, 1994), sus composiciones son mayormente dioríticas, granodioríticas y tonalíticas.

La edad del batolito ha sido determinada por relaciones estratigráficas regionales y datos geocronológicos, el Batolito intruye mayormente sedimentos marinos y continentales Mesozoicos y Cenozoicos, las edades K/Ar reportadas por Carlier et al. (1996), Carlotto (1998) y Perello et al. (2002-2003), confirman una edad Eoceno medio a Oligoceno inferior (~32 – 48 Ma.)

Valdivia, W. y Latorre, O. (2003) han diferenciado localmente en la región 5 unidades : Parco; Liajua, Progreso; Huasani y Totorá, de las cuales solo Progreso y Huasani están incluidas dentro del área de estudio.

#### ➤ **Unidad Progreso**

Sus afloramientos principales se encuentran en las márgenes del río Vilcabamba, su litología consiste de granodioritas, dioritas tonalíticas y granodioritas. El Plutón Jatunjasa perteneciente a esta unidad aflora alrededor de Mollebamba encontrándose en contacto fallado con la Formación Hualhuani e intruye a rocas de la Formación Socasoni. En el poblado de Huaquirca este Plutón se encuentra intruyendo a las formaciones Hualhuani y Murco, asimismo a oeste de la laguna Piscococha. Valdivia, W. y Latorre, O. (2003).

#### ➤ **Unidad Huasani**

Los Constituyen los plutones Huasani y Utopara;

El Plutón Huasani está ubicado al oeste del poblado de Huichihua cortando las calizas de la Formación Arcurquina, las areniscas del Grupo Puno y los volcánicos del Grupo Tacaza, la litología está representada principalmente por dioritas y granodioritas.

El Plutón Utopara aflora al este de Antabamba e intruye a las rocas de las formaciones Hualhuani, Murco, Ferrobamba y al grupo Tacaza, la composición principal es diorítica, pero también se pueden identificar otras fases que se encuentran a manera de stocks y diques, la composición de estas fases grada de monzonitas, monzodioritas y diques andesíticos con texturas fanerítica hasta porfíricas.

El contacto de este intrusivo con las rocas sedimentarias a las que intruye genera un metamorfismo de contacto, además cada fase intrusiva está precedida de fracturamiento y brechamiento en algunos casos relacionados a actividad hidrotermal los que produce distintos estilos de mineralización (mantos, vetas, brechas mineralizadas y skarn) y que es materia de estudio de la presente tesis.

### 4.3 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

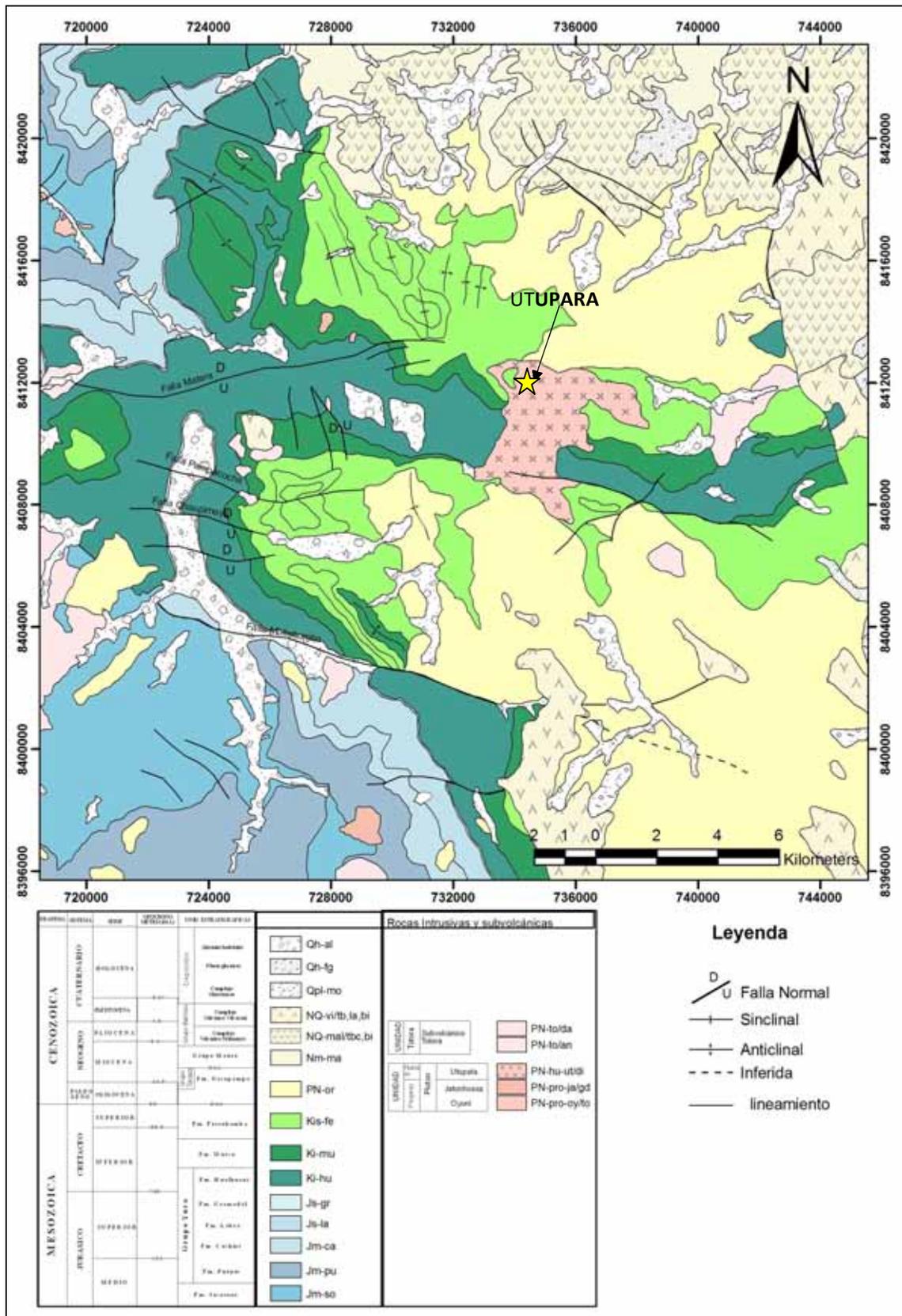
Regionalmente el área de estudio está situada en el límite meridional de la Deflexión de Abancay (Marocco, R., 1978), está caracterizado por la presencia de fallas y pliegues de orientación E-O, NO-SE que afectan a las rocas del Mesozoico y Cenozoico.

Perello, J., Carlotto, V. et al., 2003 sugieren que la orogenia incaica en la región constituye un periodo largo de deformación semicontinua de ~20 a 15 Ma. ocurridas entre el Eoceno medio y el Oligoceno inferior. Eventos múltiples de deformación, elevaciones y acortamientos asociados son aparentes y pudieron haber acompañado el emplazamiento de las diversas fases del batolito por lo menos en dos eventos principales ~48 a 43 y ~40 a 33 Ma. (Bonhomme y carlier, 1990; et al., 1996).

Localmente Merino, J. (2007) reporta que el área de Utupara pertenece a un gran anticlinorio regional de rumbo E-O comprendido entre los ríos Jajantía y Colcabamba, este anticlinorio se encuentra fallado a lo largo de todo su eje de manera normal y buza hacia el sur con alto ángulo, afectando principalmente al Grupo Yura en toda su extensión. También es característico la presencia de dos pliegues sinclinales suaves que conservan el mismo rumbo y están ubicados al sur de Utupara.

El tectonismo antecede a los plutones, esto se evidencia porque las fallas de estos anticlinales no se manifiestan en las rocas intrusivas. Los esfuerzos compresionales NNW-SSE originan un sistema de fracturamiento E-O esto se manifiesta principalmente en las cuarcitas del Grupo Yura que se fracturan en las zonas de fallas originando brechas tectónicas.

Figura 4.6: Mapa Geológico Regional del Área de Utupara



Modificado de INGEMMET (2003)

Figura 4.7: Columna Lito-estratigráfica Regional del Área de Utupara

ERATEMA	SISTEMA	SERIE	GEOCROMO-METRIA (M.A.)	UNID. ESTRATIGRAFICAS	LITOLOGÍA	DESCRIPCIÓN
<b>CENOZOICA</b>	<b>CUATERNARIO</b>	<b>HOLOCENA</b>	0.04	Depósitos	Aluviales bofedales	Bloque, guijarros en matriz de arena y limo
					Fluvio glaciares	Acumulaciones clásticas muy heterogeneas
					Complejo Mcrenics	Bloques heterométricos angulosos, cantos y gravas en matriz arenocillosa
		<b>PLEISTOCENA</b>	1.6	Grupo Barroso	Complejo Volcánico Vilcarani	Tobas con pomez, tobas soldadas de ceniza y hacia la base tobas lapilíticas de ceniza
					Complejo Volcánico Malmanya	Tobas grises soldadas de cristales con plagioclasa, biotita y cuarzo
	<b>NEOCENO</b>	<b>PLIOCENA</b>	5.3	Grupo Maure		Limolitas laminadas tobaceas alternadas con tobas retrabajadas areniscas tobaceas y conglomerados
					Disc.	Lavas andesiticas, tobas retrabajadas y brechas
		<b>MIOCENA</b>	23.8	Grupo Tacaza	Fm. Orcopampa	Conglomerados, areniscas y limoarcillitas rojas, brechas aglomerados y tobas retrabajadas
	<b>MESOZOICA</b>	<b>PALEOGENO</b>	<b>OLIGOCENA</b>	85	Grupo Puno	Conglomerados rojos con clastos de areniscas, calizas y cuarcitas, matriz arenosa calcarea
					Disc.	
<b>CRETACEO</b>		<b>SUPERIOR</b>	98.8	Fm. Ferrohamba	Calizas masivas a la base, al medio calizaas estratificadas hacia la parte superior secuencia masiva de calizas, en conjunto son grises y negras con contenido de fósiles	
				Fm. Murco	Limoarcillitas, rojas violaceas y verdes intercalas con areniscas con laminación oblicua	
		<b>INFERIOR</b>	140	Fm. Hualhuani	Areniscas cuarzosas blancas de grano fino a medio con laminación oblicua intercaladas con limoarcillitas negras	
				Fm. Gramadal	Limoarcillitas gris verde y gris oscuras intercaladas con calizas grises con escasos fósiles	
				Fm. Labra	Bancos de areniscas grises y blancas, laminadas de grano fino a medio intercaladas con niveles delgados de limoarcillitas	
<b>JURASICO</b>		<b>SUPERIOR</b>	152	Fm. Cachios	Limoarcillitas negras, grises y verdes intercaladas con niveles degados de areniscas	
				Fm. Puente	Areniscas de grano fino a medio intercaladas con niveles delgados de limoarcillitas con fosiles	
		<b>MEDIO</b>	Fm. Socosani	Calizas negras con niveles de limoarcillitas y areniscas grises		

Modificado de INGEMMET (2003)

## CAPITULO V: TRABAJOS REALIZADOS

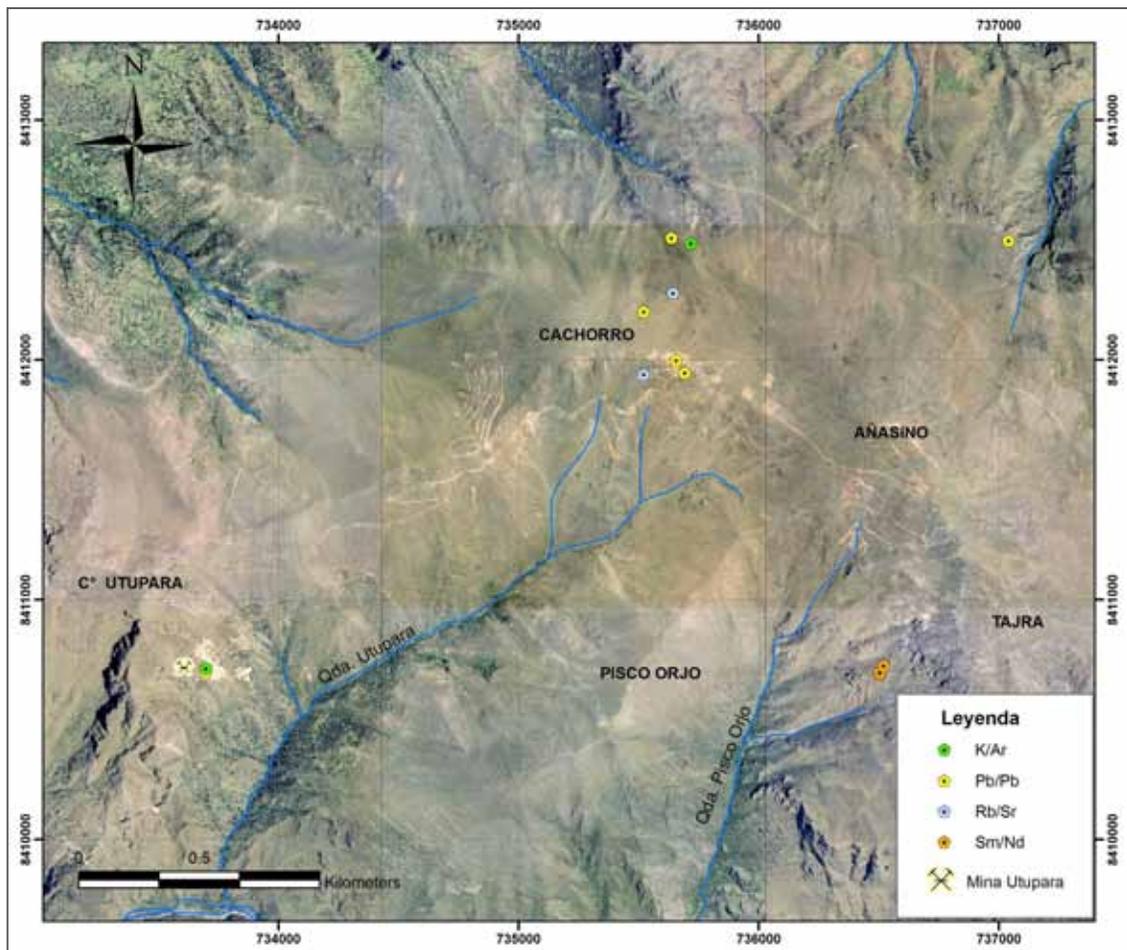
En el Proyecto Utupara ocurren distintos tipos de mineralización por lo que ha sido conveniente subdividirlo en áreas cada una con características propias de alteración y mineralización, los trabajos de campo se han concentrado principalmente en las áreas de Cachorro, Tajra, Añasino y Pisco Orjo (Fig 5.1).

La caracterización petrográfica ha sido realizada en las distintas fases del Complejo Intrusivo Utupara considerando stocks, diques y brechas, también se ha tomado en cuenta las secuencias sedimentarias que están en contacto con este intrusivo. Para el estudio de alteraciones hidrotermales se verificó tanto en superficie como en los sondajes los tipos de alteración existentes seleccionando las muestras que presentaban las mejores características para estudios de las asociaciones minerales en sección delgada.

Para el estudio de la mineralización, las muestras seleccionadas, fueron en su mayoría muestras de sondajes aunque también se tomó muestras de superficie sobretodo en la zona de la brecha intrusiva mineralizada que aflora en el área de Cachorro.

La selección de muestras para dataciones fue realizada para obtener edades del intrusivo diorítico. En la zona de Cachorro con evidencias de mineralización tipo pórfido se eligió el método de K-Ar y se tomaron dos muestras, la primera corresponde al cuerpo diorítico principal que se encuentra afectado por la alteración potásica temprana, la biotita fue el mineral elegido para la datación; la segunda muestra corresponde a la brecha intrusiva diorítica afectada por alteración potásica, en esta muestra también se eligió la biotita por ser un mineral mucho más fácil de separar además de encontrarse en cantidades considerables dentro de la matriz de la brecha. Debemos añadir que en ambas muestra se evitó tomar aquellas con contenido de biotita en proceso de alteración a cloritas que es frecuente encontrarlo en el sistema ya que esto podría generar datos con edades erróneas.

Para caracterizar las fuentes de mineralización se trabajó con isótopos de Pb y Sr, posterior al estudio minerográfico que definió como evento principal de mineralización a la paragénesis FK- bt - ab - mt - py - cpy, se eligió a la pirita por presentar una granulometría gruesa y por lo tanto mucho más fácil de liberar, las muestras fueron obtenidas de la brecha intrusiva mineralizada (Cachorro), y de los canales de brecha mineralizadas identificadas en los sondajes; el método elegido para el cálculo de edad modelo fue el de Pb-Pb .



**Figura 5.1:** Mapa de ubicación de muestras para datación e isotopos de Pb y Sr: Se muestra áreas de trabajo del Proyecto Utupara, la imagen de fondo corresponde a compósito de ortofotos.

## 5.1 CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA

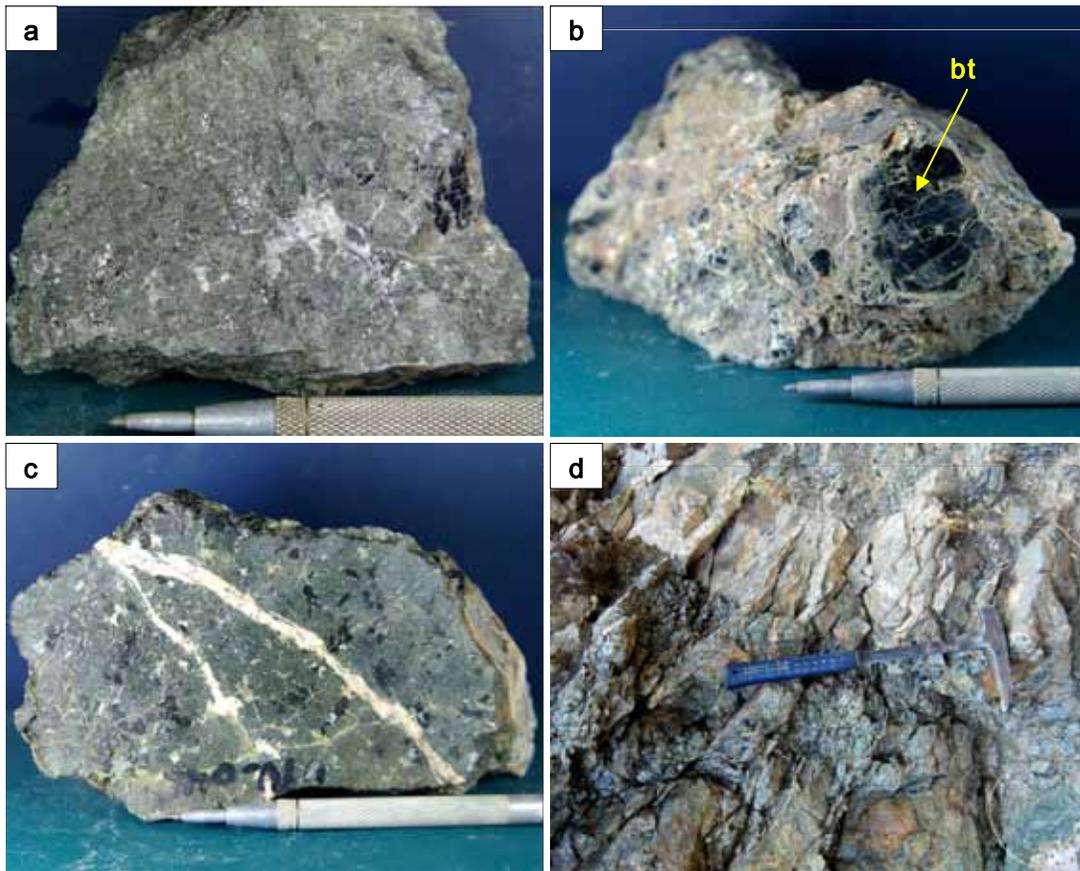
Los tipos de rocas que afloran en el área de estudio incluyen una gran variedad litológica principalmente de origen ígneo y de carácter intrusivo, estas rocas fueron generadas a partir de las distintas fases magmáticas producidas por el emplazamiento del Complejo Intrusivo Utupara; en contacto con estas rocas se encuentran aflorando rocas metamórficas producto del metasomatismo con el intrusivo y rocas sedimentarias.

La caracterización de los tipos litológicos existentes en Utupara se ha podido realizar básicamente por observaciones de campo, descripción de muestras de mano, descripción de muestras de sondaje diamantino y principalmente mediante el estudio petrográfico de secciones delgadas. Como resultado de este análisis se han identificado los siguientes tipos litológicos:

## 5.1.1 Rocas Intrusivas

### *Lamprófido de biotita*

Roca leucócrata de coloración gris oscura a negra, constituida en un 85 % de megacristales de biotita hasta de 8 cm., los cristales están bien desarrollados siendo muy fácilmente exfoliables, la matriz es escasa y está compuesta por magnetita 10% y feldespato potásico 5 %. Se encuentra cortada por vetillas centimétricas a decimétricas de feldespato potásico. Aflora al suroeste del área de estudio (Accranta) topográficamente por debajo de los demás tipos litológicos.



**Figura 5.2:** Muestras de mano y afloramiento de lamprófido de biotita. a) y b) cristales centimétricos de biotita, matriz es escasa y esta compuesta por feldespato potásico y magnetita; c) Muestra de mano de lamprófido cortada por vetillas de feldespato potásico; d) Afloramiento de lamprófido de biotita cortado por dique félsico ubicada al suroeste de Utupara.

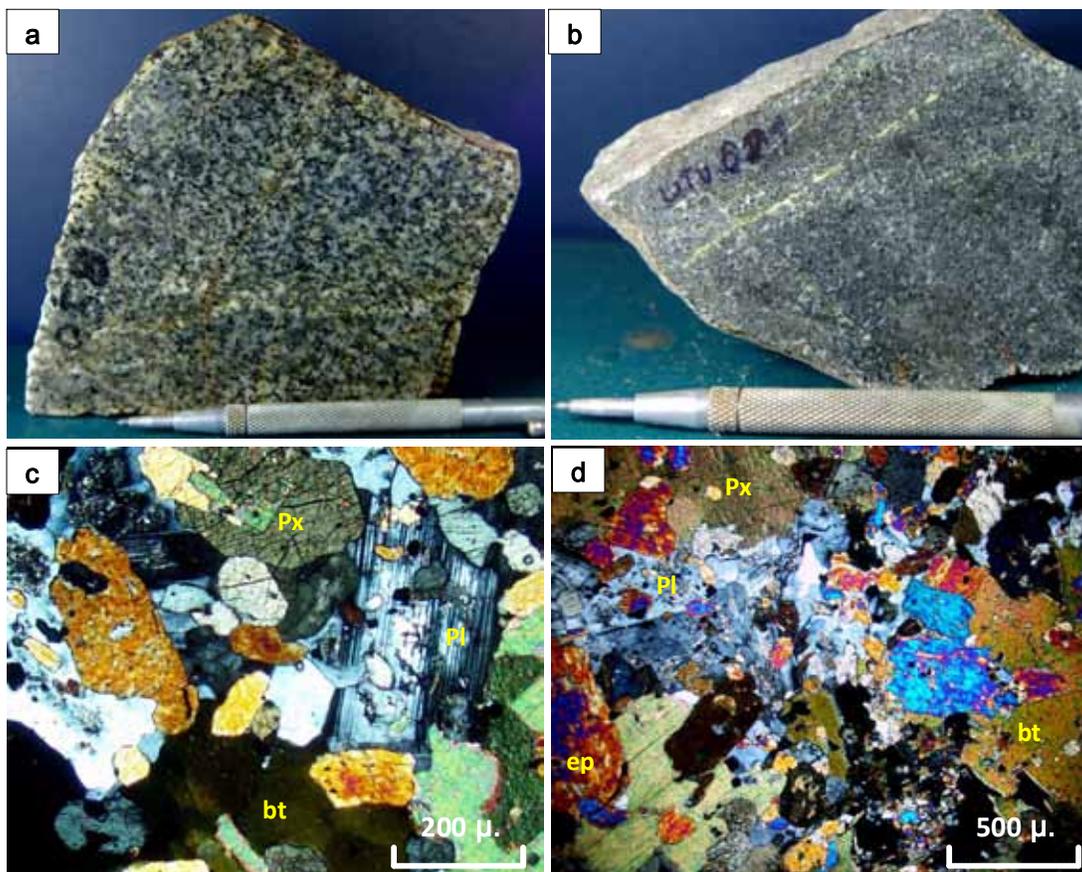
### *Diorita*

Roca melanócrata, color gris a gris oscuro, holocristalina de grano medio, textura fanerítica equigranular, está compuesta por cristales subhedrales de plagioclasa (andesina y

oligoclasa) de tamaños < 4 mm y hasta 55 %, clinopiroxenos subhedrales < 3 mm 25%, anfíboles (hornblenda) < 4mm y 15%, biotita 3%, magnetita 1%, otros 1%. La abundancia de anfíboles y piroxenos varía llegando incluso a 40% proporcionándole una tonalidad oscura a la roca.

Los minerales máficos (clinopiroxenos, anfíboles y biotita) se encuentran parcialmente alterados a cloritas, en sección delgada se pueden identificar texturas subofíticas donde las plagioclasas están parcialmente englobadas por piroxenos.

Es la roca con mayor extensión de afloramientos en el área de estudio.

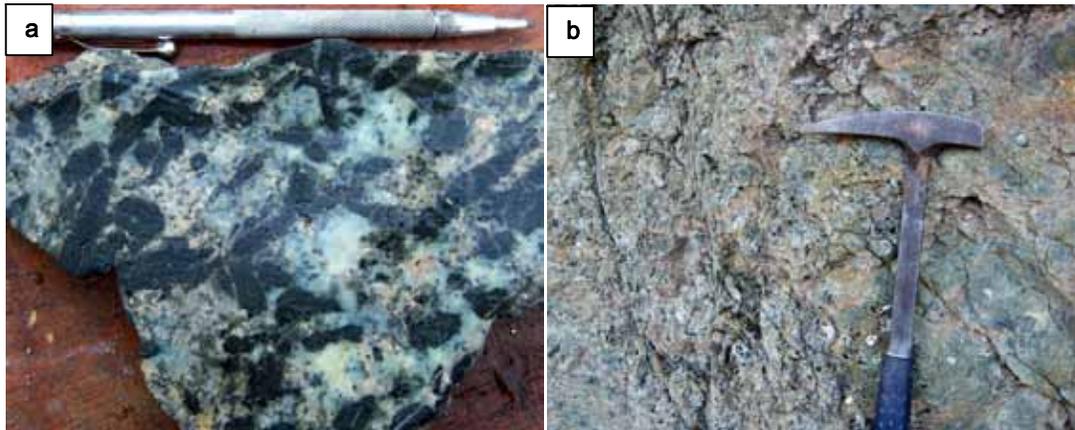


**Figura 5.3:** Muestra de mano y fotomicrografías de diorita. a) Diorita típica con textura fanerítica; b) diorita con contenido mayor de minerales máficos (piroxenos) proporcionándole tonalidad mas oscura; c) y d) fotomicrografía en Nx mostrando cristales de plagioclasa con típica macla polisintética asociada a piroxenos y biotita, se observa una débil propilitización manifestada por la presencia de epidota y cloritas.

### ***Diorita porfirítica***

Roca melanócrata, color gris oscuro, se caracteriza por presentar cristales bien desarrollados y prismáticos de anfíboles (hornblenda) < 2 cm. hasta 25 %, también cristales de biotita con tamaños hasta de 1 cm., la matriz está compuesta por plagioclasas en un 60% las cuales se encuentra en cristales subhedrales < 2 mm., también se puede identificar en la matriz magnetita en un 5 %, hornblenda y biotita.

Aflora al norte del área de estudio (Cachorro), en la zona de contacto con las cuarcitas del Grupo Yura y en la parte central (zona del campamento Utupara). Probablemente se trate de la roca intrusiva más antigua del área esto a raíz de las observaciones de campo donde prácticamente es cortada por los demás tipos litológicos además de encontrarse topográficamente a menor cota que las demás.

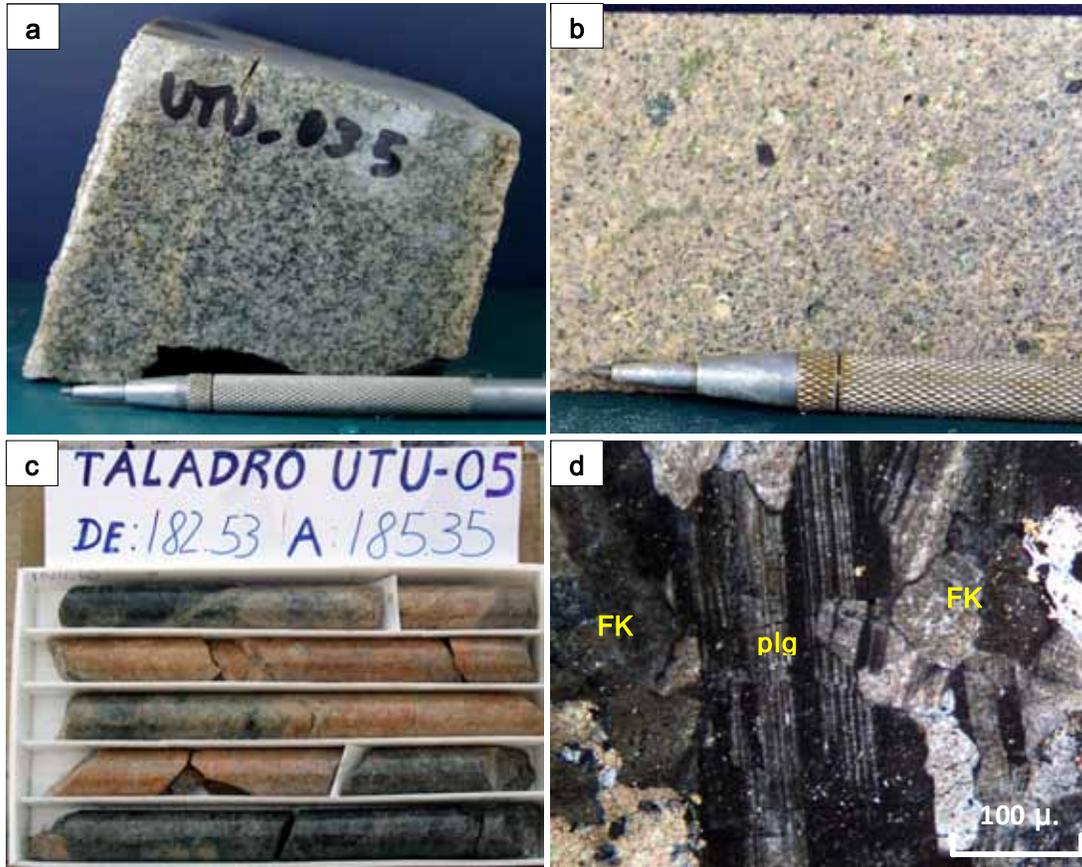


**Figura 5.4 :** Muestra de mano y de afloramiento de diorita porfirítica. a) Muestra de mano de diorita porfirítica, se puede apreciar los cristales de hornblenda orientados. b) Afloramiento de diorita porfirítica (área Cachorro).

### ***Monzonita***

Leucócrata, presenta coloraciones rosadas a gris con tonalidad rosada, holocristalina de grano medio, equigranular, compuesta principalmente por cristales alargados de ortosa < 3 mm hasta 35 %, plagioclasa subhedral 45%, los minerales máficos están en menor proporción y están representados por anfíboles (hornblenda) en cristales euhedrales de tamaño < 3mm en un 10%, biotita 5 %, otros 5%.

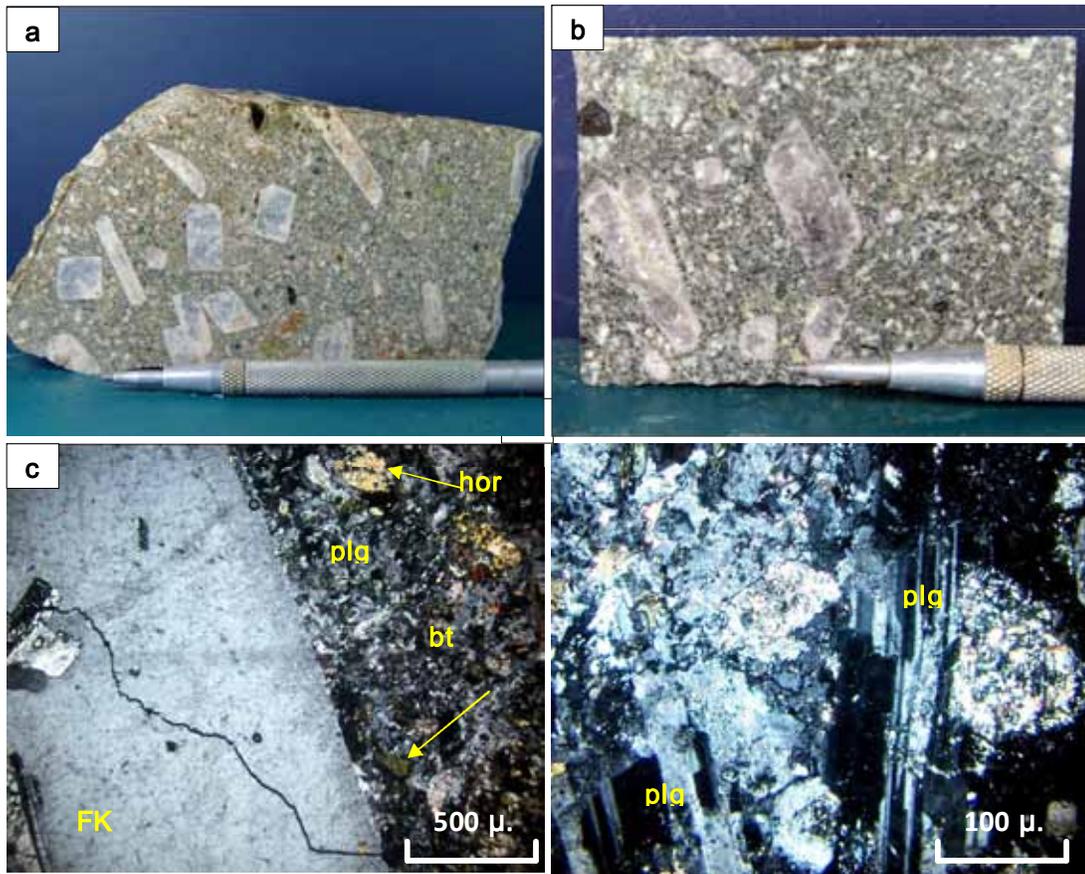
Aflora principalmente al noreste del área de estudio (Cachorro norte) en contacto con la diorita y al sur (C° Pisco Orjo).



**Figura 5.5:** Muestra de mano, sondaje y fotomicrografía de monzonita. a) Muestra de mano de monzonita tomada en afloramiento del área Cachorro; b) muestra de diorita de sondaje, se puede distinguir el feldespato potásico, plagioclasa y biotitas; c) Tramo de sondaje que muestra contacto la monzonita y diorita; d) fotomicrografía de monzonita se pueden distinguir cristales de plagioclasa intercrecida con ortosa, ambos presentan una sericitización débil.

### ***Dique pórfido monzodiorítico***

Color gris claro con tonalidad rosada, textura porfídica, megacristales euhedrales de ortosa y plagioclasa hasta 5 cm y en un 30%, la matriz esta caracterizada por ser equigranular, está compuesta mayormente por plagioclasa subhedral < 4 mm hasta 65%, anfíboles (hornblenda) en cristales < 8 mm 3%, biotita subordinada 1%, otros (apatito) <1%. En sección delgada se puede identificar una débil alteración propilítica manifestada por el reemplazamiento de hornblenda y biotita por cloritas y epidota.

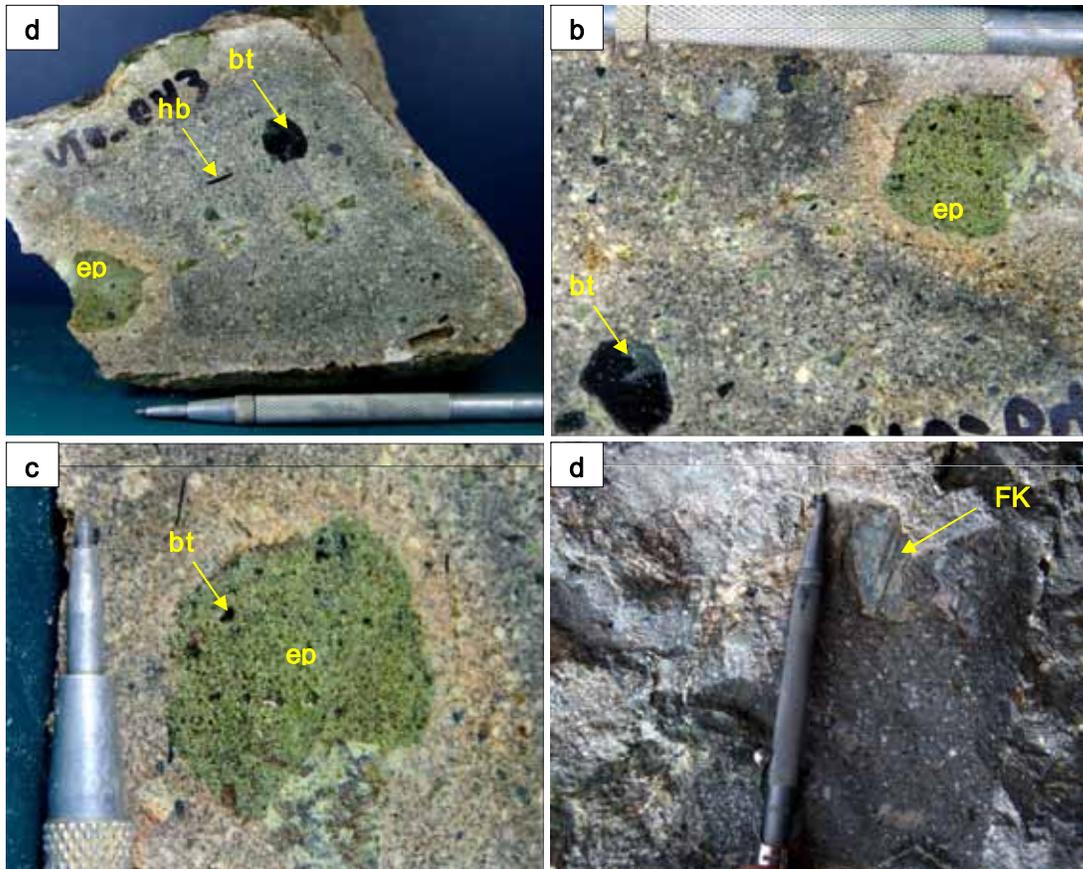


**Figura 5.6:** Muestra de mano y fotomicrografía de dique pórfido monzodiorítico. a) Muestra de mano de dique pórfido monzodiorítico mostrando cristales centimétricos de feldespato potásico y plagioclasa, b) muestra de sondaje, se puede distinguir cristales de feldespato potásico y biotita en matriz de plagioclasas de grano medio; c) fotomicrografía de dique pórfido monzodiorítico en nicoles cruzados, se puede distinguir cristal de feldespato potásico con inclusiones de plagioclasa, la matriz corresponde a plagioclasas y hornblenda alterándose a sericita; d) fotomicrografía en nicoles cruzados de matriz de dique pórfido monzodiorítico, se puede distinguir cristales de plagioclasa con típica macla polisintética alterándose a sericita .

### ***Dique pórfido monzonítico de biotita***

Presenta una coloración gris clara con tonalidad verdosa, esta caracterizado por presentar cristales euhedrales de ortosa < 6 cm. y 20%, cristales centimétricos de biotita de 3 - 5 cm. en un 10%, la matriz se caracteriza por ser equigranular compuesta mayormente por plagioclasa subhedral <4 mm., hornblenda en cristales alargados < 1 cm. ocurren en un 5 %, en menor proporción magnetita 1%. Los cristales de biotita se encuentran reemplazados parcial a totalmente por epidota a manera de nidos, la plagioclasa también es reemplazada por epidota pero en menor proporción.

Esta roca ha sido identificada en las partes altas del área de estudio (Cachorro) y se encuentra cortando a la brecha intrusiva, en algunos casos se puede identificar fragmentos de la brecha englobados en el dique.



**Figura 5.7:** Muestras de dique pórfido monzonítico de biotita. a) Muestra de mano donde se puede apreciar cristales de biotita, epidota y hornblenda dentro de una matriz de plagioclasa y feldespato potásico; b) cristal de biotita y epidota pseudomorfo de biotita en matriz de plagioclasa y feldespato potásico; c) epidota pseudomorfo de biotita aun se puede identificar relictos de la biotita original; d) afloramiento de dique pórfido monzonítico de biotita mostrando un cristal centimétrico de feldespato potásico.

### ***Dique Andesítico***

Presenta una coloración gris a gris oscura, textura afanítica a microporfídica, cristales euhedrales de plagioclasa de tamaño < 3 mm. y hasta 30%, la matriz está constituida por plagioclasa de grano fino hasta 60%, los máficos están constituidos por cristales alargados de anfíboles (hornblenda) <4 mm. hasta 5 %, biotita subordinada < 1 %, magnetita 2%.

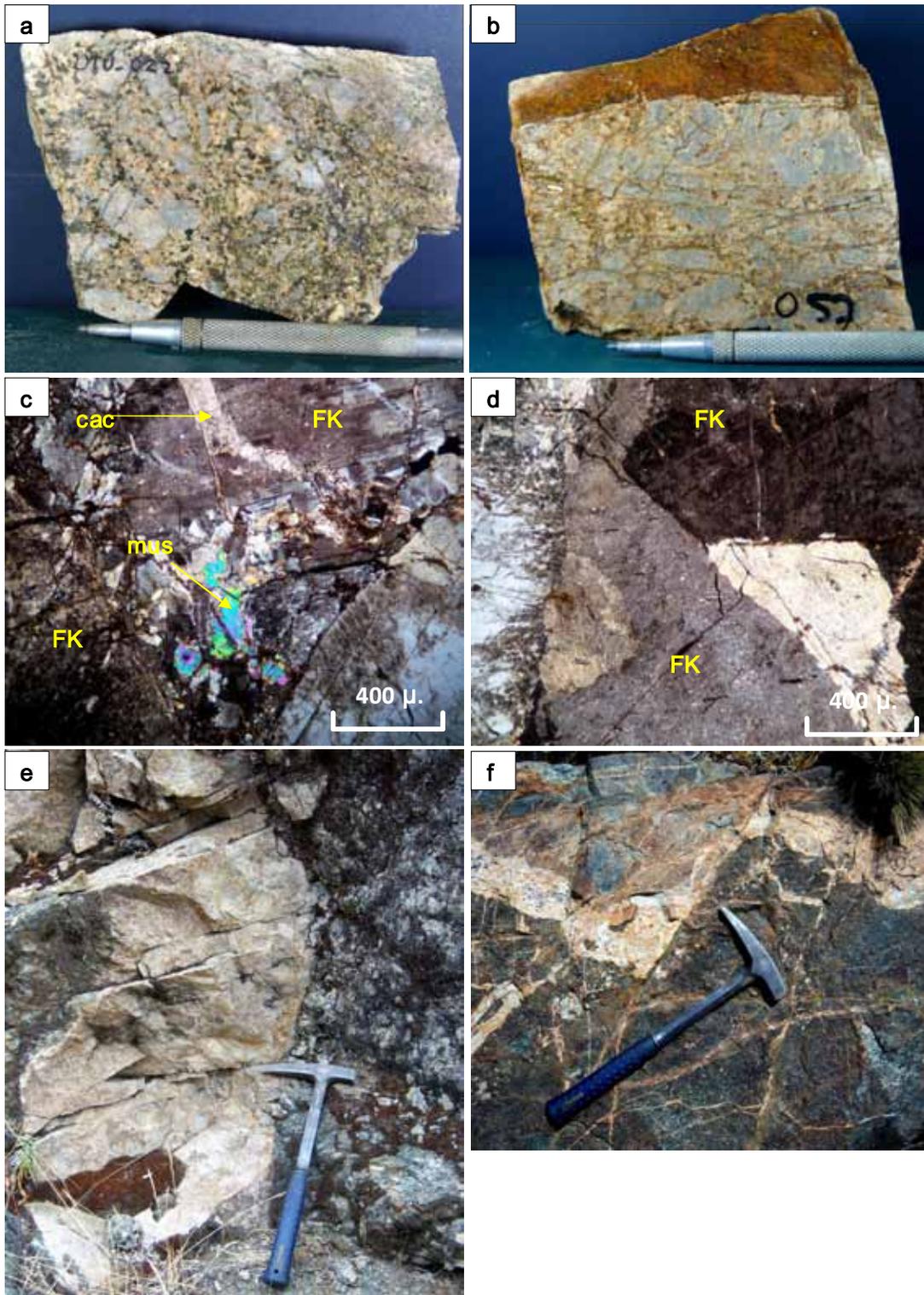


**Figura 5.8:** Muestras de mano de dique andesítico. a) muestra de mano de dique andesítico tomada en cercanías al contacto entre cuarcitas y diorita, en este caso el dique se encontraba cortando a la diorita; b) muestra de sondaje, se puede apreciar el contacto entre dique andesítico y la diorita; c) muestra de dique andesítico cortando a diorita con alteración potásica, el dique se encuentra fresco lo que sugiere que es un evento tardío y posterior a las alteraciones existentes en el área de estudio además esto se evidencia por las observaciones de afloramientos en campo.

### *Dique félsico*

Roca leucócrata de coloración rosada constituido principalmente por feldespato potásico (ortosa) holocristalino de grano grueso, se pueden identificar megacristales centimétricos de ortosa.

Se encuentra cortando a la diorita siguiendo de manera polidireccional y en enrejado, con espesores centimétricos a decimétricos como se puede observar al norte del área de estudio (Cachorro norte).

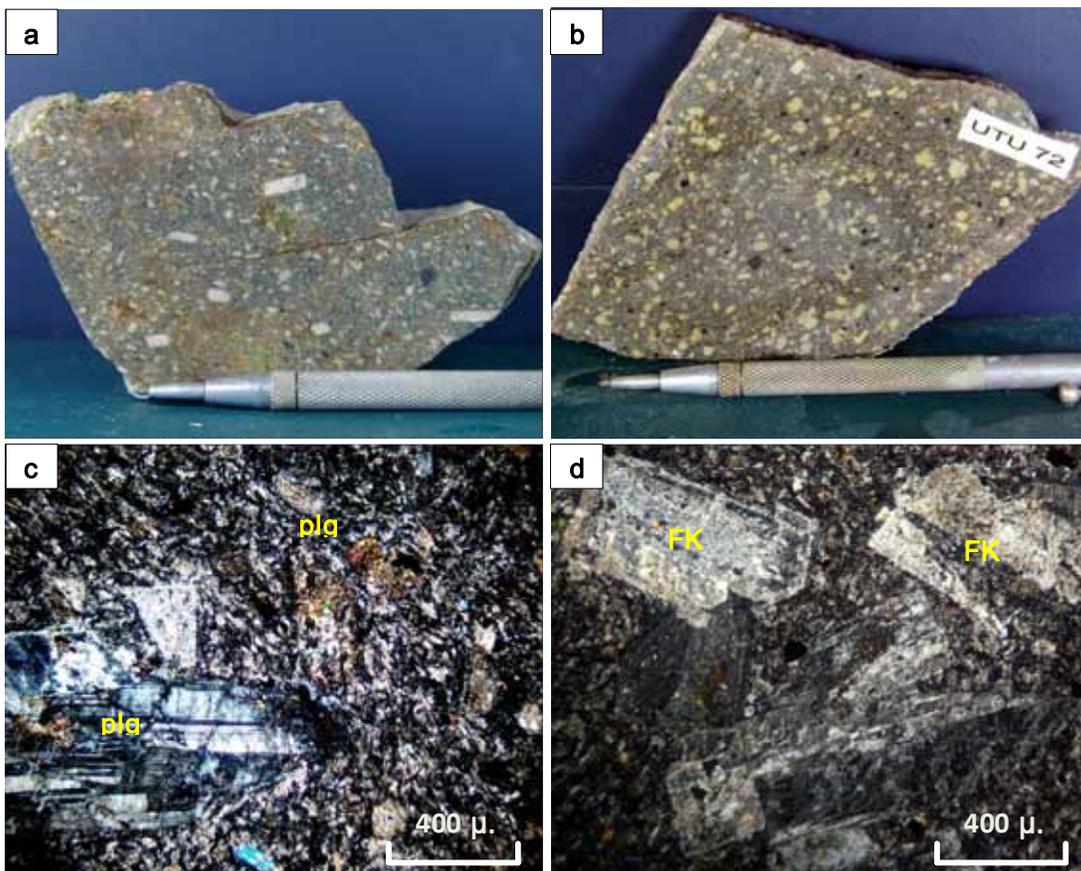


**Figura 5.9:** Muestras y afloramiento de dique félsico. a) y b) Muestras de mano de dique félsico, se pueden distinguir cristales de ortosa en matriz de feldespato potásico asociado a biotita; c) Fotomicrografía de dique félsico se puede observar cristales de ortosa con escasa matriz de feldespato potásico y biotita alterada a muscovita, una venilla tardía de calcita corta a los minerales mencionados; b) Fotomicrografía de dique félsico mostrando cristales de ortosa; e) Afloramiento de dique félsico de 1 m. de potencia aproximadamente cortando a diorita; f) Dique félsico fallado emplazado en diorita piroxénica, afloramiento en el área de cachorro.

### *Dique de monzonita porfírica*

Leucócrata, color gris con tonalidad rosada, inequigranular, textura porfídica, esta compuesta por cristales euhedrales de ortosa < 5mm y 40 %, cristales subhedrales de plagioclasa constituyendo principalmente la matriz de la roca < 2 mm y hasta 50%, hornblenda en cristales idiomórficos alargados < 3 mm. y 5 %, biotita 3%, magnetita <1%.

La hornblenda y biotita se encuentran alteradas débilmente a cloritas, se pueden identificar texturas perfiticas en sección delgada.



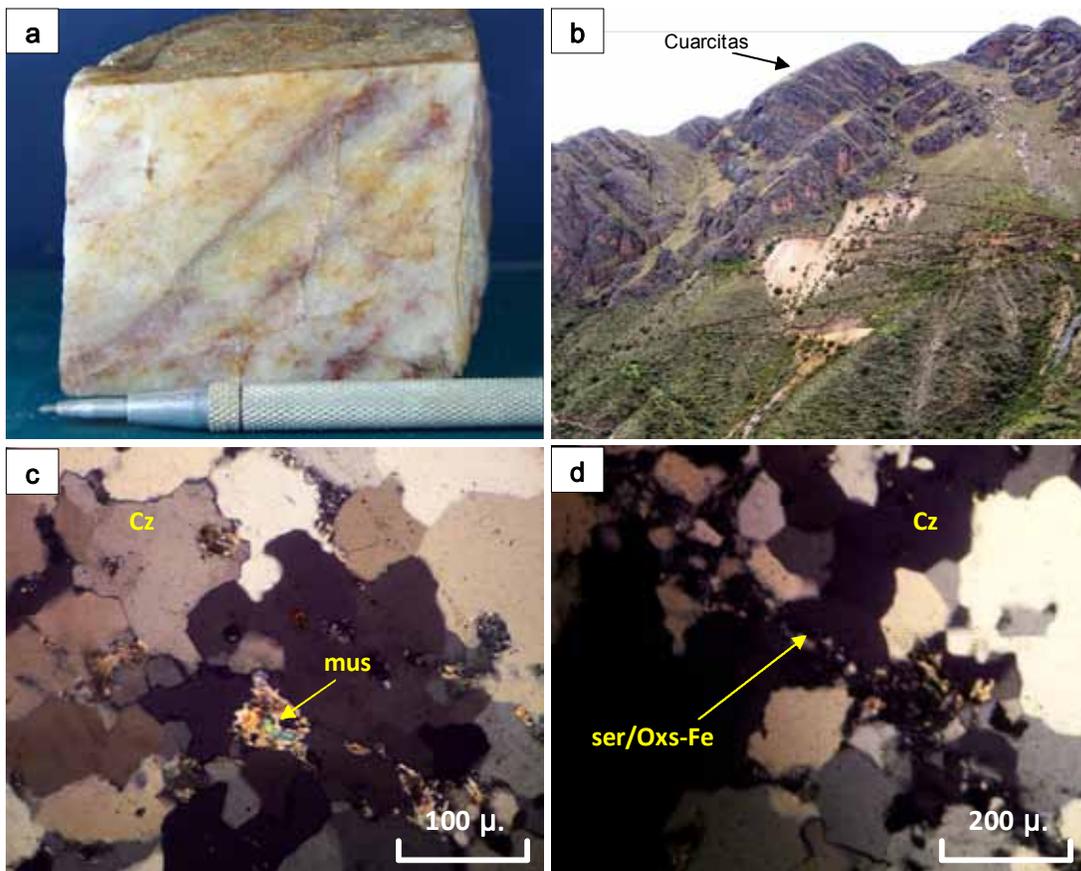
**Figura 5.10:** Muestras de mano y fotomicrografías de dique de monzonita porfírica. a) y b) Muestras de mano de dique de monzonita porfírica, se pueden distinguir los cristales de ortosa y plagioclasa dentro de una matriz de textura fina; c) y d) Fotomicrografía de monzonita porfírica con fenocristales de plagioclasa y ortosa y matriz de plagioclasa, en ambos casos existe una moderada sericitización.

## 5.1.2 Rocas Metamórficas

### *Cuarcitas*

Caracterizadas por tener más de 95% de cuarzo dentro de su composición, los granos de cuarzo se encuentran recristalizados producto del metamorfismo, en sección delgada se pueden identificar puntos triples lo que evidencia la recristalización del cuarzo, también se ha identificado sericita y muscovita < 5% relleno de algunos intersticios de granos y fracturas tapizadas por óxidos de hierro.

Afloran principalmente en el cerro Utupara en bancos de rumbo N 45-70° W y se encuentra buzando 30-35 al NE. En estos bancos de cuarcitas se encuentran emplazados mantos mineralizados paralelos a la estratificación.



**Figura 5.11:** Muestra de mano, afloramiento y fotomicrografías de cuarcita. a) Muestra de mano de cuarcita tomada del Cerro Utupara cercana a la zona de los mantos; b) Fotomicrografía de cuarcitas mostrando textura granoblástica, se puede distinguir los granos de cuarzo que evidencia recristalización (puntos triples de contacto), muscovita/sericita relleno de espacios entre granos; d) fotomicrografía de cuarcita mostrando venillas rellena por óxidos de hierro y sericita.

## Mármol

Presenta coloraciones gris clara, rosada llegando hasta blanca dependiendo del grado de metamorfismo, esta compuesto en 95% por calcita recristalizada, al igual que la cuarcitas en sección delgada se pueden identificar puntos triples de recristalización lo que evidencia la existencia de un grado metamorfismo. En muchos casos se pueden identificar venillas de calcita subparalelas a la estratificación.

Afloran principalmente al este del área de estudio y van gradando hasta llegar a calizas a medida que se alejan del contacto con el intrusivo diorítico de Utopara.



**Figura 5.12:** Muestra de mano y fotomicrografía de mármol. a) Muestra de mármol blanco bandeado; b) mármol rosado con venillas de calcita; c) mármol gris, bandeado con venillas de calcita; d) fotomicrografía en nicols cruzados de mármol gris, se distingue textura granoblástica evidenciando recristalización de la calcita; e) fotomicrografía de mármol en nicols paralelos

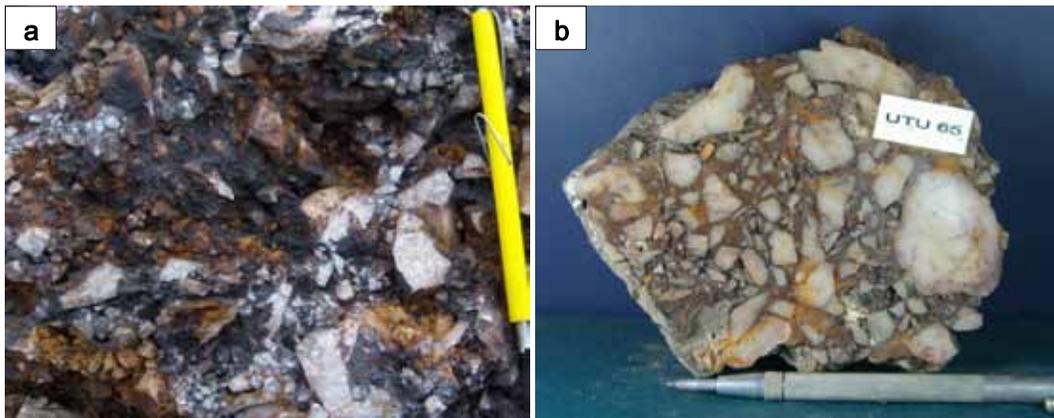
### 5.1.3 Brechas

#### *Brechas intrusivas*

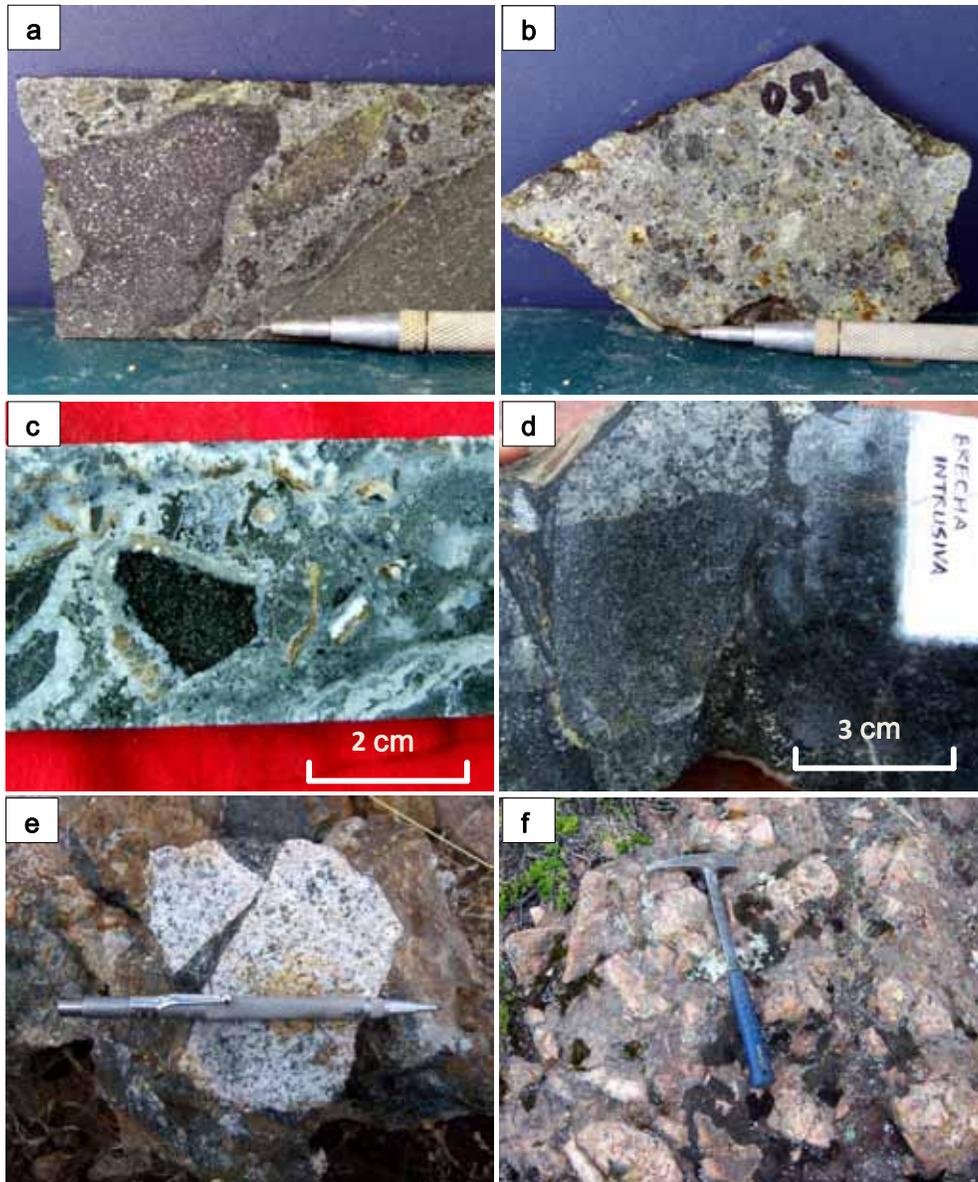
Se caracterizan por ser heterométricas y polimícticas, los fragmentos pueden ser subredondeados a subangulosos. Cuando la brecha es clasto-soportada los fragmentos son subangulosos de tamaños decimétricos y principalmente de composición diorítica y monzonítica, cuando la brecha es matriz soportada los fragmentos son líticos subredondeados la matriz en este caso está compuesta principalmente por plagioclasa y biotita las cuales han sido alteradas a sericita, epidota, clorita, óxidos de fierro y arcillas, también se identifica pirita diseminada. El afloramiento principal se concentra en el área de cachorro donde se evidencia por lo menos dos eventos principales de brechamiento.

#### *Brecha Tectónica*

Estas brechas han sido identificadas en las cercanías al área de contacto entre las cuarcitas y la diorita, se caracterizan por presentar fragmentos angulosos a subangulos, heterométricos y monomícticos de cuarcita, estos fragmentos alcanzan tamaños centimétrico y se encuentran soportados por una matriz de óxidos de fierro y de manganeso.

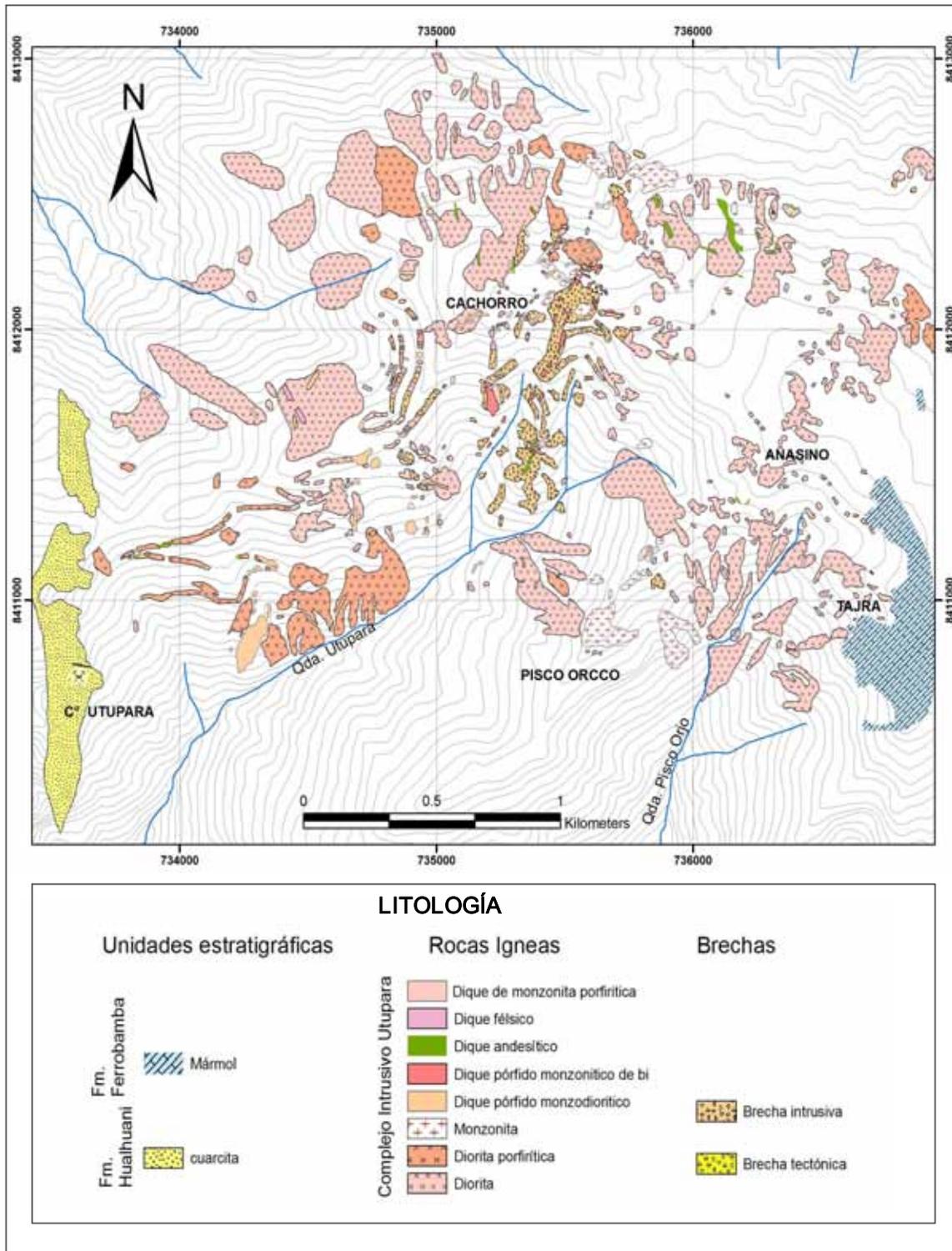


**Figura 5.13:** Muestras de mano de brecha tectónica. a) Afloramiento de brecha tectónica, fragmentos angulosos de cuarcita, matriz de limonitas y óxidos de manganeso, muestra tomada próxima al contacto entre las cuarcitas y el intrusivo diorítico; b) muestra de mano de brecha tectónica, fragmentos subangulosos a angulosos de cuarcita, matriz de limonitas – óxidos de manganeso.



**Figura 5.14:** Muestras de mano, sondaje y afloramiento de brecha intrusiva. a) Muestra de sondaje de brecha intrusiva, fragmentos heterométricos de diorita, bordes corroídos, matriz de plagioclasas; b) Brecha intrusiva matriz soportada, fragmentos subredondeados y polimícticos, matriz diorítica con plagioclasa, biotita, pirita diseminada y alterándose a sericita, cloritas; c) Brecha intrusiva polimíctica, fragmentos de diorita y monzonita con alteración propilítica (epidota-calcita-cloritas); d) brecha intrusiva clasto soportada, fragmentos de diorita; e) Brecha intrusiva clastosoportada, fragmentos subangulosos de monzonita; f) Afloramiento de brecha intrusiva en el área de Cachorro.

Figura 5.15: Mapa de Unidades Litológicas del Proyecto Utupara



Modificado de Villon, G. y Ayala, E. (2007).

## **5.2 ALTERACIONES HIDROTERMALES**

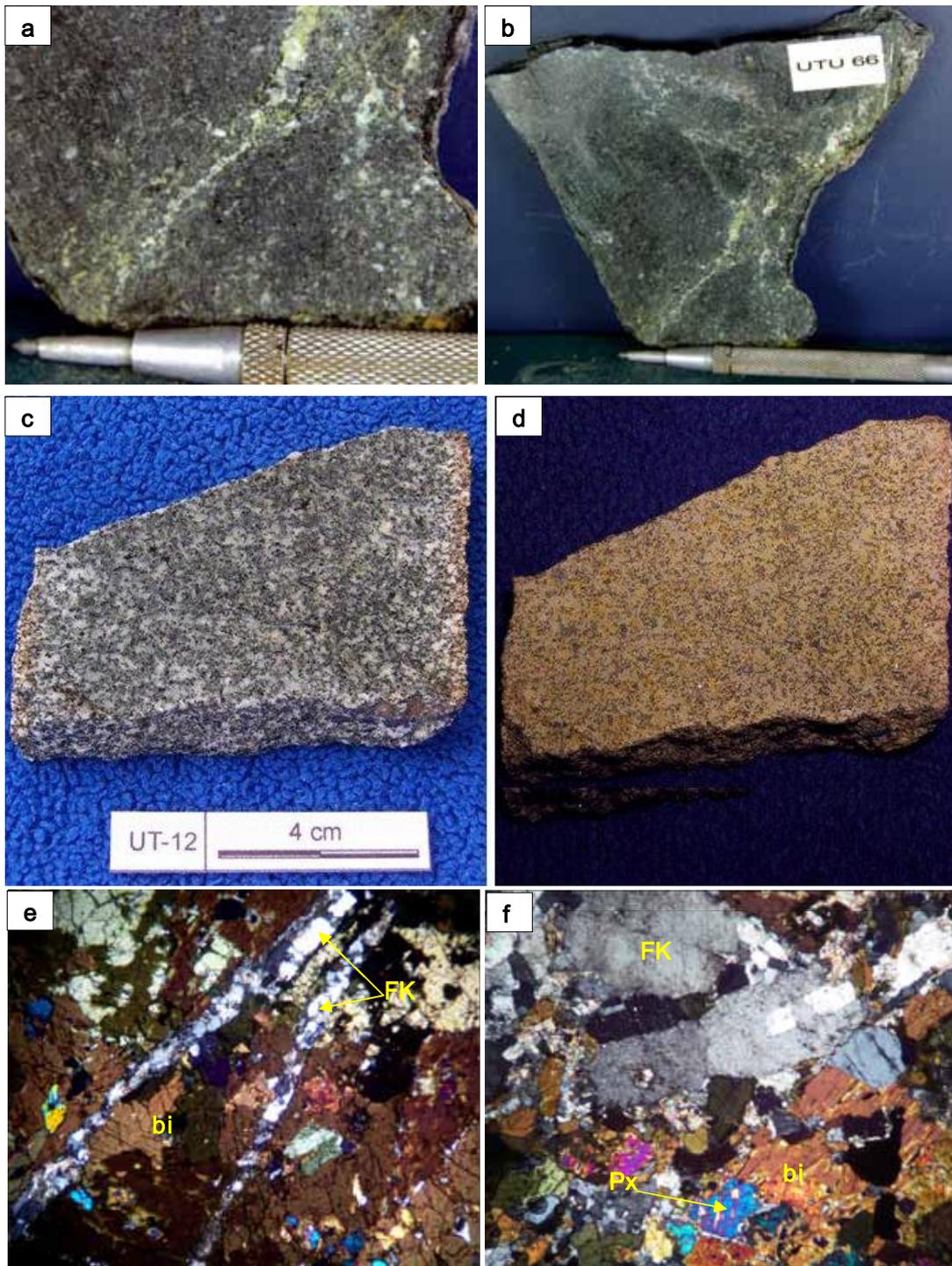
Dentro del área de estudio se ha podido diferenciar una serie de alteraciones hidrotermales relacionadas a las distintas fases intrusivas y eventos hidrotermales del intrusivo Utupara, estas cubren en superficie un área aproximada de 4x3 km, teniendo como alteración dominante a la fase potásica con sobreimposición de fases sericíticas y propilíticas. A continuación se describen cada uno de estos eventos.

### **5.2.1 Alteración potásica temprana (bt-mt-FK-py)**

Es el tipo de alteración con mayor área expuesta en superficie y se encuentra afectando a los cuerpos de diorita y diorita porfídica aflorantes.

La biotita secundaria es el mineral principal de esta alteración se encuentra reemplazando principalmente a los piroxenos y anfíboles en algunos casos su manifestación es tan intensa que produce una biotitización de la roca. Se encuentra asociada a magnetita, feldespato potásico y pirita. La magnetita y la pirita están caracterizadas porque reemplazan a los minerales máficos (piroxenos y hornblenda) de la roca original, también se presenta de manera diseminada; la presencia de feldespato potásico es restringido sin embargo en el estudio petrográfico de secciones delgadas pudo ser identificado manifestándose como un reemplazamiento de las plagioclasas algunas veces solo en los bordes de los fenos generando una textura en corona.

En general esta fase es pervasiva muchas veces llega a borrar parcialmente la textura original de la roca, otra veces es débil y los minerales aparecen en forma diseminada, en venillas discontinuas y en playas menores a 1cm



**Figura 5.16:** Alteración potásica Temprana. a) muestra de mano de diorita con alteración potásica pervasiva y paragénesis bt – mt – py – FK; b) Diorita con intensa biotitización y asociada a magnetita y pirita; c) y d) tinsión de diorita con cobalto nitrido de sodio a fin de confirmar la alteración potásica, nótese la tinsión tanto de los fenos como la matriz; e) Fotomicrografía en Nx de diorita de alteración potásica temprana nótese el reemplazamiento intenso de biotita y venillas de FK, f) fotomicrografía en Nx de diorita, la biotita se encuentra reemplazando piroxenos y está asociada a feldespato potásico.

## 5.2.2 Alteración potásica principal (FK-ab-bt-py)

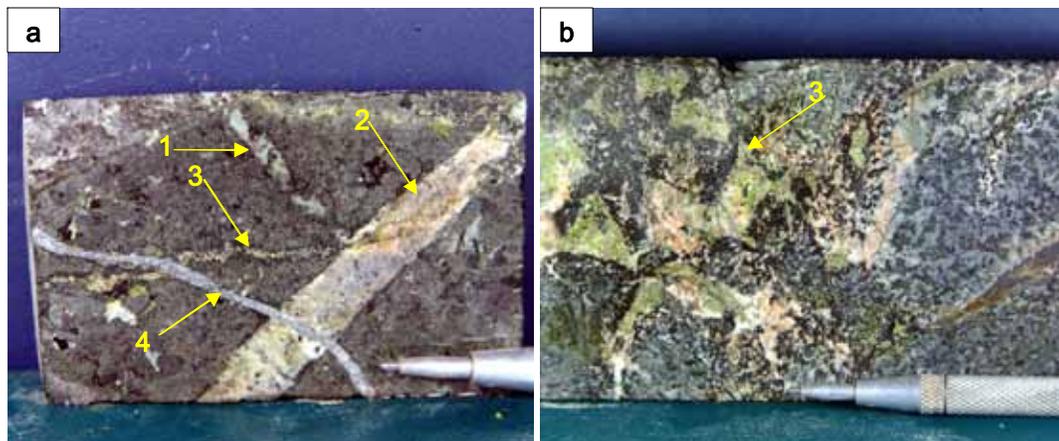
Se manifiesta afectando principalmente a los stocks monzoníticos, monzodioríticos, dioríticos y a la brecha intrusiva. Tiene un control estructural siguiendo zonas de fracturamiento y brechamiento.

Cuando afecta a los stocks monzoníticos y monzodioríticos la alteración es mas de tipo pervasiva, los fenocristales de plagioclasa han sido reemplazados parcial o totalmente por feldespato potásico, la matriz de la roca muchas veces ha sido totalmente obliterada por la alteración haciendo imposible distinguir su textura original

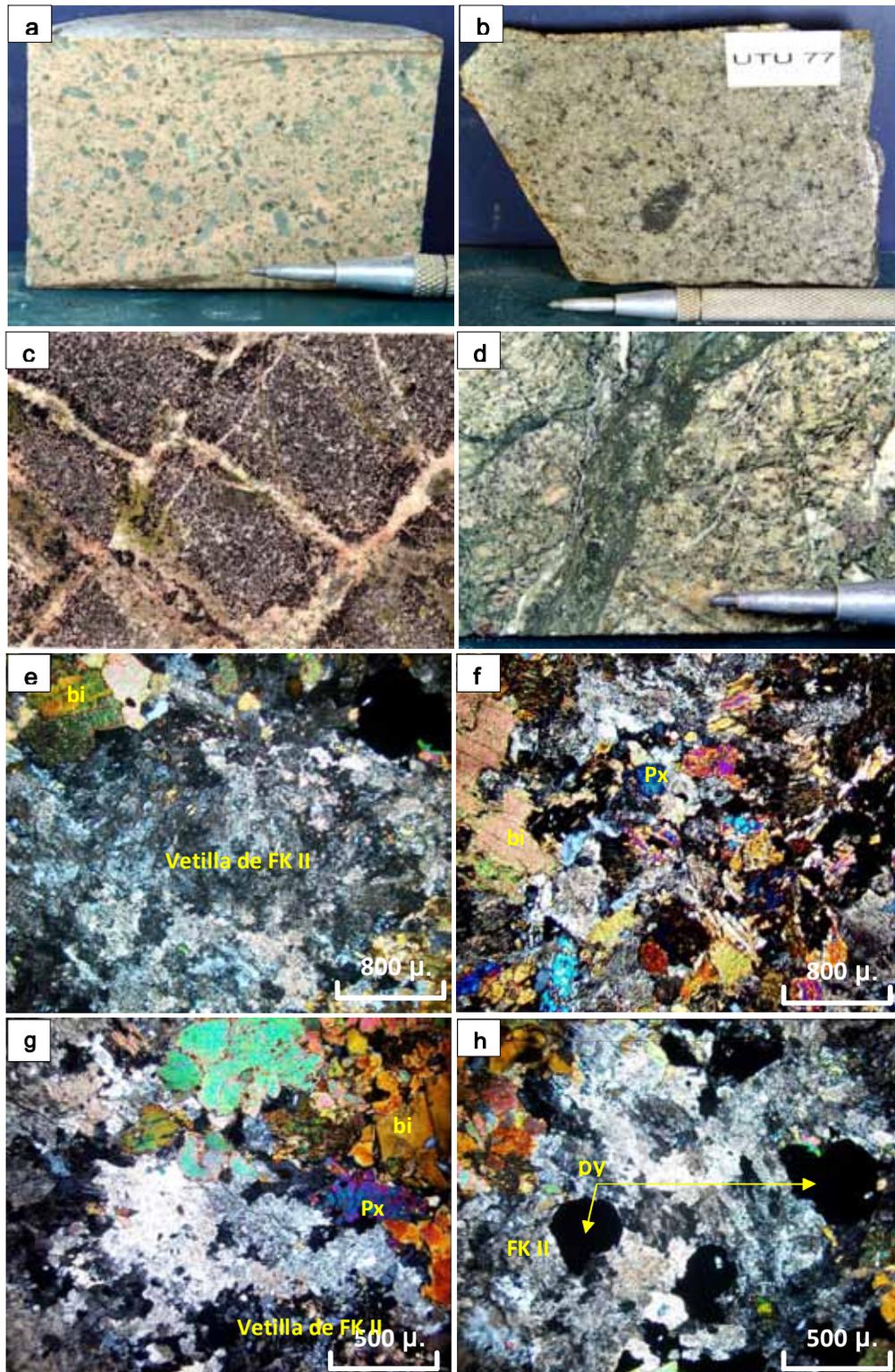
Cuando afecta a las brechas y la diorita la alteración se manifiesta a manera de vetillas polidireccionales de feldespato potásico, biotita, magnetita, pirita y de albita.

Los principales tipos de vetillas identificados en esta fase son los siguientes.

- 1) Vetilla de FK- bt : grosor < 0.5mm. Son discontinuas, el feldespato potásico genera un halo de biotita secundaria
- 2) Vetilla de FK : grosor < 1.5 cm. son continuas raramente generan un halo de biotita
- 3) Vetilla FK-py-mt-bt  $\pm$  cpy: grosor < 2cm, discontinuas, cortan a las vetillas 1 y 2, en algunos casos se emplazan a través de las vetillas 2, es frecuente encontrarlas brechadas.



**Figura 5.17:** Muestras de sondaje de de diorita con alteración potásica principal. a) Diorita biotitizada afectada por alteración potásica principal, se puede distinguir los siguientes tipos de vetillas : (1) vetillas de FK-bt discontinua y con halo de biotita secundaria, (2) vetilla continua de FK con leve halo de biotita secundaria y de 1.5cm de espesor, (3) vetilla de FK-py-mt-bt, (4) vetilla tardía de calcita cortando a los eventos anteriores característica de alteración propilítica sobre-impuesta a la potásica; b) Diorita con alteración potásica principal, se puede distinguir vetilla del tipo (3) FK-bt-mt-py-cpy brechada.

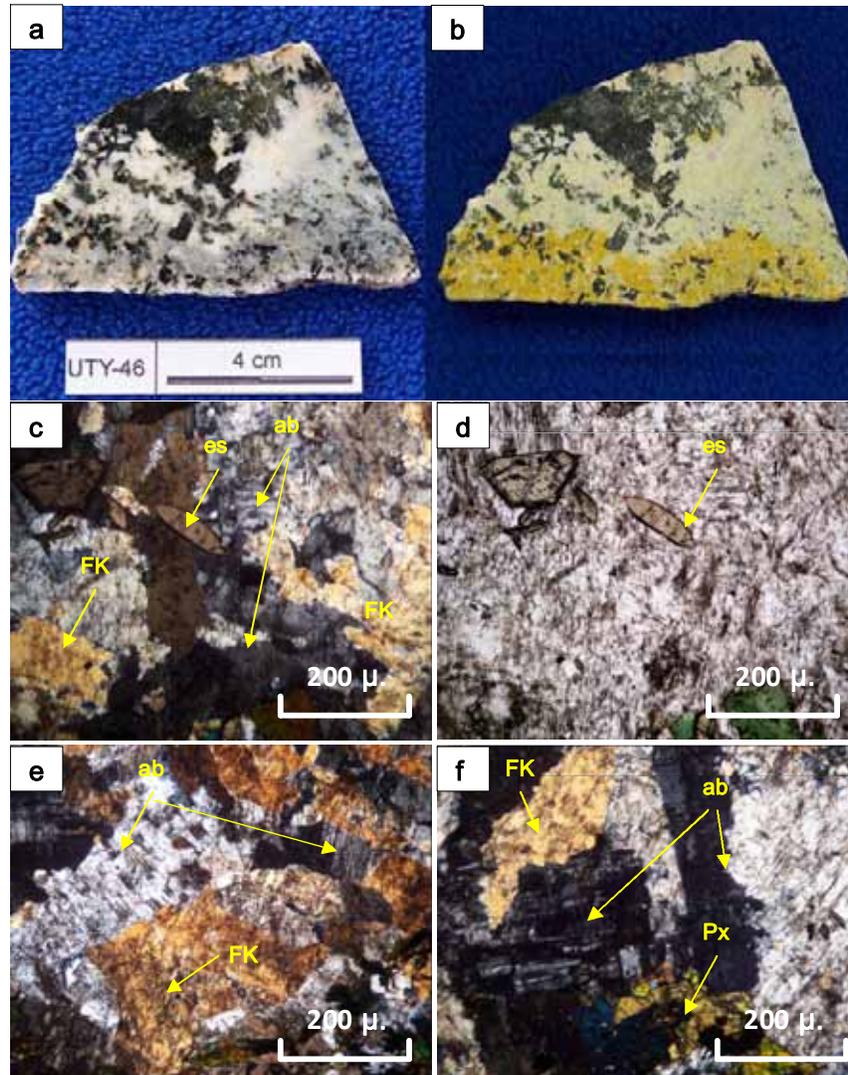


**Figura 5.18:** Muestra de mano y fotomicrografías de alteración potásica principal. a) Alteración potásica principal afectando en forma pervasiva a monzonita; b) diorita afectada por alteración potásica pervasiva, plagioclasas fueron reemplazadas por feldespato potásico, c) Vetillas de FK-bt-mt-py-cpt cortando con arreglo tipo stockwork cortando diorita, las vetillas generan un halo de biotita y magnetita; d) monzonita con alteración potásica pervasiva cortada por microbrecha de FK-py-ab con sericitización sobre-impuesta; e) Foto micrografía de alteración potásica principal, vetilla de feldespato potásico con halo de biotita; f) fotomicrografía mostrando alteración potásica pervasiva en diorita, biotita reemplazando piroxenos; g) fotomicrografía de vetilla de feldespato potásico de alteración potásica principal cortando diorita con alteración potásica temprana; h) Vetillas de FK-py-cpy con halo de biotita secundaria

### 5.2.3 Alteración potásica tardía (FK- ab ±py)

Esta fase es controlada mayormente por fracturas y afecta indistintamente a cualquier tipo de de los intrusivos.

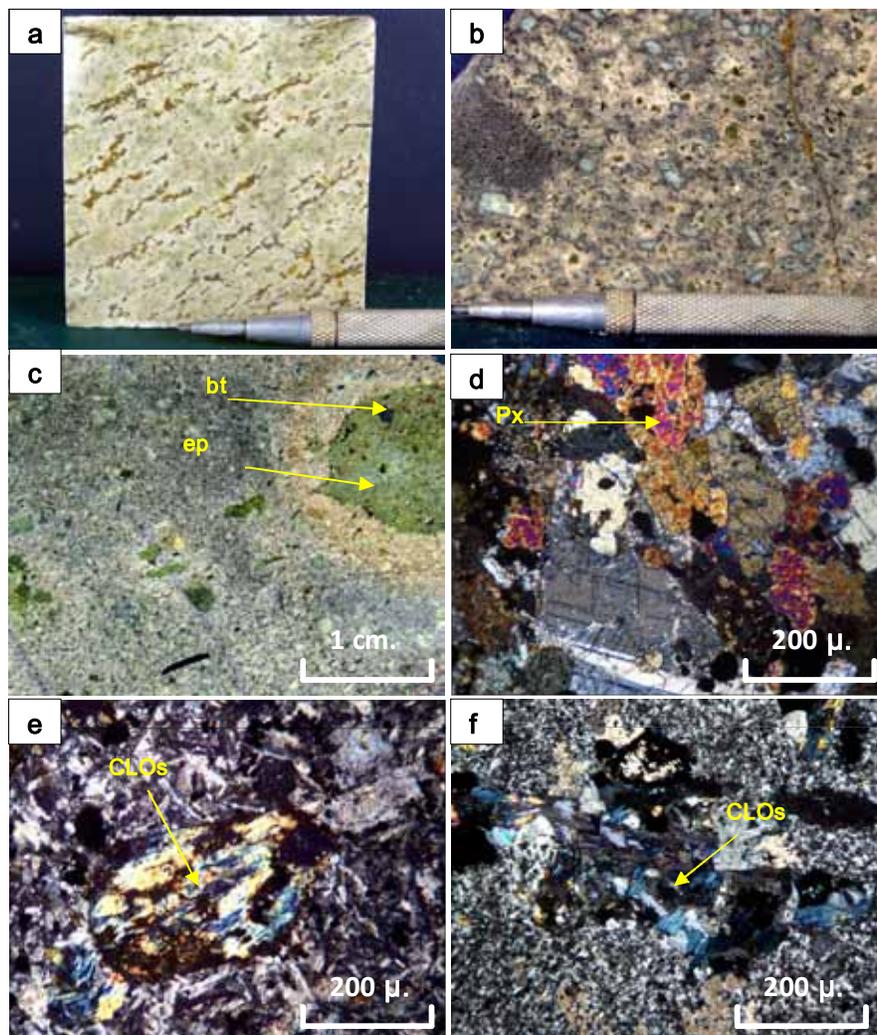
El feldespato potásico se encuentra asociado a la albita y ambos se presentan mayormente en vetillas, en otros casos a manera de parches obliterando parcialmente la textura original de la roca, la pirlita se encuentra subordinada y no siempre esta presente.



**Figura 5.19:** Muestras de mano y fotomicrografías de alteración potásica tardía. a) y b) Alteración potásica tardía en muestra de diorita con tinsión de cobalto nitrido de sodio, nótese el feldespato potásico coloreado y la albita sin ser afectada ; c) Fotomicrografía de diorita con alteración potásica tardía el feldespato potásico se encuentra coloreado por tinsión ; d) foto anterior en N//; e) y f) Fotomicrografías mostrando alteración potásica tardía, en diorita nótese a la albita con macla polisintética característica, el FK está coloreado por tinsión

## 5.2.4 Alteración Propilítica (CLOs-ep-cac-py)

Esta alteración se caracteriza por encontrarse principalmente sobre-impuesta a la alteración potásica. Las cloritas se encuentran reemplazando a las biotitas y piroxenos además están asociadas a venillas de calcita, venillas de pirita-calcita y a epidota. Esta asociación ocurre en etapas posteriores a las diferentes fases potásicas, en superficie se evidencia en el área de contacto de la brecha intrusiva (Cachorro) con la diorita porfídica, en esta se puede apreciar el reemplazamiento de los megacrystalos de biotita por epidota y cloritas. En los sondeos ha sido identificada sobre-impuesta a la alteración potásica que afecta a las dioritas y monzonitas en este caso las cloritas reemplazan a la biotita, anfíboles y piroxenos, la calcita se presenta en venillas milimétricas y también reemplazando a piroxenos, la pirita se encuentra diseminada y asociada a calcita en venillas

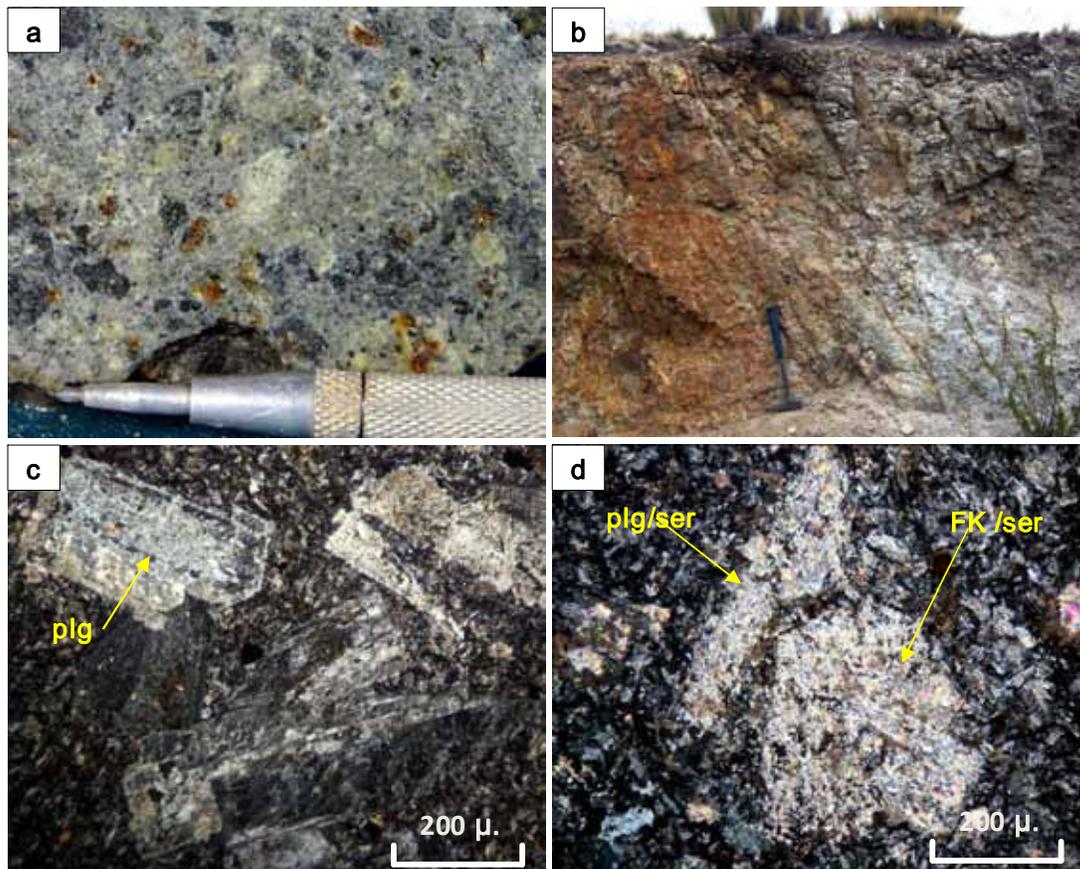


**Figura 5.20:** Muestras de mano y fotomicrografías de alteración propilítica. a) Alteración propilítica sobre-impuesta a potásica en monzonita CLOs-ep-py; b) Diorita con propilitización sobre-impuesta a potásica CLOs-ep;c) epidota reemplazando a biotita en pórfido monzonítico; d) fotomicrografía de diorita con alteración propilítica nótese epidota formándose a expensas de piroxeno; e) y f) fotomicrografías de alteración propilítica se puede notar cloritas formadas a expensas de biotita, la roca es un pórfido monzonítico.

### 5.2.5 Alteración sericítica (ser-py±cz)

Ha sido identificada en la zona de las brechas intrusivas (área de Cachorro) afectando principalmente la matriz y esta asociada a cloritas, arcillas y con contenido variable de pirita, la presencia de sílice es restringida.

También se presenta sobre-impuesta a la alteración potásica que afecta a las distintas fases intrusivas, en este caso se puede apreciar un reemplazamiento parcial a total del feldespato potásico, plagioclasas y biotita por sericita.

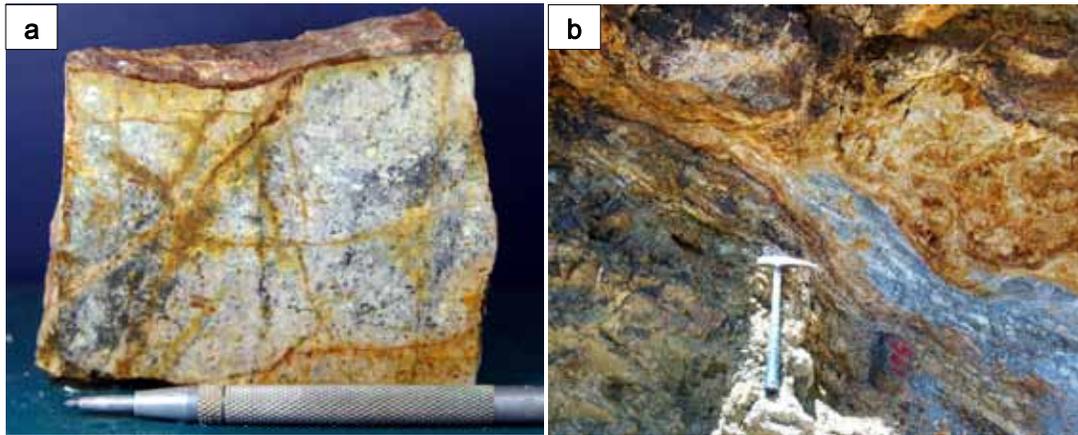


**Figura 5.21:** Muestra de mano, afloramiento y fotomicrografía de alteración sericítica. a) brecha intrusiva afectada por alteración sericítica, la matriz es diorítica y esta alterada a ser-py±cz; b) afloramiento de brecha intrusiva afectada por alteración sericítica (área de Cachorro); c) fotomicrografía de monzonita con alteración sericítica fenos de plagioclasa y ortosa alterándose parcialmente a sericita; d) fotomicrografía mostrando plagioclasa y sección de feldespato potásico alterados a sericita.

### 5.2.6 Alteración Argílica

Su presencia es bastante restringida generalmente relacionada a las rocas hospedantes de las estructuras, también fue identificada en la zona de brecha intrusiva adyacente a la alteración sericítica en este caso se presenta asociada a fracturamiento con limonitas.

Es pervasiva, se puede identificar un reemplazamiento de las plagioclasas por caolín en muchos casos llegando a obliterar totalmente la textura original de la roca.



**Figura 5.22:** Muestra de mano y afloramiento de alteración argílica. a) Muestra de mano de diorita afectada por alteración argílica, caolín reemplazando plagioclasas y a la matriz, venillas entrecruzadas con limonitas; b) estructura mostrando rocas encajonantes argilizadas, la textura de la roca ha sido totalmente obliterada

### 5.2.7 Alteración Calco-silicatada

Se manifiesta en las zonas de contacto entre rocas carbonatadas y el intrusivo Utupara, esta controlada por estructuras y se han identificado asociaciones prógradas y retrogradas muchas veces sobre-impuestas haciendo difícil poder identificarlas

#### 5.2.7.1 Alteración Prógrada (*Grn-dio-wo*)

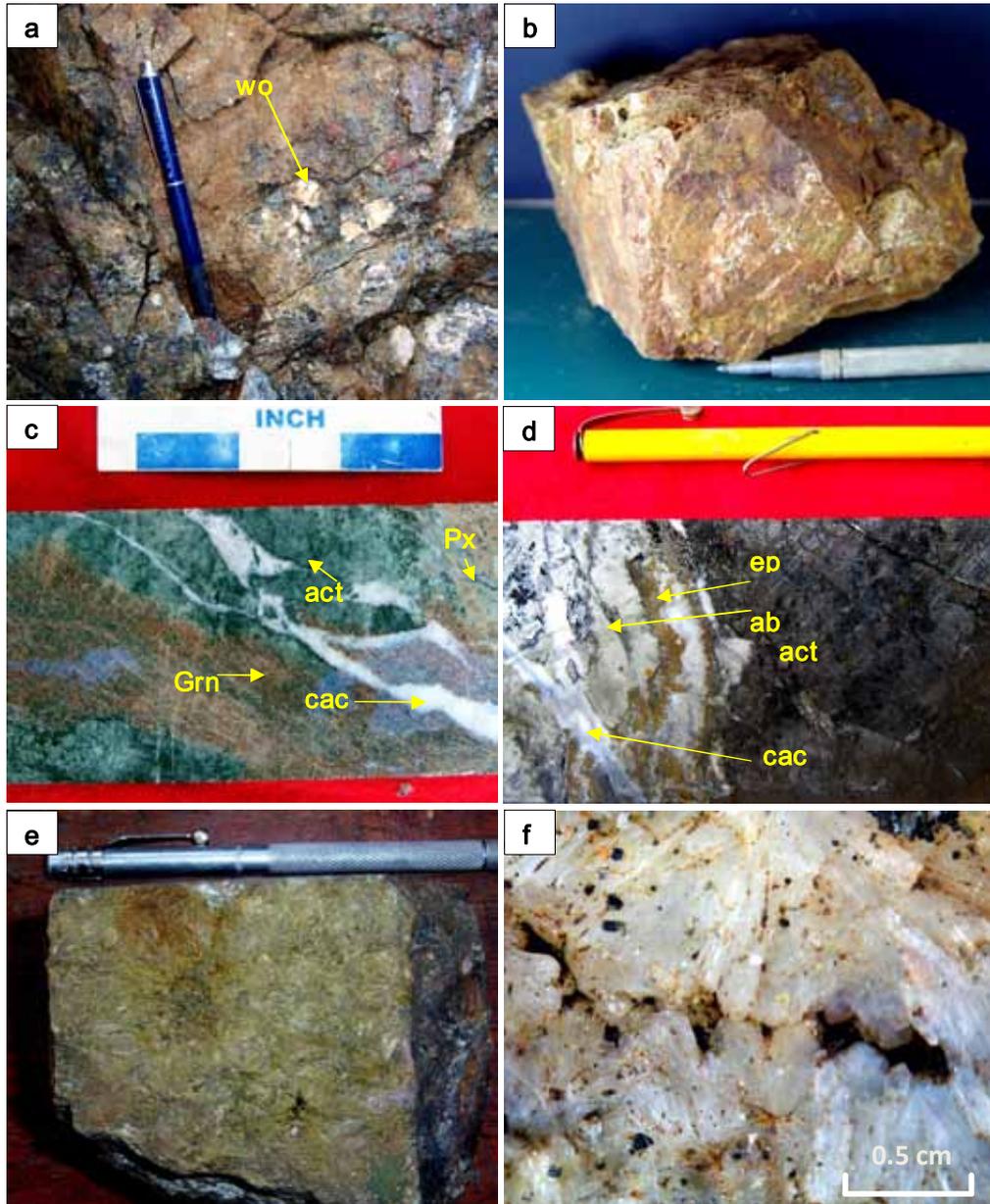
Se caracteriza por la presencia de minerales anhidros, se han identificado granates verdes y marrones (andradita y grosularia) en cristales menores a 0.5 mm. y asociados a diópsido y wollastonita, también masivos sin manifestar un zonamiento definido de granates marrones a verdes que nos indique una distribución espacial con respecto al foco intrusivo. El diópsido se forma como reemplazamiento de biotita y hornblenda de la diorita. La wollastonita presenta texturas de reemplazamiento y más frecuentemente rellenando fracturas en cristales que pueden llegar a tamaños centimétricos.

#### 5.2.7.2 Alteración Retrógrada (*act-mt-ca+esc+ab*)

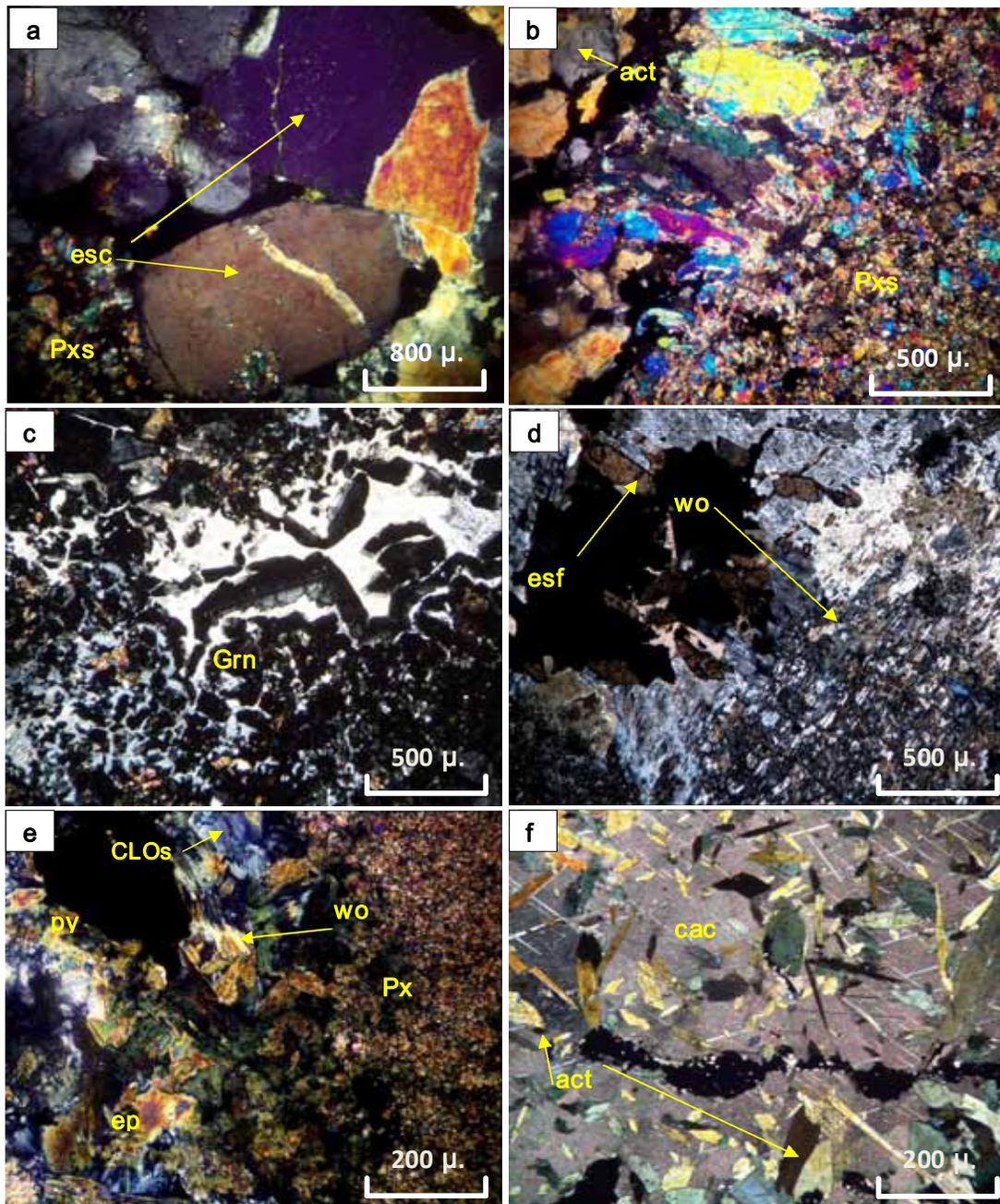
Mayormente sobre-impuesta a la fase prógrada es de carácter destructivo y se caracteriza por la presencia de minerales hidratados formados a expensas de los minerales anhidros de la fase prógrada.

La actinolita se forma a expensas de los piroxenos de la fase prógrada, en estudio petrográfico de secciones delgadas se puede identificar que este reemplazamiento es parcial en algunos casos se llega a encontrar juntos piroxenos y anfíboles, también se

presenta rellenando venillas y muchas veces esta asociados a valores altos de oro. La magnetita se caracteriza por ser masiva y estar asociada a pirrotita y hematita, la albita se presenta en venillas, a manera de parches y asociada en muchos casos a cloritas. Las escapolitas se caracterizan por presentarse en cristales de tamaños menores a 0.5 mm. y también en venillas.



**Figura 5.23:** Alteración calcosilicatada. a) afloramiento de endoskarn de granates-piroxenos-wollastonita; b) muestra de mano de granates masivos y piroxenos tomada en el área de Añasino; c) muestra de sondaje mostrando alteración retrograda act-CLOs-cac sobre-impuesta a alteración prógrada de granates y piroxenos; d) muestra de sondaje mostrando alteración retrograda act-CLOs-ep-ab-cac asociada a estructura; e) muestra de mano de endoskarn mostrando cristales radiales de epidota en fractura; f) cristales de wollastonita en endoskarn con textura de relleno en peine evidenciado crecimiento de cristales a partir de fractura abierta.

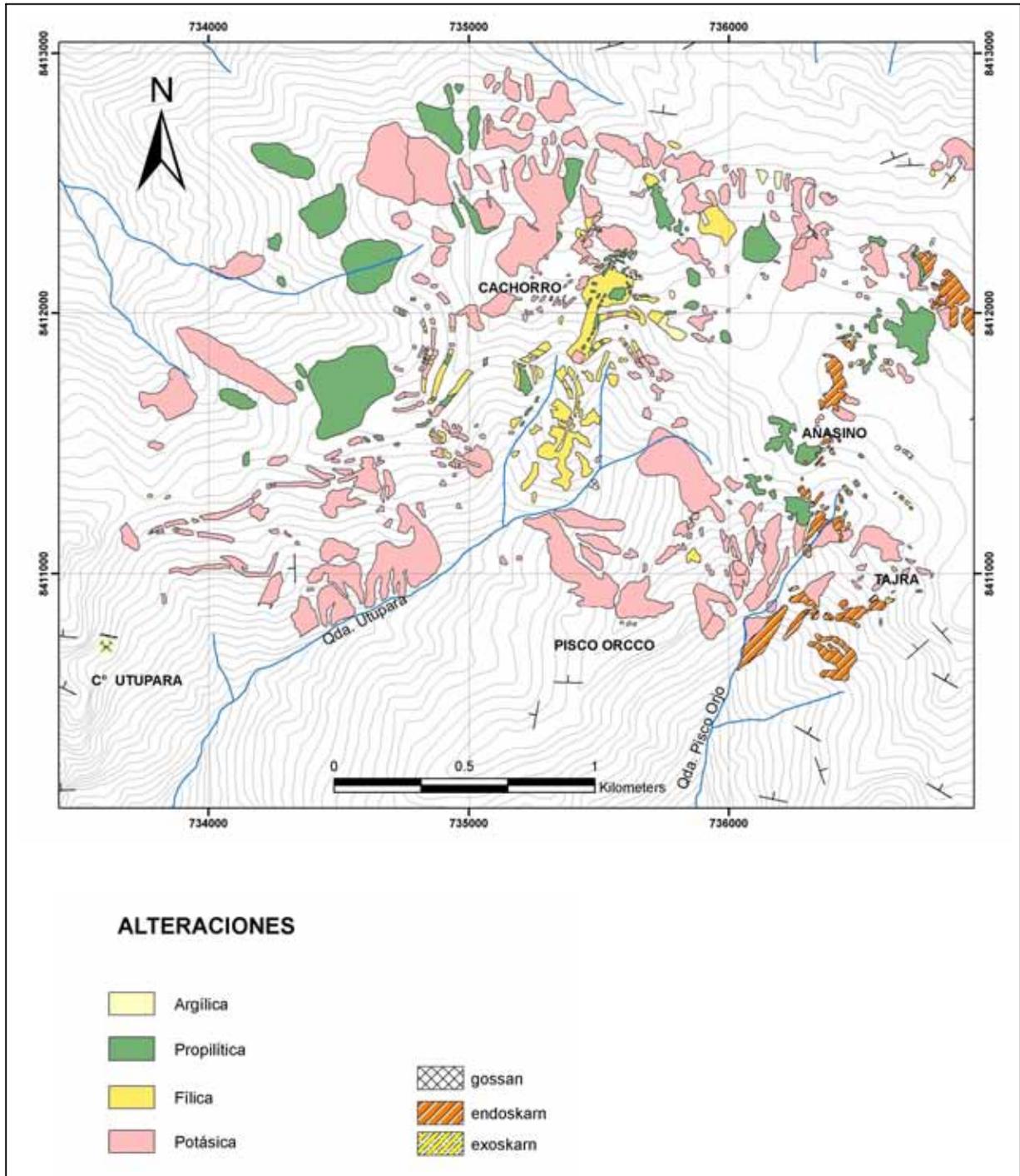


**Figura 5.24:** Fotomicrografías de alteración calcosilicatada. a) Cristales de escapolita relleno microfracturas asociados a piroxenos (diópsido); b) alteración retrógrada sobre-impuesta a alteración prógrada, piroxenos (diópsido) siendo reemplazados por actinolita ; c) endoskarn de granates; d) wollastonita con inclusiones de cristales orientados de esferita; e) vetilla de cloritas, epidota y piritita cortando endoskarn de piroxenos y wollastonita; f) cristales alargados de actinolita incluidos en calcita producto de alteración retrógrada.

### 5.3 MINERALIZACIÓN

La mineralización en el área de estudio es diversa y se manifiesta en diferentes estilos, los minerales principales identificados son pirita, calcopirita, pirrotita, magnetita en cantidades menores bornita, covelita, digenita y oro nativo. Debido a que el complejo intrusivo Utopara alberga distintos estilos de mineralización mencionamos los principales:

Figura 5.25: Mapa de Alteraciones hidrotermales del Proyecto Utupara



Modificado de Villón, G. y Ayala, E. (2007).

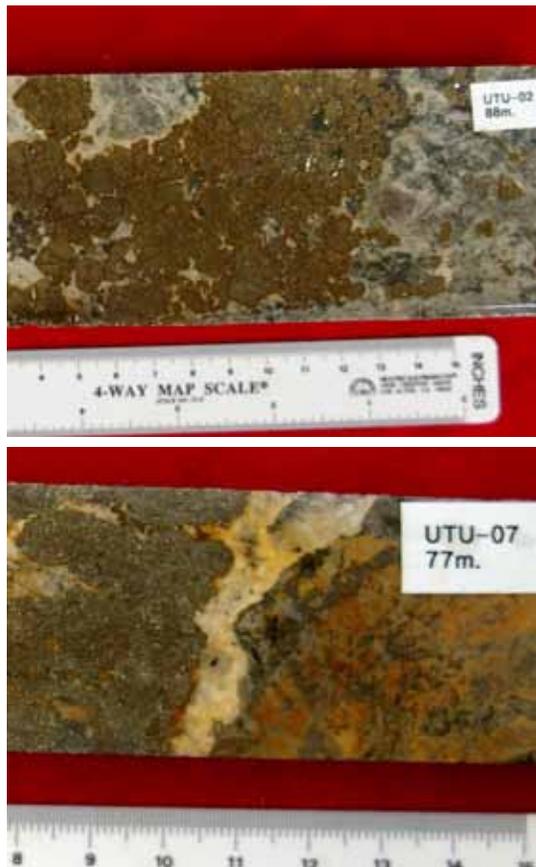
### 5.3.1 Zona de Brecha Intrusiva

La mineralización en la brecha es básicamente diseminada, de relleno y reemplazamiento.

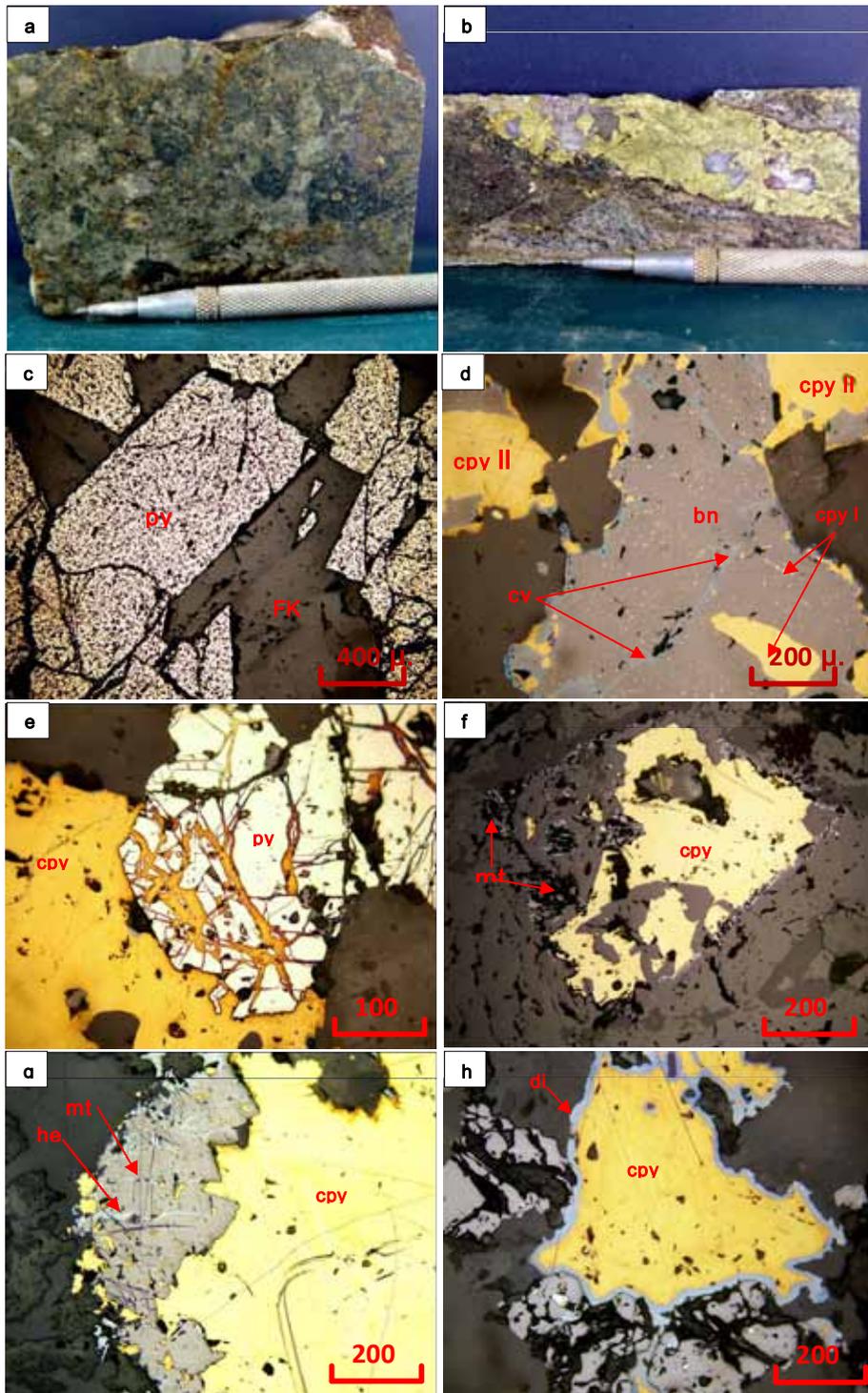
**Diseminada:** se ha reconocido pirita y calcopirita diseminada tanto en los clastos como en la matriz de la brecha, en muchos casos están asociados a magnetita y hematita.

**Relleno y reemplazamiento:** manifestada como vetillas de pirita, calcopirita y magnetita, también como canales de brecha hidrotermal que corta a la brecha principal (brecha intrusiva), en estos canales se han identificado dos eventos de pirita uno caracterizado por presentar una textura gruesa con cristales de hasta 0.5cm. relleno de fracturas, el segundo evento presenta una textura mas fina, diseminada y se encuentra asociada a la calcopirita. La calcopirita se presenta diseminada y relleno espacios abiertos, la bornita y digenita se forman como reemplazamiento de la calcopirita generando texturas en corona. La covelita se forma a partir de la bornita y digenita con texturas en corona su ocurrencia es restringida.

También se ha identificado calcopirita y pirita reemplazando a minerales máficos (piroxenos, hornblenda y biotita ) de la diorita original



**Figura 5.26:** Muestras de sondaje mostrando estilos de mineralización en brecha intrusiva . a) Canal de brecha mineralizado que corta a la brecha intrusiva, cristales de pirita brechada asociada a calcopirita, bornita y covelita; b) canal de brecha con mineralización de pirita, calcopirita y magnetita asociada a feldespato potásico y albita



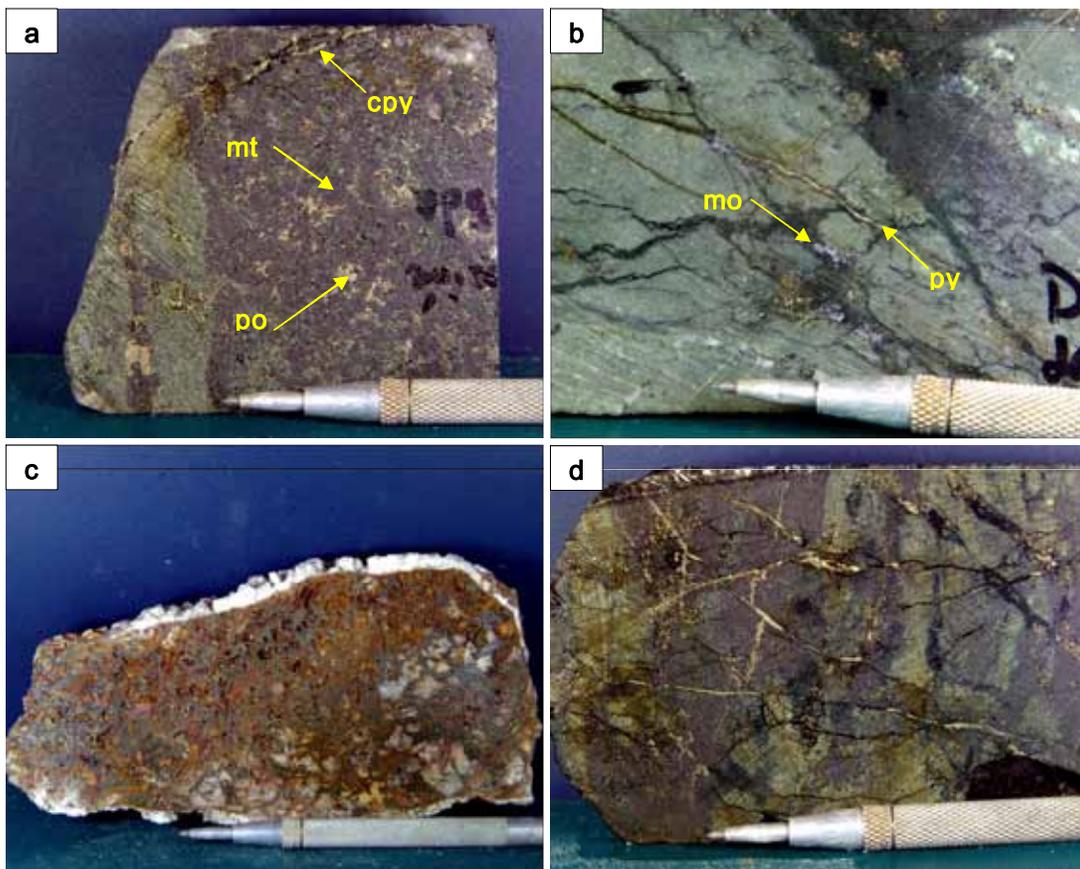
**Figura 5.27:** Muestras de mano y fotomicrografías de mena de Brecha Intrusiva mineralizada. a) Brecha intrusiva polymictica con mineralización diseminada de pirita y calcopirita en la matriz; b) muestra de sondaje con estructura centimétrica mineralizada de calcopirita y cuarzo, la roca encajonante también presenta mineralización diseminada de calcopirita; c) pirita con textura corroída y brechada asociada a feldespato potásico en brecha intrusiva; d) calcopirita I reemplazada por bornita y esta a su vez alterándose a covelita evidenciada en bordes y microfracturas, evento posterior que altera la bornita a calcopirita II; e) calcopirita con textura corroída relleno microfracturas de pirita; f) Pseudomorfosis de calcopirita en piroxeno, textura corroída, esta a su vez esta siendo reemplazada por magnetita; g) Magnetita reemplazando calcopirita, bordes de corrosión, presencia de hematita en microfracturas formadas a expensas de la magnetita; h) calcopirita alterándose a digenita en los bordes, textura en corona.

### 5.3.2 Zona de Skarn

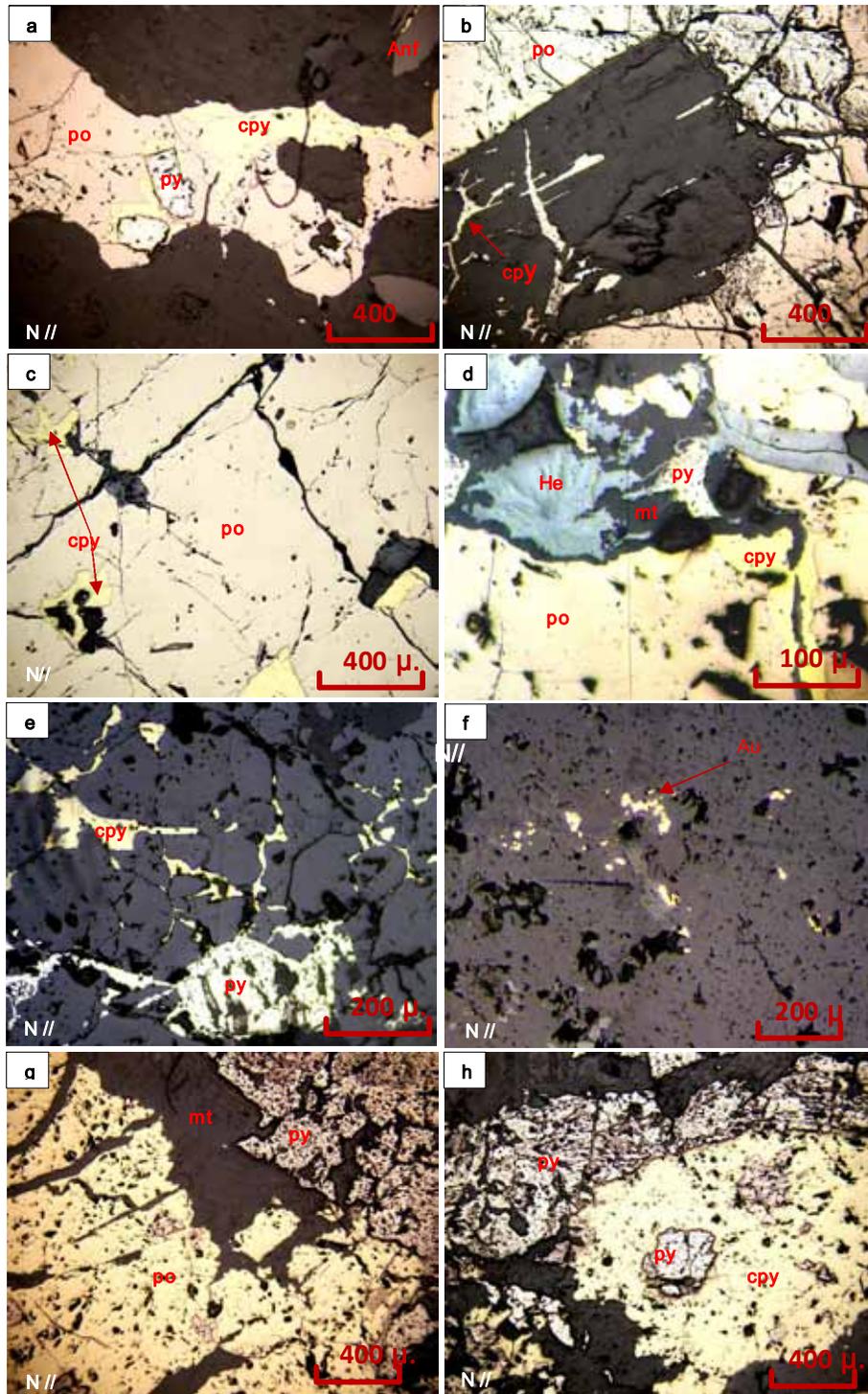
Consiste de una serie de cuerpos de magnetita de formas elongadas y de bajo buzamiento, la mineralización ocurre a lo largo de estos cuerpos con diseminación de pirita, calcopirita, pirrotita, magnetita.

La asociación pirrotita-magnetita es característica, presentan texturas de reemplazamiento, la pirita y calcopirita se encuentran en menor proporción de manera diseminada y en algunos caso en venillas. La mineralización esta asociada a minerales de la fase retrógrada como actinolita, cloritas y albita.

Existen dos estilos más de mineralización que no han sido materia de estudio pero que consideramos importante mencionarlas:



**Figura 5.28:** Estilos de mineralización en la zona de skarn. a) muestra de mano de skarn de magnetita y pirrotita asociadas a piroxenos y cortados por venilla de calcopirita-actinolita; b) Endoskarn mostrando molibdenita en venillas asociadas a actinolita, pirita y calcopirita; c) muestra de zona de óxidos de skarn, lixiviación de sulfuros dejando moldes de cristales de pirita rellenos con limonitas, cristales de calcita en fracturas, py, cpy, óxidos de cobre; d) venillas de pirita y cpy asociadas a actinolita cortando endoskarn de piroxenos y granate.



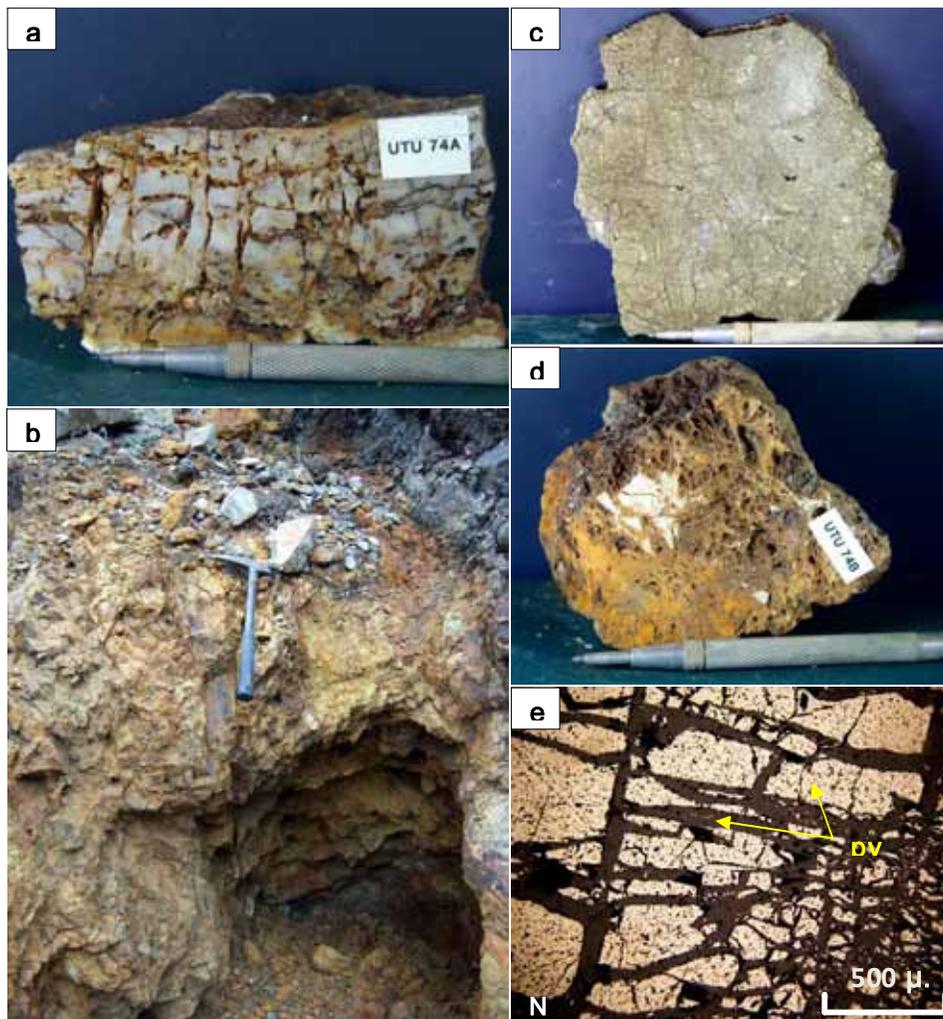
**Figura 5.29:** Fotomicrografías de la zona de skarn. a) textura de reemplazamiento pirita corroída reemplazada por calcopirita y esta a su vez reemplazada por pirrotita; b) calcopirita reemplazando cristal idiomórfico de biotita incluido en pirrotita; c) calcopirita anhedral como inclusiones dentro de pirrotita; d) magnetita alterándose a hematita asociada a pirita anhedral y calcopirita como relleno de fracturas dentro de pirrotita; e) calcopirita y pirita reemplazando mineral máfico (Px?); f) oro libre en endoskarn de protolito diorítico, el oro está asociado a pirita y actinolita; g) Pirita y pirrotita con texturas de corrosión reemplazadas parcialmente por magnetita; h) pirita con textura de corrosión reemplazando a mineral máfico (biotita?) y este a su vez esta siendo alterado a calcopirita.

### 5.3.4 Zona de Mantos

Los mantos se caracterizan por estar emplazados en las cuarcitas, las asociaciones minerales son pirrotita, pirita, calcopirita y oro las cuales han sido oxidados. En general las texturas son brechadas y de reemplazamiento

### 5.3.5 Zona de Vetas

Son estructuras de espesor menor a 0.4m, consisten de vetas de cuarzo con óxidos de fierro, pirita y magnetita, las texturas son mayormente brechadas y presentan un aspecto cavernoso. En otros casos la mineralización es polimetálica con asociaciones de pirita, calcopirita, galena, óxidos de fierro y manganeso. En ambos casos la roca encajonante es la diorita la cual se encuentra argilizada y fracturada.



**Figura 5.30:** Muestras de mano, afloramiento y fotomicrografía de manto y vetas. a) Muestra de mano de manto, cuarzo de aspecto oqueroso, bastante fracturado, fracturas y cavidades rellenas con con limonitas, jarosita, pirita diseminada; b) estructura subvertical de cuarzo emplazada en diorita, asociadas a óxidos, las cajas están sericitizadas; c) muestra del manto, pirita masiva con textura brechada; d) muestra de manto mostrando cuarzo con textura boxwork, presencia de limonitas, hematita; e) Fotomicrografía de muestra de pirita del manto de la mina Utupara, nótese la textura brechada y corroída de la pirita, las fracturas son rellenas de cuarzo.

## 5.4 GEOCROLOGÍA Y GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

### 5.4.1 Preparación de muestras

Esta es una etapa muy importante antes del análisis químico de las muestras pues de la calidad de la preparación de muestras dependerán los resultados finales.

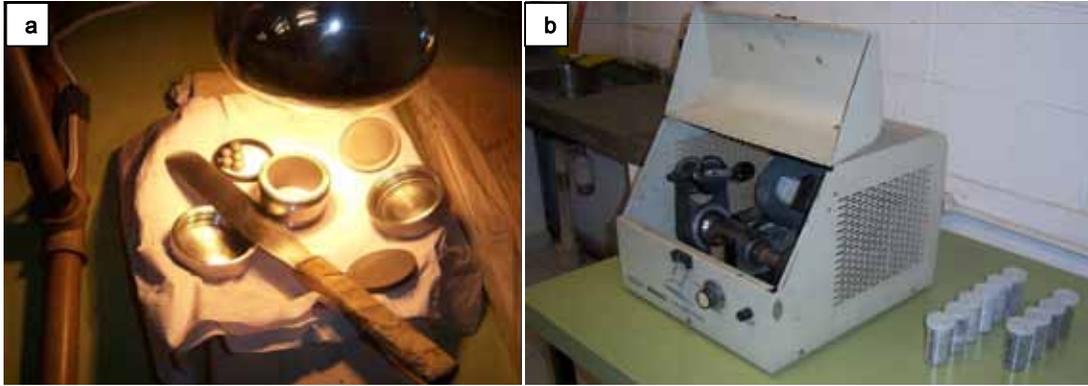
#### a) Reducción y pulverización de la muestra

Consiste en llevar a la muestra a fracción  $< 0.5$  cm o a  $75\mu$  según sea el caso, para este trabajo se hace uso de un martillo, un yunque y un mortero de acero; para el caso de las muestras que serán analizadas por el método de roca total se hizo uso de un molino de bolas para llevar la muestra a fracción de  $75\mu$ . El proceso puede ser resumido en los siguientes pasos

- Reducción de la muestra a esquirlas de 1cm utilizando el martillo y yunque
- Chancado y reducción a fracción de 0.5 cm en el mortero de acero
- Pulverización de la muestras a  $75\mu$  utilizando el molino de bolas (solo las muestras para análisis de roca total después de ser pulverizadas van directamente al análisis químico)



**Figura 5.31:** Chancado y pulverización de muestras. a) Reducción a esquirlas de 1cm; b) Reducción de esquirlas a fracción  $< 0.5$ cm.; c) Muestra a fracción  $< 0.5$  cm.; d) Muestra a fracción  $< 0.5$  cm. lista para ser pulverizada en molino de bolas; e) Muestras listas para ser tamizadas más contra-muestras en bolsas.



**Figura 5.32:** Equipo de molino para pulverizar a  $75\mu$ . a) Cilindros y bolas de acero en proceso de secado luego de la limpieza respectiva; b) Molino de bolas con muestras finales listas para análisis químico de roca total

#### b) Tamizado, utilización de líquidos densos y del separador magnético

En esta etapa la muestra reducida a fracciones menores  $0.5\text{ cm}$  es tamizada hasta obtener una granulometría en la que el mineral a analizar quede liberado del resto, si esto no es posible entonces se hace uso de líquidos densos y/o del separador magnético. Se puede resumir en los siguientes pasos:

- Uso de Tamices Nro 12, 25, 35, 60, 80, 100 según sea el caso, se debe hacer el control en el microscopio (lupa 20x) hasta que el grano de mineral que se desea analizar quede liberado.
- Líquidos densos: se utilizan cuando la muestra ha sido reducida a fracción fina (ejemplo malla 100) y todavía presenta otros minerales asociados como sulfuros, la separación es por peso específico y se utiliza bromoformo y yodato de metileno los cuales mayormente son reciclados.
- Separador magnético (Frantz): este instrumento utiliza las distintas susceptibilidades magnéticas de los minerales para su separación, la muestra utilizada es la que proviene de los procesos anteriores.



**Figura 5.33:** Tamices y separador magnético. a) Juego de tamices conteniendo muestra a fracción < 0.5 cm lista para ser tamizada; b) Separador magnético isodinámico Frantz.

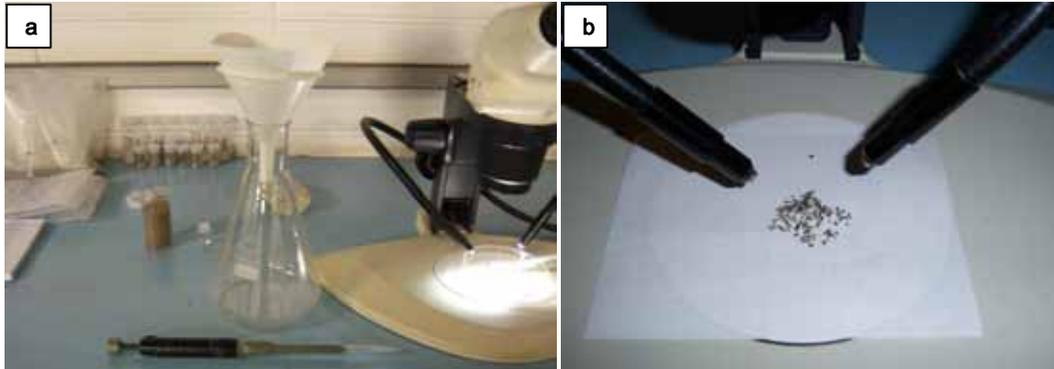


**Figura 5.34:** Equipo para separación por líquidos densos. La muestra es vertida en el embudo que contiene yodatos reciclados, la separación es por peso específico.

### c) Separación manual de los Minerales

La separación manual de los minerales como pirita, biotita, granates, sericita etc. se realiza una vez que estos han sido liberados mediante los procesos anteriores, es la etapa final de la separación y consiste en seleccionar la cantidad mínima que exige el laboratorio para los análisis químicos. En este procedimiento se hace uso de los siguientes materiales

- Lupa de 20x
- Pinzas muy finas
- Base de vidrio para separación manual de minerales (granates y piroxenos) en inmersión de alcohol
- Embudo, enlermeyer, vaso de precipitados, papel de filtro



**Figura 5.35:** Equipo utilizado en separación manual a) Lupa de 20x, pinzas, pipeta, embudo y enlermeyer; b) Muestra lista para ser separada manualmente.

#### 5.4.2 Características de los minerales analizados

A continuación se detallan las características que presentaron los minerales durante su separación.

- **Granates**

De las tres muestras originales de granates se seleccionó la que presentaba mejores características para análisis de Sm/Nd, es decir con menor presencia de inclusiones, sin alteración y con mayor cantidad de cristales limpios. Se seleccionó la muestra UTU-009, y se usaron las mallas Nro. 35 y 60, seguidamente se utilizó el separador magnético, la separación final fue manual manteniendo la muestra en inmersión de alcohol y utilizando la lupa de 20X, enlermeyer, pipeta, embudo y papel de filtro. La cantidad final requerida por laboratorio de análisis químico fue de 0.3 gr.

- **Sericita**

La muestra de sericita (UTU-014) procedente de la roca caja de los mantos fue desechada porque a pesar de contener una cantidad considerable de sericita, esta al encontrarse muy fina presentó evidencias de pérdida de Argón lo que nos generaría un error en el cálculo final de la edad por el método K-Ar, adicionalmente esta muestra presentó sulfuros muy finos asociados a la sericita por lo tanto difíciles de separar por los métodos convencionales.

- **Biotita**

Para el análisis de K/Ar se eligió a la biotita, las muestras seleccionadas (UTU-006 y UTU-015) presentaron buenas características, solo fue necesario usar las mallas Nro. 25 y 35 para la separación inicial, el mineral se encontró bastante limpio de impurezas y con escasa alteración; la separación final fue realizada manualmente utilizando la técnica del bateado que involucra al peso específico del mineral. La cantidad final requerida fue de 1.0 gr. por muestra

- **Sulfuros (pirita)**

Para el análisis de Pb/Pb se eligió a la pirita por presentar las mejores características para su separación, se seleccionó seis muestras (UTU-001, 002, 003, 004, 005 y 013) y estas en general presentaron buena granulometría encontrándose libres de otros sulfuros, se utilizó las mallas 12, 25 y 35. La separación final fue manual usando la lupa de 20x y pinzas finas. La cantidad requerida para el análisis químico fue de 0.5 gr. por muestra.

- **Piroxenos**

La muestra de piroxenos (UTU-017) para análisis de Sm/Nd presentó mayores dificultades para su separación por encontrarse asociado a otros minerales como granates, plagioclasas y en menor proporción a sulfuros; para su separación se utilizó las mallas 35 y 60, posteriormente se hizo uso del separador magnético con un amperaje de 0.3 A. Finalmente la separación fue manual, la muestra se trabajó en inmersión de alcohol utilizando la lupa 20x, pipeta, enlermeyer, embudo y papel de filtro.



**Figura 5.36:** Separación manual de Minerales. a) Muestra con sulfuros y plagioclasa y ortosa antes de la separación de la pirita; b) Muestra inicial de sulfuros y muestra final de pirita luego de su separación; c) Muestra de biotita y plagioclasa antes de la separación de biotita; c) separación manual de biotita por el método de bateo que involucra el peso específico de los minerales; e) Granates y Piroxenos antes de su separación; e) Muestra separada de granate limpio libre de impurezas y otros minerales.

### 5.4.3 Ataque químico

Es la etapa que sigue a la preparación de las muestras y puede ser resumido en los siguientes pasos para el método Pb-Pb en roca total y en sulfuros (pirita) que son aquellos en los que pudimos participar:

### ➤ Roca Total

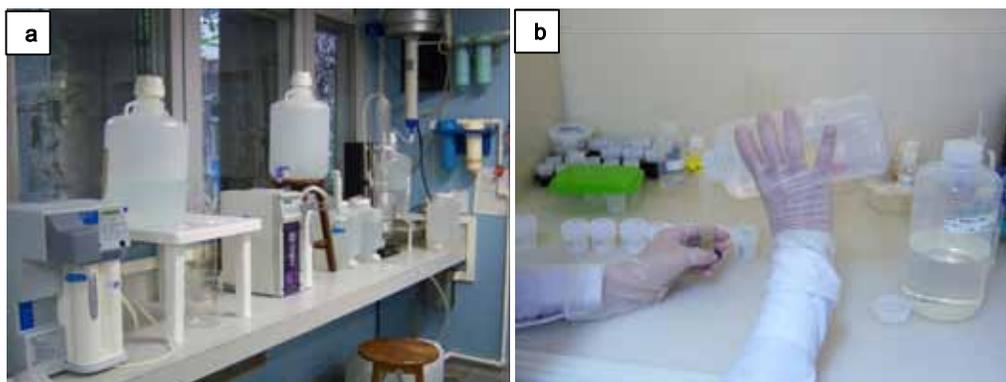
- Pesar 100 mg de muestra
- Adicionar la muestra a la bombas de teflón
- Adicionar 3 ml de HF concentrado mas 1 ml de HNO<sub>3</sub> para disolver la muestra
- Dejar en la estufa a 150 °C por 5 días
- Evaporar la solución
- Adicionar 6 ml de HCl 6N
- Dejar en la estufa a 150 °C por una noche
- Pasar la solución al vaso de precipitado y evaporar
- Adicionar 1 ml de HBr 0,7 N
- Extracción del Pb mediante columna Biorad modificada (intercambio de iones)

### ➤ Sulfuros (Pirita)

- Pesar 100 mg de muestra
- Adicionar Agua Regia
- Calentar a 40 °C hasta disolución total
- Evaporar solución
- Adicionar ~1 ml de HCl 6N y luego evaporar
- Adicionar ~1 ml de HBr 0,7 N
- Extracción del Pb mediante columna Biorad modificada (intercambio de iones)

#### 5.4.4 Lectura en el espectrómetro

Una vez que el Pb ha sido separado mediante las columnas de intercambio iónico se procede a cargar en los filamentos del espectrómetro de masa VG 354, Multicolector, para la lectura final.



**Figura 5.37:** Equipo y reactivos para ataque químico. a) Equipo y reactivos para ataque químico de las muestras en el laboratorio del Instituto de Geociencias ; b) Digestión de las muestras con HF y HNO<sub>3</sub>

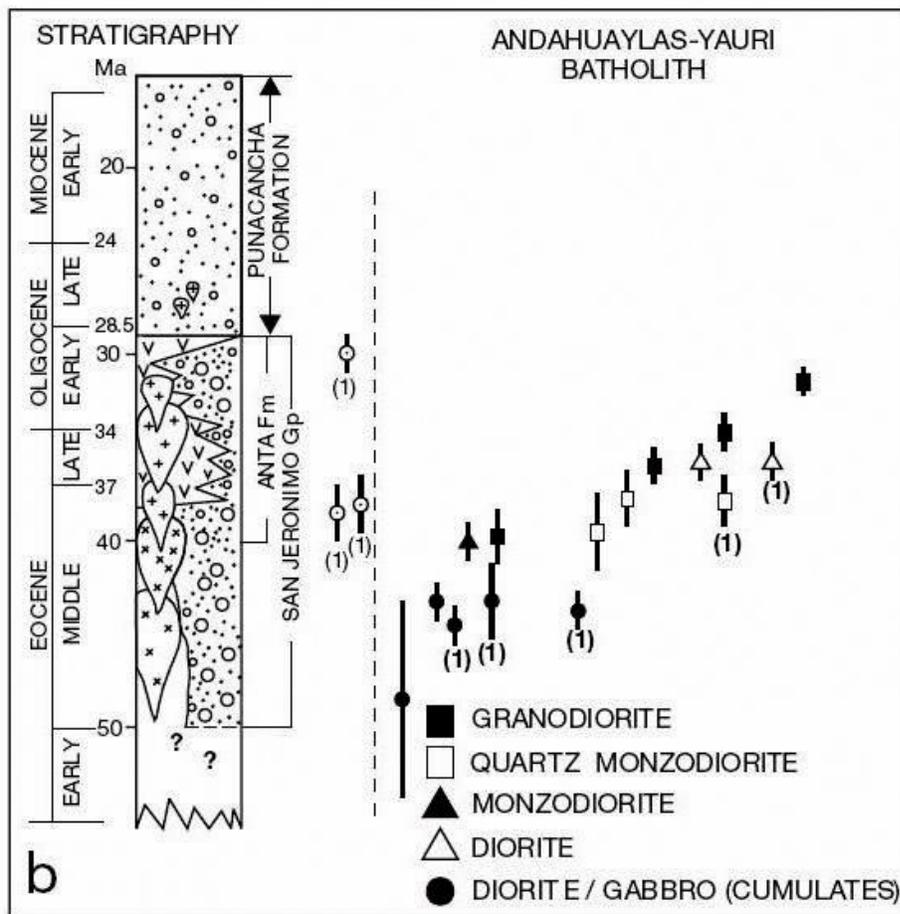
## CAPITULO VI: DISCUSION E INTERPRETACION

### 6.1 PETROGRAFÍA

La información petrográfica obtenida indica que el Complejo intrusivo Utupara es un sistema polifásico el cual ha evolucionado desde fases intermedias en la etapa de pre-mineralización hasta fases más ácidas en la etapa de mineralización, en la primera predominan las rocas melanócratas, dioritas y dioritas porfíricas, en la segunda dominan las monzonitas, monzodioritas.

Las fases postmineralización están restringidas a diques de composición andesítica a dacítica las cuales se encuentran cortando todas las fases intrusivas previas.

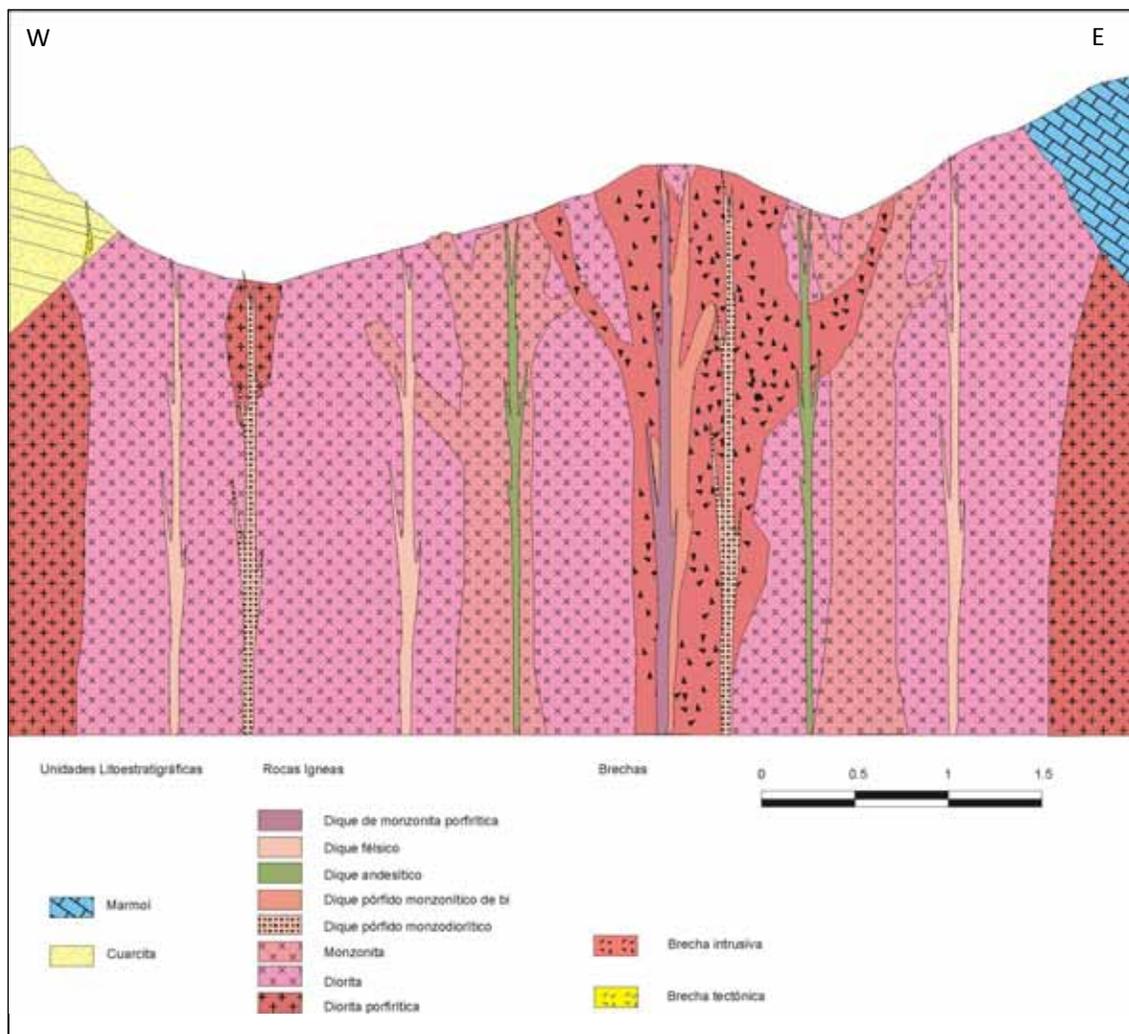
La brecha intrusiva al parecer se emplaza posterior a la fase monzonítica la cual está relacionada al estadio principal de alteración y que concentra hasta el momento los valores más altos de mineralización.



**Figura 6.1 :** Composiciones y fases del Batolito de Andahuaylas-Yauri Perello et al., (2003)

En la figura 6.1 se puede apreciar las distintas composiciones del batolito de Andahuaylas-Yauri, en términos generales el batolito incluye un grupo de intrusiones de la etapa temprana (gabro, troctolita, gabro olivino gabro diorita y diorita) seguido por rocas de composición intermedia (monzodiorita, cuarzo dioritas, cuarzo monzodiorita y granodiorita) (Carlier et al., 1989; Bonhomme y Carlier, 1990; Carlotto, 1998). Rocas subvolcánicas de composición predominantemente granodiorítica/dacítica localmente asociadas con mineralización estilo pórfido representan la etapa terminal (Perello et al; 2003). Las fases intrusivas en Utupara están menos diferenciadas llegando hasta monzodioritas, no se han identificado rocas con un contenido considerable de sílice en su composición como granodioritas, o cuarzo dioritas (Fig. 6.2).

**Figura 6.2:** Diagrama esquemático mostrando las secuencias intrusivas del Complejo Utupara



## 6.2 PARAGENESIS

A partir del estudio de las alteraciones y mineralización se han definido tres estadios principales que afectan al Complejo intrusivo Utupara.

### Estadio I

Está caracterizada por una fase potásica temprana con bt-mt- FK-py±cpy, es la que afecta al complejo diorítico en grandes extensiones y la alteración es del tipo pervasiva teniendo a la biotita como el mineral predominante, los minerales se presentan de manera diseminada, en vetillas discontinuas, y en playas . Sobre-impuesta a esta alteración y hacia los márgenes se tiene una fase propilítica caracterizada por el reemplazamiento de la biotita por clorita.

Probablemente esta fase se produzca un metasomatismo en las secuencias sedimentarias que se encuentran en contacto con la diorita y producto del cual se generaron las cuarcitas y el mármol .

### Estadio II

Caracterizado por la fase potásica principal, ocurre principalmente a lo largo de las zonas de brecha relacionados a los intrusivos monzoníticos la paragénesis es FK- bt - ab - mt - py - cpy, la alteración es de tipo pervasiva, se han identificado por los menos tres tipos de vetillas (descritas en el capítulo V). Esta fase hidrotermal es la que concentra la mineralización económica relacionada a una etapa tardimagmática asociada al emplazamiento de intrusivos intraminerales o portadores de la mineralización (Gustafson y Hunt, 1975; Sillitoe, 1989).

Esta alteración potásica principal se correlacionaría con la fase prógrada de la zona de skarn, los fluidos generados en esta fase entran en contacto con las rocas carbonatadas desarrollando asociaciones mineralógicas del tipo prógrado con granate, diópsido y magnetita principalmente.

La fase sericítica en este estadio se desarrolla al descender la temperatura de los fluidos hidrotermales, está caracterizada por la presencia de ser-cz-py, afecta principalmente la zona de brechas intrusivas. Esta fase sericítica es correlacionable con la fase retrograda de la zona de skarn la cual está caracterizada por la presencia de minerales hidratados como actinolita, epidota, clorita, escapolita etc. y que mayormente se encuentra sobre-impuesta a la fase prógrada en algunos casos llegando a reemplazarla totalmente.

En este caso también existe una sobreimposición de alteración propilítica con clorita y epidota como minerales principales.

### Estadio III

Este evento no es tan relevante desde el punto de vista económico como los anteriores debido a que no está asociado a minerales de mena

La fase potásica tardía en este estadio tiene como paragénesis FK– ab ± py, esta controlada mayormente por vetillas de ab-FK las cuales se encuentran cortando indistintamente a cualquier tipo de intrusivo.

La fase propilítica está sobre-impuesta y esta asociada a los diques tardíos que cortan a todos los intrusivos previos.

**Figura 6.3 :** Secuencia paragenética de la mineralización hipógena en la zona de pórfido

MINERALES	ESTADIOS						
	I		II			III	
	Potásico	Propilítico	Potásico	Fílico	Propilítico	Potásico	Propilítico
Biotita	—		—				
Feldespato K	—		—			—	
Albita			—	---		—	
Clorita		—			—		—
Sericita		—			—		
Calcita		—			—		
Epidota		—			—		
Cuarzo							
Magnetita	—	---	—				
Pirita	—		—	—	—	---	
Calcopirita	---		—	—			
Bornita			---				
Oro nativo			—				

**Figura 6.4 :** Secuencia paragenética de la zona de skarn

MINERALES	Fase Prógrada	Fase Retrógrada
Granates	—	
Diópsido	—	
Wollastonita	—	
Albita		—
Cuarzo		—
Calcita		—
Actinolita		—
Escapolita		—
Epidota		—
Talco		—
Magnetita		---
Pirrotita		—
Pirita		—
Calcopirita		—
Moibdenita		---

## 6.3 ISOTOPOS DE PLOMO

### 6.3.1 Presentación de resultados e interpretación de las razones isotópicas de Pb

Para establecer la fuente de los metales se realizaron estudios isotópicos de Pb, mediante el análisis de las relaciones isotópicas  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  en 5 muestras de pirita pertenecientes a la brecha intrusiva mineralizada y para comparación en 2 muestras de diorita de la roca hospedante.

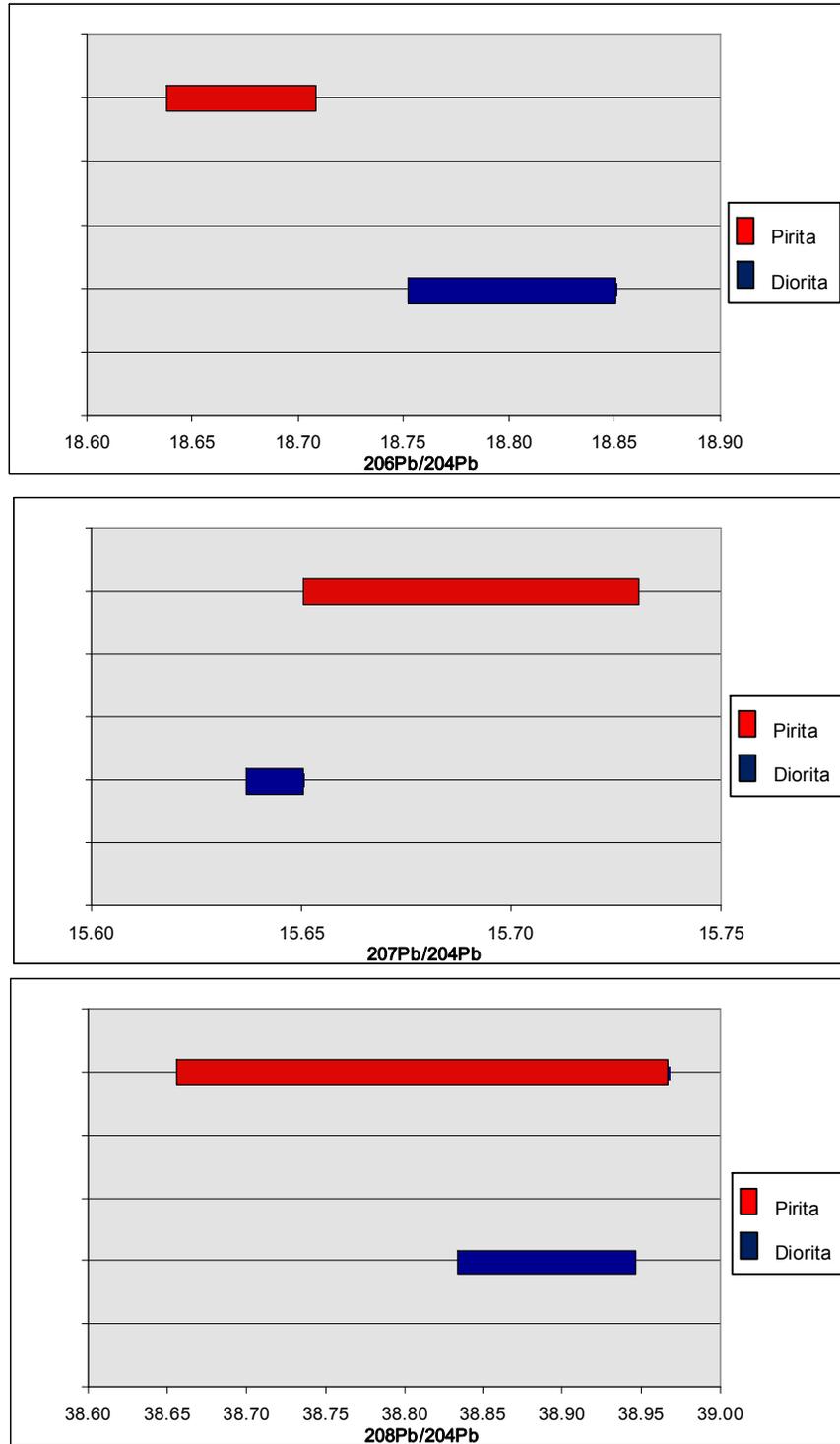
Las relaciones isotópicas de  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  fueron ploteadas para las muestras de mena y roca fresca, usando como referencia la curva de evolución isotópica de Pb establecida para el modelo de doble estadio de Stacey & Krammers (1975). De igual manera las relaciones isotópicas  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  fueron ploteadas para las mismas muestras, en este caso se empleó como referencia las curvas de evolución isotópica establecidas para el modelo plumbotectónico de Zartman & Doe (1981).

En el diagrama de relaciones isotópicas de  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  las muestras se ubican por encima de la curva de evolución de Pb de Stacey & Krammers, asimismo en el diagrama de relaciones isotópicas de  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  para el modelo de la plumbotectónica las muestras en su mayoría se ubican entre la curva de la corteza superior y la curva del orógeno a excepción de la muestra de mena UTU-004 que se ubica por encima de la curva de la corteza superior.

En la tabla 6.1 se puede apreciar que las razones isotópicas de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  de las muestras de mena presentan rangos menores (18.642 - 18.703) que las muestras de roca hospedante (18.755 - 18.848), asimismo las razones de  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  de las muestras de mineralización presentan valores mayores y con un rango más amplio (15.652 - 15.729) que las de la roca (15.638 - 15.649). Para las razones isotópicas  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  las muestras de mineralización presenta un rango mas amplio (38.661 - 38.963) que la roca hospedante (38.839 - 38.941) (Figura 6.5).

**Tabla 6.1** : Resultados isotópicos de Pb del área de Utopara

Muestra	Material	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro % (1s)	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro % (1s)	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro % (1s)
UTU-001	Pirita	18.596	0.041	15.629	0.044	38.661	0.044
UTU-002	Pirita	18.645	0.007	15.652	0.010	38.760	0.010
UTU-003	Pirita	18.641	0.020	15.654	0.019	38.732	0.023
UTU-004	Pirita	18.675	1.055	15.729	1.061	38.963	1.065
UTU-005	Pirita	18.703	0.009	15.662	0.009	38.790	0.009
UTU-012	Diorita	18.848	0.008	15.649	0.008	38.941	0.008
UTU-016	Diorita	18.755	0.007	15.638	0.008	38.839	0.008



**Figura 6.5:** Comparación de rangos de razones isotópicas de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  de la mineralización y la roca de caja en el área de Utopara

De la figura 6.5 se puede establecer que los valores de las razones isotópicas de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  son más elevadas en la roca hospedante (diorita) que en las muestras de sulfuros, esto podría explicarse debido a que estas rocas (diorita) almacenan en general mucho más uranio dentro de su composición que los sulfuros (pirita) lo que se ve reflejado claramente en los valores de sus razones isotópicas. En general los valores isotópicos de las muestras de roca son más radiogénicos que las muestras de mena debido a que tiene una evolución del uranio desde el momento de su formación hasta la actualidad por lo tanto muestran la composición isotópica actual del Pb, lo contrario ocurre con las muestras de mena (pirita) que al no contener U o tenerlo en cantidades mínimas nos estarían mostrando la composición isotópica inicial de Pb.

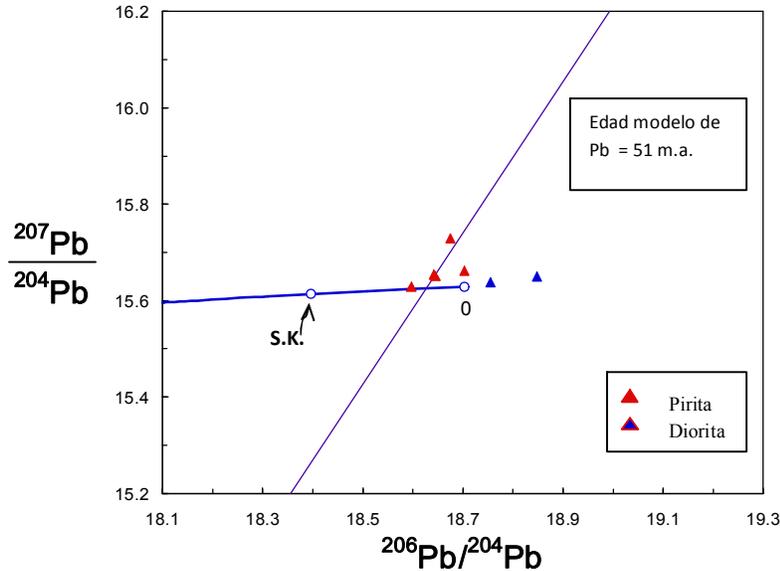
Con respecto a las razones isotópicas  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  los sulfuros poseen una variación más amplia y hasta más radiogénica que la roca caja, lo que indica que los fluidos tuvieron contaminación cortical subordinada por rocas más antiguas (más enriquecimiento en  $^{207}\text{Pb}$  en relación a  $^{206}\text{Pb}$ ) y probablemente con mayor razón Th/Pb que el promedio de la corteza superior.

En general las razones isotópicas de las muestras de mineralización (pirita) presentan valores homogéneos lo que nos sugiere que proceden de un mismo evento hidrotermal, solo la muestra de mena UTU-004 tiene valores más elevados de razones  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (15.729 y 38.963 respectivamente) lo que podría explicarse como una presencia mayor de contaminación cortical, sin embargo se ha podido determinar en el estudio microscópico de esta muestra un incipiente enriquecimiento secundario en los sulfuros es decir una recristalización de los mismos lo que sugiere que este incremento se debería más bien a una contaminación de Pb producto de este evento posterior a las etapas hidrotermales.

### **6.3.2 Modelo de evolución de Pb en 2 estadios de Stacey y Kramers (1975)**

En la figura 6.6 se puede observar que las muestras de mineralización (pirita) se ubican por encima de la curva de evolución del plomo de Stacey & Kramers a excepción de la muestra UTU-001 la cual se ubica sobre la misma curva, las muestras de roca hospedante (diorita) manifiestan una tendencia acorde con la curva de evolución de Pb (Stacey & Kramers) lo que evidencia que las muestras de mena UTU-001, 002, 003 y 005 manifiestan la misma tendencia con sus rocas hospedantes UTU-012 y UTU-016 esto nos sugiere una participación mayoritaria del intrusivo diorítico en la mineralización. La mejor recta que pasa por los cuatro puntos de las muestras de sulfuro analizadas intercepta la curva SK en 51 Ma. Como los puntos no son colineales y esta edad es fuertemente dependiente del modelo de Stacey y Kramers (1975), no se puede garantizar un significado geológico de la edad obtenida, sin embargo con la cantidad de

muestras analizadas se puede sugerir una edad más antigua para la mineralización dentro del Batolito de Andahuaylas-Yauri.



**Figura 6.6:** Diagrama de composiciones isotópicas de plomo  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  para las muestras de mena y roca fresca del área de Utupara usando como referencia la curva de evolución isotópica de Pb establecida para el modelo de Stacey & Krammers (1975).

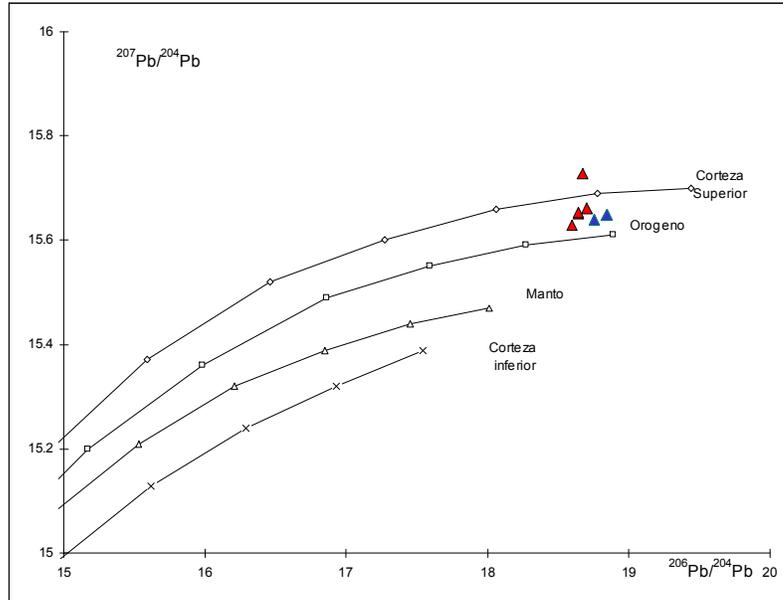
### 6.3.3 Modelo Plumbotectónico de Zartman & Doe (1981)

En el diagrama  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  establecido para el modelo Plumbotectónico Uranogénico (Figura 6.7) se puede ver que tanto las muestras de la mineralización (pirita) como de las rocas hospedantes (diorita) a excepción de la muestra UTU-004 se ubican entre la curva de la corteza superior y la curva de mezcla orogénica lo que sugiere que la fuente principal son rocas de la corteza superior. No se puede descartar una contaminación subordinada de Pb oriundo de la corteza inferior. Como los puntos de los sulfuros siguen la misma tendencia de la curva de evolución isotópica de Pb de las rocas intrusivas encajantes, se puede admitir a estas rocas como la fuente principal de Pb de los minerales de mena

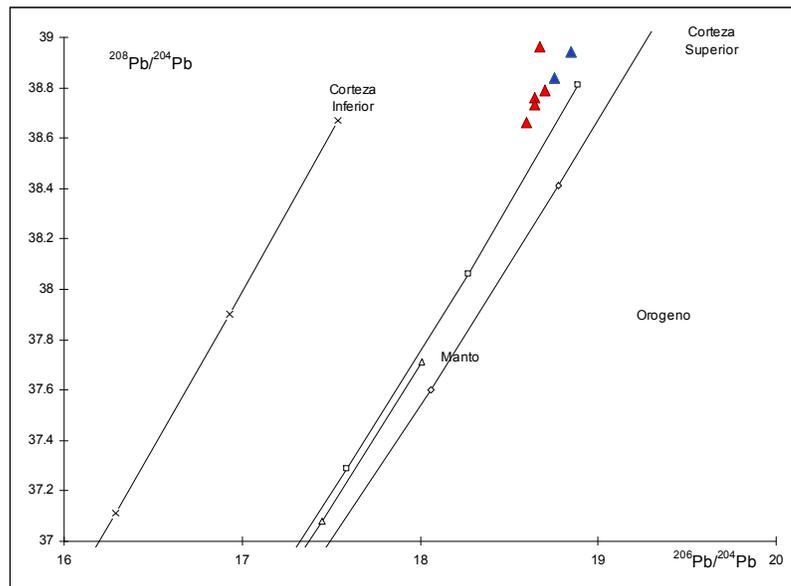
En el diagrama  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  establecido para el modelo Toriogénico (Figura 6.8) se puede ver que la fuente tiene una relación Th/Pb por encima del promedio pero que no llegan a ser elevadas, pero el plomo no viene del manto porque en este caso los valores estarían por debajo de la curva del orógeno.

En general las razones isotópicas de  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  observadas en las muestras de mineralización son homogéneas lo que sugiere que la fuente principal

sería el propio complejo intrusivo a partir de una circulación de fluidos dentro del cuerpo diorítico, esto explicaría los contenidos bajos de metales que tiene el cuerpo de diorita principal.



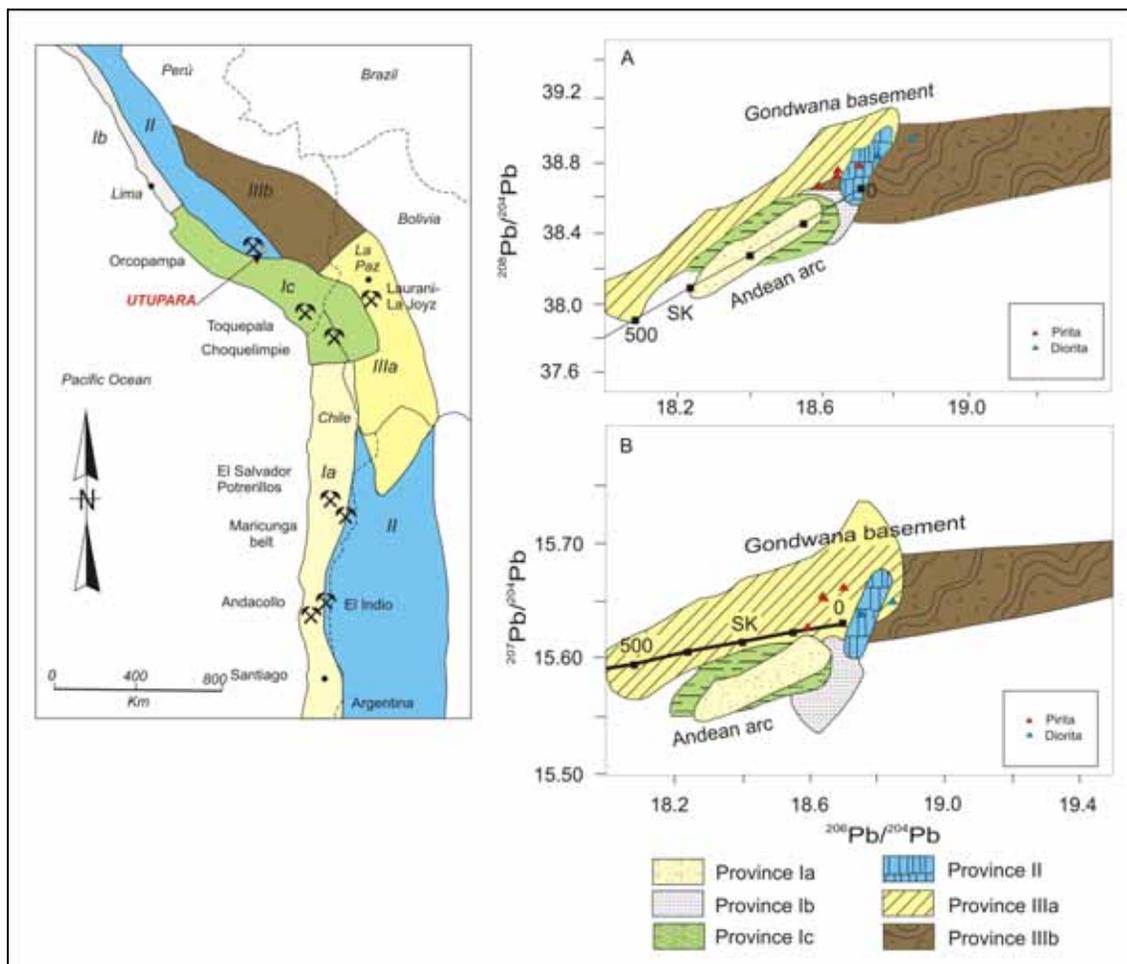
**Figura 6.7:** Diagrama de composiciones isotópicas de  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  para las muestras de mena y roca fresca del área de Utupara usando como referencia las curvas de evolución isotópica de Pb establecidas para el modelo Plumbotectónico Uranogénico de Zartman & Doe (1981)



**Figura 6.8:** Diagrama de composiciones isotópicas de  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  para las muestras de mena y roca fresca del área de Utupara usando como referencia las curvas de evolución isotópica de Pb establecidas para el modelo Plumbotectónico Toriogénico de Zartman & Doe (1981)

### 6.3.4 Ubicación del área de Utupara dentro de las Provincias isotópicas de Pb

En el diagrama de composiciones isotópicas de  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ( Figura 6.9 A) se puede observar que las muestras de mena como de rocas de Utupara caen en el campo de la Provincia II o cercanas a ella, corroborando su ubicación geográfica dentro de esta provincia como se puede apreciar en el mapa. En el diagrama Uranogénico (Fig. 6.9 B) las muestras se alejan un tanto del campo de la Provincia II sin embargo se debe subrayar que estos límites entre provincias no son rígidos pudiendo existir un traslape entre ellos (Macfarlane et al., 2005).



**Figura 6.9:** Mapa Provincias isotópicas de Pb de los Andes Centrales y diagramas Thorogénicos (A) y Uranogénico (B) conteniendo muestras de mena y roca del Utupara. (modificado de Macfarlane et al., 1990 por Tosdal et al., 1999)

### 6.3.5 Comparaciones de las razones isotópicas de Pb de Utupara con otros depósitos

No existen suficientes datos publicados de isótopos de Pb en menas de los depósitos de la franja Andahuaylas – Yauri, se tienen los datos de dos muestras ubicadas al noreste de Utupara publicados por Mamani et al. (2008), el mineral fue galena en ambas muestras y las razones isotópicas son  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (18.915 y 18.724) y  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (15.665 y 15.647) respectivamente, la mineralización asociada es Ag-Au-Cu; estas razones al ser comparadas con los datos obtenidos en Utupara muestra ser algo más radiogénicas pero en conjunto manifiestan una misma tendencia acorde con la curva de evolución de Pb.

Con fines comparativos se han planteado a partir de datos publicados<sup>1</sup> los valores de razones isotópicas de Pb de algunos depósitos peruanos característicos tratando de incluir los principales cinturones mineralizados del Perú (Figura 6.10).

Se puede ver que existe una evolución radiogénica de plomo con valores de razones isotópicas que se incrementan desde los depósitos más cercanos a la zona de subducción a los más alejados.

Los depósitos porfíricos paleocenos del sur de Perú (Toquepala y Cerro Verde) tienen razones isotópicas de Pb menos radiogénicas y el depósito tipo Mississippi Valley de San Vicente los valores más radiogénicos, lo que es normal ya que en este tipo de depósitos ocurre circulación de fluidos a través de rocas sedimentarias. Sin embargo esto también puede sugerir que existe un crecimiento de estas razones isotópicas con la distancia a la Fosa Peru-Chile (Macfarlane et al (2205).

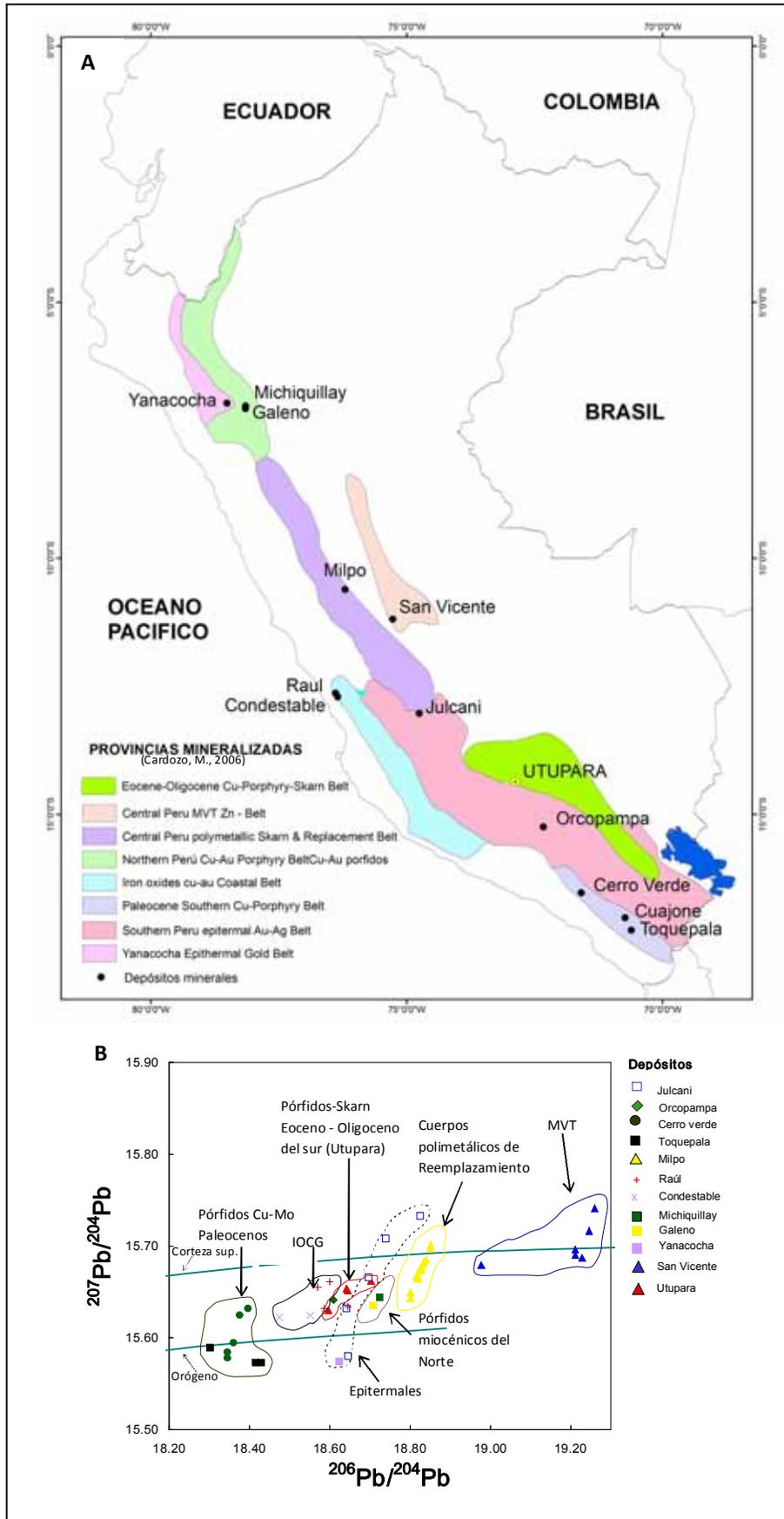
En la figura 6.10 se puede apreciar que el área de Utupara se encuentra entre la zona de los depósitos tipo IOCG (Raúl y Condestable) de la costa peruana y los depósitos epitermales y pórfidos miocénicos del norte del Perú. Los depósitos epitermales como Orcopampa muestran razones isotópicas con valores cercanos a los de Utupara. Julcani y Yanacocha muestran valores dispersos con un rango de composición isotópica mucho más grande esto es característico para los depósitos epitermales porque en estos existe una circulación de fluidos mucho mayor en rocas corticales próximas a la superficie.

Los pórfidos miocénicos del norte del Perú (Galeno y Michiquillay) muestra razones isotópicas de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  algo más altas que Utupara pero en conjunto parecen manifestar predominio de material orogénico característico de la Provincia II (Macfarlane et al (1990).

Los rangos de las composiciones isotópicas de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (18.642 - 18.703) y  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (15.652 – 15.729) del área de Utupara así como de los depósitos porfíricos paleocenos del sur de Perú y miocénicos del norte son menores en comparación a otros depósitos (epitermales), esta característica es típica para los depósitos porfíricos debido a que la circulación de fluidos es mucho menor en comparación a otros depósitos.

---

<sup>1</sup> Macfarlane et al (1990), Gunnessh et al (1990), Kamenov et al (2002)



**Figura 6.10:** Comparación de razones isotópicas de Pb de Utupara con otros depósitos peruanos. A) Mapa de ubicación de depósitos con sus respectivas provincias mineralizadas; B) Diagrama  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  mostrando comparación isotópica de Pb de distintos depósitos

## 6.4 ISÓTOPOS DE ESTRONCIO

En adición para caracterizar las fuentes de los fluidos se analizó dos muestras (UTU-007 y UTU-008) para obtener las relaciones iniciales de Sr de los fluidos mineralizantes. Las rocas muestreadas fueron tomadas considerando la alteración hidrotermal de la fase principal del área de Utopara, de tal manera que los resultados obtenidos deben referirse a la composición isotópica inicial del fluido mineralizante, resultante de la interacción con la roca caja Tabla 6.2.

**Tabla 6.2:** Resultados de relaciones  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  del área de Utopara

SPR	No. Campo	Material	Rb(ppm)	Sr(ppm)	$\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ (X)	Erro	$\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ (Y)	Erro
15888	UTU-007 D84	RTOT/Pórfiro	57.3	332.4	0.499	0.014	0.706526	0.000056
15862	UTU-008 D84	RTOT/Pórfiro	164.43	1116.29	0.4262	0.0034	0.70585	0.00005

A partir de estos datos se calculó la relación inicial de Sr considerando una edad de mineralización en el batolito de Andahuaylas de 40 Ma (Perello et al., 2003) obteniéndose una relación inicial de  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  para las muestras UTU-007 y UTU-008 de 0.70561 y 0.70625 respectivamente.

- Muestra UTU-007

$$\lambda_{\text{Rb}} = 1,42 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}, \text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86} = 0.706526, \text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86} = 0.499; T(\text{Ma}) = 40\text{Ma}.$$

$$(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0 = \frac{\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86} - \text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}}{0.0000142 \times T(\text{Ma})}$$

$$(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0 = \frac{0.706526 - 0.499}{0.0000142 \times 40} = 0.70625$$

- Muestra UTU-008

$$\lambda_{\text{Rb}} = 1,42 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}, \text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86} = 0.70585, \text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86} = 0.426; T(\text{Ma}) = 40\text{Ma}.$$

$$(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0 = \frac{0.70585 - 0.426}{0.0000142 \times 40} = 0.70561$$

#### 6.4.1 Isotopos de Sr como indicador del potencial de depósitos porfiríticos

Los isótopos de estroncio se usan como un indicador del tamaño potencial de los depósitos porfiríticos considerando que todos los pórfidos son formados en general por los mismos procesos con una variación de la energía de los fluidos se puede deducir que aquellos fluidos que tienen una energía elevada es decir una fuente de calor muy fuerte el proceso de ascenso de estos al atravesar la corteza será en un tiempo corto lo que indica que no tendrán contaminación cortical significativa y su circulación hidrotermal será en una zona mucho mas grande manifestándose con valores bajos en la relación inicial de  $Sr^{87}/Sr^{86}$ ; si los fluidos tienen una energía baja estos van atravesar la corteza en un tiempo mas prolongado teniendo el tiempo suficiente para sufrir una contaminación cortical lo que se manifiesta como valores altos de la relación inicial de  $Sr^{87}/Sr^{86}$  (Tassinari, 2007).

Este concepto, valido en algunos casos para depósitos del mismo distrito, fue empleado para verificar si existe alguna relación entre el tamaño del depósito y las relaciones iniciales de  $Sr^{87}/Sr^{86}$  en los depósitos porfiríticos del norte de Chile, encontrándose que existe una relación inversa (Tassinari, 2007) Figura 6.9.

De la Figura 6.9 podemos decir que la relación isotópica inicial de  $Sr^{87}/Sr^{86}$  del área de Utupara ( 0.70561) se encuentra cercana al valor de la relación isotópica inicial de  $Sr^{87}/Sr^{86}$  del depósito de Copaquire calculada en 0.7058 con un tamaño de ~100,000 MT, formando parte del grupo de depósitos porfiríticos de Cu del norte de Chile con mayor tonelaje.

De estas relaciones se puede deducir que si el pórfido tienen una baja relación isotópica inicial de Sr entonces tiene una posibilidad de ser un depósito grande, si la relación es alta, indica fuerte contaminación cortical, entonces existe la probabilidad de ser pequeño.

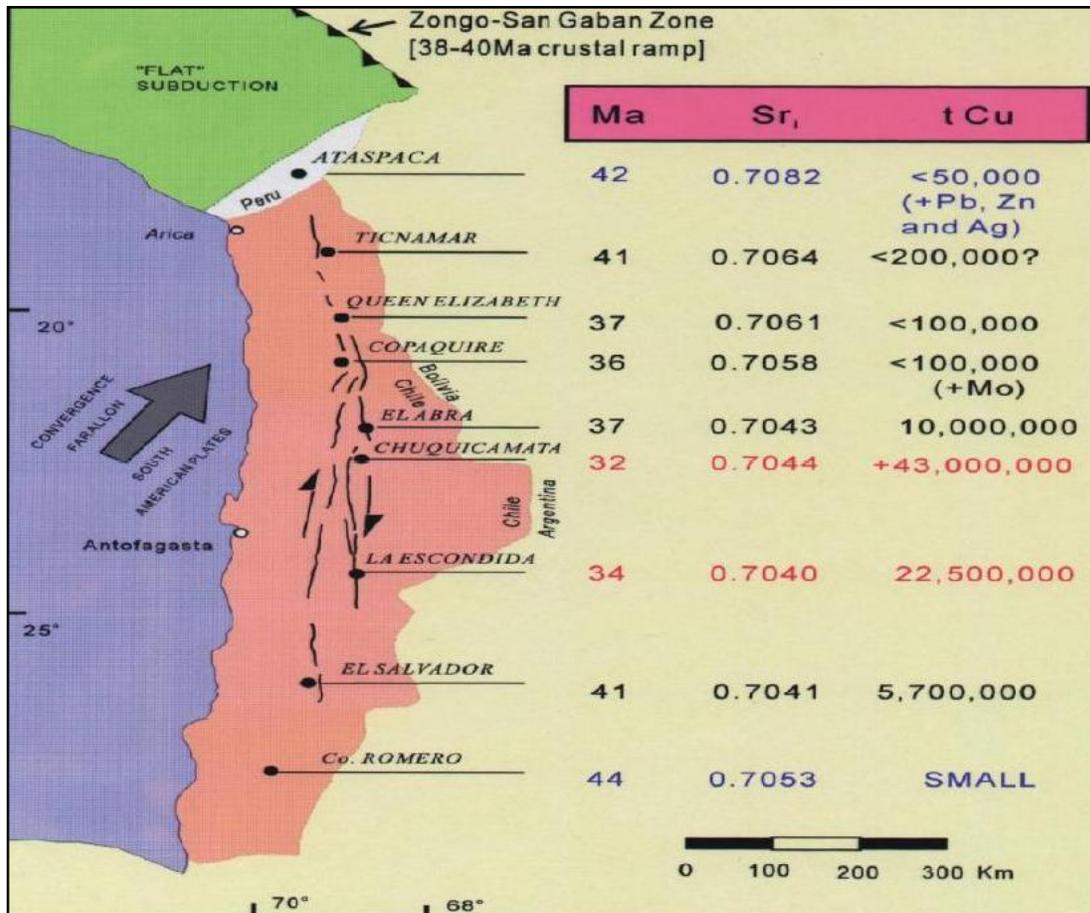


Figura 6.11: Comparación de edades, relaciones isotópicas iniciales de Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> y tonelajes calculados para distintos depósitos porfíricos de Chile. (Cedido por F. Munizaga in Tassinari, 2006)

## 6.5 GEOCRONOLOGÍA

### 6.5.1 Edades K-Ar del intrusivo diorítico Utupara

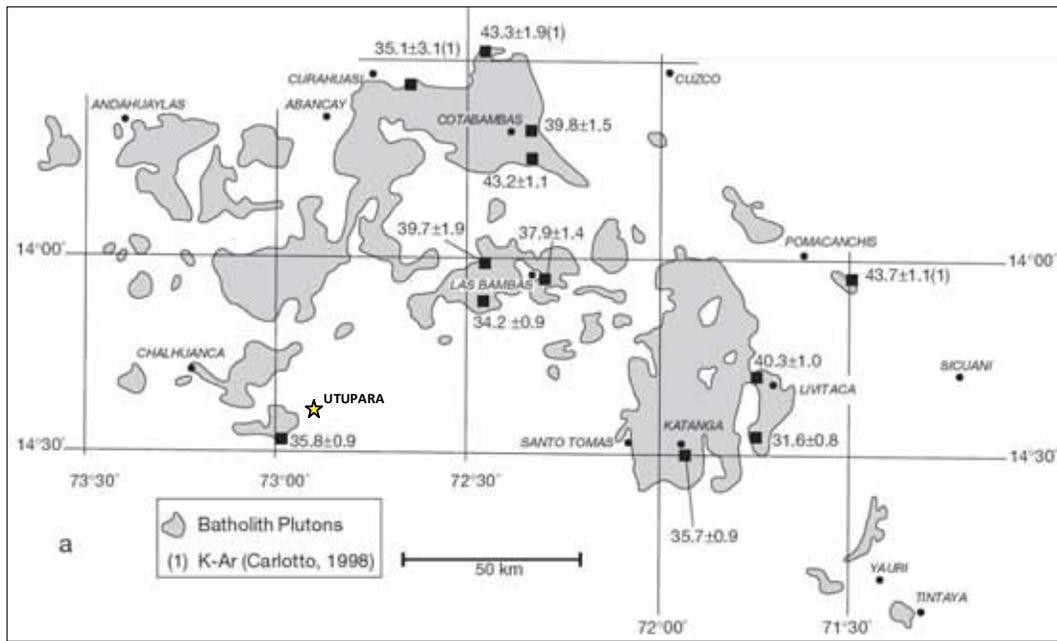
Las edades K-Ar obtenidas en la biotita del Complejo intrusivo Utupara nos dan valores de  $63.1 \pm 2.4$  y  $61.5 \pm 2.5$  Ma respectivamente, (Tabla 6.4) estas edades como se sabe no son necesariamente la edad de la cristalización sino mas bien edades de enfriamiento ya que la perdida de <sup>40</sup>Ar radiogénico puede ocurrir a temperaturas muy por debajo de la cristalización ígnea (1200-1000 °C), esto debido al fenómeno de difusión del Ar el cual por sus características físicas tiende a escapar de las redes cristalinas de los minerales, la edad de enfriamiento del pórfido a 300 °C obtenida nos indica el momento en que la roca ya no permite la difusión del Ar y se comporta como un sistema cerrado. Considerando estas edades de enfriamiento, la edad modelo de Pb-Pb de 51 Ma obtenida para las muestras de mena podría ser posible y corroboraría la interpretación de que las

mineralizaciones podrían haber sido formadas cerca de 10 Ma después de la cristalización de esta roca intrusiva

También se puede añadir que las edades calculadas para el intrusivo diorítico de Utopara serían las edades mas antiguas reportadas para el batolito de Andahuaylas – Yauri considerando los datos publicados a la fecha por Carlier et al (1996), Carlotto (1998) y Perelló et al. (2002-2003) quienes reportan una edad ~ 32 – 48 Ma (Fig. 6.7).

**Tabla 6.3:** Edades K-Ar del complejo porfirítico Utopara

Muestra	Mineral	K (%)	erro de K (%)	Ar <sup>40</sup> Rad ccSTP/g (*10 <sup>-6</sup> )	Ar <sup>40</sup> Atm (%)	Edad (Ma)	Erro Max (Ma)
UTU-006	Biotita	7.1065	0.7800	17.72	29.28	63.1	2.4
UTU-015	Biotita	6.9412	1.2859	16.85	31.60	61.5	2.5



**Figura 6.12** Distribución y edades K-Ar del batolito de Andahuaylas-Yauri (Perello et al., 2003).

### 6.5.2 Comparación de edad modelo Pb-Pb de Utopara con edades radiométricas de depósitos porfiríticos de Cu-Au del batolito de Andahuaylas - Yauri

A partir de la edad modelo Pb-Pb obtenida para la mineralización en el área de Utopara se realizó una comparación con las edades radiométricas de los distintos depósitos que ocurren en el cinturón de pórfido – skarn del Batolito de Andahuaylas-Yauri (Fig. 6.8 y 6.9), con la finalidad de verificar la posibilidad de que la edad obtenida, próxima a 50 Ma tenga significación geológica.

La edad de la mineralización de 51 Ma fue obtenida mediante la edad modelo Pb-Pb, calculada según Stacey y Kramers (1975), esta edad no garantiza que sea la edad de la mineralización pero sugiere una edad más antigua cuando es comparada con edades K-Ar obtenidas para la mineralización en depósitos porfíricos hospedados en el batolito de Andahuaylas-Yauri (Tabla 6.5).

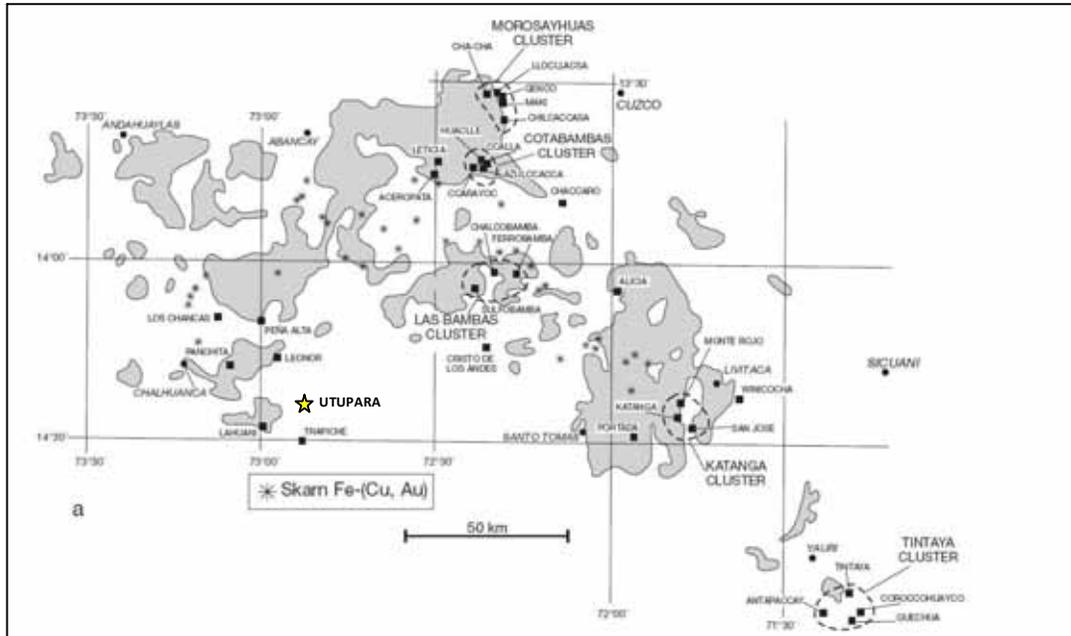
**Tabla 6.4:** Edades de alteración para algunos sistemas porfíricos del cinturón Andahuaylas-Yauri (Perelló et al. 2003).

Deposit or prospect (cluster)	Mineral	K (%)	Radiogenic Ar (nl/g)	Ar (at. %)	Age $\pm 2\sigma$
Chilcaccasa (Morosayhuas)	Sericite <sup>2</sup>	7.537	10.410	6	35.2 $\pm$ 0.9
Ccalla (Cotabambas)	Secondary biotite	7.393	10.375	10	35.7 $\pm$ 0.9
Monte Rojo (Katanga)	Secondary biotite <sup>1</sup>	6.373	7.916	17	31.7 $\pm$ 0.8
San José (Katanga)	Amphibole <sup>2</sup>	0.753	0.982	68	33.2 $\pm$ 1.9
Katanga Pit (Katanga)	Amphibole <sup>2</sup>	1.068	1.231	31	29.4 $\pm$ 1.0
Ferrobamba (Las Bambas)	Secondary biotite <sup>1</sup>	6.465	9.271	18	36.5 $\pm$ 1.0
Chalcobamba (Las Bambas)	Secondary biotite <sup>1</sup>	6.434	9.002	13	35.6 $\pm$ 0.9
Sulfobamba (Las Bambas)	Magmatic biotite <sup>1</sup>	5.176	7.146	7	35.2 $\pm$ 0.9
Chaccaro	Amphibole <sup>2</sup>	0.743	0.985	38	33.8 $\pm$ 1.2
Los Chancas	Secondary biotite <sup>2</sup>	7.664	9.608	23	32.0 $\pm$ 0.8
Alicia	Secondary biotite	7.162	10.392	11	36.9 $\pm$ 0.9
Portada	Secondary biotite <sup>1</sup>	6.742	9.515	21	35.9 $\pm$ 0.9
Winicocha	Whole rock (sericite <sup>2</sup> )	5.055	5.692	29	28.7 $\pm$ 0.8
Lahuani	Secondary biotite	7.442	10.482	19	35.9 $\pm$ 0.9
Trapiche	Secondary biotite	7.374	8.747	27	30.3 $\pm$ 0.8
Peña Alta	Secondary biotite	7.557	11.743	21	39.5 $\pm$ 1.1
Panchita	Secondary biotite	7.328	10.367	30	36.0 $\pm$ 1.0
Cristo de los Andes	Biotite	6.737	9.810	25	37.1 $\pm$ 1.0

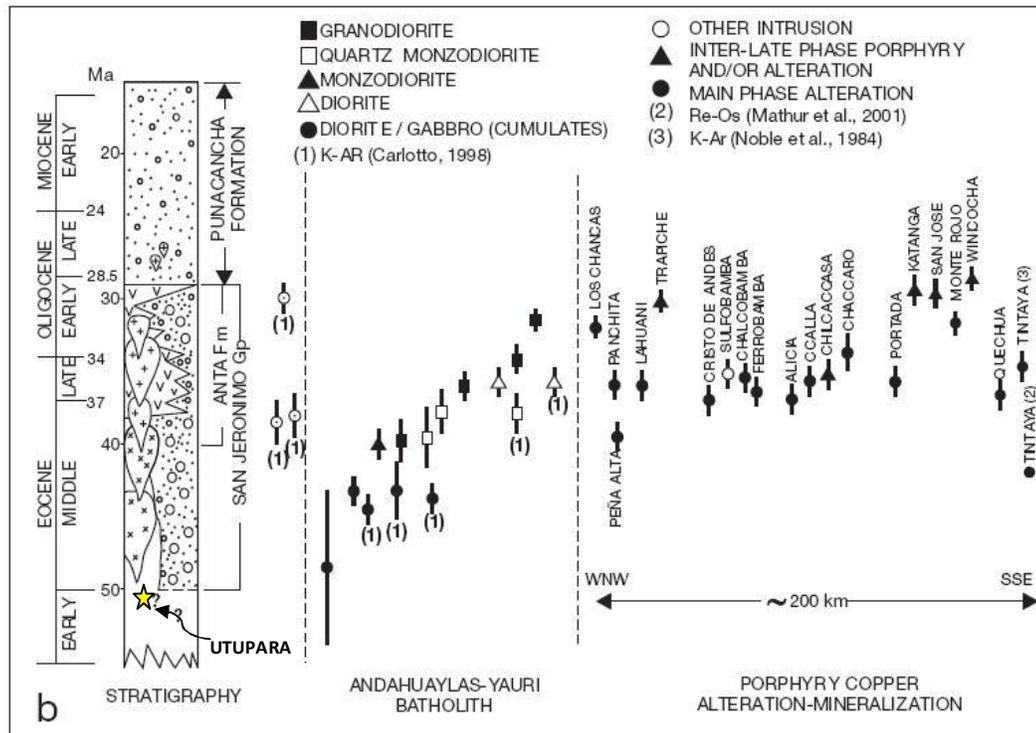
Constants:  $\lambda\beta = 4.962 \times 10^{-10} \text{y}^{-1}$ ;  $\lambda\epsilon = 0.581 \times 10^{-10} \text{y}^{-1}$ ;  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 295.5$ ;  $^{40}\text{K} = 0.01167 \text{at. \%}$

<sup>1</sup>Some degree of alteration to chlorite present

<sup>2</sup>Mid- to late-mineral porphyry phase or hydrothermal alteration event



**Figura 6.13** Distribución de pórfidos y skarn de Cu relacionados al Batolito de Andahuaylas-Yauri. (Perello et al., 2003).



**Figura 6.14:** Distribución de edades de de depósitos porfiríticos de Cu y prospectos del cinturón Andahuaylas – Yauri. (Perello et al., 2003).

## CAPITULO VII: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

- El Complejo Intrusivo Utupara es un sistema polifásico que ha evolucionado desde fases intermedias en la etapa de pre-mineralización (dioritas) hasta fases más ácidas en la etapa de mineralización (monzonitas, monzodioritas) hasta llegar a una etapa post-mineralización caracterizada por diques de composición principalmente andesítica.
- Se han determinado tres estadios principales de alteración y mineralización asociados a las diferentes fases intrusivas siendo el Estadio II el más importante en cuanto a magnitud y concentración de valores altos.
- El Estadio II ocurre principalmente asociada a la brecha intrusiva y la presencia de intrusivos monzoníticos, siendo la paragénesis FK- bt - ab - mt - py – cpy, este estadio concentra los valores más altos en Cu y Au los cuales están relacionados mayormente a canales de brecha.
- Los Estadios I y III no reportan mineralización económica importante, sin embargo el estadio I o fase temprana de alteración potásica se presenta cubriendo una mayor extensión mientras que el estadio III (tardío) está más bien restringido a estructuras que cortan indistintamente a cualquier tipo de intrusivo.
- La alteración prógrada en la zona de skarn (Añasino, Tajra y Pisco Orjo) está caracterizada por la presencia de granates (verdes y marrones), clinopiroxenos (diópsido) y wollastonita que son minerales típicos de esta fase; la alteración retrograda está definida por minerales hidratados sobre-impuestos a los anteriores como actinolita, epidota, cloritas y escapolita.
- Las muestras de sulfuros poseen una variación más amplia de razones isotópicas  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  que las muestras de roca hospedante lo que indica que estas tuvieron una contaminación cortical subordinada de rocas más antiguas con mayor enriquecimiento de  $^{207}\text{Pb}$  en relación a  $^{206}\text{Pb}$  probablemente con mayor razón de Th/Pb que el promedio de la corteza superior.
- Las razones isotópicas de Pb de las muestras de mena presentan valores homogéneos lo que sugiere que proceden de una misma fuente o que la circulación hidrotermal fue muy larga
- A partir de la composición isotópica de Pb se puede concluir que las muestras de mena manifiestan la misma tendencia de evolución isotópica de Pb con sus rocas hospedantes lo que sugiere que existió una participación mayoritaria del intrusivo diorítico en la mineralización.

- A partir del modelo Plumbotectónico de Zartman y Doe se puede señalar que tanto las muestras de mena como las de roca hospedante se ubican entre la curva de la corteza superior y la curva de mezcla orogénica lo que sugiere que la fuente principal son rocas de la corteza superior pero no se puede descartar una contaminación subordinada de Pb oriundo de la corteza inferior.
- En general las razones isotópicas de  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  de las muestras de sulfuros son homogéneas corroborando que la fuente principal de la mineralización sería el propio intrusivo diorítico a partir de una circulación de fluidos dentro de este.
- El Complejo porfirítico Utupara está incluido dentro de la Provincia II según la clasificación isotópica de Pb para los depósitos de los Andes centrales realizada por Macfarlane et al., 1990 debido a los rangos de sus razones isotópicas de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , los cuales son característicos para ambientes orogénicos de edad terciaria asociados a rocas intrusivas.
- Las relaciones iniciales de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.70625 y 0.70561) obtenidas muestran valores acordes con las relaciones iniciales de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  para los pórfidos de los andes (0.7045 - 0.7080) además estos valores son valores típicos de la corteza y no del manto.
- Las relaciones isotópicas iniciales de  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  del área de Utupara muestran valores que podrían servir en el futuro para estimar el potencial del depósito a partir de datos de relaciones iniciales  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  de los depósitos porfiríticos del Batolito de Andahuaylas-Yauri de manera similar como se hizo en los depósitos porfiríticos del norte de Chile donde se determinó la existencia de una relación inversa entre el tamaño del depósito y las relaciones isotópicas iniciales de estroncio.
- La edad modelo Pb-Pb de 51 Ma obtenida para la mineralización de Utupara no garantiza que sea la edad de la mineralización sin embargo sugiere una edad mas antigua con respecto a las edades radiométricas K-Ar obtenidas por otros autores para los depósitos porfiríticos hospedados en el batolito de Andahuaylas-Yauri, las cuales podrían reflejar edades de enfriamiento o de eventos hidrotermales posteriores.
- Las edades K-Ar obtenidas en biotita del Complejo intrusivo Utupara consistirían en edades de enfriamiento del pórfido a 300 °C, considerando esta hipótesis la edad modelo Pb-Pb de 51 Ma obtenida para la mineralización podría ser posible y corroboraría la interpretación de que la mineralización habría ocurrido alrededor de 10 Ma posterior a la cristalización de la roca intrusiva.

- Las edades K-Ar obtenidas en el intrusivo diorítico Utupara serían las edades más antiguas reportadas a la fecha en el batolito de Andahuaylas-Yauri lo que sugiere que las etapas tempranas de diferenciación son realmente mas antiguas que las edades radiométricas publicadas a la fecha.
- Los estudios de isótopos radiogénicos de Pb y Sr son herramientas importantes para definir modelos conceptuales en exploración ya que permiten estimar el tipo de mena, tonelaje y leyes al ser comparados con depósitos económicos existentes dentro de un mismo distrito; esto debido a que al tener una misma firma isotópica entonces existe una alta probabilidad de que la ocurrencia mineral tenga el mismo origen y haya experimentado los mismos procesos geológicos.
- Se recomienda continuar con los estudios petro-minerográficos en las áreas de exploración alrededor de Utupara de modo que se puede determinar si las asociaciones mineralógicas presentes son similares a las definidas en Utupara de tal manera de poder focalizar los trabajos en las zonas asociadas al evento de mayor magnitud (Estadio II) el cual está relacionado a los valores mas altos de Cu y Au.
- Se recomienda continuar con los trabajos de exploración en el distrito sobretodo en la zona sureste de Utupara (Chapi-Chapi) donde las evidencias de mineralización de tipo skarn en superficie y valores geoquímicos son consistentes, además que esta área presenta un nivel de erosión mucho menor que Utupara lo que le daría potencial para la existencia de intrusiones productivas de Cu-Au no aflorantes.
- Se recomienda utilizar los datos de isótopos de Pb y Sr del área de Utupara obtenidos en el presente estudio para poder comparar en el futuro con las firmas isotópicas de depósitos pertenecientes al cinturón Andahuaylas –Yauri y de esta manera poder estimar el tipo de mena, tonelaje y ley del depósito.

## CAPITULO VIII: REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Bongiolo, E.M., Conceição, R.V. y Mexias, A.S., 2003, Pb-Pb Analyses On Pyrite Associated To Vein- And Phyllic Alterations In The Lavras Do Sul Gold Mining District, RS – Brazil: IV South American Symposium on Isotope Geology, p. 717-719.

Cardozo, M., 2005, Metalogenia del Perú : XXIV Curso Latinoamericano de Metalogenia UNESCO-SEG, resúmenes. p. 25.

Cardozo, M., 2006, Peruvian Andes: Geology & Mineral Potential : Ministerio de Energía y Minas del Perú : En la red:

[http://www.minem.gob.pe/archivos/dgm/inversiones/exposiciones/PDAC\\_EXPOS\\_2006/PD AC%202006%20MCardozo.pdf](http://www.minem.gob.pe/archivos/dgm/inversiones/exposiciones/PDAC_EXPOS_2006/PD AC%202006%20MCardozo.pdf) [visto el 12/05/2008].

Castroviejo, R., 1998, Fundamentos de Petrografía: E.T.S.ING. MINAS, Universidad Politécnica de Madrid, p. 116.

Chiaradia, M., y Fontboté, L., 2002, Lead isotope systematics of Late Cretaceous – Tertiary Andean arc magmas and associated ores between 8°N and 40°S: evidence for latitudinal mantle heterogeneity beneath the Andes: Terra Nova, v. 14, No. 5, p. 337-324.

Chiaradia, M., y Fontboté, L., Paladines, A., 2004, Metal Sources in Mineral Deposits and Crustal Rocks of Ecuador (1° N–4° S): A Lead Isotope Synthesis: Economic Geology, v. 99, p. 1085-1106.

Condori, T., 2007, Informe Geológico regional del Proyecto Utopara : Alturas Minerals, reporte interno, p. 9.

Corrales, E., 2001, Proyecto Los Chancas: II Congreso Internacional de Prospectores y Exploradores, ProExplo 2001, Instituto de Ingenieros de Minas y Petróleo, CD-ROM, p. 10.

Faure, G., and Mensing, M., 2005, Isotopes Principles and Applications, Third Edition. Published by Jhon Wiley & Sons, Inc., Hoboken, New Jersey, p. 897.

Kamenov, G., Macfarlane A. W. y RICIPUTI, L., 2002, Sources of lead in the San Cristóbal, Pulacayo, and Potosí mining districts, Bolivia, and a reevaluation of regional ore lead isotope provinces: Economic Geology v. 97, p.573-592.

Kontak, D. J., Cumming, G.L., Krstic, D., Clark, A. H., and Farrar, E., 1990. Isotopic composition of lead in ore deposits of the Cordillera Oriental, southeastern Peru: Economic Geology., v. 85, p. 1584-1603.

Galdos, J., 2007, Informe del estudio estratigráfico Regional del Proyecto Utopara, Alturas Minerals S.A. Reporte interno, p. 6.

Gunnesch, B.L., Baumann, A., and Gunnesch, M., 1990, Lead isotope variations across the central Peruvian Andes : Economic geology, v. 85, p. 1384-1401.

Gustafson, L.B., and Hunt, J.P., 1975, The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile: Economic Geology, v. 70, p. 857-912.

- Ineson, P.R., 1989, Introduction to practical ore microscopy: Longman Scientific & Technical, p. 181.
- Lowell, J. D., and Guilbert, J. M., 1970, Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits: *Economic Geology*, v. 65, p. 373-408.
- Macfarlane, A.W., 1999. Isotopic studies of Northern Andean crustal evolution and ore metal sources. In: *Geology and Ore Deposits of the Central Andes* (B. J. Skinner, ed.). Soc. Econ. Geol. Spec. Publ., v. 7, p. 195–217.
- Macfarlane, A. W., Marcet, P., Lehuray, A. P., and Petersen, U., 1990, Lead isotopic provinces of the central Andes inferred from ores and crustal rocks: *Economic Geology*, v. 85, p. 1857-1880.
- Mackenzie, W. S., Donaldson, C. H., Guilford, C., 1996, Atlas de Rocas Igneas y sus Texturas: Masson, S.A., p. 149.
- Mackenzie, W. S., Guilford, C., 1996, Atlas de Petrografía – Minerales formadores de rocas eb lámina delgada : Mansson, S.A., p. 98.
- Mamani, M.I., 2006, Variations in magma composition in time and space along the Central Andes (13°S-28°S). Ph.D. Dissertation at Göttingen University. En la red: [http://webdoc.sub.gwdg.de/diss/2006/mamani\\_huisa/mamani\\_huisa.pdf](http://webdoc.sub.gwdg.de/diss/2006/mamani_huisa/mamani_huisa.pdf) [vistado el 01/07/2008].
- Marocco, R., 1975, Geología de los cuadrángulos de Andahuaylas, Abancay y Cotabambas. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, bol, Serie A: Carta Geol. Nac, p. 27-51.
- Marshall, D., Anglin, C. D., y Mumin, H., 2001, Ore Mineral Atlas: Geological Association of Canada – Mineral Deposits Division., p. 112.
- Meinert, L. D., 1992, Skarn and skarn deposits: *Geoscience Canada*, v. 19, p. 145-162.
- Melgarejo, J. C., 2003, Atlas de asociaciones minerales en lámina delgada: Publicacions de la Universitat de Barcelona., v. I y II, p. 1071.
- Merino, J., 2007, Reporte de trabajos en Utupara (enero – diciembre): Alturas Minerales S.A. Reportes internos.
- Mukasa, S. B., and Vidal, C. E., 1990, Pb isotope bearing on the metallogenesis of sulfide ore deposits in central and southern Perú: *Economic Geology*, v. 85, p. 1438-1446.
- Noble, D.C., Mckee, E.H., Eyzaguirre, V.R., Marocco, R., 1984, Age and regional tectonic and metallogenetic implications of igneous activity and mineralization in the Andahuaylas-Yauri Belt of southern Peru: *Economic Geology*, v. 79, p.172-176.
- Kamenov, G., Macfarlane, A.W., y Riciputi, L., 2002, Sources of Lead in the San Cristobal, Pulacayo, and Potosí Mining Districts, Bolivia, and a Reevaluation of Regional Ore Lead Isotope Provinces: *Economic Geology*, v. 97, p. 573-592.

- Kierran C. M., y Larson, P.B., 2007, Variation in Copper Isotope Ratios and Controls on Fractionation in Hypogene Skarn Mineralization at Corocchohuayco and Tintaya, Perú: *Economic Geology*, v. 102, p. 225-237.
- Pecho, V., 1981, Geología de los cuadrángulos de Chalhuanca, Antabamba y Santo Tomas: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, bol. 35, p. 93.
- Perello, J., Carlotto, V., et al, 2003, Porphyry-Style Alteration and Mineralization of the Middle Eocene to Early Oligocene Andahuaylas-Yauri Belt, Cuzco Region, Peru : *economic Geology*, v. 98, p. 1575-1605.
- Petersen, U., Macfarlane, A.W. y Danielson, A., 1993, Lead isotopic provinces in Perú, Bolivia and Northern Chile. In: *Andean Geodynamics. Proceedings of the ORSTOM/Oxford University International Symposium (Oxford)*, p. 477-480.
- Picot, P., y Johan, Z., 1982, *Atlas of ore minerals*: B.R.G.M. Elsevier, p. 458.
- Priesmeyer, S.T., 2005, Technical report for the Utopara Project, Southern Peru: Alturas Minerals Corp. p. 176.
- Quispe, J., 2006, Características estructurales e isótopos de plomo de las mineralizaciones auríferas de la franja Huaytará-Tantará, Huancavelica (Perú): Master Internacional Aprovechamiento de los Recursos minerales, Tesis de Maestría, p. 89.
- Ramdohr, P., 1969, *The ore minerals and their intergrowths* : Pergamon Press, p. 1174.
- Raraz, C., 2007, Reporte preliminar del Proyecto Utopara: Alturas Minerals S.A. Reporte interno, p. 6.
- Richards, J.P. 2003, Tectono-Magmatic Precursors for Porphyry Cu-(Mo-Au) Deposit Formation: *Economic Geology*, v. 98, p. 1515-1533.
- Stacey, J.S., and Kramers, J. D., 1975, Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model: *Earth Planet.Sci.Letters*, v.26, p. 207-221.
- Tamata, W., 1987, Evaluación económica financiera para la explotación de Utopara : UNSAAC, Tesis para optar el grado de Ingeniero de minas, p. 9-35.
- Tassinari, C., 2006, Geoquímica isotópica en Metalogenia: Nueva visión: Centro de Investigaciones Geocronológicas de la Universidad de Sao Paulo, Resumen extendido, p. 5.
- Taylor, R.G., 1992, *Ore Textures Recognition and Interpretation*, James cook University of North Queensland., v. I y II, p. 59.
- Thompson, A.J.B., y Thompson, J.F.H., 1996, *Atlas of Alteration a field and petrographic guide to hydrothermal alteration minerals*: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, p.119.
- Tosdal, R.M., Wooden, J.L. y Bouse, R. M., 1999, Pb isotopes, ore deposits, and metallogenic terranes : *Society of Economic Geologist, Reviews in Economic Geology*, v. 12, p. 1-28.

Tumialan, P. H., 2003, Compendio de Yacimientos Minerales del Perú: INGEMMET, bol. 10, serie B, p. 619.

Universidad Complutense de Madrid., 2008, Geocronología: En la red: <http://www.ucm.es/BUCM/geo/geoquimica/geocronolog.doc>. [visto el 15/03/2008].

Valdivia, W., y Latorre, O., 2003, Memoria descriptiva de la revisión y actualización del cuadrángulo de Antabamba (29-q): Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, p.19.

Villón, G., 2007, Memoria descriptiva plano 1:10 000 Proyecto Utupara : Alturas Minerales S.A. Reporte interno, p. 22.

Zartman, R.E., and Doe, B.R., 1981, Plumbotectonics the model : Tectonophysics, v. 75, p. 135-162.