

UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA

FACULTAD DE INGENIERIA GEOLOGICA MINERA Y METALURGICA



MODELO GENETICO PRELIMINAR DEL YACIMIENTO
TIPO SKARN DE COBRE DE CHALCOBAMBA

INFORME DE INGENIERIA

PARA OPTAR EL TITULO PROFESIONAL DE :

INGENIERO GEOLOGO

SERGIO ERIE CARDOSO CASTILLO

LIMA - PERU

1,999

**A MIS PADRES Y ESPOSA POR SU AMOR
Y APOYO**

INDICE

“ MODELO GENETICO PRELIMINAR DEL YACIMIENTO TIPO SKARN DE COBRE DE CHALCOBAMBA - APURIMAC”

I.	RESUMEN	1
II.	OBJETIVO	2
III.	UBICACIÓN Y ACCESIBILIDAD	3
IV.	HISTORIA Y ESTUDIOS DE EXPLORACIONES	7
V.	GEOMORFOLOGIA	10
	V-1. DRENAGE	10
	V-2. CLIMA	11
VI.	GEOLOGIA REGIONAL.	11
	VI-1. UBICACIÓN DEL DISTRITO MINERO LAS BAMBAS	11
	VI-2. ESTRUCTURAS Y FALLAMIENTO	14
	VI.2.1 BATOLITO DE LA DEFLEXION DE ABANCAY	
	VI.2.2 PLEGAMIENTO	
	VI.3 ZONAMIENTO REGIONAL	15
	VI.4 ESTRATIGRAFIA	15
	VI.4.1. FORMACIÓN CHUQUIBAMBILLA (JS-CHU)	
	VI.4.2. FORMACIÓN SORAYA (KI-SO)	
	VI.4.3. FORMACIÓN MARA (KI-MA)	
	VI.4.4. FORMACIÓN FERROBAMBA (KM-FE)	
	VI.4.5. GRUPO PUNO (TI-PU)	
	VI.4.6. GRUPO TACAZA (TM- VTA)	
	VI.4.7. FORMACIÓN MARURE (TMS-MA)	
	VI.4.8. FORMACIÓN SENCÇA (TS-VMA)	
	VI.4.9. VOLCÁNICO MALMANYA (TSQ-VMA)	
	VI.4.10. VOLCÁNICO VILCARANI (QP-V V)	
	VI.4.11. DEPÓSITOS RECIENTES	
	VI.4.11.1. Depósitos Glaciares y Fluoroglaciares	
	VI.4.11.2. Volcánico Santo Tomás	
	VI.4.11.3. Depósitos Aluviales	
	VI.4.11.4. Rocas Intrusivas	

VII.	GEOLOGIA LOCAL- DISTRITAL	31
	VII-1. ESTRATIGRAFIA	31
	VII-1-1. Formación Soraya	
	VII-1-2. Formación Mara.	
	VII-1-3. Formación Ferrobamba	
	VII-1-4. Volcánico	
	VII-1-5. Depósitos cuaternarios	
	VII-1-5-1. depósitos aluviales	
	VII-1-5-2. depósitos coluviales	
	VII-1-5-3. depósitos fluviales	
	VII-1-5-4. depósitos morrénicos	
	VII-2. ROCAS IGNEAS	32
	VII-2-1. GRANODIORITAS	
	VII-2-2. DIORITICAS	
	VII-2-3. MONZONITICAS	
	VII-3. GEOLOGIA ESTRUCTURAL	35
	VII-3-1. ESTRUCTURAS	
	VII-3-1-1. ANTICLINALES - SINCLINALES	
	VII-3-1-2. FALLAS	
VIII.	GEOFISICA	40
	VIII-1. INTERPRETACION AEREOMAGNETICA	40
	VIII-2. METODO GEOFISICO DE POLARIZACION INDUCTIVA	44
IX.	GEOQUIMICA	49
	IX-1. BLEG	49
	IX-2. ICP	56
	IX-3. ROCK – CHIP	62
	IX-4. ROCK – CHIP CHALCOBAMBA	69
X .	PETROLOGIA Y CALCOGRAFIA	74
XI.	GEOLOGIA DEL YACIMIENTO DE CHALCOBAMBA	95
	XI.1. LITOLOGIA	95
	XI.1.1. Rocas Sedimentarias	
	XI.1.2. Rocas Intrusivas	
	XI.1.3. Rocas Metamórficas	
	XI.2. RELACIONES ESTRUCTURALES	101
	XI.3. CUERPOS MINERALIZADOS	102
	XI.4 . METASOMATISMO Y MINERALIZACION	103

XII.	GEOLOGIA ECONOMICA	104
	XII.1. GEOLOGIA Y LEYES	105
	XII.2. MINERALOGIA	106
	XII.3. ALTERACION DE ROCAS CIRCUNDANTES	106
	XII.4. CONTROLES DE MINERALIZACION	106
XIII.	SKARN Y YACIMIENTOS EN SKARNS	107
XIV.	MODELO GENETICO PRELIMINAR DEL YACIMIENTO TIPO SKARN DE COBRE DE CHALCOBAMBA	149
XV.	CONCLUSIONES	153
XVI.	RECOMENDACIONES	154
	BIBLIOGRAFIA	155

I. RESUMEN

El yacimiento de Chalcobamba esta situada en el centro del distrito minero Las Bambas, al Este del Departamento de Apurimac y al Norte del cuadrángulo de Santo Tomás.

La empresa B.H.P. Minerals. Sucursal Perú, en 1996 realizó trabajos de exploración como: Levantamiento topográfico, mapeo geológico regional y local, muestreos y algunos taladros de perforación diamantina. Previo a los trabajos de BHP Minerals, otras empresas han realizado numerosos trabajos de exploración desde 1906, el cual se detalla en el capítulo IV.

El yacimiento de Chalcobamba como parte del distrito minero Las Bambas se encuadra al Norte de una provincia Metalogenética de cobre y hierro, denominado Metalotecto Ferrobamba franja de 200x15 Km. Cubriendo parte de los Departamentos del Cuzco, Apurimac y Ayacucho que presenta un ambiente litológico – estructural muy peculiar, relacionado a la Deflexión de Abancay.

La geología regional muestra Formaciones que se remontan al Jurásico Superior (Formación Soraya) constituida por cuarcitas de grano fino, concordantemente a ella sobreyace la Formación Mara conformada por areniscas y lutitas rojas, y luego culminando el Mesozoico se ubica la secuencia calcárea Ferrobamba constituida por calizas grises nodulosas con horizontes marmolizados. Las calizas Ferrobamba han controlado la mineralización económica de los yacimientos de reemplazamiento metasomático.

La secuencia sedimentaria ha sido intruida por el Batolito Apurimac del Cretáceo Superior – Terciario Medio, emplazado en dos etapas : en la primera se emplazó un 90% de intrusivos de composición ácida, dividida a su vez en 3 subetapas por cristalización fraccionada con incremento de potasio, en la segunda se emplazaron intrusivos tipo stocks y diques de composición intermedia. En el área de Chalcobamba la granodiorita representa la primera etapa y el porfido monzonítico a la segunda, esta última relacionada a la mineralización de cobre.

El tectonismo ha sido particularmente intenso, dando lugar a la formación de pliegues y fallas resultado del plegamiento Andino Peruano, principalmente en su fase Incaica, estas estructuras han controlado la ocurrencia de una serie de intrusiones y cuerpos mineralizados. Se han localizado en esta región dos sistemas principales de fallas :

1. Un sistema NE de características regionales y
2. Otro sistema NW y con fallas secundarias.

En el área se ha reconocido 5 cuerpos principales de Skarn de magnetita y Skarn de granate: 3 al norte que son, el cuerpo central y los cuerpos NE y NW, al sur existen 2 cuerpos : cuerpo Sur y cuerpo SE. El cuerpo principal tiene una longitud de 400 metros con extensión N-S, el cuerpo NE aparentemente es un segmento fallado del cuerpo central y tiene una extensión de 60x40 metros, el cuerpo NW aflora en un área de 150x50 metros , el cuerpo Sur tiene un área de 170x100 metros, el cuerpo SE cubre un área de 70x40 metros, existen otros cuerpos pequeños que faltan dimensionar . El cuerpo central es el mas importante, ya en los taladros de perforación diamantina se observa que el cuerpo de skarn de granate profundiza, observandose mejor en las secciones.

Los estudios geofísicos de IP (inducción polarizada) realizados por el Dr. José Arce, Aeromagnetismo por BHP Minerals Chile y la perforación diamantina realizada por BHP Minerals Y Cyprus AMAX se pudo tener una mayor idea del yacimiento de Chalcobamba obteniendose como resultado la profundización del cuerpo de skarn de granate del cuerpo central.

El yacimiento Chalcobamba consiste de cuerpos de skarn remanentes, pues gran parte ha sido erosionado, por eso no se observa un zonamiento mineralógico termalmente controlado a travez de la aureola de metasomatismo.

El estudio geoquímico como BLEG, ICP, y ROCK CHIP realizado en el distrito minero Las Bambas muestran anomalías geoquímicas.

En el yacimiento de Chalcobamba se realizó un muestreo sintemático y fueron analizados por Cu, Au, Ag.

II . OBJETIVO

El presente trabajo tiene como objetivo presentar un estudio geológico en forma general y mostrar un esbozo del Modelo Genético del Yacimiento tipo Skarn de Chalcobamba.

Confirmar la existencia de estructuras mineralizadas de skarn aflorantes al Este, Oeste y Sur del cuerpo central.

Señalar y describir las particularidades litológicas y estructurales que nos ayuden a interpretar y comprender la génesis y los diferentes eventos geológicos que han intervenido en el desarrollo de la geología actual.

Recomendar un agresivo programa de perforación diamantina.

III. UBICACIÓN Y ACCESIBILIDAD

El yacimiento cuprífero de Chalcobamba, está ubicado en los Distritos de Progreso y San Antonio, de la Provincia de Grau del Departamento de Apurímac.

Geográficamente está ubicado entre las coordenadas 14° 04' y 14° 05' de latitud sur; entre los 72° 17' y los 72° 24' de longitud Oeste y entre los 4,400 a 4,700 m.s.n.m. de altitud, situado a unos 70 kms. en línea recta en dirección S 33° O de la ciudad del Cuzco.

El distrito minero de las Bambas se encuentra en una región de difícil accesibilidad, lejos de grandes centros poblados. Hasta algunos años era inaccesible por carretera pues llegaba a ciertos distritos cercanos. El acceso al área de interés ahora es más frecuente por vía terrestre y también aérea. El campo de aterrizaje está ubicado en Huanacopampa, distante 42 kms. de Chalcobamba y tiene una longitud de 1,100 metros, con un ancho de 85 metros y 5% de gradiente lateral.

POR VIA AEREA

■ Lima - Cuzco (avión)	1 hora de vuelo
■ Cuzco - Huanacopampa (avioneta)	¾ hora de vuelo
■ Lima - Arequipa (avión)	1 hora de vuelo
■ Arequipa - Huanacopampa (avioneta)	¾ hora de vuelo

El viaje terrestre de Huanacopampa a Chalcobamba toma 1.5 horas .

POR VIA TERRESTRE

■ Cuzco - Yauri	222 Kms.	4.5 horas
■ Yauri - Santo Tomás	142 Kms.	3 horas
■ Santo Tomás - Chalhuahuacho	80 Kms.	4 horas
■ Chalhuahuacho - Chalcobamba	25 Kms.	1 horas
Total (sin considerar paradass)	469 Kms.	12.5 horas

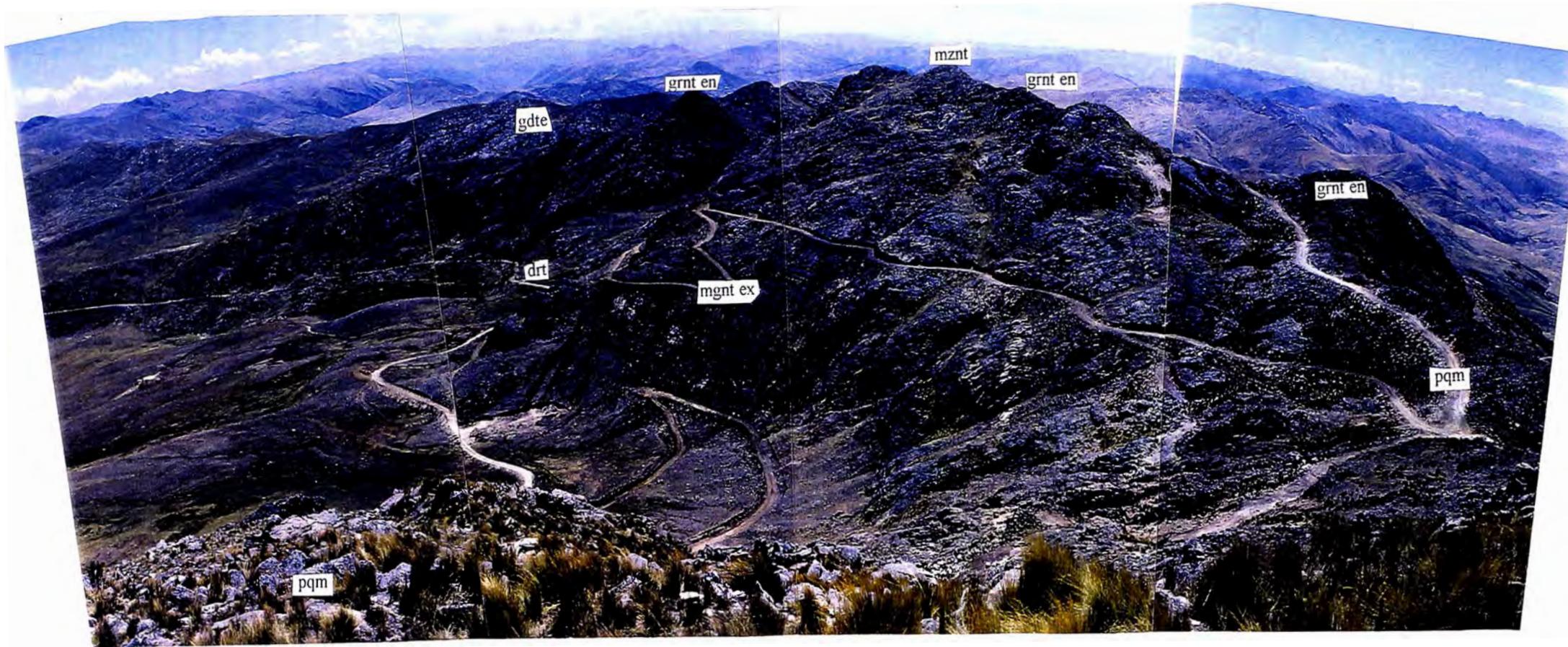
RUTA ALTERNA

■ Cuzco - Cotabambas	135 Kms.	2.5 horas
■ Cotabambas - Tambobamba	90 Kms.	2 horas

■ Tambobamba - Chalhahuacho	28 Kms.	0.5 horas
■ Chalhahuacho - Chalcobamba	25 Kms.	1 horas
Total (sin considerar paradas)	278 Kms.	6 horas

Adicionalmente existen Helipuertos en buenas condiciones, también existen otra vía terrestre alterna la de Ayacucho - Abancay - Progreso - Chalhahuacho - Chalcobamba.

CHALCOBAMBA

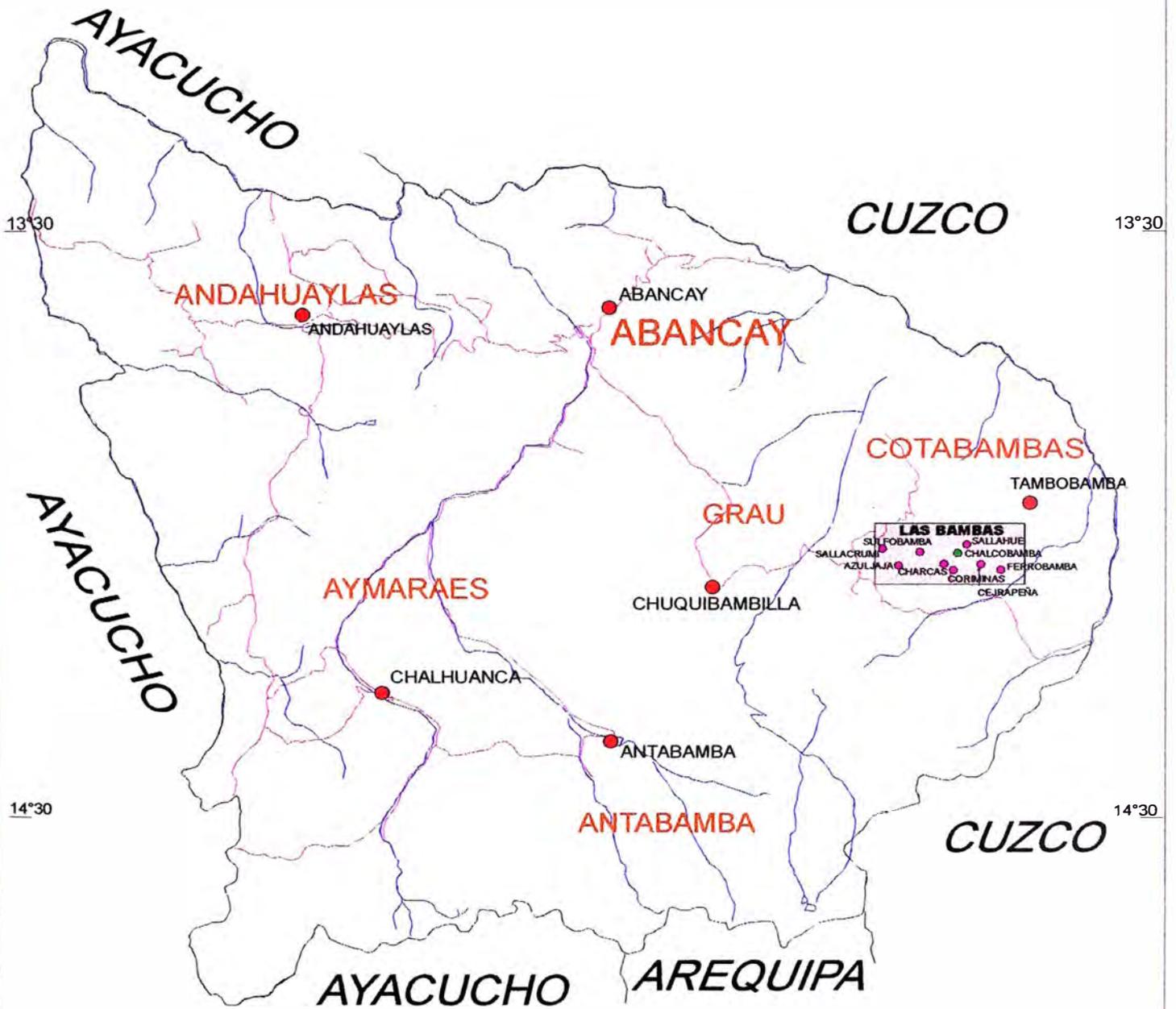


Vista. mirando al Este. de Chalcobamba.

Gdte=granodiorita: mgnt ex=magnetita: grnt en=andesitic granite
Pqm=cuarzo monzonita porfiritica: drt=diorita.

73°30'

72°30'



13°30'

13°30'

14°30'

14°30'

LEYENDA

- DRENAJE
- CARRETERAS
- CAPITAL DE PROVINCIA
- DISTRITO MINERO LAS BAMBAS
- PROYECTO CHALCOBAMBA
- OTROS PROYECTOS
- LIMITE PROVINCIAS



**UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
PLANO UBICACION
LAS BAMBAS**

Sergio Cardoso C. 1,998

72°30'

IV. HISTORIA Y ESTUDIOS DE EXPLORACION REALIZADOS

Existen indicios de que los españoles trabajaron la zona buscando oro y plata como lo evidencian las labores mineras de “media barreta” observadas en el yacimiento de Charcas. A. Raimondi describe brevemente la zona como las “minas de Cotabambas”.

En 1906 parte del área fue denunciada por los señores A. Milfiker y P. Rosas, que en 1911 transfirieron sus concesiones a la Compañía Inglesa Ferrobamba Ltd.

Entre 1910 y 1911 ingenieros de la Southern Railway (F.C.S.P.) hicieron estudios de 5 alternativas para rutas de ferrocarril a Ferrobamba .

De 1911 a 1913 esta compañía realizó los primeros trabajos de exploración en Ferrobamba con seis taladros verticales tipo Churn-drill y el desarrollo de varias galerías

W.F. Stevenz (1913). Estudió los yacimientos minerales del distrito minero las Bambas, incluye estimación de reservas, (no existe en los archivos de minero Perú).

Entre 1915 - 1920 la Andes Exploration Company hizo trabajos de exploración en la zona, aunque no se conoce específicamente el programa efectuado y sus resultados; se sabe que mantuvo interés por Chalcobamba y Ferrobamba.

En 1934, la Ferrobamba Limited abandonó todas sus Concesiones en el área.

Entre 1938 y 1941 el señor L. Vanini y otros denunciaron el área principal de Ferrobamba .

W. Jenks (1942). Realizó un Informe sobre los yacimientos de Ferrobamba, incluye planos en detalle del yacimiento de Ferrobamba .

En el año 1942 la Cerro de Pasco Co. Firmó una opción de compra de W. F. Jenks, realizó un reconocimiento de los prospectos mas importantes de la región a escala 1:10,000 y un levantamiento geológico a escala 1:1,000 de los depósitos de Chalcobamba y Ferrobamba.

J. Naylor (1951). Levantó topográficamente a escala 1:5,000 las áreas mineralizadas del distrito.

W.F. Jenks (1951). Preparó un Informe para Cerro de Pasco con estudios de los prospectos de la región, así como la geología regional incluye mapa geológico de reconocimiento a la escala 1:100,000.

F.C. Kruger (1952). En su Informe interno para Cerro de Pasco, incluye:

- Plano geológico 1:5,000 de las áreas mineralizadas del distrito .
- Cálculo de reservas en Ferrobamba de 8 314,200 Ton. Con 2.1% de cobre .
- Plano de ensayos de 368 muestras de superficie de Chalcobamba.
- Planos estructurales de Chalcobamba .
-

En 1962 Cerro de Pasco efectuó un programa de exploraciones en Chalcobamba, cubicando mineral de sulfuros por perforación diamantina (113 700,000 TM con 2.1% de Cu) y mineral de sulfuros por mapeo geológico (14 100,000 TM. Con 2.1 % de Cu).

G. Barba (1966). Realiza un Informe interno para Cerro de Pasco del yacimiento de Chalcobamba, incluyendo los resultados del programa de exploraciones efectuadas que comprende 6 taladros de perforación diamantina y el mapeo geológico 1: 1,000 de la parte principal del área mineralizada.

En 1969, de acuerdo a la ley, la Compañía Cerro de Pasco, preparó un programa de Inversión Mínima para la unidad Minera Ferrobamba, que consistió en la rehabilitación y construcción de la carretera Santo Tomás - Ferrobamba.

En febrero de 1970 en cumplimiento de la ley, la corporation presentó su calendario de Operaciones fijandose metas y fechas críticas de exploración (2 años) a fin de probar las adecuadas reservas que pudieran justificar una inversión para explotar el yacimiento de Ferrobamba y Chalcobamba.

En el mismo año de 1970 (9, agosto) el Gobierno estableció "Reajustar los calendarios de acuerdo al sistema de la ruta crítica al 30 de setiembre, y tambien asegurar la financiación al 31 de diciembre de 1970.

Presentadas las "rutas críticas" en su debida oportunidad, el Ministerio de Energía y Minas, rechazó el calendario reajustado, aduciendo que el método no procedía puesto que no se

habían declarado reservas. En consecuencia el 29 de Octubre de 1970 reverteron al estado todas las concesiones que formaban parte de la Unidad Minera de Ferrobamba.

Mitsui Metal Mining (1972). En el Proyecto de exploración en Chalcobamba, incluye el plan de exploraciones y estudios de costos del proyecto y de operación.

Terratest (1972). Realiza el Estudio de los depósitos minerales de Chalcobamba y Ferrobamba, para Granges.

Granges (1972). Realiza un Plan de operaciones, estudios de costos de exploración y de operación.

José E. Arce Helberg (1974). Realiza el Estudio Geofísico de Polarización Inducida, para Minero Perú.

La empresa ABX (1994). Realizó un muestreo sistemático analizando por Cu y Au en las áreas de Chalcobamba, Ferrobamba, Coriminas, Sulfobamba, Azuljaja, Charcas, etc.

Magma (1995). Realizó un mapeo geológico al detalle a escala de 1:2,000 tanto de Chalcobamba como de Ferrobamba.

Cyprus - AMAX (1996). Realiza el levantamiento topográfico y un mapeo geológico al detalle a 1:2,000.

BHP Minerals (1996). Contrató los servicios de los señores : Robert Ilchik, Walter Schull, Percy Cuadros; para realizar trabajos de exploración por Cu en el distrito minero las Bambas, comprendiendo mapeo geológico, muestreo, etc.

Cyprus-AMAX (1997). Realiza 15 taladros de perforación Diamantina en el área de Chalcobamba.

Feld Dogge (1997). Realiza 05 taladros de perforación diamantina en el área de Ferrobamba.

BHP Minerals, CHILE (1997). Rosa Navarro, realiza una Interpretación Aeromagnético.

BHP Minerals-Cyprus AMAX (1997). Realizan 07 taladros de perforación diamantina, 4 taladros en el área Chalcobamba y 3 taladros en área de Ferrobamba; se profundiza aún

más el mapeo geológico del distrito minero las Bambas, también el mapeo geológico detallado del área de Chalcobamba y Ferrobamba.

V. GEOMORFOLOGIA

El área materia del presente trabajo se encuentra situada geográficamente en la vertiente oriental de la Cordillera Occidental de los Andes Peruanos. El rasgo geomorfológico más importante es una gran llanura andina ubicada entre los 3800 y 4500 m.s.n.m. , denominado por MCLAUGLIN (1924) Superficie Puna, que a consecuencia de los agentes geológicos modeladores, se presenta como una topografía accidentada, con valles profundos y encañonados como el de Santo Tomás, Colca, Vilcabamba, Pachachaca, etc. por donde discurren los ríos mayores, que van socavando más profundamente estos valles. Sobre los 4600 a 4800 m.s.n.m., se aprecia una serie de picos tales como el Malmanya , Suparausa, Piste, etc, que fácilmente superan los 5000 m.s.n.m.

De acuerdo a últimas determinaciones radiométricas se ha datado que la superficie Puna se desarrolló entre los 14.5 MA y 6 MA.

Este paisaje peculiar y característico es el resultado de los diferentes agentes erosivos asociados con el levantamiento general de los andes, iniciado en el Mioceno, rellenado y cubierto posteriormente por productos volcánicos del Terciario Superior, Cuaternario, en donde se han diferenciado tres unidades geomorfológicas: Relieve Montañoso, Altiplanicie y valles.

V.1 DRENAJE.

Uno de los ríos principales de esta zona del sur es el río Santo Tomás, mediante el cual se efectúa la mayor parte del drenaje de esta región. Sus nacientes se encuentran en el cuadrángulo vecino de Cayarani. Recorre con rumbo norte toda la zona oriental con una longitud de más de 150 kilómetros, delimitando en parte los Departamentos de Cuzco y Arequipa.

En el tramo sur del río Santo Tomás el control del drenaje es litológico, porque se ha desarrollado en el contacto entre las rocas sedimentarias e intrusivas. En forma general el drenaje es de tipo sub-paralelo a dendrítico.

El drenaje de la parte norte se realiza a través del río Chaluacho que desemboca en el río Santo Tomás en el cuadrángulo de Cotabambas, nace en el flanco este del nevado Malmanya, recorre con un rumbo oeste - este, sus afluentes son numerosos y tienen

rumbo perpendicular al río Chalhahuacho. El control del drenaje es estructural, en sus nacientes está regido por la falla Record y luego por la falla Mayotingo.

El tipo de drenaje de este sector es paralelo sub-dendrítico, desarrollado fundamentalmente en las rocas del Grupo Yura y de las Formaciones Mara y Ferrobamba.

V.2 CLIMA.

El clima de esta región como en gran parte de la Cordillera de los Andes, presenta una estación seca durante los meses de Abril a Noviembre y otra con abundantes lluvias de Diciembre a Marzo.

Las lluvias se manifiestan entre Diciembre y Marzo, de las cuales no se tiene registros exactos.

El clima entre los 3800 y los 4600 m.s.n.m. según TOSI, se denomina Piso Sub-Alpino, el que se caracteriza por su altitud, presión y latitud. Este piso está 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 más frío, con temperaturas media anual comprendidas entre 7 a 10 C°. La temperatura máxima absoluta es superior a 20 C° y la mínima absoluta inferior a 0 C°, principalmente entre junio y agosto. Las precipitaciones entre Diciembre y Marzo están comprendidas entre 500 y 1000 m3.

El clima desde los 4800 m.s.n.m. hacia arriba es denominado piso nival, que se caracteriza por frío intenso, principalmente durante las noches en que las precipitaciones son sólidas; en cambio en el día las temperaturas son altas especialmente al medio día.

VI. GEOLOGIA REGIONAL

VI-1 UBICACIÓN DEL DISTRITO MINERO DE LAS BAMBAS

Geográficamente el distrito minero de las Bambas queda ubicado en el flanco oriental de la Cordillera Occidental de los Andes Meridionales Peruanos; esta ubicación coincide con el extremo sur de una subprovincia metalogénica denominada "Metalotecto Ferrobamaba" de la que también forman parte los distritos mineros de reemplazamiento metasomático de contacto de Tintaya, Corccohuayco, Quechuas, Atalaya, Coporaque, Chulpía, Katanga, Quibio, Livitaca, etc.

El distrito minero las Bambas comprende los siguientes prospectos: Chalcobamba, Ferrobamba, Sulfobamba, Azuljaja, Charcas, Coriminas y otros.

Todos estos yacimientos están distribuidos en casi 200 km de longitud por 15 km de ancho dentro de los Departamentos del Cuzco y Apurímac.

Los principales elementos o factores geológicos que han intervenido en su formación son:

Estructurales

- Geosinclinal Andino (Cuenca Miogeosinclinal, donde se deposita la secuencia Sedimentaria)

- El batolito de la Deflexión de Abancay, llamado también Batolito del Altiplano o Batolito Abancay - Yauri.

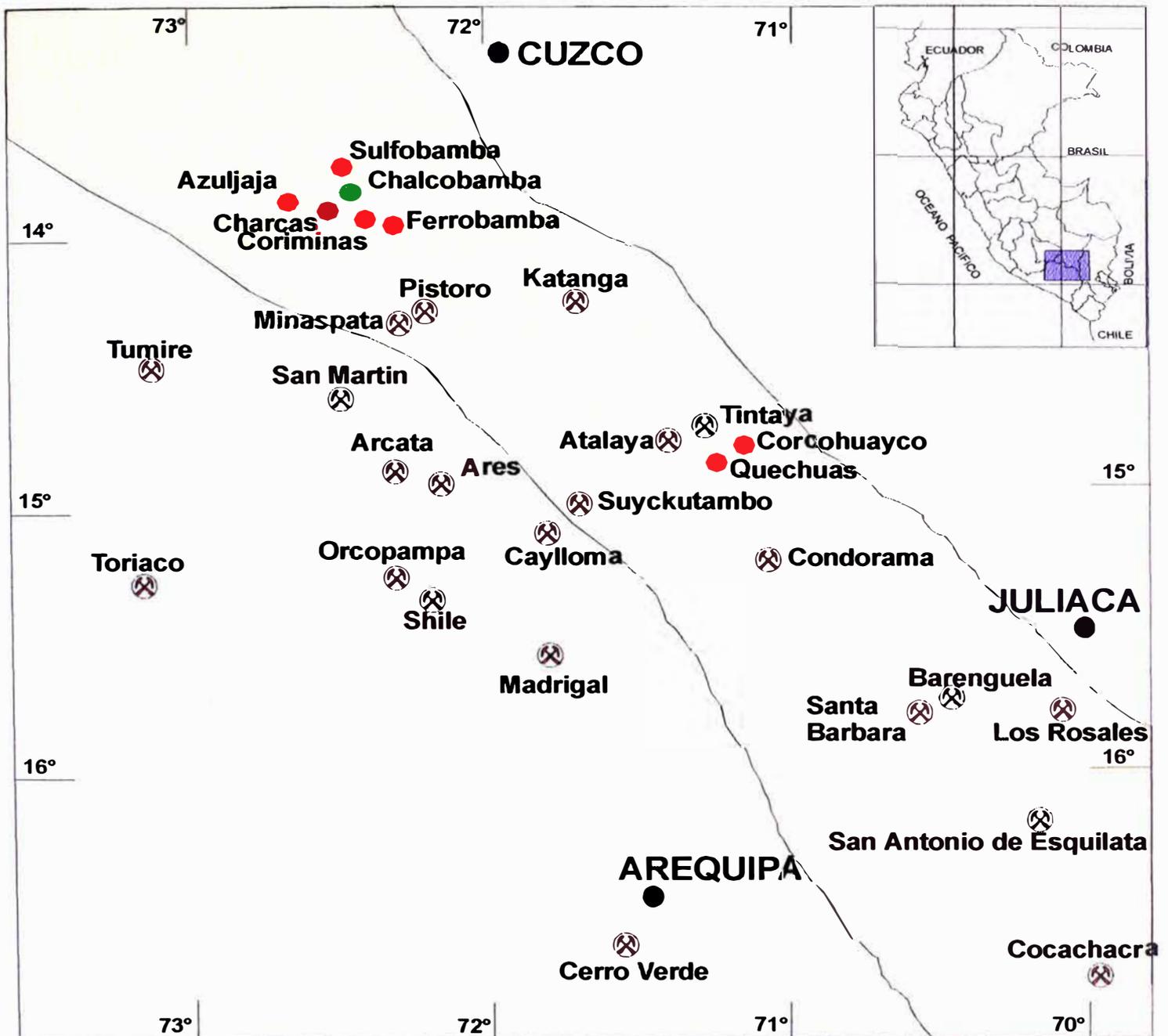
- El tectonismo, principalmente el relacionado a la fase Orogénica Incaica.

Litológicos

- Las Formaciones Mesozoicas, principalmente la Formación Ferrobamba, secuencia esencialmente carbonatada del Cretáceo Superior.

- El Batolito Abancay-Yauri y como parte de éste, los stocks ácidos e intermedios de edad Mio-Oligocénicos.

Los yacimientos que integran esta provincia metalogénica, por haber experimentado similares condiciones favorables de formación, encierran depósitos con ensambles mineralógicos casi homogéneos con ocurrencia de cobre y magnetita principalmente; además oro, molibdeno, zinc, etc.



UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA

**PLANO DE UBICACION
CHALCOBAMBA - LAS BAMBAS**

LEYENDA

- Ciudad
- ⊗ Minas
- Proyectos
- Proyecto en estudio



☐ Posible franja de yacimientos tipo Skarn

VI-2.- ESTRUCTURAS Y FALLAMIENTO

VI-2.1 BATOLITO DE LA DEFLEXIÓN DE ABANCAY.

Intrusivo de forma irregular con unos 200 x 100 Km., comprende parte de los Departamentos de Ayacucho, Apurímac y Cuzco, su emplazamiento habría sido controlado por fallas longitudinales. Su extremo Norte se extiende a las áreas de mayor plegamiento, mientras que el límite Sur se encuentra limitado por la faja Volcánica Cenozoica (cerca del llamado Geoanticlinal de Caylloma). Este intrusivo de edad Cretácico-Terciario y los diques y stocks ácidos e intermedios que lo cortan y forman parte de él, de edades más recientes, al afectar a sedimentos calcáreos Cretáceos principalmente, han originado la formación de depósitos tipo skarn y secundariamente polimetálicos.

Por la presencia de calcosilicatos complejos en el skarn, sugiere que debe haber tenido un emplazamiento de fase tranquila y alta temperatura. El emplazamiento del Batolito puede sintetizarse en dos grandes etapas

- El 80% se emplazó en 3 sub etapas por cristalización fraccionada, el incremento sucesivo de potasio, caracteriza a estas sub etapas desde gabro y granodioritas hasta sienitas y cuarzosienitas (granitos).

En contacto con la Formación Ferrobamba originaron skarn de magnetita (los cuerpos principales) y de calcosilicatos ; también a él se ligan vetas.

- Lo completan intrusivos subvolcánicos a manera de stocks porfíricos, principalmente adamelíticos, al cual se relaciona la mineralización económica que se superpone a los skarns de los primeros eventos y por último, diques intermedios de edad reciente.

VI-2.2. PLEGAMIENTO

Sistemas que corren semiparalelos; su expresión son movimientos en bloques con desplazamientos normales, inverso o en echelón.

Todo este ambiente tectónico - estructural de fallas y pliegues, como franjas de debilidad, han controlado la ocurrencia de diferentes intrusivos, volcánicos, así como, cuerpos mineralizados.

VI-3 ZONAMIENTO REGIONAL

La cuenca de sedimentación de la Deflexión de Abancay, donde Las Bambas ocupa la parte norte, coincide con la ubicación del Batolito de Abancay - Yauri, entre la cordillera occidental con litología Cenozoica y la cordillera oriental con rocas Paleozoicas. De este modo, el batolito al intruir Formaciones Mesozoicas, de acuerdo a su posición geográfica, ha originado mineralizaciones particulares. Transversalmente, podemos generalizar la siguiente zonación

- Al SW y SE . Interrumpen la continuidad de la franja, productos efusivos de la faja Puquio - Condorama y otras más recientes (Grupo Barroso) . Aquí se encuentran yacimientos de metales preciosos mayormente epitermales de niveles altos.
- La parte Oeste - Noroeste del metalotecto Ferrobamba, a sido mineralizada en Fe; aquí se encuentran los más importantes cuerpos de magnetitas, además cobre y algo de polimetálicos
- En el centro y la parte oriental, predominan los metasomáticos de cobre - molibdeno y en menor proporción polimetálicos.
- Hacia el oriente, ya cerca de la cordillera oriental, se desarrollan vetas de magnetita y cuarzo auríferos; en menor proporción polimetálicos.
- Luego continúa la cordillera oriental con sus Formaciones Paleozoicas y su mineralización de estaño, cobre, wolframio y oro.
- Longitudinalmente, dentro de la franja no hay mayor variación mineralógica pero si estructural . El extremo sur muestra una tectónica más complicada con deformación plástica casi intensa; mientras que al norte las estructuras son menos espectaculares de desgarre principalmente, con fallas en diversos sistemas y de historia compleja.
- Más al norte de la franja, la mineralización de skarn dominante cambia a mineralización de Au y polimetálicos en ambiente epitermal en sedimentarios e intrusivos.
- Al sur y este, la sedimentación netamente marina, pasa a facies continentales y volcánicas del Terciario - Cuaternario.

VI-4 ESTRATIGRAFIA

VI-4.1 FORMACION CHUQUIBAMBILLA (JS - CHU)

Lleva el nombre así porque los principales afloramientos se observan en los alrededores del pueblo de Chuquibambilla.

La secuencia de esta Formación está constituida por alto porcentaje (70%) de areniscas, y el resto por lutitas y calizas, se observa también afloramientos importantes a lo largo de las márgenes del río del mismo nombre.

La litología de esta Formación se caracteriza por la predominancia de areniscas de grano fino a grueso, de color gris oscuro con algunos niveles que varían de gris claro a rojizo, principalmente en la parte superior. Dentro de esta Formación se han encontrado capas calcáreas intercaladas con areniscas, fundamentalmente en la parte superior que consisten de calizas negras a grises claras, con un espesor de 50 metros. Todo este conjunto litológico se halla fuertemente plegado constituyendo grandes ondulaciones.

Edad.- Generalmente, en la parte superior de la Formación Chuquibambilla, se encuentra abundante contenido de restos de plantas mal conservadas que carecen de valor paleontológico. En algunos lugares, estos fósiles están reemplazados por pirita o silicificados, como los hallados en el cerro Apumarca en las cercanías de Colca.

En la parte media de la secuencia se distribuyen mayormente los restos paleofaunísticos, siendo lo más característicos los ammonites y pelecípodos cuyos tamaños van desde 1 cm. a 25 cm. de diámetro, estos fósiles se encuentran en el valle de Chalhuanca.

VI-4.2 FORMACION SORAYA (KI-SO)

El nombre de esta Formación proviene del pueblo de Soraya, ubicada en la parte alta de la margen derecha del cañón del río Chalhuanca, donde la secuencia consiste principalmente de areniscas cuarzosas y cuarcitas. En el cuadrángulo de Santo Tomás se observa en toda su extensión

Litológicamente, la Formación Soraya, está constituida por una secuencia monótona de cuarcitas y areniscas cuarcíticas de grano fino a medio aunque existen granos gruesos de cuarzo. Su color varía de gris blanquecino en la base a rosado en el tope, presentan buena estratificación.

Entre las capas de areniscas cuarzosas se intercalan escasos niveles delgados de lutitas negras y areniscas grises, principalmente en la parte inferior de la formación. Las lutitas tienen un espesor de 10 cms.

En diferentes niveles de esta secuencia litológica se han encontrado troncos y restos de plantas silicificadas mal conservadas.

Esta Formación suprayace concordantemente sobre la Formación Chuquibambilla, en contacto fácilmente determinable.

El espesor de la Formación Soraya no es constante. En Santo Tomás el grosor máximo calculado llega a los 600 mts y en la sección del valle Chalhuanca supera los 800 mts.

Edad. No se tiene dataciones paleontológicas, debido a que los restos de vegetales hallados en esta formación carecen de valor cronológico, la edad de la formación Soraya no se puede precisar, sin embargo se puede inferir basándose en la posición estratigráfica; descansa sobre la Formación Chuquibambilla de edad considerada del Jurásico Superior a Cretáceo Inferior .

VI-4.3 FORMACION MARA (KI - MA)

Esta Formación fue denominada así por W. JENKS (1951) al referirse a unos afloramientos rojizos que se encuentran en los alrededores del pueblo de Mara. En los cuadrángulos estudiados de Santo Tomás, Antabamba, Chalhuanca, la Formación Mara consiste de capas de areniscas lutáceas y lutitas de color rojo.

Litológicamente en la Formación Mara se puede distinguir tres miembros. El inferior se caracteriza por la predominancia de areniscas, el intermedio es lutáceo con algunas intercalaciones de areniscas y conglomerados con clastos de cuarcita y el superior esta constituido por areniscas y lutitas abigarradas y termina hacia el tope, en algunos lugares, con calizas amarillentas. El color predominante de esta formación es rojo a marrón rojizo. El grosor máximo de esta formación se encuentra cerca del pueblo de Mara en el cerro Silamanya, donde se midió una sección que dió un espesor de 306 mts. Al este de Pachaconas cerca de la quebrada Chancara tiene 214 mts y cerca del pueblo de Sañayca 160 mts.

Edad. A pesar del interés puesto en la búsqueda de macro y microfósiles que permitieran determinar la edad a esta formación, no fue posible hallarlos en ninguno de los tres cuadrángulos. Por lo tanto la edad de esta formación se infiere teniendo en cuenta sus relaciones estratigráficas, principalmente con la Formación Ferrobamba de edad Albiano-Cenomaniano, y además por yacer sobre la Formación Soraya de supuesta edad Neocomiano inferior; se le asigna una edad Aptiana.

VI-4.4 FORMACION FERROBAMBA (KM - FE)

JENKS (1951), describe con este nombre a una secuencia potente de calizas que aflora en el área del proyecto minero de Ferrobamba situado más o menos 16 Kms al noroeste de Haquira, en el cuadrángulo de Santo Tomás.

La Formación Ferrobamba tiene afloramientos en varios cuadrángulos que comprende la subprovincia metalogenética denominada Metalotecto Ferrobamba (200 x 15 Kms.)

Litológicamente, esta formación consiste en una secuencia monótona de calizas negras a grises oscuras, aunque en ciertos niveles presentan bancos calcáreos de color amarillento

Las calizas son masivas, bastante compactas, estratificadas en bancos de 0.30 m. a 2 m. Se observa nódulos de chert de forma alargada de más de 15 cm. de longitud.

El mayor grosor de esta formación es de 800 mts. calculado en el camino entre Cocha y Mara, cruzando de sur a norte el cerro Pito.

La Formación Ferrobamba yace concordantemente sobre la Formación Mara, sin embargo en ciertos lugares descansa directamente sobre las cuarcitas Soraya.

Gran parte de la Formación Ferrobamba a sido intruida por cuerpos ígneos de diferente naturaleza, los cuales han metamorfizado y recristalizado las calizas, originando en el contacto, marmoles y granates que tienen relación con las zonas mineralizadas de cobre, plata, plomo, zinc, fierro, oro, etc.

Edad y Correlación. Se han recolectado gran cantidad de fósiles de las calizas Ferrobamba, habiéndose identificado una serie de moluscos, equinodermos y cefalópodos tales como Exogira, Inoceramus, Tellina, que marcan con precisión el Albiano-Cenomaniano.

Se correlacionan con las calizas Ayabaca del grupo Moho del área del Lago Titicaca y con la Formación Acurquina de Arequipa; así también con las Formaciones Inca, Chulec, Pariatambo y con la parte inferior de la Formación Jumasha y los Grupos Quilquiñan y Pullucana del norte y centro del Perú.

VI-4.5 GRUPO PUNO (TI - PU)

Este nombre fue introducido en la estratigrafía en el sur del Perú por CABRERA LA ROSA y G. PETERSEN (1936) al describir una potente secuencia clástica con niveles volcánicos, que yacen en discordancia angular sobre terrenos Mesozoicos.

Este Grupo está bien representado en los cuadrángulos de Santo Tomás y Antabamba; en cambio en Chalhuanca, su exposición es bastante reducida.

En el área de Santo Tomás el grupo Puno tiene un espesor de 800 mts. cuya litología es la siguiente :

La base está formada por lutitas interestratificadas con areniscas abigarradas de grano medio, en capas delgadas y poco compactas; en algunos lugares se intercalan con conglomerados finos a medianos constituidos por clastos generalmente de cuarcitas .

La parte media consiste de areniscas arcósicas, de color gris claro y marrón rojizo, de grano medio a grueso; generalmente con estratificación cruzada, que se intercalan con lutitas rojizas y conglomerados, estos últimos compuestos por clastos de cuarcita y arenisca. El tercio superior presenta areniscas marrones y gris claras y potentes bancos de conglomerados, cerca al tope se observan dos niveles de areniscas tufáceas de 5 y 10 mts. de grosor de color blanco amarillento y gris rosado que al intemperizarse toman un color rojo oscuro. Al tope consiste de areniscas de grano grueso.

Edad y correlación. La edad de estos depósitos continentales no han sido determinada por falta de evidencias paleontológicas. Marocco R. (1971), refiere que MATTAUER y CHANOVE encontraron en el Grupo Puno cerca al Lago Titicaca, carofitas que indican una edad Oligocena.

Se correlaciona con los afloramientos del mismo nombre del sur del Perú y con la Formación Huanca de Arequipa. En Bolivia se le conoce con el nombre de Grupo Corocoro de edad Oligoceno-Miocena.

VI-4.6 GRUPO TACAZA (TM - VTA)

Originalmente N. NEWELL (1949) le asignó el nombre de volcánicos Tacaza a una serie de rocas volcánicas que aflora en la mina Tacaza, Departamento de Puno. Posteriormente R. MAROCCO y M. DEL PINO (1966) lo elevan a la categoría de Grupo.

Afloran en diferentes cuadrángulos entre ellos el de Santo Tomás, Antabamba, Chalhuanca, etc. las rocas que componen este grupo son predominante volcánicas y

yacen con discordancia angular sobre las rocas del grupo Puno y sobre rocas del Cretáceo.

Presenta la siguiente litología la base consiste de conglomerados gruesos, con elementos semi-angulosos de cuarcitas y calizas, con un diametro de 2 a 3 metros. Encima yace una secuencia de 15 a 25 metros compuesta por areniscas de grano medio a grueso, de color gris, verde a rojizo que se intercalan con capas delgadas de lutitas rojo-violáceas de naturaleza tufácea y capas de brechas, con clastos de cuarcitas areniscas, algunas calizas de 2 a 5 cms. de diametro y matriz areno-tufácea.

Hacia arriba presentan 500 metros de capas gruesas de conglomerados con elementos subredondeados de cuarcitas y areniscas, siendo la matriz bastante tufácea.

En toda la secuencia se intercalan capas de derrames andesíticos y brechas tufáceas.

Sobre esta serie descanza una potente secuencia volcánica, que se observa en todos los cuadrángulos estudiados y cuya litología es la siguiente : derrames lávicos en bancos de 0.5 a 3 metros, brechas y aglomerados tufáceos, tufos retrabajados de naturaleza andesítica, dacítica y riolítica cuya extensión lateral es de forma lenticular. La coloración varía de gris verdosa a morado rojiza. Las brechas tufáceas y los tufos son generalmente de colores claros.

Edad y correlación. La falta de evidencias paleontológicas en las rocas sedimentarias de este grupo no permiten asignarle una edad precisa . Sin embargo por descanzar sobre el Grupo Puno de edad Terciaria Inferior (Oligoceno) e infrayacer a la Formación Maure del Mio-Plioceno se le asigna una edad Oligo-Mioceno.

VI-4.7 FORMACION MAURE (TMS - MA)

MENDIVIL (1965) dió este nombre a una secuencia de limolitas areniscas tufáceas y conglomerados volcánicos, de coloración más o menos amarillenta que se exponen en el valle de Maure, al suroeste del Lago Titicaca.

La Formación Maure presenta una litología de abajo hacia arriba; limolitas tufáceas de color gris oscuro a crema, intercaladas con tufos retrabajados y areniscas tufáceas de grano medio a fino , de color blanco amarillento y en capas de 5 cms. a más de 1 mt. ; siguen areniscas tufáceas de grano medio a grueso de color gris claro en capas de 20 a 50 cms., con niveles de tufos retrabajados, limolitas amarillentas en bancos de más de 20 metros, luego 15 metros de conglomerados volcánicos con elementos tufáceos redondeados y de pequeño diametro, dentro de una matriz areno-tufácea; le siguen hacia el tope 10 metros de areniscas gruesas en capas delgadas de color amarillento y

conglomerado fino con matriz tufácea; para terminar en tufos poco compactos hasta sueltos, de colores blanco amarillento, verde crema, amarillo salmón, pobremente estratificados.

Edad y correlación Como los afloramientos de la Formación Maure son bastante restringidos y en ellos no se han encontrado elementos paleontológicos que sirvan para precisar su edad, por lo que se recurre a su posición estratigráfica : se encuentra yaciendo al Grupo Tacaza y cubierto por Volcánico Barroso, lo que lo sitúa a fines del Mioceno y comienzos del Plioceno.

VI-4.8 FORMACION SENCCA (TS - VSE)

Esta denominación fue introducida en la estratigrafía del sur del Perú por por S. MENDIVIL (1965), al describir una secuencia volcánica de naturaleza piroclástica y de posición subhorizontal, en el área de Maure.

En los cuadrángulos de esta región aflora una secuencia tufácea con las mismas características litológicas y estructurales descritas por S. MENDIVIL (1965). Así constituye depósitos post-orogénicos estratificados en capas horizontales o levemente inclinadas o cubriendo una topografía pre-existente.

En el cuadrángulo del Chalhuanca el volcánico Sencca, aflora con mayor amplitud, principalmente en la zona oeste y sureste, cubriendo casi horizontalmente a rocas del Grupo Tacaza a formaciones más antiguas.

En esta área de Chalhuanca tiene un grosor entre 80 y 100 metros.

Litológicamente el Volcánico Sencca está constituido principalmente por tufos de naturaleza riolítica y riodacítica, aunque existen niveles de composición dacítica, se intercala con tufos brechoides lenticulares. Estas rocas presentan una apreciable compactación y dureza, pero existen lugares donde se les nota poca consistencia, en las compactas se observa a simple vista cristales de cuarzo, feldespato, hojitas de biotita y fragmento de vidrio.

El color de este volcánico es generalmente blanquecino, con variaciones a blanco amarillento y amarillo grisáceo. La parte superior de algunos lugares muestra tufos rosados y en la base presenta tufos sueltos de color rojizo como puede verse en Totorá y Mamara. Por acción del intemperismo presenta estructuras ruñiformes.

Edad y correlación. Dentro de los límites del área estudiada es difícil fijar su edad ya que por su naturaleza carece de fósiles; pero como estratigráficamente yace sobre la Formación Maure, se le ubica en el Plioceno Medio a Superior. Además MENDIVIL (1965) le asigna esta edad.

VI-4.9 VOLCANICO MALMANYA (TSQ - VMA)

Estos volcánicos aflora en los cuadrángulos de Santo Tomás y Antabamba y su mayor desarrollo se encuentra en el nevado Malmanya, ubicado a 15 km. Al sur del distrito de Progreso.

Litológicamente está constituido por derrames andesíticos, dacíticos, traquiandesíticos y rioldacíticos, con predominancia de los dos primeros; son de origen fisural y se presentan en capas horizontales de 1 m. a más de 5 m. de grosor, bien estratificadas. En corte fresco tiene una coloración predominantemente gris oscuro con tonalidades rojizas, moradas y gris verdosas, y en superficies intemperizadas toman un color claro a rojizo o gris morado. En sección delgada son generalmente de textura porfiroide y otras rocas de menor escala, presentan textura afanítica con matriz vítrea, fluidal y microlítica.

En el tercio superior de esta unidad se intercalan bancos de brechas y conglomerados tufáceos con matriz y grado de compactación bastante variable. El grosor de los bancos de tufos y brechas no es constante, pudiendo tener en un lugar de 5 a 8 mts. y en otros lugares se hacen tan delgados que llegan a unos 20 a 30 cms. La coloración de estos piroclásticos es bastante variada, predominando los colores claros, como el blanco, blanco amarillento, crema, rosado y gris verdoso.

El grosor de este volcánico es de 1000 metros, estimado en el cuadrángulo de Santo Tomás. En los otros cuadrángulos el espesor es menor.

VI-4.10 VOLCANICO VILCARANI (QP - VVI)

Su nombre proviene de las pampas de Vilcarani, ubicado a 41 km. al oeste del poblado de Santo Tomás. Se encuentra yaciendo mediante una discordancia erosional sobre el Volcánico Malmanya y está constituido por una secuencia de piroclastos y derrames, con predominancia de los primeros. La secuencia piroclástica está representada por tufos, brechas, aglomerados, cenizas, etc., de composición andesítica, rioldacítica y riolítica. Su coloración presenta diferentes matices del blanco al rojo.

Los elementos de las brechas son generalmente rocas volcánicas angulares a subangulares y de diámetro muy variado desde algunos centímetros a más de 30 cms. El grosor de esta unidad se puede estimar en algo más de 600 mts. en los cerros Chicorumiyoc, Campanillayoc, Condorhuachana y en ambas márgenes de las quebradas Sallisto al oeste del pueblo de Santo Tomás .

La parte superior de esta formación es casi exclusivamente piroclásticas, aunque en ciertos lugares se observan derrames lávicos en el tope (cerro Ultiaciano y Quello-Quello al oeste de Santo Tomás)

El Volcánico Malmanya y Volcánico Vilcarani forman el Grupo Barroso .

El Grupo Barroso, estratigráficamente yace en discordancia erosional sobre el Volcánico Sencca y en algunos casos sobre el Grupo Tacaza y en otros lugares cubre con discordancia angular a las calizas Ferrobamba o a las Formaciones del Grupo Yura.

Este Grupo se halla cubierto por depósitos morrénicos y fluvioglaciares, productos volcánicos más modernos y sedimentos del Cuaternario reciente.

Edad y correlación. En la zona de estudio y otras áreas cercanas, la edad de estos volcánicos es inferida en base a su posición estratigráfica regional y estaría comprendida desde fines del Plioceno hasta el Pleistoceno.

El Grupo Barroso de esta región puede ser equivalente a afloramientos similares que se exponen en gran parte de la región del sur del Perú, constituyendo los conos volcánicos de la Cordillera Occidental.

VI-4.11 DEPOSITOS RECIENTES

Los depósitos recientes están constituidos por glaciáricos (morrenas) y fluvioglaciares, el Volcánico Santo Tomás y depósitos Aluviales.

VI-4.11.1 Depósitos Glaciares y Fluvioglaciares

Se han diferenciado dos etapas de acumulación morrénica como producto de la actividad glacial Cuaternaria. Las más antiguas se presentan bastante erosionadas apenas reconocibles y sus relictos muestran que la parte frontal llegaba hasta los 3,600 .m s.n.m.

Están constituidas por bloques y gravas angulosas de diferentes tipos de rocas, englobados en una matriz de arena en parte tufácea.

Un ejemplo bastante claro se encuentra en el flanco sur del Cerro Pito (sur de Mara, hoja de Santo Tomás) y en la zona sur del cuadrángulo de Antabamba, donde se han cartografiado como depósitos fluvioglaciares; ya que sobre ellos se ha acumulado material arrastrado por corrientes de agua enmascarando gran parte de la morrena.

Los depósitos morrénicos más recientes se encuentran bien expuestos en toda esta área, ocupando áreas aproximadamente desde los 4,200 hasta más de 5,000 m.s.n.m., así puede verse en los nevados Malmanya (Santo Tomás) y Suparausa, (Chalhuanca).

Las morrenas están bien preservadas y poco afectadas por los agentes erosivos y se encuentran circunscritas especialmente a las partes altas de los grandes valles.

Los depósitos fluvioglaciares se presentan abundantemente en el área de Antabamba, ocupando antiguos valles y quebradas de origen glacial, así como también las extensas llanuras o pampas que se encuentran sobre los 4000 m.s.n.m. y están constituidos por acumulaciones clásticas heterogéneas con un grosor promedio de 30 metros.

La edad de estos depósitos es del Pleistoceno a reciente de acuerdo con las evidencias geomorfológicas observadas en el campo.

VI-4.11.2 Volcánico Santo Tomás.

En los alrededores del pueblo de Santo Tomás y en la parte nor-occidental de la hoja de Chalhuanca existen tufos y cenizas como productos de una actividad volcánica muy reciente a los cuales se le denomina como volcánico Santo Tomás.

En Santo Tomás, este volcánico está representado en la base por lavas de naturaleza andesítica de textura porfirítica, fluidal, parcialmente afanítica, se presentan de color gris oscuro, algo porosas y poco densas. La parte media consiste de lavas basálticas vesiculares y al tope de tufos blanco amarillentos. Su grosor se calcula en 50 metros.

Edad. Aún no se cuenta con dataciones radiométricas para fijar su edad; sin embargo se tiene referencias de que estos productos volcánicos son muy recientes, desde que yacen sobre depósitos o terrazas modernas.

VI-4.11.3 Depósitos Aluviales

El material aluvial se halla en los cauces antiguos y recientes y en las laderas de los valles y quebradas, formando respectivamente terrazas y conos aluviales. Algunas terrazas se encuentran a más de 150 metros sobre el nivel de los cauces de los ríos actuales, como consecuencia del levantamiento reciente de los andes.

Los depósitos aluviales están constituidos mayormente por gravas cantos y otros de elementos redondeados y angulosos, dentro de una matriz areno-arcillosa, presentan una grosera estratificación, que se acuña entre capas de arena y arcillas. El grosor de estos depósitos varía desde unos cuantos metros a más de 150 metros.

VI-4.11.4 Rocas Intrusivas

Las rocas plutónicas de esta región constituyen el batolito de Apurímac y están representadas principalmente por grandes cuerpos de granodiorita, tonalita, y diorita, que a su vez han sido intruídas por rocas hipabisales de composición andesítica y monzonítica, con la que está mayormente asociada la mineralización.

Los contactos entre los grandes cuerpos son poco perceptibles en el campo, en ciertos lugares es difícil de marcar un contacto entre ellos, especialmente entre la granodiorita y tonalita y entre ésta y la diorita.

Diorita.

Grandes cuerpos de diorita afloran en el cuadrángulo Santo Tomás, y otros mas pequeños en los cuadrángulos de Chalhuanca y Antabamba. En el área de Santo Tomás el intrusivo diorítico aflora en gran parte en la margen derecha del río Santo Tomás, ocupando casi todo el borde oriental del cuadrángulo.

Otros afloramientos menores se encuentran alrededor de la granodiorita cortando a una serie de estructuras de rocas sedimentarias, especialmente a lo largo del anticlinal del Mara.

En las áreas de Tintaya y Quechuas se observa intrusivos dioríticos y microdioritas.

Tonalita

Los principales cuerpos de tonalita afloran en Huancaray y Ancobamba (Chalhuanca), San Antonio (Antabamba) y Haquira (Santo Tomás).

Estos afloramientos tienen un parecido bastante notable en sus características petrográficas, especialmente entre los de Haqira y San Antonio. Sin embargo, existen algunas diferencias tales como:

- Las tonalitas de Haqira son más potásicas que las de San Antonio.
- La hornblenda es muy escasa o se encuentra ausente en las tonalitas de Haqira.
- Los elementos constituyentes de las tonalitas de Haqira, son mejor desarrollados y de mayor tamaño que las de San Antonio.

Los cuerpos de tonalitas están intruídos por numerosos diques de diversa composición y que se entrecruzan. Sus grosores son variables, desde 1 cm. hasta 20 cm. excepcionalmente mayores de 50 cm. en cuanto a sus longitudes pueden ser de varios kilómetros.

Una característica saltante es la presencia de xenolitos en las tonalitas de San Antonio y Haqira, estos xenolitos son de dimensiones muy variadas, predominando entre los 5 y 10 cm. siendo de forma ovalada, generalmente de grano más fino que la tonalitas.

Granodioritas

Las granodioritas se encuentran aflorando casi en toda el área, notándose grandes cuerpos al sureste del cuadrángulo de Chalhuanca; al suroeste del cuadrángulo de Antabamba; al norte del cuadrángulo de Santo Tomás; y otros menores se encuentran en Mollebamba - Vito.

Macroscópicamente las granodioritas presentan casi las mismas características que las tonalitas. Mineralógicamente son casi uniformes, aunque en ciertas áreas microscópicamente presenta variación en feldespato potásico en algunos casos pasan a adamelitas, por lo que es sumamente difícil poner un límite entre ellas. Asimismo, se hace difícil en ciertos lugares, marcar contactos con las tonalitas. En general las granodioritas son de textura faneríticas de grano medio a grueso, varían de leucocráticas a mesocráticas aunque predominan las de color gris claro.

Monzonitas

Rocas intrusivas muy importantes las cuales se relacionan con la mineralización de los diferentes yacimientos de skarn de toda esta área, en los yacimientos de Tintaya, Atalaya, Corcohuaycco, Chalcobamaba, etc se puede diferenciar variación de monzonitas :

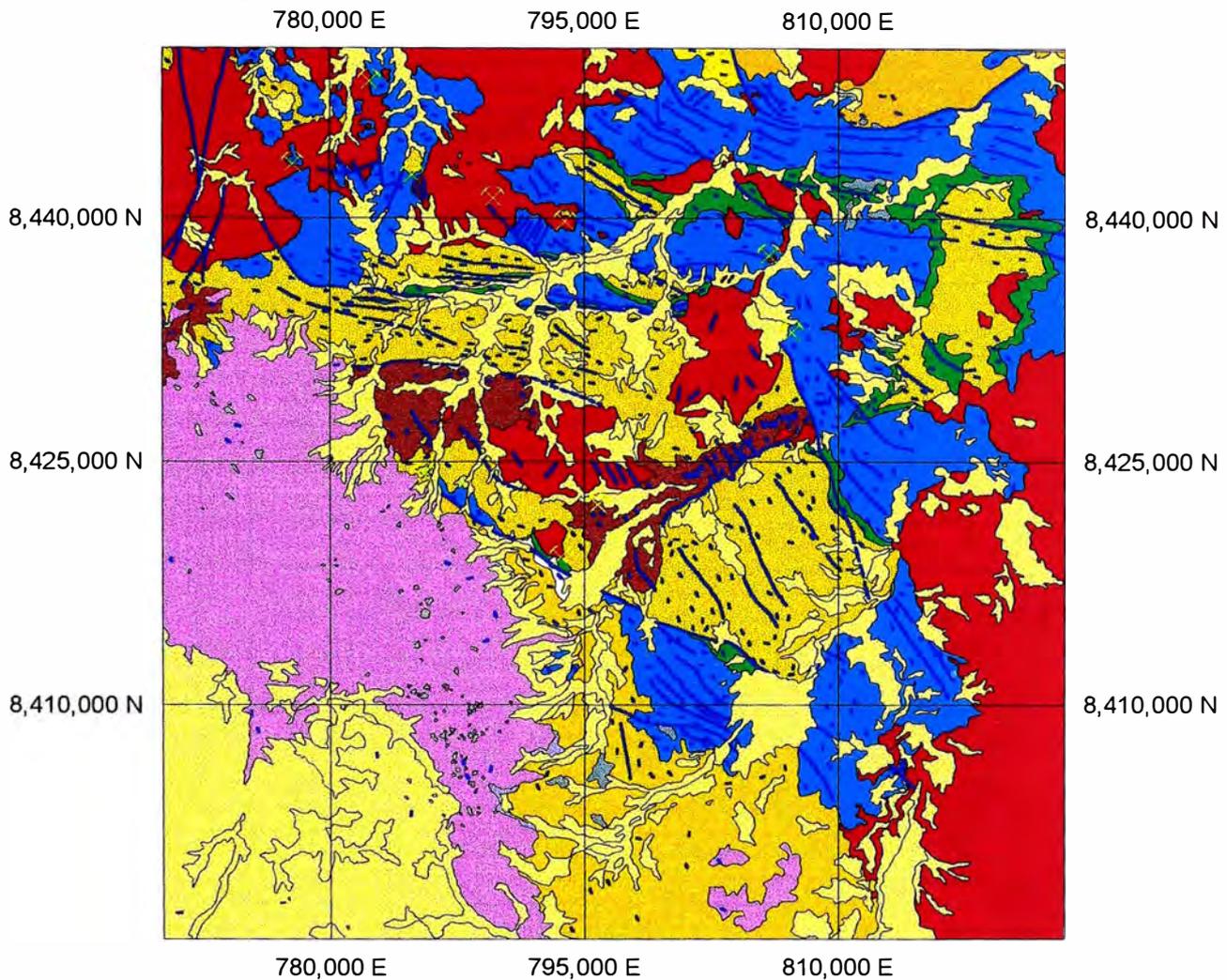
- Monzonita de textura granular obliterada, con granos de biotita en paquetes, ojos de cuarzo, máficos grandes y alargados.

- Monzonita de textura granular con cristales de plagioclasas subhedrales, euhedrales, paquete de biotitas, ojos de cuarzo en menor proporción que la anterior, máficos grande y alargados.
- Monzonita de textura granular con cristales de plagioclasas euhedrales y subhedrales, no se observa biotita en paquetes pero se puede a veces observar biotita secundaria, no hay ojos de cuarzo, los minerales máficos se observa en pequeños granos diseminados que da la impresión de haber sido formado posteriormente.

La primera de las monzonitas se cree que genero el skarn y la mineralización en mayor porcentaje, encontrándose los sulfuros diseminados, vetillas, etc; la segunda monzonita genero mineralización en fracturas muy poco diseminado; mientras que en la tercera por lo general no se observa mineralización.

GEOLOGIA REGIONAL

LAS BAMBAS



LEYENDA

- GEOLOGIA**
- JS-CHU
 - KI-MA
 - KI-SO
 - KM-FE
 - KS-DD
 - LAG
 - QP-VVI
 - QR-AL
 - QR-FG
 - QR-MO
 - QR-VST
 - TIM-DI
 - TIM-GD
 - TIM-MO
 - TIM-TO
 - TI-PU
 - TMS-AN
 - TMS-MA
 - TM-VTA
 - TSQ-VMA
 - TS-VSE

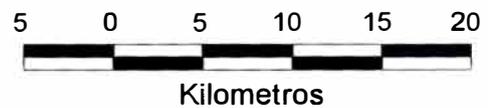


MINAS



ESTRUCTURAS

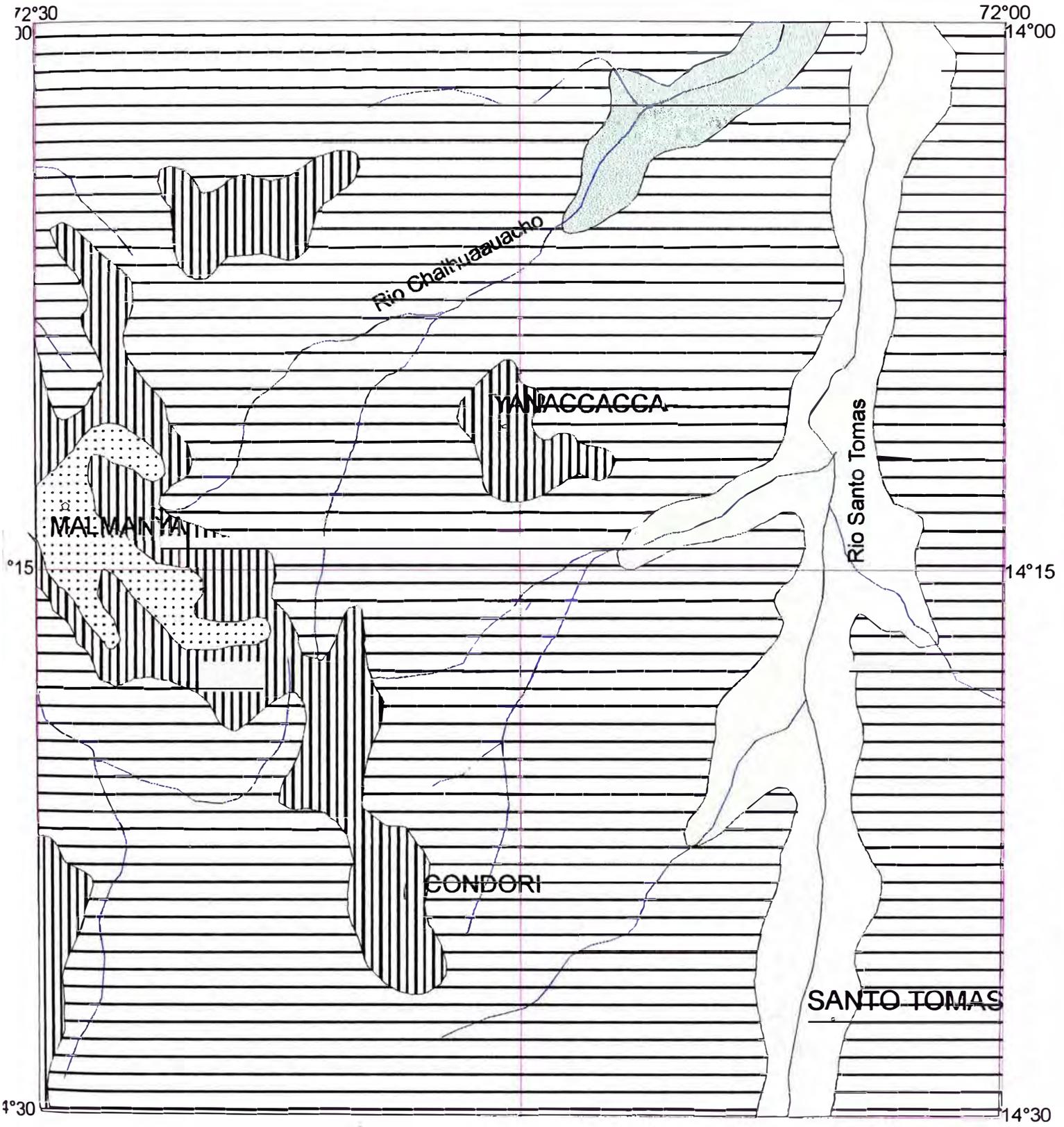
ESCALA



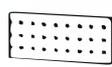
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
GEOLOGIA REGIONAL

Sergio E. Cardoso Castillo

marzo, 1998



UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
 MAPA FISIOGRAFICO REGIONAL
 LAS BAMBAS

-  DRENAJE
-  GLACIARES
-  RELIEVE MONTAÑOSO
-  ALTIPLANICIES
-  VALLES



VII. GEOLOGIA LOCAL - DISTRITAL

VII-1 ESTRATIGRAFIA

VII-1.1 Formación Soraya (Hauteriviano - Valanginiano)

A nivel Distrital , su edad no ha podido precisarse sino inferirse en base a su posición estratigráfica, equivalente a la Formación Hualhuani del Grupo Yura. Ocurre con una secuencia monótona de cuarcitas y areniscas de grano fino a grueso, colores grises a blanco rosáceos. Observa buena estratificación en bancos hasta de 5 metros de potencia, lutitas negras se intercalan formando finas estratificaciones. El contacto inferior es concordante y fácilmente determinable en el campo (está menos afectado al tectonismo). El contacto superior con la Formación Mara, es también concordante por el cambio de coloración y el carácter litológico. (Se han medido potencias hasta 600 m. en su localidad típica cerca a Chalhuanca).

Localmente no se observa afloramientos de la Formación Soraya .

VII-1.2 Formación Mara (Neocomiano Superior - Aptiano)

Se correlaciona con la Formación Murco de la columna estratigráfica de Arequipa. Consta de areniscas y lutitas abigarradas y algunos niveles de cuarcita blanca ; en el tope, calizas arenosas amarillentas.

En la zona, no está muy expuesta se encuentra sobreyaciendo a la Formación Soraya anteriormente descrita, la cual se representa por lutitas y areniscas rojas.

VII-1.3 Formación Ferrobamba (Albiano - Cenomaniano)

Toma su nombre de la localidad de Apurímac y es correlacionable con la Formación Acurquina de Arequipa. Esta formación es la más importante de la cuenca (originó la subprovincia metalogénica de cobre). Las rocas sedimentarias más importante son las calizas de color gris, bastante distorsionadas y cruzadas por algunas fallas inversas de rumbo aproximado E - O, mostrando en contacto con los intrusivos una gradación a mármol, hornfels y skarn.

VII-1.4 VOLCANICOS

Esta conformada por tufos riolíticos de edad Cuaternaria , cenizas, basaltos ; estos tufos se caracterizan por ser porfiríticos con fenos de cuarzo y algo de ferromagnesianos.

VII-1.5 DEPOSITOS CUATERNARIOS

VII-1.5.1 Depósitos aluviales

El material aluvial se halla en los cauces antiguos, recientes; laderas de los valles y quebradas, formando terrazas y conos aluviales. Los depósitos aluviales están constituidos por gravas, cantos y otros elementos redondeados y angulosos, dentro de una matriz areno-arcillosa.

VII-1.5.2 Depósitos coluviales

Se presenta varias zonas ubicadas en los taludes de los cerros, estos materiales están compuestos por fragmentos heterogéneos .

VII-1.5.3 Depósitos fluviales

Está relacionado con 3 etapas; la erosión, transporte y sedimentación de materiales, cada una de estas etapas tiene sus características como la resistencia, fracturamiento, velocidad, pendiente, empuje, saltación, suspensión, solución, etc.

Los depósitos aluviales se incluyen dentro de los fluviales.

VII-1.5.4 Depósitos morrénicos

Se observa en varios lugares preservadas y algo afectadas a la erosión, se encuentran en las partes altas de los valles, es un típico depósito glacial, están constituidas por bloques y gravas angulosas de diferentes tipos de rocas con matriz arenosa.

VII-2 ROCAS IGNEAS

VII-2.1 GRANODIORITAS

Afloran en varias áreas del distrito minero Las Bambas, macroscópicamente las granodioritas son parecidas a las tonalitas, en cuanto a su composición se calcula en: 55 – 65% de plagioclasas, 10 – 25% de cuarzo, 10 – 20 % de ortosa; minerales accesorios como biotita, hornblenda, minerales secundarios como cloritas, calcita y limonitas.

VII-2.2 DIORITAS

Se presentan en varias zonas, con colores oscuros como una gabrodioritas resaltando los ferromagnesianos; textura granular de grano medio y en algunas áreas de textura porfirítica con fenocristales de plagioclasas y matriz silicea. El promedio de minerales componentes son : 60 – 80 % de plagioclasas, 25 – 40 % de minerales máficos.

VII-2.3 MONZONITAS

Afloran en varias zonas como Ferrobamba, Chalcobamba, Pamputa, Chilhuane, etc. Estas rocas habrían causado la mineralización de Cu en el área y la región. En la mayoría de las áreas observadas es porfirítica, con fenocristales de plagioclasa, biotita en forma de libros, hornblendas grandes y algunas alargadas. Los minerales componentes son: 30 – 50% de plagioclasas, 15 – 30 % matriz, 10 – 20 % de máficos, 5 – 10 % de cuarzo.

EDAD	UNIDADE ESTRATIGRAFICAS	POT. Mts.	COLUMNA ESTRATIGRAFICA	DESCRIPCION
RECIENTE	Aluviales	± 80		Depósitos aluviales incluyendo terrazas y travertinos
	Vol.. Sto. Tomas	± 50		Cenizas, tufos, ignimbritas, basaltos negros
	Morrenas	± 100		Morrenas, fluvioglaciares y travertinos
PLEISTOCENO	Gpo. Barroso Vilcarani	± 200		Al tope tufos inimbriticos de colores rojo a amarillo más o menos 150 m. Siguen tufos, brechas y conglomerados volc.
CRETACEO MEDIO	Formación Ferrobamba	± 500		Calizas gris oscuras interestratificadas con Calizas arenosas, con horizontes de lutitas y Areniscas, nódulos de chert y fósiles.
NEOCOMIANO APTIANO	Formación Mara	± 200		Lutitas y areniscas rojizas a marrones con intercalaciones con calizas arenosas, con niveles de cuarc.
HAUTERIVIANO VALANGINIANO	Gpo. Yura Formación Soraya	± 400		Cuarcitas blancas a amarillentas con niveles de Areniscas rosadas y lutitas gris claras y negras en La parte media, en la base fósiles vegetales.

UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
COLUMNA ESTRATIGRAFICA DISTRITAL
LAS BAMBAS

VII-3 GEOLOGIA ESTRUCTURAL

VII-3.1 ESTRUCTURAS

VII-3.1.1 Anticlinales – sinclinales

Son observados en la zona de Ferrobamba y al sur de Chalco-bamba pasando el límite de la concesión minera, en esta zona se observa los anticlinales y sinclinales volcados, dentro de la - Formación Ferrobamba. En la mayoría de los casos los pliegues son simétricos con orientación NW.

VII-3.1.2 Fallas

Tienen orientación NW , NE y NS la mayoría de estas fallas han sido detectadas por la interpretación del aeromagnetismo, tienen trazas casi rectas, con buzamientos altos, estas fallas han originado anchas zonas de fracturamiento y cizallamiento. Las fallas tienen grandes longitudes, en el área de Las Bambas sobrepasa los 20 km. de longitud.

VII-3.1.3 Geología antigua y drenaje

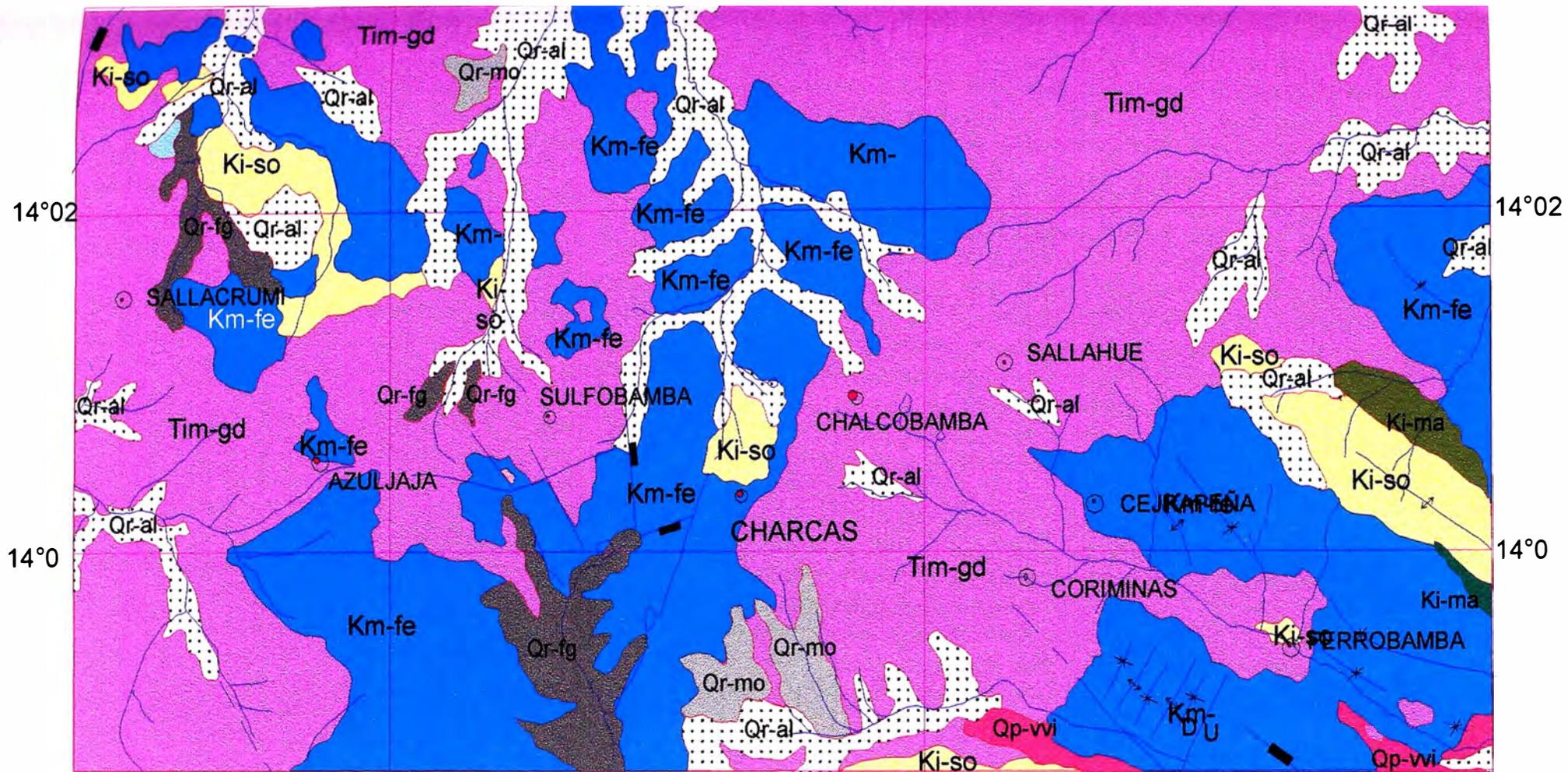
Se presenta la geología realizada por anteriores trabajos, en Las Bambas.

VII-3.1.4 Geología actualizada

Realizada en 1996 y 1997 por las empresas BHP Minerals y completado por BHP-Cyprus Amax., realizando trabajos de campo, como mapeo geológico, alteraciones, mineralizaciones, secciones transversales. etc.

EDAD	UNIDADES ESTRATIG.	POT Ms	COLUMNA ESTRATIGRAFICA	DESCRIPCION	
Reciente	Aluviales	+80		Depósitos aluviales ,terrazas y travert. Cenizas, tufos,ignimbritas y basaltos Morrenas,fluvioglaciares y travertinos	
	V.Sto.Tomás.	+50		Al tope tufos inimbrríticos,de colores claros, rojizos a amarillentos más o menos 150 m. Tufos,brechas y conglomerados volcánicos.	
	Morrenas	+100		Derrames andesíticos y dacíticos de color gris, verde,chocolate,rojizo,con intercalaciones De brechas y aglomerados volcánicos.	
Pleistoceno	Grupo Barroso	Volcan. Vilcarani		+600	Tufos dacíticos,riodac. Brechas tufáceas Tufos, areniscas, limolitas,brechas tufáceas
		Volc.Maimanya		+1000	Derrames andesíticos en general de colores Chocolate-rojizo a morado intercaladas con brechas y tufos.
Plioceno	F. Sencca	+100			Depósitos clásticos,interestratificado con areniscas,cuarcitas,lutitas y limolitas rojizas a chocolate, con tufos en la parte superior.
	F.Maure	+60			Calizas negras a gris oscuras,interestratificadas con calizas arenosas,y con algunos niveles aislados de lutitas y areniscas negras. Con abundante nódulos de chert y fósiles.
Mioceno	Grupo Tacaza	+600			Lutitas y areniscas rojizas a marrones con intercalaciones de lutitas y niveles de cuarcitas.
Oligoceno	Grupo Puno	+800	Cuarcitas blancas a gris oscuras, al tope areniscas rosadas, lutitas gris claras a negras al Medio. En la base areniscas y lutit. Y		
Cretaceo Medio	Formación Ferrobamba	+800		Areniscas gris oscuras interestratificadas con Areniscas cuarzosas y caliza negra en forma Lenticular en el tope y parte media y niveles Delgados de lutitas,con abundante fósiles.	
Neocomiano Aptiano	Form. Mara	+350			
Hauteriviano Valanginiano	Grupo Yura	Formación Soraya	+700		
Berriasiano Titoniano		Formación Chuquibamb.	+800		

UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
COLUMNA ESTRATIFICADA REGIONAL
LAS BAMBAS



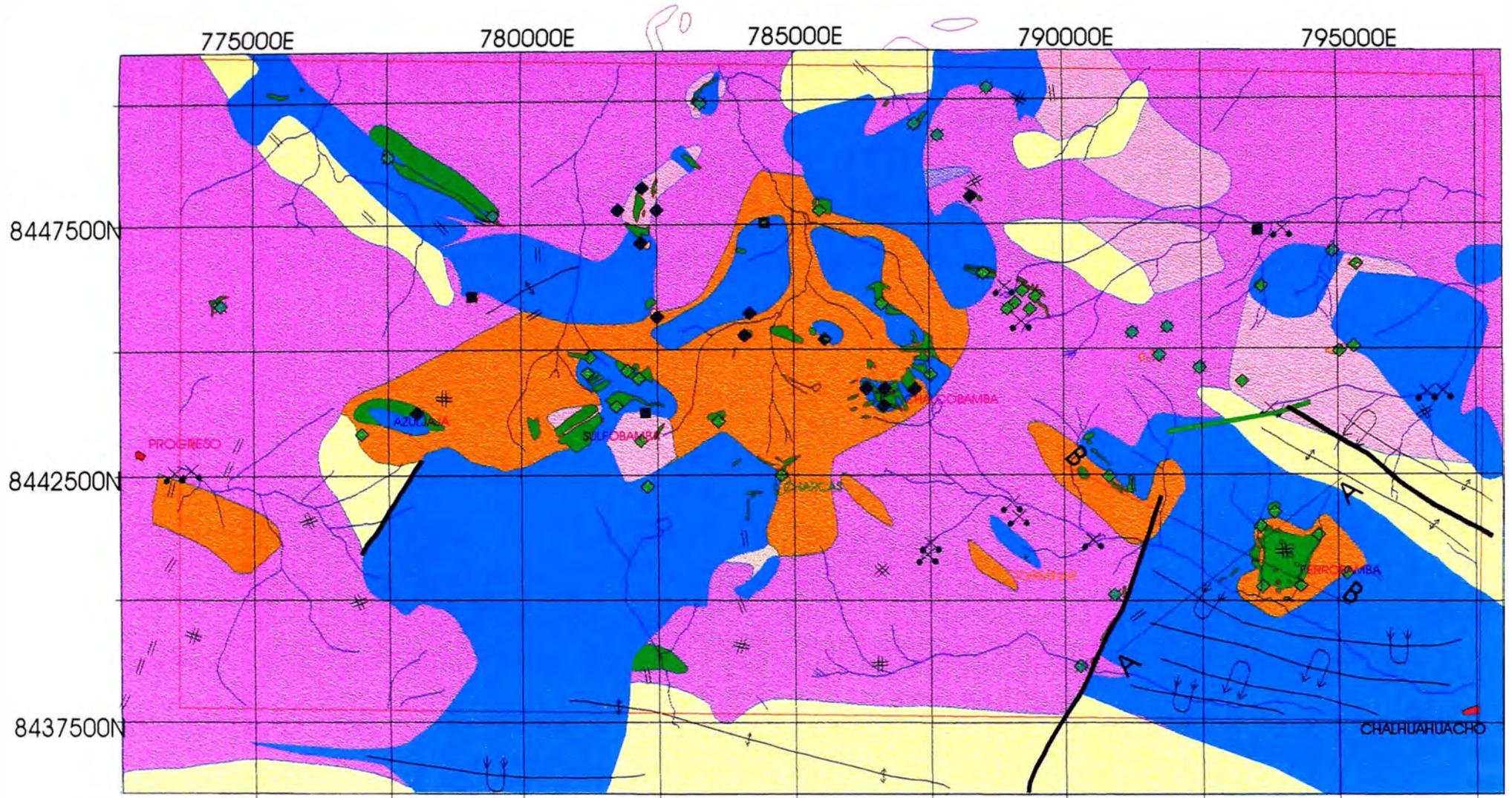
LEYENDA

	Qr-al		Km-fe
	Qr-fg		Ki-ma
	Qr-mo		Ki-so
	Qp-vvi		Tim-gd

UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
 PLANO GEOLOGICO ANTIGUO Y DRENAJE

LAS BAMBAS





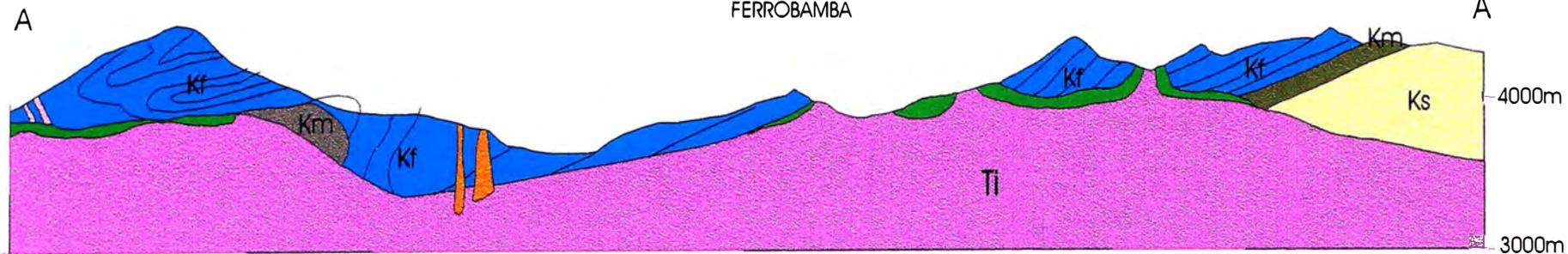
LEYENDA

- | | | | |
|---------------------|----------------------------------|-------------------|----------------------------|
| Rocas Igneas | Rocas Sedimentarias | SKARN | Otra mineralización |
| Granodiorita | Lutitas Mara
Cuarcitas Soraya | Skarn Mg. | Vetillas de qz. + sulf. |
| Monzonita | Calizas Ferrobamba | Skarn Gte. - Mgt. | Stockwork qz. + Sulf. |
| Diorita | | Skarn Gte | Placeres |
| | | Skarn Gte.- Ep | |

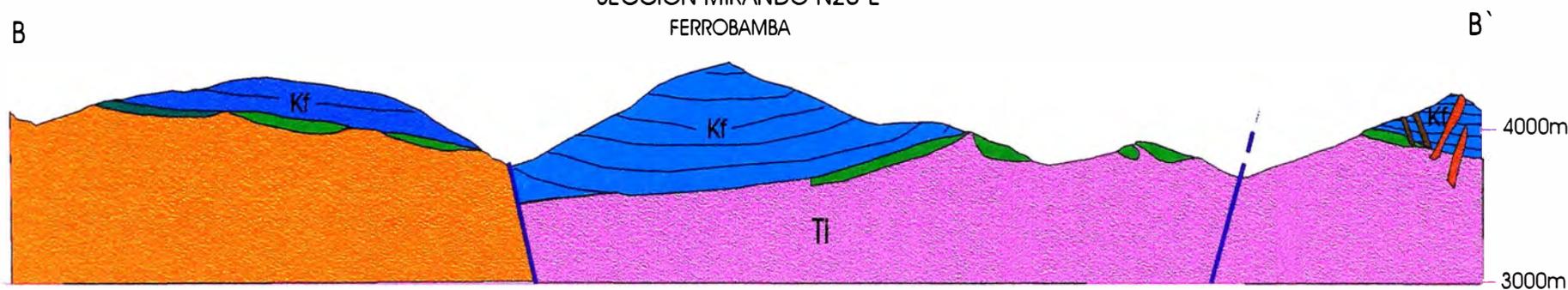
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
 MAPA DE AFLORAMIENTOS
 LAS BAMBAS



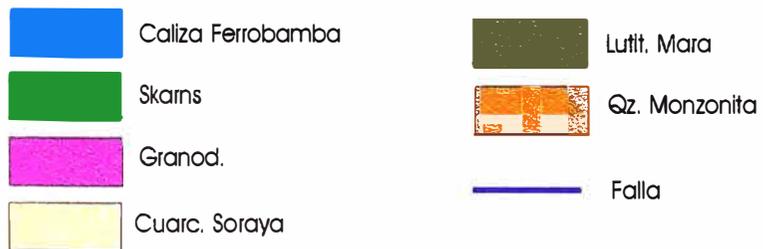
SECCION MIRANDO AL N35°W
FERROBAMBA



SECCION MIRANDO N25°E
FERROBAMBA



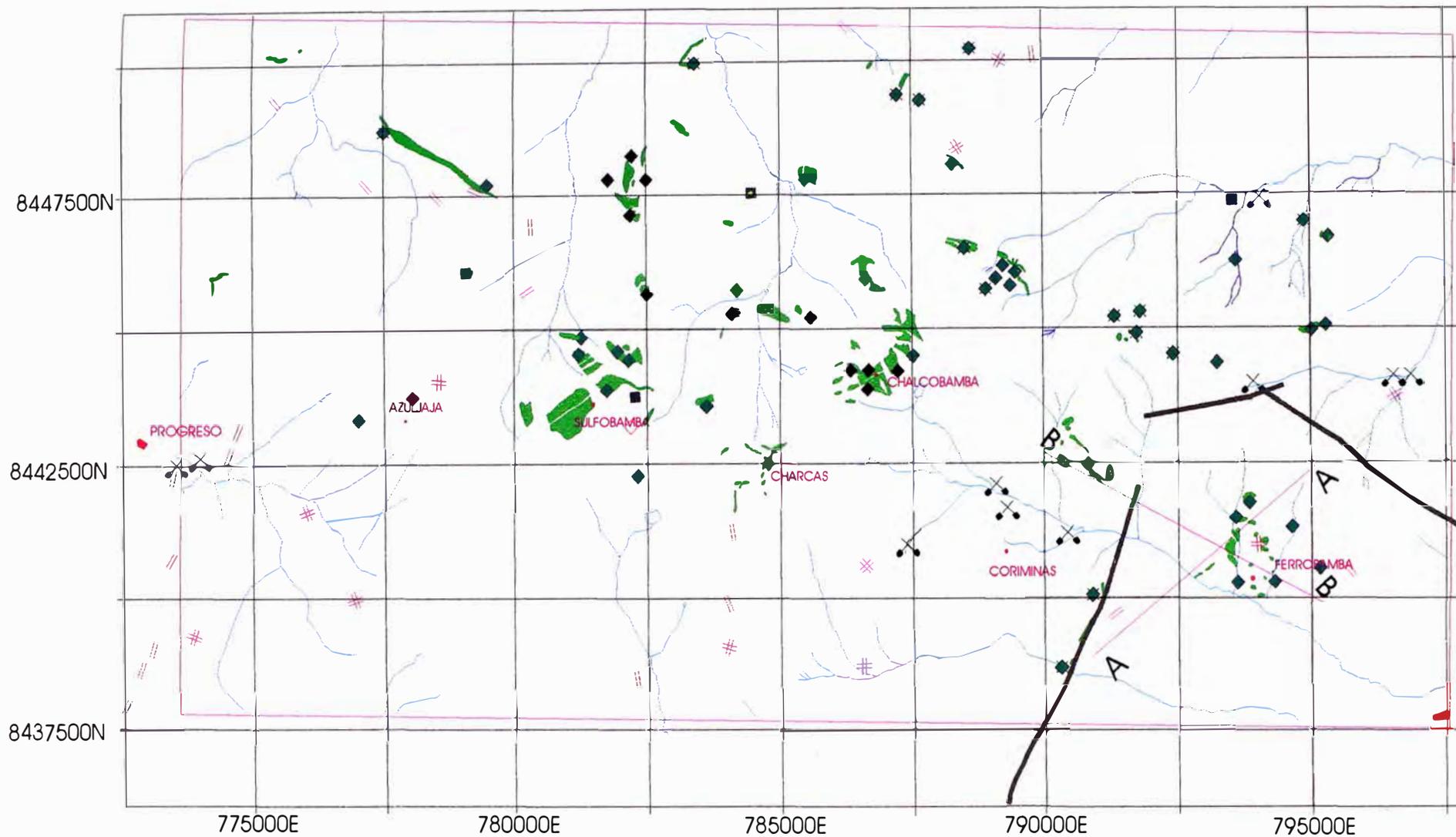
LEYENDA



UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
SECCIONES DISTRITO LAS BAMBAS

APURIMAC





- Skarns
- Skarn Magt.
- ◆ Skarn Grte + Magt.
- ◆ Skarn Grte.
- ◆ Skarn Grte+ Ep.

MINERALIZACION

- ∥ Vetillas Qz. Sulf.
- # Stockwork Qz.
- ⊗ Placeres Au
- Estruc. Fallas

- Drenaje
- Grilla
- Secciones
- Denuncio

UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA

**PLANO DE ALTERACIONES
LAS BAMBAS**



VIII GEOFISICA

VIII-1 INTERPRETACION AEROMAGNETICO

Este trabajo fue realizado por BHP Chile - Rosa Navarro, que consiste en obtener información de la susceptibilidad magnética de las rocas y anomalías magnéticas (magnetita) .

Típicamente las rocas ígneas intermedias a básicas tienen mayor susceptibilidad que las ácidas , y éstas últimas mayor susceptibilidad que las rocas sedimentarias.

Rangos de Susceptibilidad Magnética en rocas sin alteración

Magnitudes de susceptibilidad	CGS ($\times 10^{-5}$)	SI ($\times 10^{-5}$)
Rocas Igneas		
Andesita	13500	5 - 16000
Diorita	50 - 10000	60 - 12000
Basalto	20 - 14500	20 - 17500
Gabro	80 - 7200	100 - 9000
Granito	0 - 4000	0 - 5000
Riolita	20 - 3000	0 - 3500
Rocas Metamórficas		
Esquistos	25 - 240	30 - 300
Gneis	10 - 2000	10 - 2500
Rocas Sedimentarias		
Promedio en rocas sedimentarias	0 - 1500	0 - 1800
Calizas y chert	0 - 250	0 - 300
Lutitas	0 - 1500	0 - 3500

La magnetización remanente

Magnetismo propio de una roca en ausencia de un campo magnético externo, el cual ha sido adquirido durante la inducción de un campo externo en alguna etapa de su evolución (génesis o historia geológica). La capacidad de remanencia es una propiedad de los minerales ferromagnéticos y dependerá de las características de los cristales (dominios) y de la historia termal, mecánica y magnética de la roca. (Valencio, 1980 ; Breiner , 1992).

Como ya se mencionó, la agitación térmica (KT) contribuye a la disminución del magnetismo, luego la temperatura, volumen del cristal y el tiempo son parámetros muy importantes durante la generación del magnetismo remanente. El magnetismo disminuye con el tiempo y a mayor temperatura, además si los cristales son pequeños (menor de 1 micrometro) estos corresponderán a un monodominio que fácilmente se puede orientar, y si tiene un tamaño mayor (mayor de 10 micrometros) se generarán multidominios dentro del cristal con direcciones diferentes de más difícil imantación.

La geología general del área de Las Bambas es casi igual al del área de Tintaya, presentando rocas sedimentarias del cretáceo y rocas intrusivas Terciarias del Batolito de Abancay dioritas y granodioritas y posteriormente intruídas por porfidos dioríticos y complejos intrusivos de monzonitas y cuarzo monzonitas (H.W.Schull, 1996).

Las rocas sedimentarias del cretáceo son, las cuarcitas de la Formación Soraya, las lutitas de la Formación Mara y sobreyaciendo las calizas de la Formación Ferrobamba.

La alteración regional está acompañada por mineralización de Cu, presente en el contacto de los intrusivos monzonitas, dioritas y granodioritas con las calizas Ferrobamba, la mineralización de Cu está en los Skarns (granate, piroxenos y magnetita), epidota, clorita, etc. Las manifestaciones de Cu está en la calcopirita, bornita y óxidos de Cu.

Visita a Chalcobamba

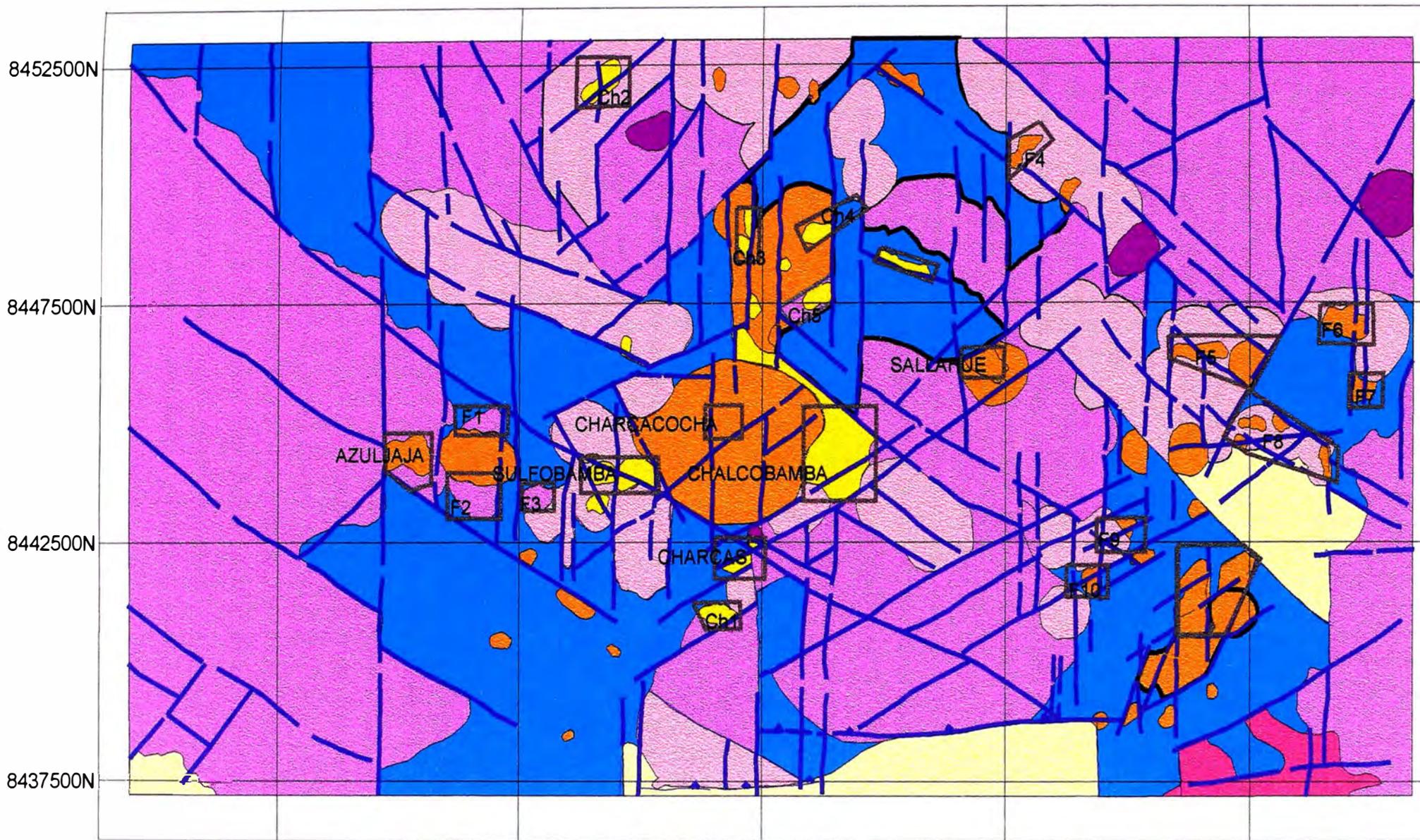
La fuerte anomalía magnética de Chalcobamba responde al cuerpo de skarn de magnetita con mineralización de cobre, la susceptibilidad magnética es $500 - 1000 \times 10^{-3}$ SI.

Los intrusivos de Chalcobamba son la monzonita con susceptibilidad de $100 - 500 \times 10^{-5}$ SI y el batolito granodiorítico con susceptibilidad $1500 - 3000 \times 10^{-5}$ SI.

Gracias a este método se logró realizar un mapeo geológico bastante cercano a la realidad, se localizaron litologías, diferentes tipos de fallas y cuerpos mineralizados como los de Chalcobamba, Sulfobamba, Charcas, Azuljaja, Ferrobamba, Sallahue, etc.

MUESTRA	NORTE	ESTE	SUSCEPTIBILIDAD MAGNETICA	TIPO DE ROCA
CH-118	8444186	786797	20×10^{-5} SI	MONZONITA

CH-112	8444063	786635	242 X 10-5 SI	MONZONITA
FE-106	8440258	794117	114 X 10-5 SI	MONZONITA
CH-127			0	MONZONITA
CH-111A	8444083	786655	44 X 10-5 SI	MONZONITA
CH-106	8444560	792259	0	MONZONITA
CH-100			162 X 10-5 SI	MONZONITA
CH-110	8444000	786655	796 X 10-5 SI	MONZONITA
CH-105			4180 X 10-5 SI	DIORITA
CH-123			1352 X 10-5 SI	MONZ. GRAND.
CH-122	8444453	787134	44 X 10-5 SI	MONZONITA
CH-102			0	MONZONITA
P-6	8449329	779320	1247 X 10-4 SI	GABRODIO RITA
CH-111	8444083	786655	92 X 10-5 SI	MONZONITA
P-9	8448053	784424	2718 X 10-5 SI	DIORITA
P-5	8450290	777034	5344 X 10-5 SI	DIORITA
CH-110A	8444000	786655	0	MONZONITA
P-7	8448588	778926	6180 X 10-5 SI	DIORITA
CH-103	8443804	786599	185 X 10-5 SI	MONZONITA
P-8	8448940	779100	5187 X 10-5 SI	DIORITA



LEYENDA

- | | |
|---|---|
|  Granod. |  Caliza |
|  Monzonita |  Diorita |
|  Lutita-Cuarc. |  Target |
|  Gabro |  Tufos |

- | |
|--|
|  GRILLA |
|  FALLA |

0 KILOMETROS 5

UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
PLANO GEOLOGICO POR INTERPRETACION MAGNETICO
 LAS BAMBAS

VIII-2 METODO GEOFISICO DE POLARIZACION INDUCIDA

Si se introduce una corriente eléctrica al subsuelo por medio de dos electrodos, se crea un campo eléctrico que por efecto óhmico causa caídas de tensión que pueden ser medidas en la superficie usando otros dos electrodos de contacto. Este voltaje primario (V_p) depende de varios factores, uno de los cuales es el tipo de roca o mineralización existente. Si, luego de determinar el V_p , se corta la fuente de energía, se puede notar, con instrumentos adecuados que el V_p no cae instantáneamente a cero sino que va “descargandose” según una curva tipo exponencial que tiende a cero luego de un corto intervalo. La parte más interesante de este proceso ocurre en menos de dos segundos luego de cortada la corriente. Los voltajes de descarga o remanentes (voltajes secundarios o V_s) relacionados con el V_p dan un índice de las características del subsuelo en cuanto a volumen de granos de sulfuros con lustre metálico. Este efecto de Polarización Inducida es, pues, semejante a un cuadro de muchos condensadores eléctricos, pequeños, contenidos en una masa menos conductora. Las partículas se polarizan cuando la corriente está conectada y comienzan a descargarse paulatinamente cuando se corta ésta.

Como el fenómeno de IP es de tipo “ área - superficie ”, los valores más altos se consiguen donde hay mayor número de partículas de sulfuros o donde existe gran facturación o brechamiento de un depósito masivo. Con algunos aparatos modernos se puede incluso determinar las variaciones en el tamaño de las partículas, por medio del estudio de la forma de la curva de descarga en relación con la intensidad de polarización.

La técnica original y que sigue siendo la de mejores rendimientos, mide los voltajes remanentes y la curva de descarga (pulso o time-domain), mientras que la otra mide las relaciones de resistividad usando dos frecuencias diferentes (frequency domain). Ambas son matemáticamente similares y dan iguales resultados cuando las condiciones son ideales o se hacen medidas de laboratorio. Los equipos de pulso que miden la curva de descarga, lo hacen por medio de un “ trasmisor ” que envía al terreno descargas de corriente continua a intervalos perfectamente regulares ; las medidas se toman luego de cortar la fuente de energía, siendo por tanto absolutas ya que son disturbadas más que por el “ruido” normal de cada zona. Los equipos de frecuencia miden las resistividades mientras la fuente de poder está conectada, con lo que las lecturas resultan influenciadas por problemas de contacto de electrodos y por inducción electromagnética entre cables.

De la fuente de energía (trasmisor) salen cables que se conectan a la tierra por medio de electrodos. Igualmente, otros dos electrodos son conectados al instrumento de medida

(receptor). Los cuatro electrodos se disponen en el terreno formando cuadripolos ; las relaciones de distancia de éstos, la simetría del conjunto y las posiciones relativas entre electrodos de corriente y de medida, permiten configurar varios tipos de disposiciones de campo. Cada uno de éstos tiene su objetivo definido por lo que deben ser escogidos adecuadamente según la estructura geológica que se está explorando. Fundamentalmente, las configuraciones más usadas son:

- Wenner : simétrica, dos electrodos de medida (MN) entre los dos de corriente (AB), equidistante.
- Gradiente (Schlumberger): parecida a la anterior pero con MN muy corta en relación con AB . Asimétrica.
- Dipolo - Dipolo : un electrodo de corriente a un lado y de medida a otro lado . Simétrica.
- Polo - Polo un electrodo de corriente y uno de medida a distancia infinita, simétrica.
- Polo - Dipolo : un electrodo de corriente al infinito. Asimétrica.

Teóricamente, cualquier configuración puede ser usada en cualquier situación , tomando las providencias instrumentales y o operativas de cada caso . Sin embargo, seleccionando una de ellas de acuerdo a la geología regional y local , se puede conseguir resultados más eficientes y con menos probabilidades de encontrar efectos espurios.

Con equipo de pulso es posible usar cualquiera de las configuraciones nombradas y aún otras más. Con instrumental de frecuencia es necesario emplear la dipolo - dipolo para evitar inducción electromagnética entre los cables de corriente y los de medida, dado que las lecturas de frecuencia se toman mientras la energía está siendo aplicada al subsuelo.

Dos características típicas del método de Polarización Inducida, además de su sensibilidad inherente, lo hacen especialmente atractivo : penetración ajustable a voluntad y relación lineal aproximada con la proporción de sulfuros por volumen. Es decir, que mediante un levantamiento completo, incluyendo perfiles y sondajes verticales, es posible predecir con cierta exactitud la cantidad de sulfuros por volumen que se va a encontrar. La relación de valores de IP con porcentaje de sulfuros es bastante precisa cuando se trata de yacimientos grandes, sean pórfidos o regularmente masivos, pero no lo es cuando lo que se explora son vetas , cuerpos o mantos de pequeñas dimensiones relativas.

Como referencia, del trabajo de L. S. Collett (1959), se puede hacer una lista de algunos minerales polarizables en grado decreciente

Calcosita, chispas de cobre, pirita - calcopirita, grafito, bornita, molibdenita, galena, magnetita, malaquita.

Los sulfuros y el grafito (desafortunadamente este último) polarizan más fuerte que los óxidos. La calcopirita, usualmente unas diez veces más que la magnetita, dos veces más que la bornita y casi dos veces menos que la calcosita. Algunos tipos de minerales planos (sericita) y arcillas (montmorillonita) polarizan también aunque debilmente. Para controlar el efecto de grafito, los instrumentos más perfeccionados (Newmont) integran los voltajes secundarios en un período que comienza 450 milisegundos después de cortada la corriente ; como la descarga del grafito se produce intensamente antes de los primeros 450 milisegundos, el medir con retardo permite obtener lecturas más altas con sulfuros.

Resultados del Estudio

En el plano se observa la distribución de anomalías y zonas anómalas determinadas por las isocurvas . Arbitrariamente he escogido el nivel de 10 milisegundos, por sobre el cual considero que existe material polarizable con interés geológico en el subsuelo. Aunque ello no debe considerarse como tratamiento estrictamente técnico, he definido las anomalías mediante tres intervalos de cargabilidad aparente de 10 a 20 milisegundos (achurado simple), de 20 a 30 milisegundos (achurado cruzado) y más de 30 milisegundos (achurado cruzado menudo). El efecto visual de esta separación es inmediato y permite hacer comparaciones rápidas entre los tres planos.

El estudio geofísico de Chalcobamba, realizado al detalle con perfiles de Polarización Inducida ha permitido localizar áreas anómalas cuya extensión lleva a concebir un potencial superior a los 100 millones de toneladas de material polarizable.

El reconocimiento de áreas adyacentes a Chalcobamba reveló la existencia de prolongaciones hacia el N, S y SO uniendolo con Charcas y determinando una extensión superior a las 300 hectáreas. Las posibilidades de recursos pueden ser duplicadas o triplicadas, en relación con las sugeridas por el estudio detallado.

Cabe mencionar que todo el estudio geofísico de IP fue realizado por el Dr. José Arce en el año de mayo,1974. Contratado por Minero Perú.

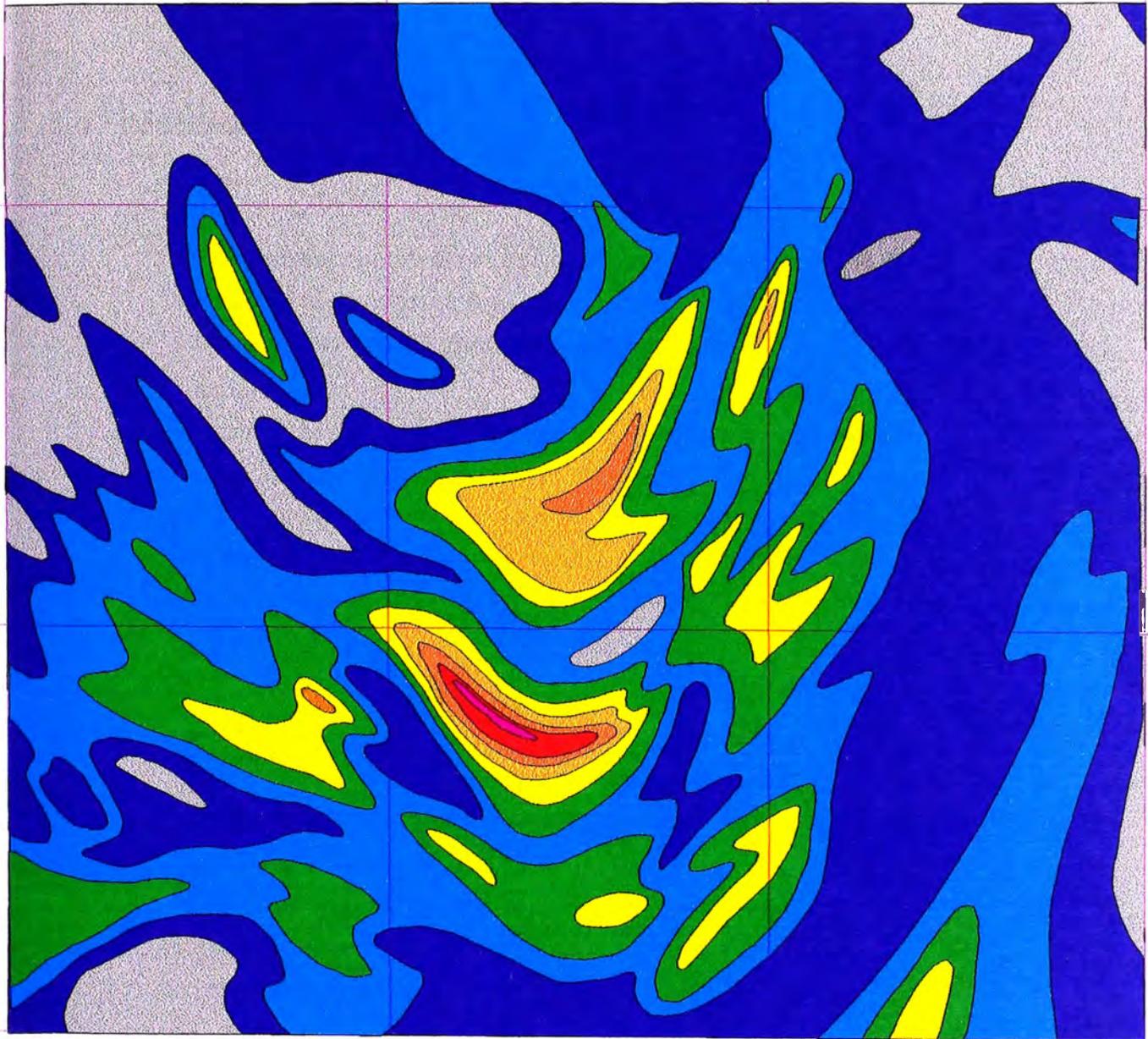
Mi persona sólo ha hecho un resumen de este trabajo, se digito en Autocad 13 el plano de ISOCURVAS DE CARGABILIDAD APARENTE (unidades en milisegundos), $a = 200 \text{ m}$. luego se terminó y pinto en Corel Draw 8.0

786500

787000

8444500

8444000



LEYENDA



N



UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA ISOCURVAS DE CARGABILIDAD APARENTE

Unidades en milisegundos

$\alpha = 50 \text{ m}$

CHALCOBAMBA_ LAS BAMBAS



Grilla

IX GEOQUIMICA

BHP Minerals realizó un muestreo de sedimentos de las principales quebradas, colectando aproximadamente 4 kilogramos de muestra a una malla de -10. Estos 4 kgs. se dividen en 2 partes, una de 2 kgs. que será para BLEG y el resto será para ICP.

Teniendo las muestras enumeradas se le envían al laboratorio en este caso a Bondar Clegg.

Para tomar estas muestras de sedimentos se debe programar en los planos, colocando los probables puntos, cada 2 kilometros en la misma cuenca, ya en el campo los criterios del geólogo es muy importante, ya en el campo las muestras se las coodernadas con un GPS, grabandolo, anotandolo en una libreta y ploteandolo en el plano.

Teniendo los análisis de las muestras se digita en una tabla de Excel, se digita los drenajes en Autocad 14, posteriormente en Arcview se realiza el ploteo de las muestras colocando rangos, sobre los drenajes. Arcview nos permite realizar planos de las diferentes formas, luego observaremos las probables anomalías, que luego servirán para la interpretación y realizar nuevas visitas al campo y realizar un muestreo de rocas.

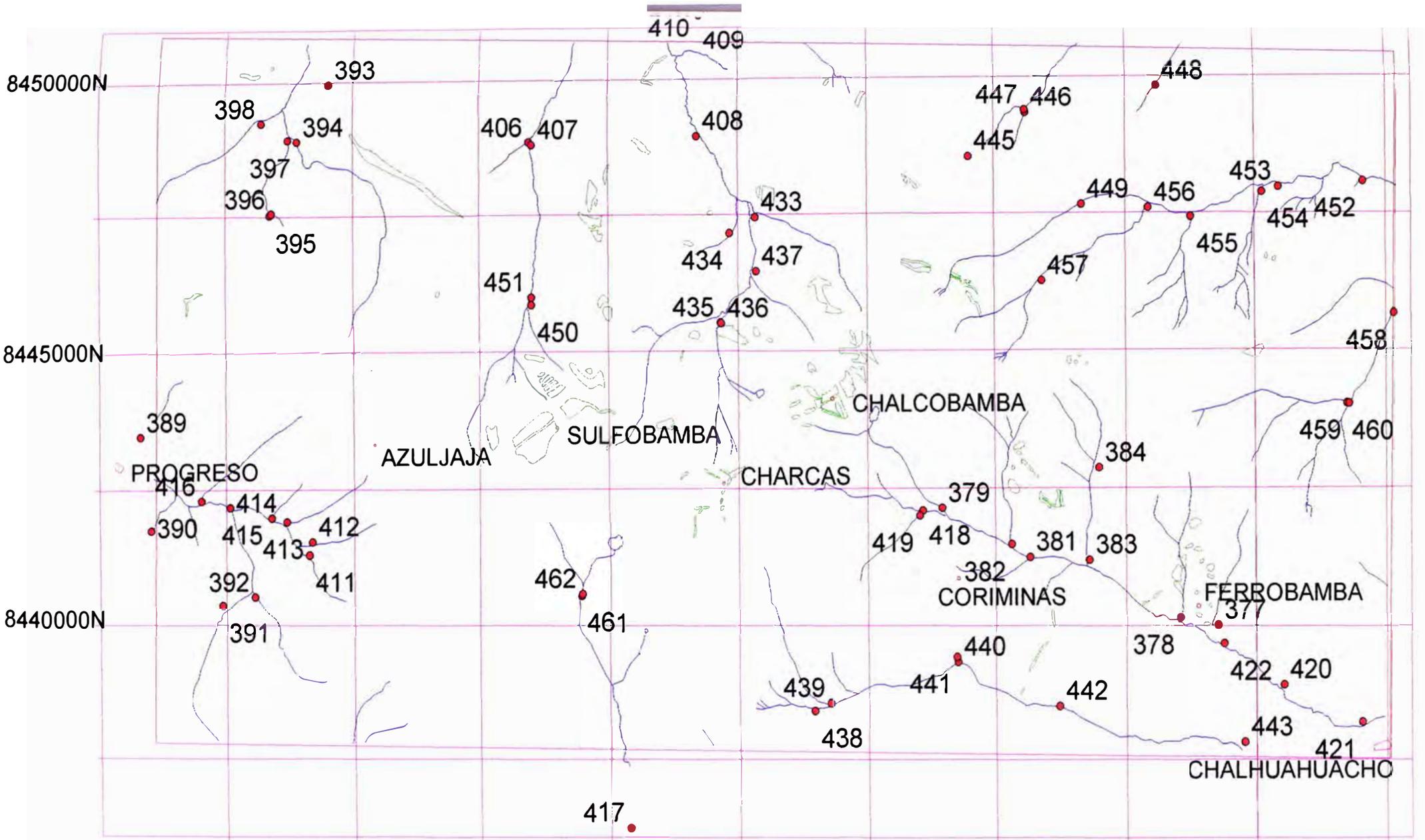
IX-1 BLEG (BULK EXTRACTABLE LEACH GOLD)

El porcedimiento para análisis por BLEG en el laboratorio de Bondar Clegg es la siguiente:

- 1.- Secar toda la muestra, se homogeniza, se cuartea 2 kgs. de muestra seca a una granulometría de -10
- 2.- Agregar 2.00 L de solución de NaCN al 2.5%
- 3.- Mezclar y ajustar a un PH entre 10.5 y 11.5
- 4.- Colocar en unos recipientes de plástico por 24 horas.
- 5.- Dejar decantar
- 6.- Extraer 450 ml. de la solución clara de NaCN.
- 7.- A estos 450 ml. , agregar 4 ml. de Dibk 0.1%
- 8.- Agitar por un minuto
- 9.- Leer por Absorción Atómica Au en solución Orgánica.
- 10.- Leer por Absorción Atómica Ag, Cu en solución soluble de NaCN.

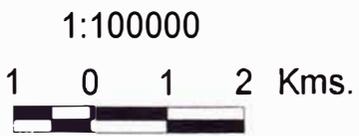
SAMPLE	EAST_UT M	North_UT M	ZONA	Au/PPB	Ag/PPMp pm	Cu/PPM
377	794253	8439926		1.900	0.300	108.000
378	793534	8440074		0.250	0.800	940.000
379	788941	8442090		2.230	0.010	22.000
381	790634	8441182		0.780	0.010	3.000
382	790288	8441419		0.620	0.010	2.400
383	791781	8441129		12.090	0.030	6.700
384	791962	8442816		0.620	0.020	4.000
389	773326	8443437		3.590	0.070	4.500
390	773543	8441703		19.240	0.230	3.400
391	774967	8440328		1.260	0.080	3.200
392	775602	8440481		0.005	0.020	2.100
393	776993	8449948		0.560	0.010	1.100
394	776393	8448879		0.790	0.110	9.900
395	775861	8447524		0.750	0.010	1.200
396	775899	8447551		0.590	0.010	0.630
397	776217	8448907		1.190	0.020	1.200
398	775691	8449221		0.005	0.010	0.600
406	780922	8448844		0.430	0.020	3.100
407	780977	8448790		0.470	0.160	56.000
408	784181	8448933		0.430	0.030	11.000
409	784185	8451254		0.350	0.030	1.800
410	783113	8451506		0.060	0.020	6.500
411	776668	8441254		1.390	0.110	3.900
412	776721	8441494		1.600	0.340	24.000
413	776221	8441867		0.790	0.600	209.000
414	775928	8441939		0.310	0.050	10.000
415	775103	8442132		12.580	0.300	2.800
416	774541	8442256		21.310	0.460	2.500
417	782918	8436239		0.470	0.050	2.100
418	788573	8442046		1.190	0.030	12.000
419	788513	8441954		27.900	0.030	4.100
420	795517	8438837		29.510	0.120	87.000
421	797030	8438145		14.230	0.080	55.000
422	794368	8439592		7.760	0.150	84.000
433	785316	8447442		0.005	0.020	5.100
434	784826	8447153		0.990	0.040	3.000
435	784653	8445515		0.390	0.110	20.000
436	784667	8445498		0.590	0.020	16.000
437	785336	8446449		0.430	0.090	58.000
438	786486	8438374		1.390	0.070	2.700
439	786797	8438515		3.470	0.020	3.300
440	789252	8439273		2.010	0.050	4.700
441	789235	8439362		0.390	0.010	4.100
442	791209	8438458		11.780	0.030	3.000
443	794765	8437787		0.390	0.050	3.300
445	789435	8448538		0.005	0.010	4.100
446	790528	8449334		2.420	0.010	1.700
447	790517	8449382		1.690	0.010	6.600
448	793054	8449823		0.005	0.010	1.700

449	791615	8447645		5.800	0.010	2.300
450	780984	8445844		0.720	0.250	106.000
451	780986	8445989		0.960	0.260	75.000
452	797037	8448058		2.190	0.010	2.400
453	795408	8447959		10.580	0.010	1.600
454	795087	8447866		6.340	0.010	2.400
455	793723	8447412		2.430	0.010	3.800
456	792904	8447581		44.690	0.050	2.600
457	790854	8446247		36.850	0.020	2.200
458	797636	8445640		63.930	0.070	3.900
459	796737	8443995		2.430	0.030	4.700
460	796777	8443988		16.930	0.070	4.600
461	781962	8440510		1.010	0.090	2.500
462	781977	8440546		2.940	0.060	4.300

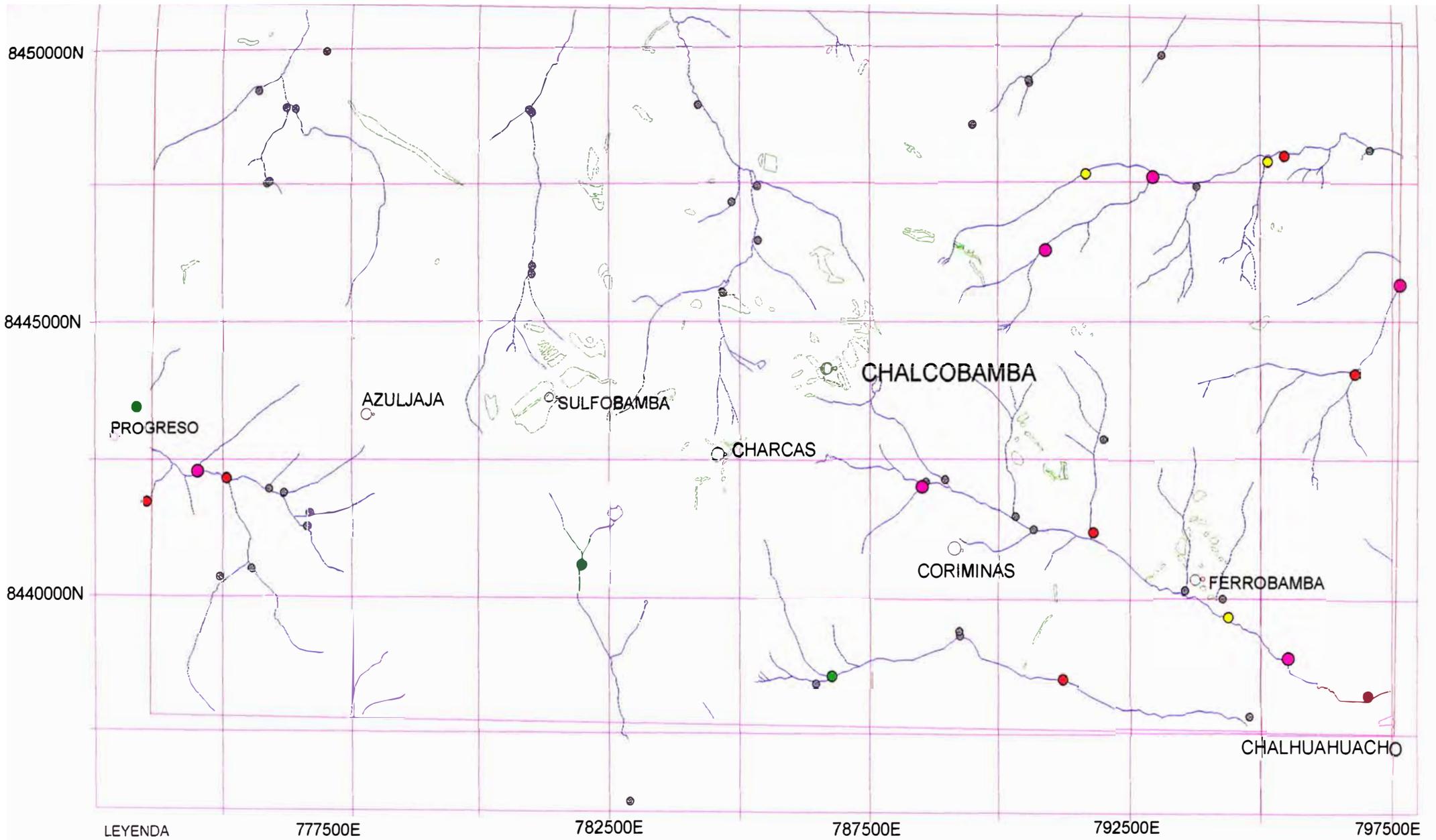


LEYENDA

- Bleg_b~1.dbf
- Geoqbam2.dwg
- 1
- 5
- 6
- 90
- 230



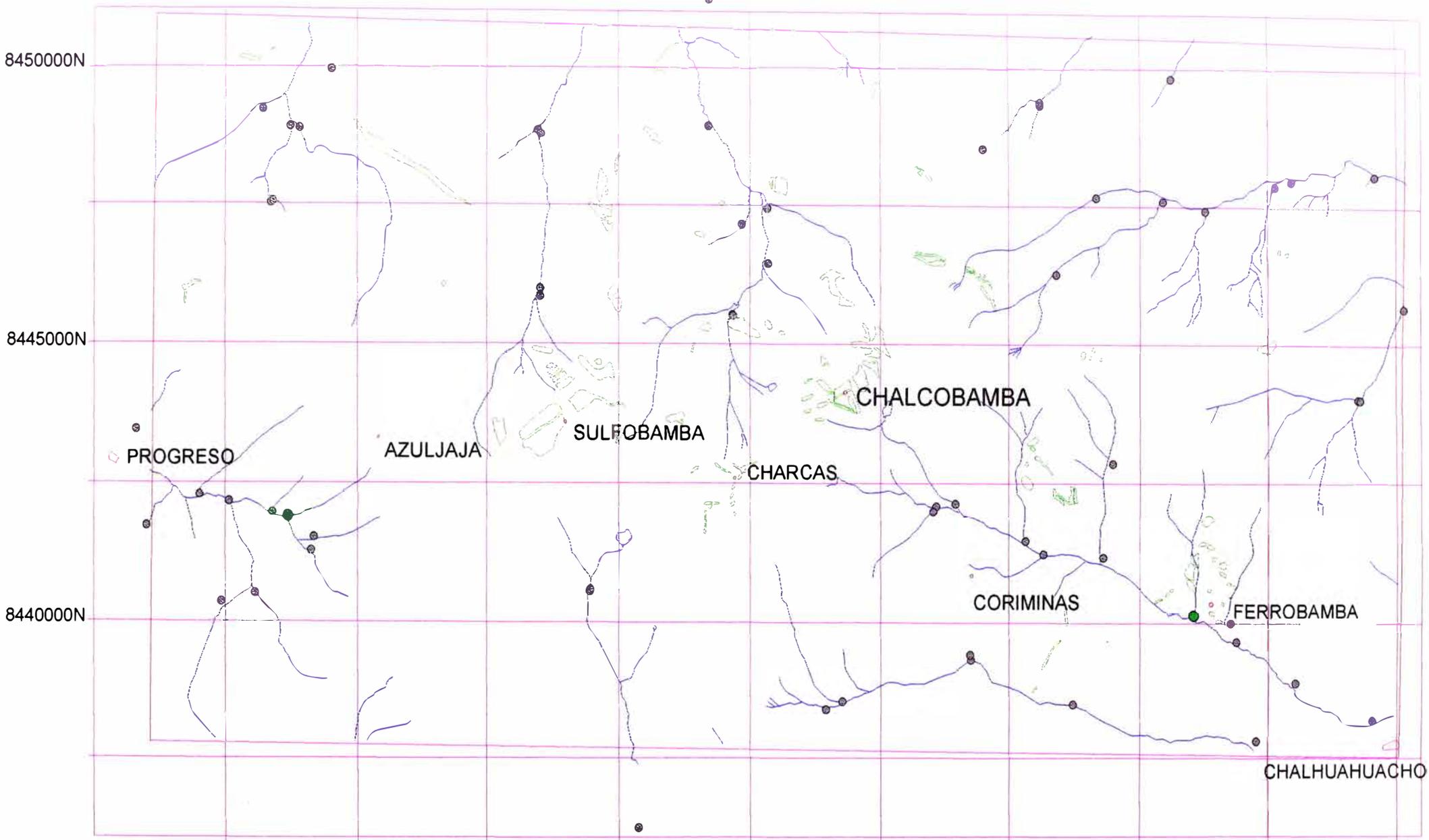
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
 PLANO UBICACION DE MUESTRAS BLEG
 LAS BAMBAS
 Sergio Cardoso C. 1998



- LEYENDA**
- Bleg_Au (PPB)
 - 0 - 2
 - 3 - 5
 - 5 - 9
 - 10 - 19
 - 20 - 64
 - Geo - Bambas
 - PROPIEDAD
 - DRENAJE
 - GRILLA
 - SKARN
 - PROYECTOS



UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
 PLANO ANOMALIA BLEG - Au
 LAS BAMBAS



LEYENDA

Bleg_Cu (PPM)

- 0 - 0.5
- 0.5 - 1.5

Geo - Bambas

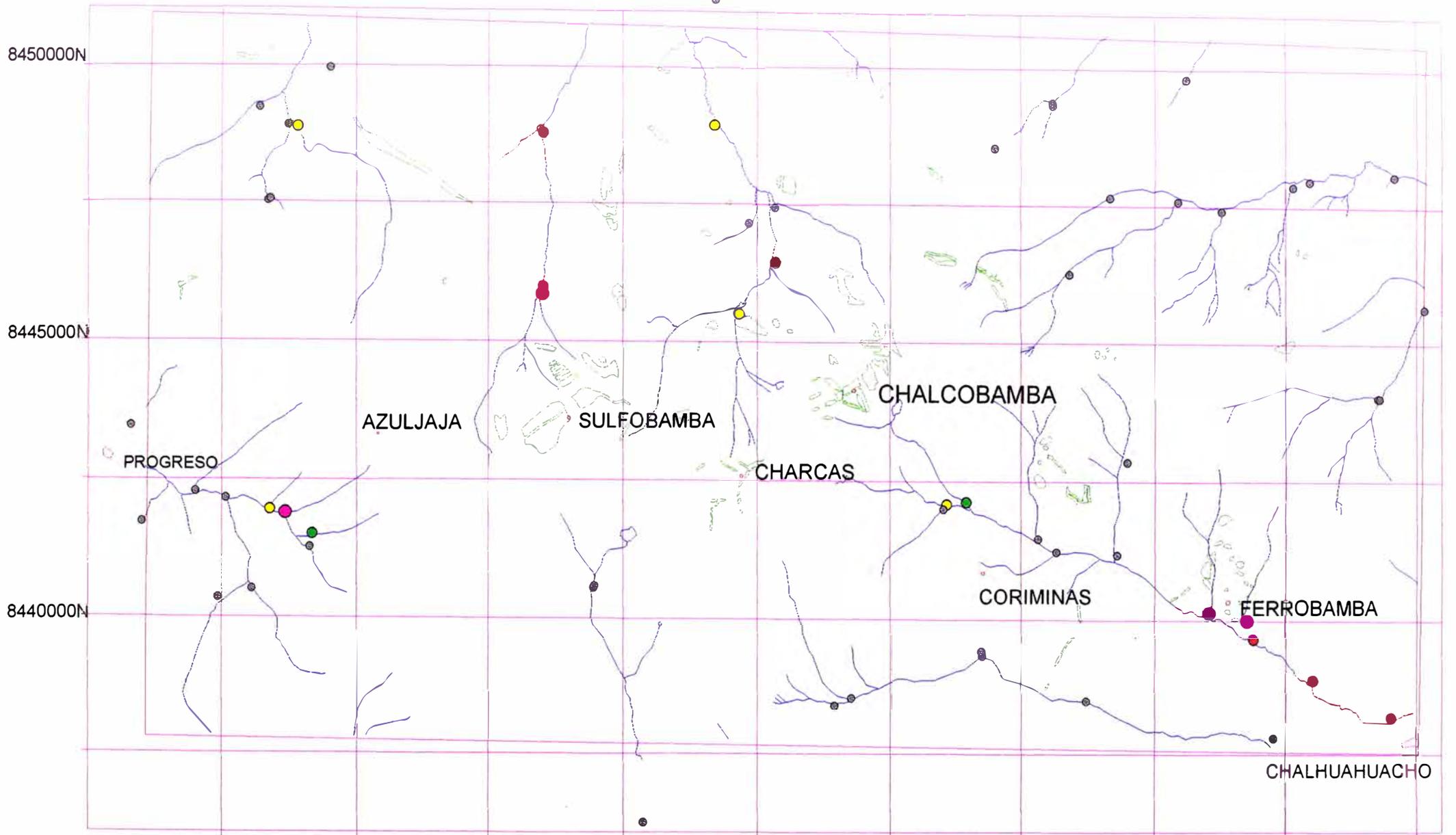
- PROPIEDAD
- DRENAJE
- GRILLA
- SKARN
- PROYECTOS



1:100000

1 0 1 2 Kilometers

UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
 PLANO ANOMALIA BLEG - Ag
 LAS BAMBAS



- LEYENDA**
- Bleg_Cu (PPM)
 - 0 - 9
 - 10 - 19
 - 20 - 39
 - 40 - 99
 - 100 - 940
 - Geo - Bambas
 - PROPIEDAD
 - DRENAJE
 - GRILLA
 - SKARN

777500E

782500E

787500E

792500E

797500E

1:100000



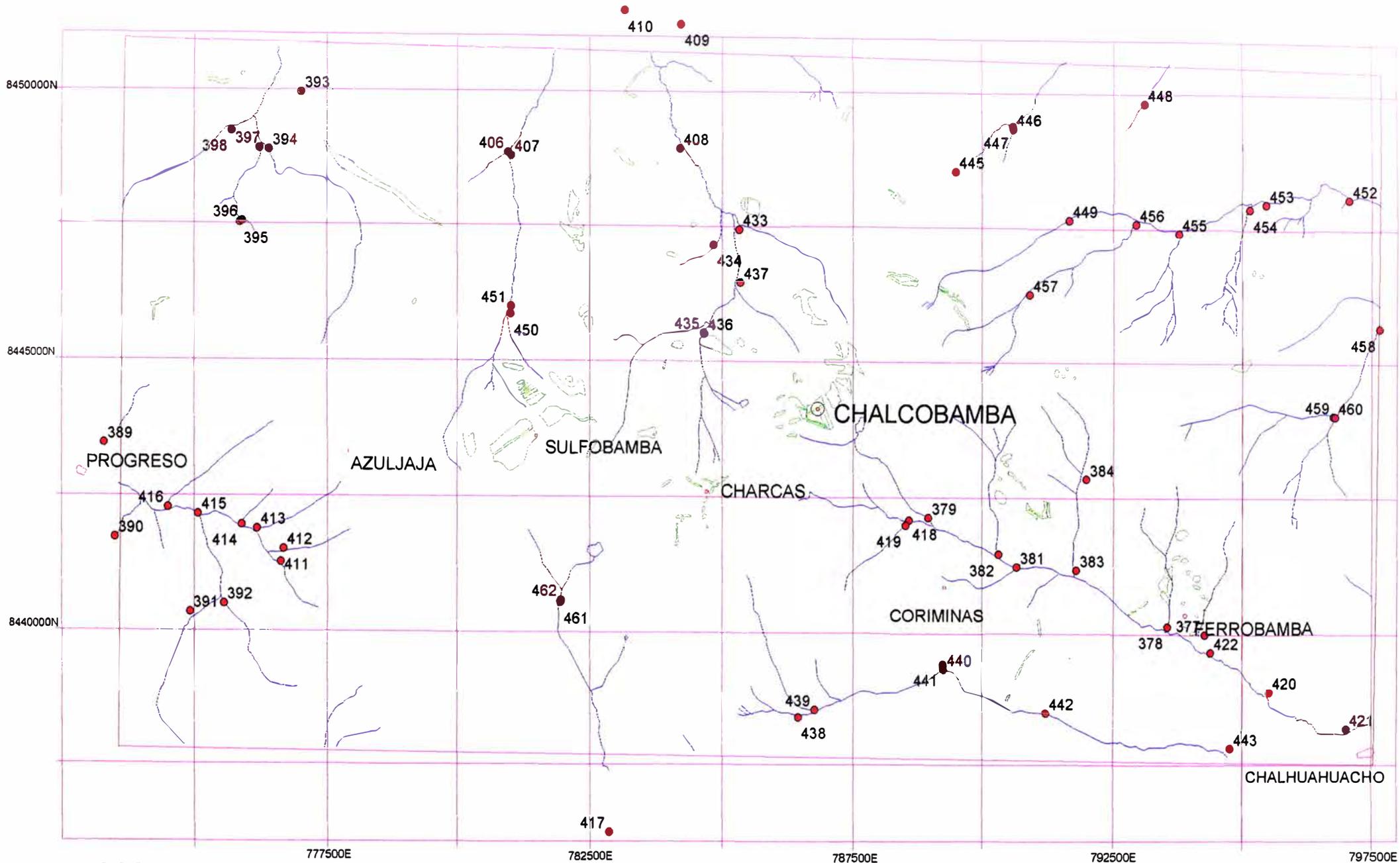
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
 PLANO ANOMALIA BLEG Cu
 LAS BAMBAS

IX-2 ICP (INDUCTIBELY COUPLET PLASMA)

La muestra tomada es igual al de Bleg osea de los 4 o 5 kilos de muestra tomada 2 kilos es para ICP, luego se le lleva al laboratorio para su análisis.

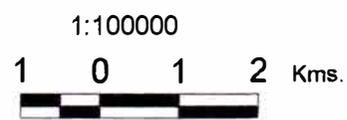
SAMPLE	EAST_UT M	North_UT M	ZONA	Au/PPB	Ag/PPMp pm	Cu/PPM
377	794253	8439926		18.000	4.000	1822.000
378	793534	8440074		46.000	16.000	3885.000
379	788941	8442090		10.000	4.900	409.000
381	790634	8441182		126.000	0.600	29.000
382	790288	8441419		184.000	0.700	82.000
383	791781	8441129		0.500	1.300	67.000
384	791962	8442816		923.000	0.600	62.000
389	773326	8443437		99.000	1.700	56.000
390	773543	8441703		466.000	4.100	362.000
391	774967	8440328		218.000	2.500	568.000
392	775602	8440481		0.500	0.300	60.000
393	776993	8449948		0.500	0.500	32.000
394	776393	8448879		0.500	7.000	212.000
395	775861	8447524		0.500	1.000	35.000
396	775899	8447551		0.500	0.600	22.000
397	776217	8448907		0.500	0.400	29.000
398	775691	8449221		0.500	0.030	12.000
406	780922	8448844		0.500	1.300	63.000
407	780977	8448790		0.500	1.200	654.000
408	784181	8448933		0.500	0.500	188.000
409	784185	8451254		0.500	0.600	51.000
410	783113	8451506		0.500	2.300	132.000
411	776668	8441254		5.000	0.500	35.000
412	776721	8441494		69.000	1.200	291.000
413	776221	8441867		340.000	1.900	2057.000
414	775928	8441939		0.500	0.700	170.000
415	775103	8442132		168.000	0.300	85.000
416	774541	8442256		869.000	6.000	69.000
417	782918	8436239		34.000	0.500	54.000
418	788573	8442046		0.500	4.200	250.000
419	788513	8441954		125.000	0.300	73.000
420	795517	8438837		1976.000	2.700	269.000
421	797030	8438145		75.000	0.600	278.000
422	794368	8439592		608.000	0.300	312.000
433	785316	8447442		0.500	0.800	124.000
434	784826	8447153		0.500	0.400	30.000
435	784653	8445515		0.500	0.600	485.000
436	784667	8445498		23.000	0.400	296.000
437	785336	8446449		102.000	1.300	718.000
438	786486	8438374		24.000	1.400	146.000

439	786797	8438515		50.000	0.030	152.000
440	789252	8439273		326.000	0.300	89.000
441	789235	8439362		0.500	0.030	44.000
442	791209	8438458		546.000	7.900	479.000
443	794765	8437787		17.000	0.030	83.000
445	789435	8448538		6.000	0.700	180.000
446	790528	8449334		0.500	0.300	45.000
447	790517	8449382		17.000	0.030	68.000
448	793054	8449823		8.000	1.000	91.000
449	791615	8447645		0.500	0.030	30.000
450	780984	8445844		12.000	1.300	1219.000
451	780986	8445989		0.500	0.500	657.000
452	797037	8448058		0.500	0.030	51.000
453	795408	8447959		0.500	0.030	29.000
454	795087	8447866		0.500	0.030	37.000
455	793723	8447412		139.000	0.030	29.000
456	792904	8447581		0.500	0.030	35.000
457	790854	8446247		20.000	0.030	43.000
458	797636	8445640		0.500	0.030	47.000
459	796737	8443995		0.500	0.500	43.000
460	796777	8443988		0.500	0.030	34.000
461	781962	8440510		7.000	0.300	103.000
462	781977	8440546		9.000	0.300	69.000

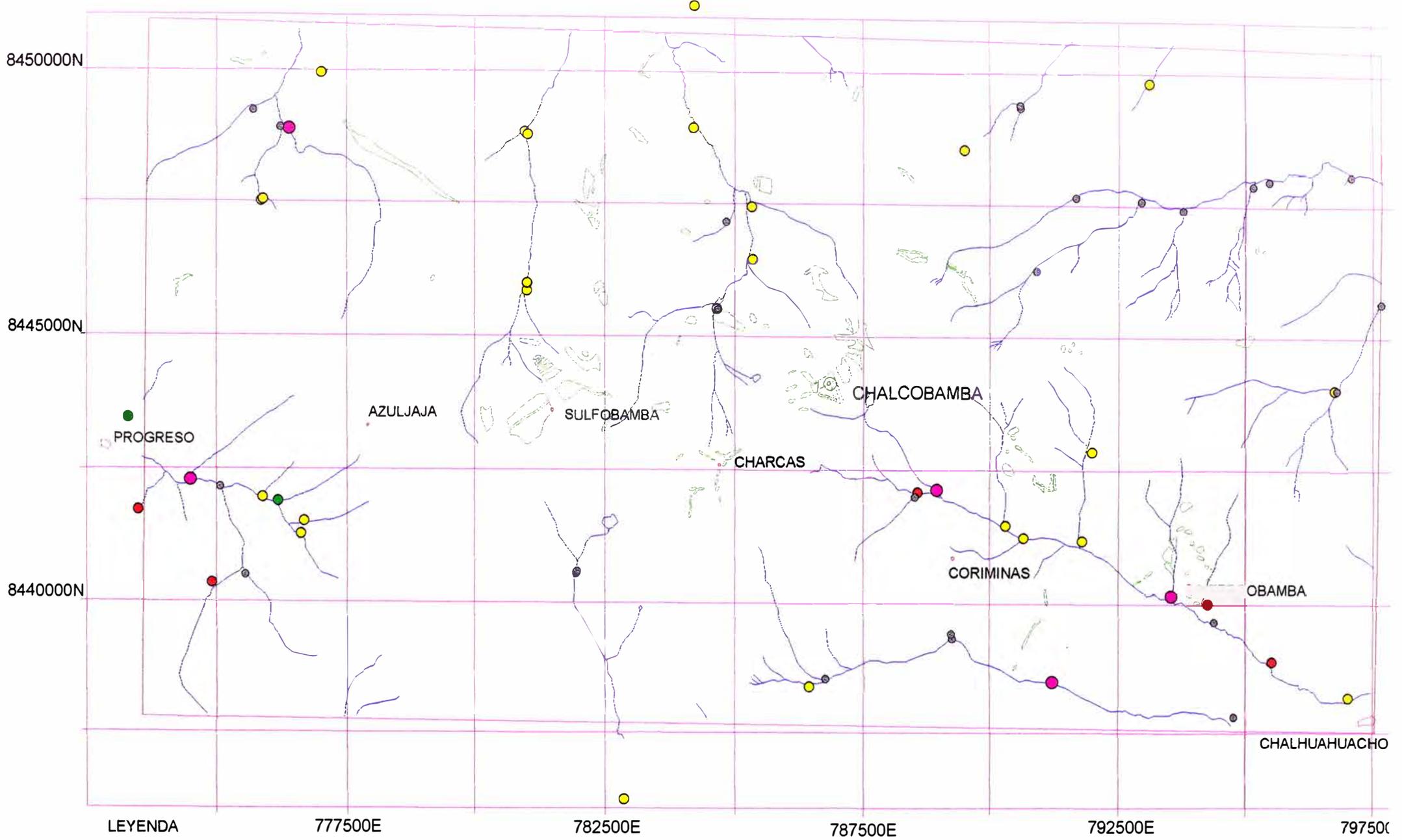


LEYENDA

- Icp_Muestras
- Geo-Bambas
- PROPIEDAD
- DRENAJE
- GRILLA
- SKARN



UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
 PLANO UBICACION DE MUESTRAS ICP
 LAS BAMBAS



LEYENDA

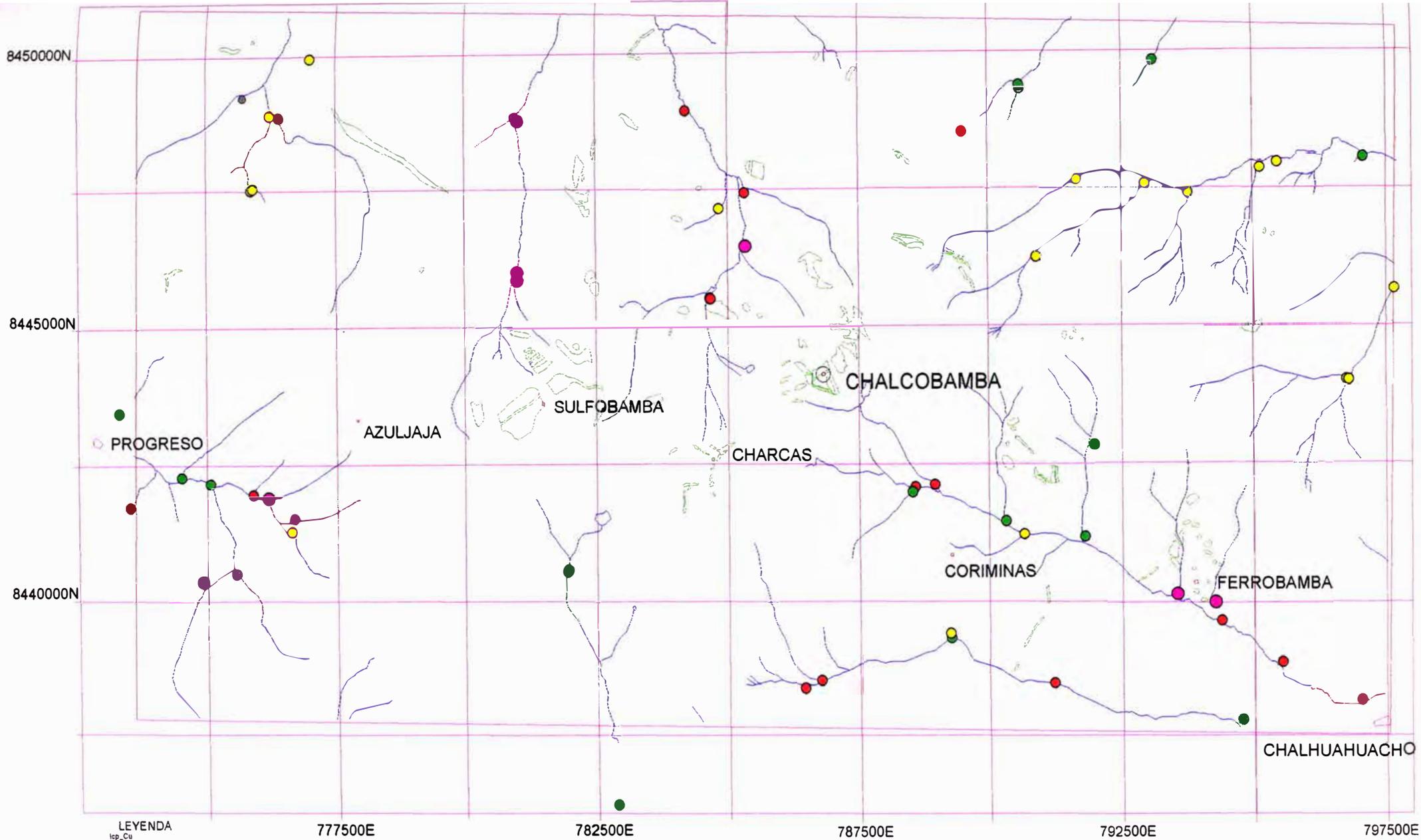
- Icp_Ag
- 0 - 0.6
 - 0.6 - 1.6
 - 1.6 - 2.6
 - 2.6 - 4.9
 - 5 - 16
- Geobam.
- PROPIEDAD
 - DRENAJE
 - GRILLA
 - SKARN
 - PROYECTOS



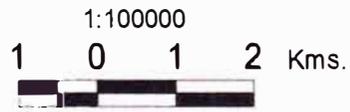
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
 PLANO ANOMALIA ICP - Ag
 LAS BAMBAS

Sergio Cardoso C.

1998



- LEYENDA**
- ICP_Cu
 - 0 - 19
 - 20 - 49
 - 50 - 99
 - 100 - 499
 - 500 - 3885
 - Geo-Bambas
 - PROPIEDAD
 - DRENAJE
 - GRILLA
 - SKARN
 - PROYECTOS



UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
 PLANO ANOMALIA ICP-Cu
 LAS BAMBAS

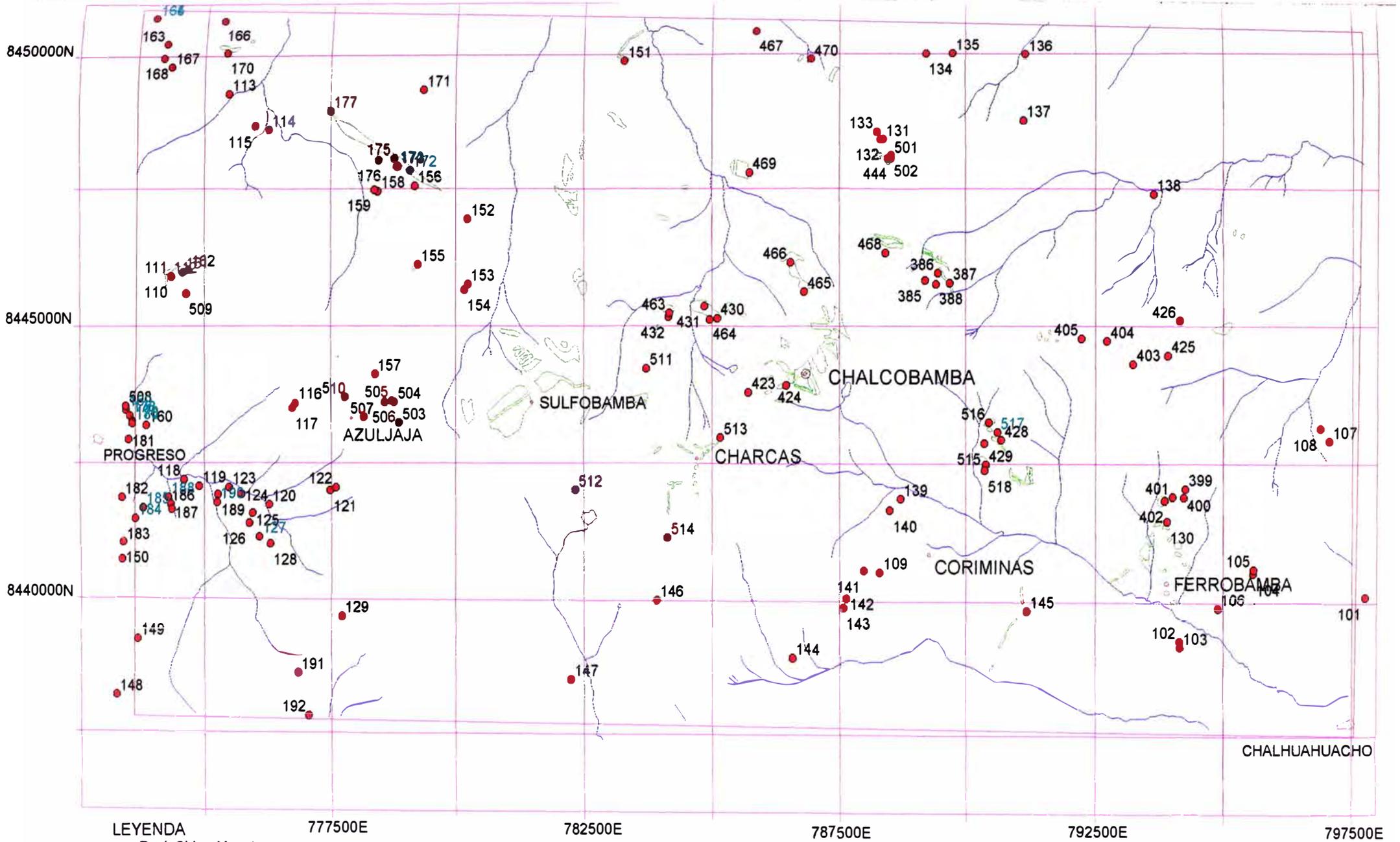
IX-3 ROCK CHIP

La muestra de rock chip es tomada por canal o puntual dentro de una área de 4x4 metros.

SAMPLE	EAST_UT M	NORTH_U TM	ZONA	AU/PPB	AG/PPM	CU/PPM
101	797760	8440020		597.000	15.900	67.000
102	794140	8439220		729.000	0.900	429.000
103	794150	8439110		0.500	0.600	84.000
104	795560	8440460		57.000	103.400	837.000
105	795570	8440530		54.000	37.500	708.000
106	794880	8439820		102.000	5.500	51.000
107	797050	8442880		90.000	0.800	153.000
108	796870	8443110		5.000	0.200	28.000
109	788310	8440470		0.500	0.300	88.000
110	774340	8445900		0.500	0.020	29.000
111	774340	8445900		3878.000	15.600	916.000
112	774340	8445900		16.000	41.700	6723.000
113	775470	8449260		0.500	0.900	89.000
114	776260	8448590		5.000	0.700	390.000
115	775990	8448660		140.000	0.300	689.000
116	776820	8443560		0.500	0.900	175.000
117	776760	8443480		13.000	11.100	1342.000
118	774625	8442160		30.000	0.020	63.000
119	774930	8442040		53.000	0.020	13.000
120	776315	8441700		0.500	0.020	218.000
121	777520	8441970		21.000	24.800	2044.000
122	777630	8442020		0.500	1.500	161.000
123	775520	8442020		0.500	0.020	9.000
124	775770	8441890		0.500	0.020	2.000
125	775990	8441550		0.500	0.600	500.000
126	775930	8441360		0.500	0.400	141.000
127	776130	8441110		6.000	0.020	223.000
128	776345	8440980		7.000	0.020	19.000
129	777770	8439650		1760.000	11.000	10000.000
130	793880	8441410		902.000	70.700	10000.000
131	788320	8448410		0.500	0.300	313.000
132	788275	8448415		13.000	0.600	55.000
133	788200	8448545		19.000	0.300	36.000
134	789145	8450000		1269.000	0.020	51.000
135	789660	8450010		67.000	0.300	9.000
136	791080	8449990		9.000	0.020	55.000
137	791050	8448760		0.500	0.020	155.000
138	793590	8447390		0.500	0.020	203.000
139	788700	8441820		0.500	0.800	867.000
140	788490	8441610		491.000	1.100	472.000
141	788000	8440500		0.500	0.020	36.000
142	787660	8439990		0.500	0.600	11.000
143	787600	8439820		97.000	55.900	734.000
144	786610	8438900		30.000	57.500	2832.000

145	791175	8439765		13.000	4.600	323.000
146	783950	8439960		952.000	2000.000	10000.000
147	782280	8438500		251.000	3.700	78.000
148	773280	8438200		37.000	8.600	1436.000
149	773710	8439230		289.000	156.300	4816.000
150	773390	8440700		798.000	2000.000	10000.000
151	783250	8449870		0.500	1.400	241.000
152	780200	8446950		114.000	2.600	3487.000
153	780210	8445750		180.000	137.300	1925.000
154	780140	8445650		44.000	104.800	5637.000
155	779225	8446110		98.000	55.900	10000.000
156	779150	8447560		43.000	36.900	1771.000
157	778390	8444100		160.000	6.400	10000.000
158	778420	8447460		30.000	0.700	8975.000
159	778360	8447490		223.000	198.600	2805.000
160	773860	8443160		3731.000	145.000	6593.000
161	774574	8445978		0.500	0.020	33.000
162	774682	8446020		11.000	7.900	8426.000
163	774200	8450227		0.500	0.020	83.000
164	773934	8450766		0.500	0.020	0.100
165	773934	8450766		96.000	0.020	7.000
166	775306	8450692		0.500	0.020	5.000
167	774314	8449778		0.500	0.020	38.000
168	774151	8449943		0.500	0.020	345.000
169	773450	8443447		10000.000	83.700	8271.000
170	775409	8450043		0.500	0.020	60.000
171	779320	8449329		0.500	0.020	34.000
172	779053	8447845		9.000	0.020	19.000
173	778813	8447917		30.000	0.020	71.000
174	778792	8447923		0.500	0.020	13.000
175	778744	8448069		53.000	73.200	1355.000
176	778432	8448033		0.500	0.020	40.000
177	777480	8448945		6.000	0.020	0.100
178	773528	8443338		62.000	0.500	8.000
179	773581	8443243		68.000	1.000	48.000
180	773580	8443200		124.000	1.000	29.000
181	773509	8442900		48.000	1.100	29.000
182	773381	8441834		28.000	0.200	12.000
183	773413	8441017		161.000	0.400	73.000
184	773650	8441445		39.000	0.300	1019.000
185	773805	8441646		9.000	0.020	42.000
186	774360	8441706		2437.000	3.500	324.000
187	774382	8441614		20.000	0.200	37.000
188	774307	8441840		38.000	0.200	9.000
189	775303	8441890		0.500	0.200	29.000
190	775290	8441744		0.500	0.200	7.000
191	776909	8438610		0.500	0.200	7.000
192	777124	8437828		8.000	0.200	9.000
385	789157	8445819		22.000	0.400	833.000
386	789399	8445948		388.000	14.700	21128.000
387	789631	8445770		40.000	0.800	5319.000

388	789364	8445749		52.000	2.000	14804.000
399	794231	8442005		1.000	0.300	87.000
400	794203	8441849		106.000	2.000	10896.000
401	793990	8441861		30.000	3.000	5480.000
402	793832	8441795		26.000	0.000	441.000
403	793207	8444287		30.000	1.600	1653.000
404	792699	8444707		26.000	0.300	89.000
405	792204	8444751		28.000	0.400	712.000
423	785718	8443771		50.000	1.100	1427.000
424	786459	8443895		34.000	1.500	3266.000
425	793884	8444443		30.000	0.900	327.000
426	794121	8445080		110.000	0.900	62.000
428	790650	8442900		1530.000	316.000	46693.000
429	790350	8442450		194.000	14.500	16908.000
430	785100	8445125		228.000	16.100	15681.000
431	784850	8445350		94.000	69.400	45675.000
432	784150	8445150		24.000	2.200	3406.000
444	788423	8448062		14.000	1.300	101.000
463	784162	8445220		32.000	8.300	11199.000
464	784952	8445100		30.000	18.100	46562.000
465	786800	8445609		146.000	30.500	43669.000
466	786529	8446150		224.000	36.300	33755.000
467	785820	8450445		1.000	0.300	286.000
468	788376	8446318		1.000	0.600	249.000
469	785714	8447794		18.000	0.800	4275.000
470	786900	8449900		822.000	3.100	126.000
501	788480	8448120		36.000	0.300	29.000
502	788475	8448060		24.000	0.300	13.000
503	778875	8443210		20.000	3.200	8961.000
504	778775	8443600		40.000	0.400	2294.000
505	778725	8443625		1.000	0.500	2657.000
506	778590	8443600		1.000	0.300	871.000
507	778179	8443312		52.000	5.000	13019.000
508	773444	8443516		20.000	4.000	649.000
509	774644	8445580		28.000	3.000	690.000
510	777805	8443675		16.000	3.900	6934.000
511	783720	8444210		28.000	3.600	1592.000
512	782342	8441974		110.000	0.600	653.000
513	785177	8442942		202.000	38.600	48756.000
514	784150	8441100		402.000	3.600	14637.000
515	790328	8442839		402.000	0.800	8660.000
516	790407	8443217		1.000	0.300	116.000
517	790576	8443041		1.000	0.300	89.000
518	790335	8442344		174.000	16.600	15763.000



LEYENDA
 ● Rock Chip - Muestras

Geo. Bambas
 PROPIEDAD
 DRENAJE
 GRILLA
 SKARN
 PROYECTOS

777500E

782500E

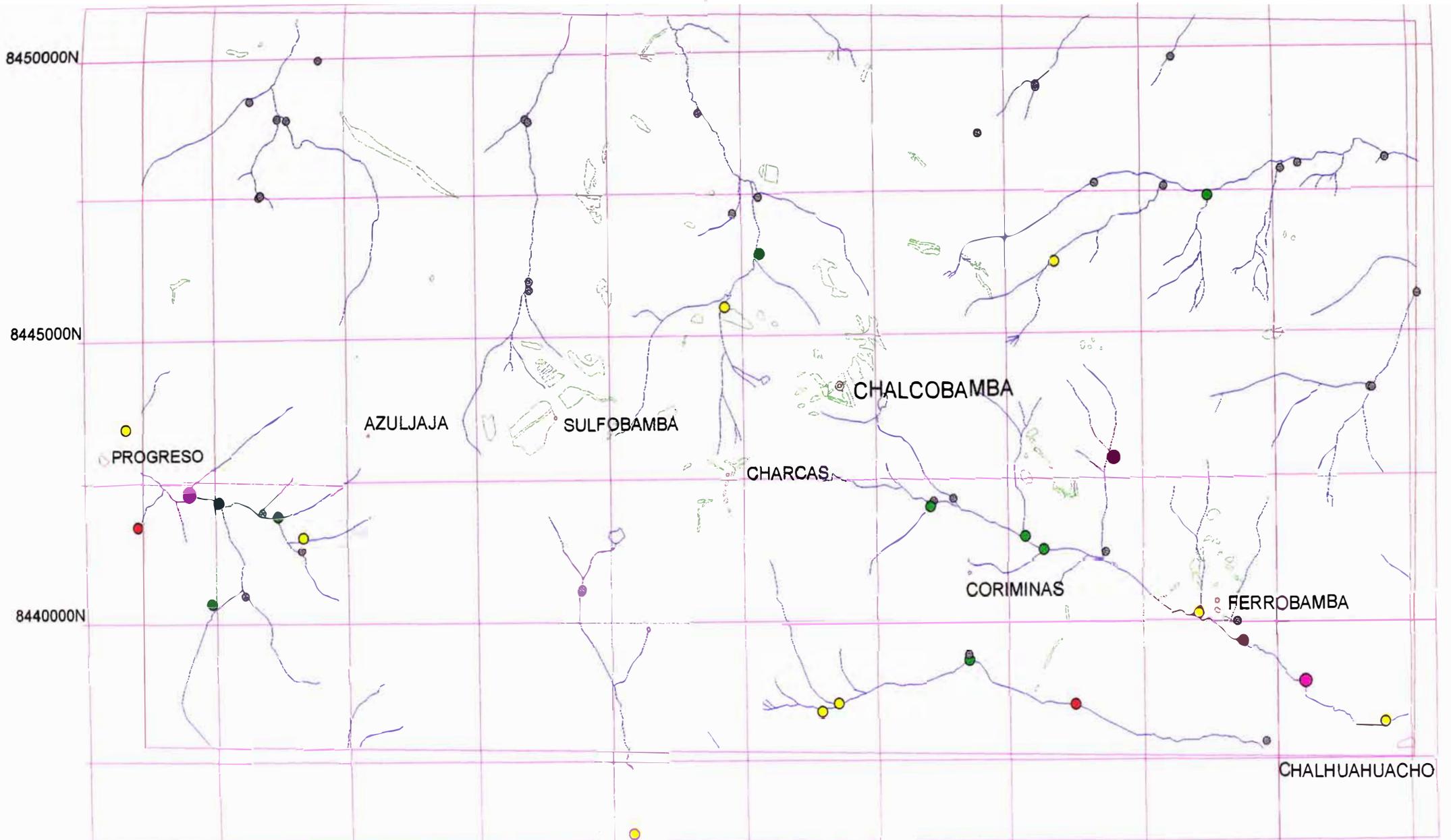
787500E

792500E

797500E

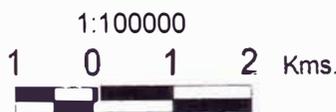


UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
 PLANO UBICACION DE MUESTRAS ROCK CHIP
 LAS BAMBAS

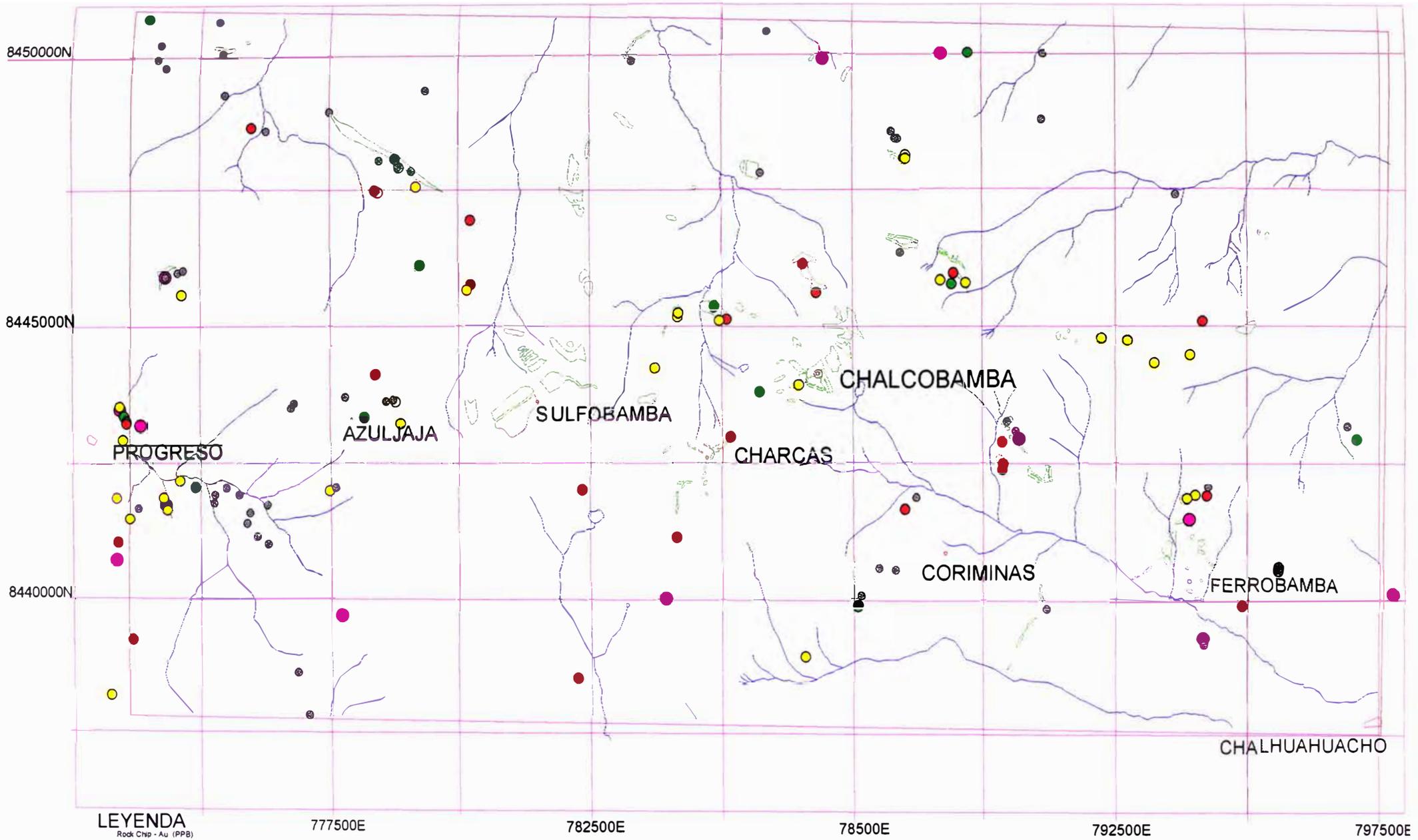


LEYENDA

- ICP-Au (FPB):
- 0 - 19
- 20 - 99
- 100 - 399
- 400 - 799
- 800 - 1970
- Propiedades:
- DRENALJE
- CRILLA
- SP-AR-1
- PRO YECTOS



UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
 PLANO ANOMALIA ICP-Au
 LAS BAMBAS



LEYENDA

- Rock Chip - Au (PPB)
- 0 - 19
- 20 - 49
- 50 - 99
- 100 - 499
- 500 - 10000
- Geo Bambas
- PROPIEDAD
- DRENAJE
- GRILLA
- SKARN
- PROYECTOS

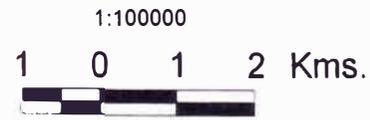
777500E

782500E

78500E

792500E

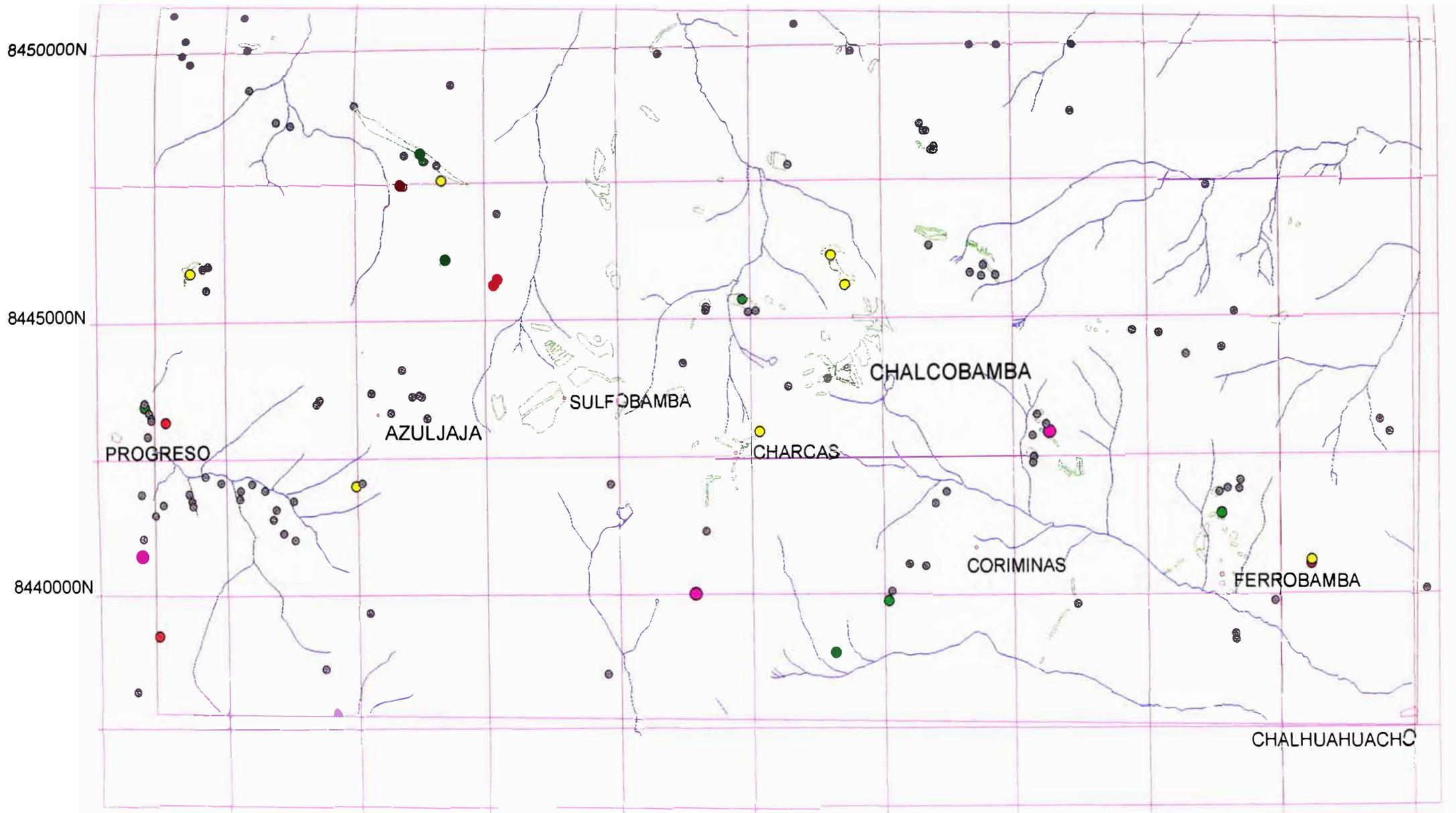
797500E



UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
 PLANO ANOMALIA ROCK CHIP - Au
 LAS BAMBAS

Sergio Cardoso C.

1998



LEYENDA

- Rock chip-Ag (PPM)
- 0 - 19
- 20 - 49
- 50 - 99
- 100 - 199
- 200 - 2000
- Geo Bambas
- PROPIEDAD
- DRENAJE
- GRILLA
- SKARN
- PROYECTOS

777500E

782500E

787500E

792500E

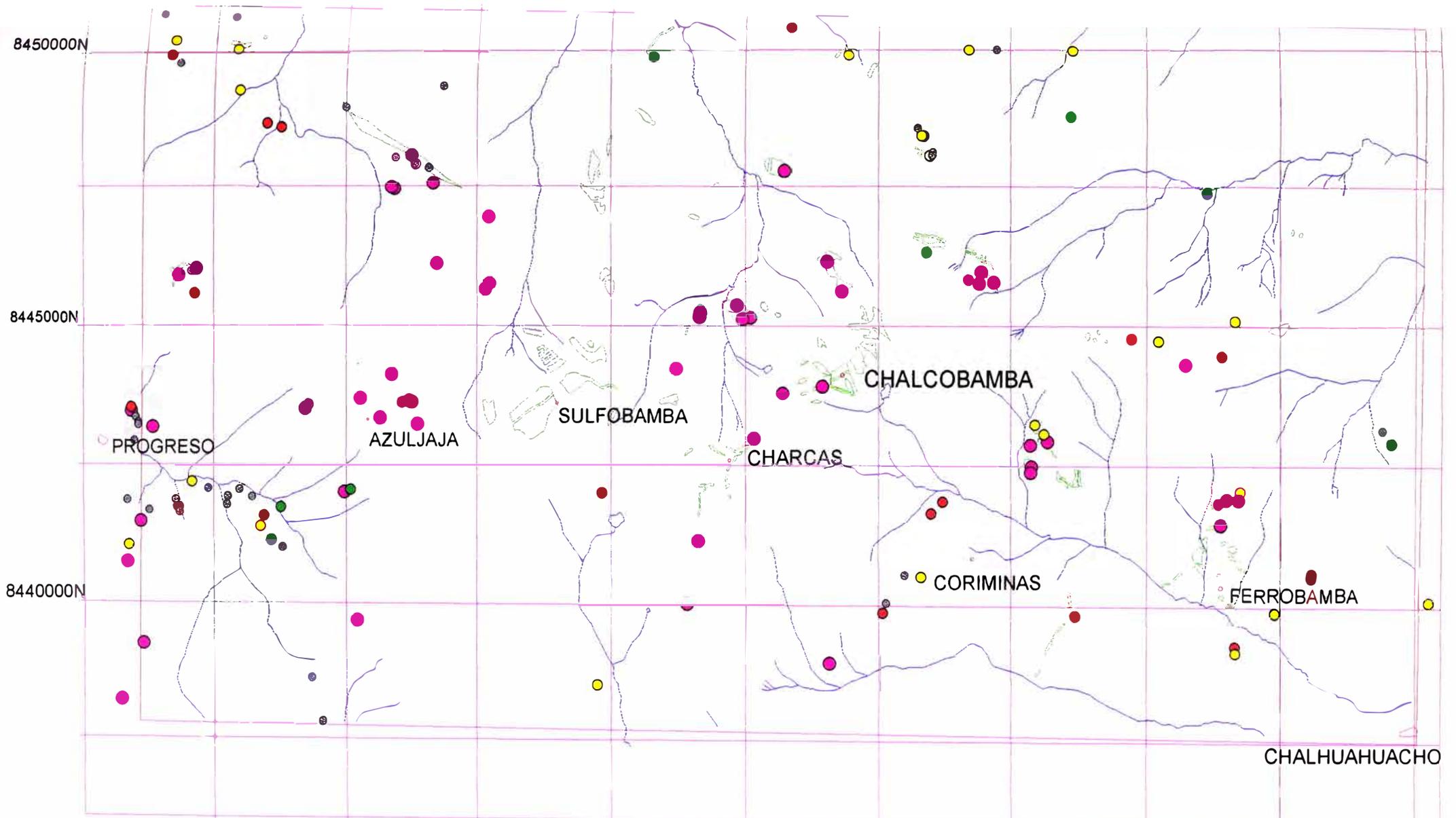
797500E



1 : 100000



UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
 PLANO ANOMALIA ROCK CHIP - Ag
 LAS BAMBAS



LEYENDA

Rock Chip - Cu (PPM)

- 0 - 49
- 50 - 149
- 150 - 249
- 250 - 999
- 1000 - 48756

- Geo Bambas
- PROPIEDAD
- DRENAJE
- GRILLA
- SKARN
- PROYECTOS

777500E

782500E

787500E

792500E

797500E



1:100000



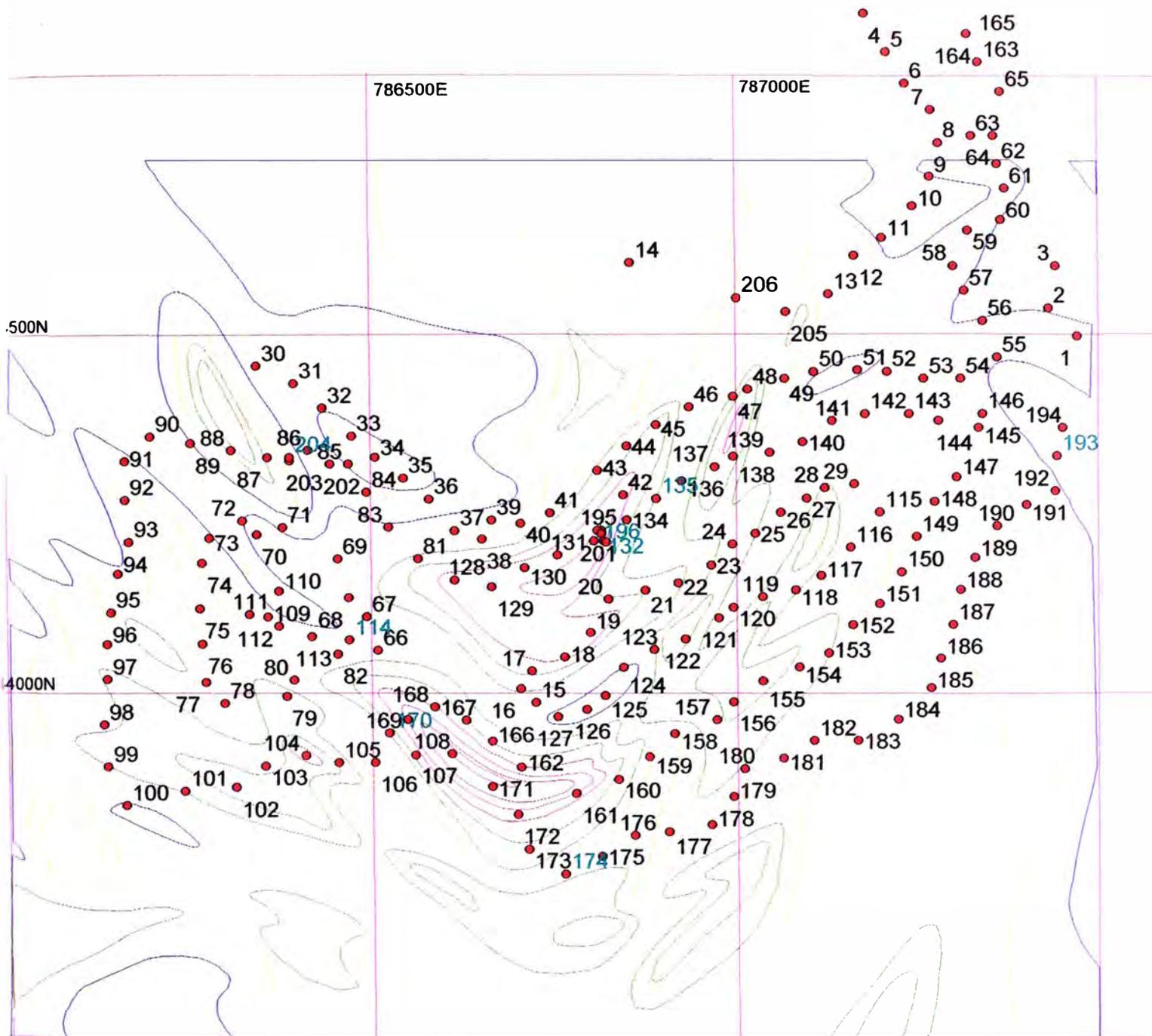
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA

PLANO ANOMALIA ROCK CHIP - Cu

LAS BAMBAS

ROCK CHIP -CHALCOBAMBA

Se realizó un muestreo sistemático de rock chip en el área del proyecto Chalcobamba, y obtener una posible anomalía y compararlo con la anomalía de IP realizada por el Dr. José Arce.



LEYENDA

● Muestras

Isocurvas de cargabilidad aparente $a=50m$

-  80 IP
-  70 IP
-  60 IP
-  50 IP
-  40 IP
-  30 IP
-  20 IP
-  10 IP
-  GRILLA



UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA

PLANO UBICACION MUESTRAS ROCK CHIP

CHALCOBAMBA - LAS BAMBAS

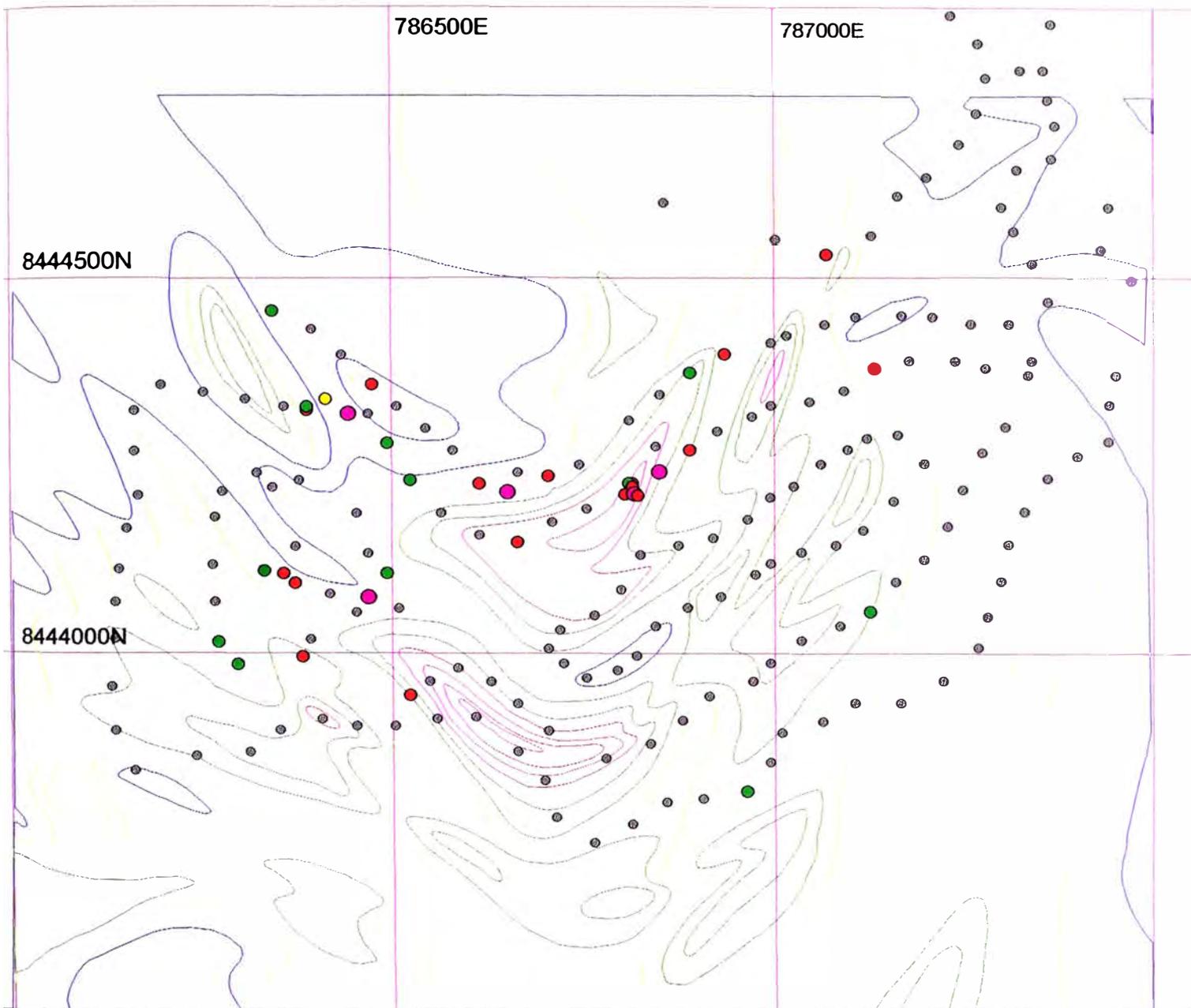
1 : 8500

0.2 0 0.2 0.4 Kms.



Sergio Cardoso Castillo

1998



LEYENDA

AMONALIA ROCK CHIP Au (PPB)

- 0 - 0.4
- 0.5 - 1.9
- 2 - 49
- 50 - 199
- 199 - 290

ISOCURVAS DE CARGABI-
LIDAD APARENTE a=50 m

- 80 IP
- 70 IP
- 60 IP
- 50 IP
- 40 IP
- 30 IP
- 20 IP
- 10 IP

GRILLA

UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA

PLANO ANOMALIA ROCK CHIP Au

CHALCOBAMBA - LAS BAMBAS

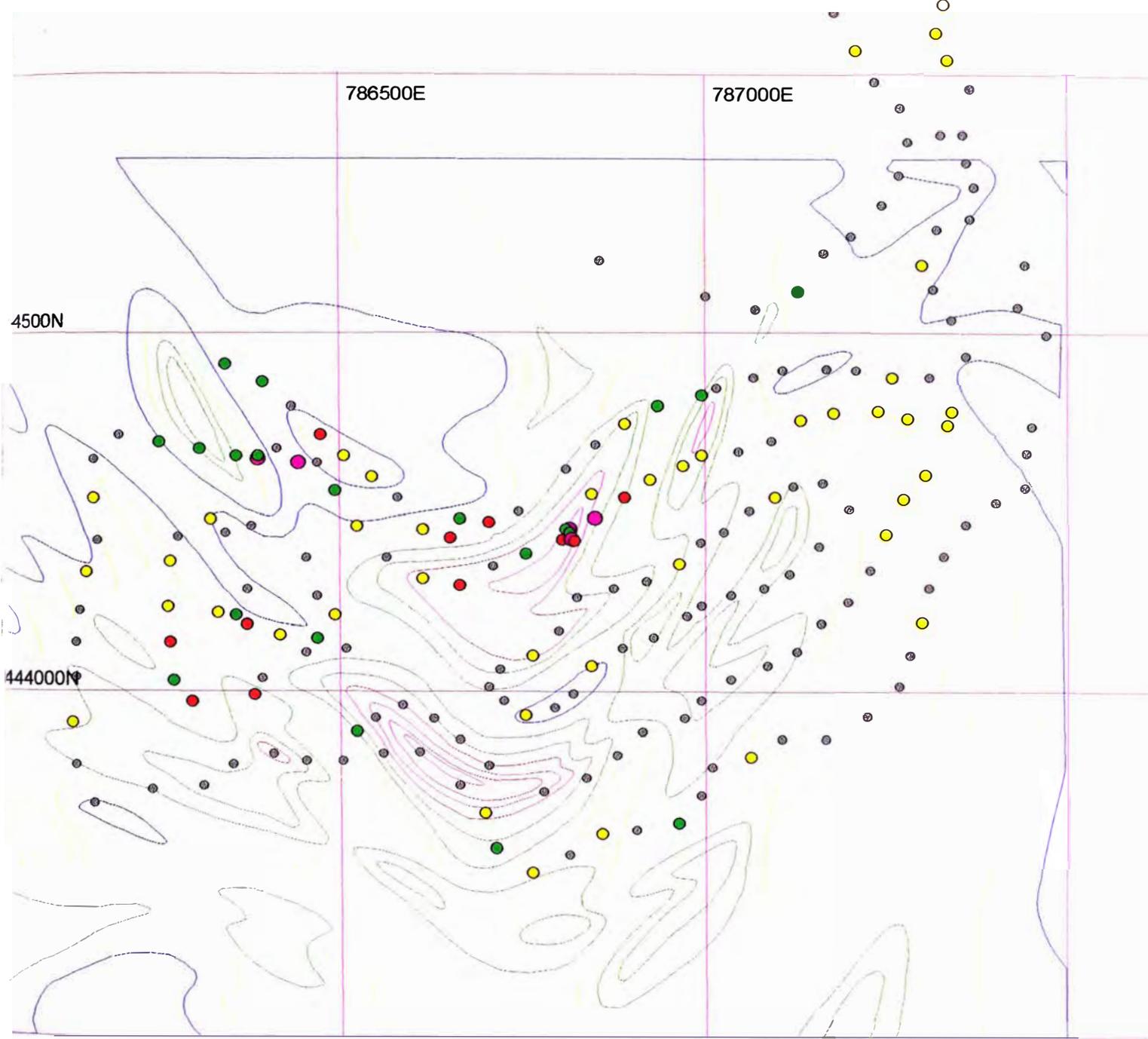
1:8500

0.2 0 0.2 0.4 Kms.



Sergio Cardoso Castillo

1,998



LEYENDA

ROCK CHIP - Ag (PPM)

- 0 - 0.49
- 0.5 - 1.9
- 2 - 4.9
- 5 - 9.9
- 10 - 21.8

Isovalores de IP

- 60 IP
- 50 IP
- 40 IP
- 30 IP
- 20 IP
- 10 IP
- 80 IP
- 70 IP

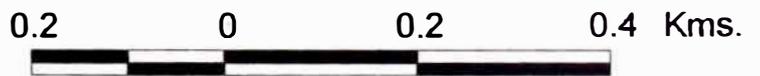


UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA

PLANO ANOMALIA ROCK CHIP Ag

CHALCOBAMBA - LAS BAMBAS

1:8500



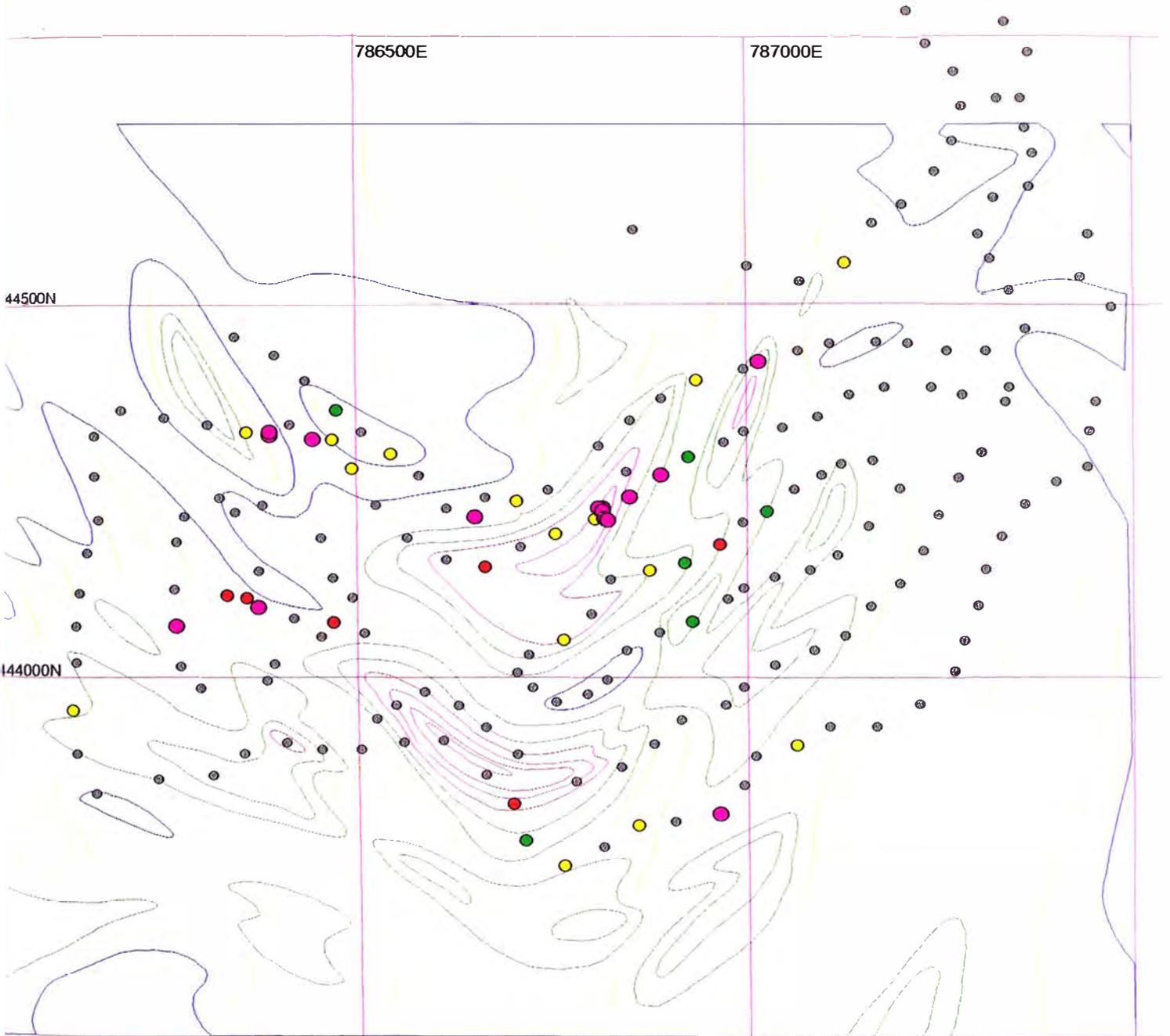
Sergio Cardoso Castillo 1,998

786500E

787000E

44500N

444000N



LEYENDA

Anomalia Rock Chip Cu (%)

- 0 - 0.19
- 0.2 - 0.39
- 0.4 - 0.59
- 0.6 - 0.99
- 1 - 10.06

Isocurvas de Cargabilidad Aparente a = 50 m

- 80 IP
- 70 IP
- 60 IP
- 50 IP
- 40 IP
- 30 IP
- 20 IP
- 10 IP

GRILLA

UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA

PLANO ANOMALIA ROCK CHIP Cu

CHALCOBAMBA

1:8500

0.2 0 0.2 0.4 Kms.



Sergio Cardoso C.

1998

X PETROLOGIA Y CALCOGRAFIA

PETROLOGIA

El presente trabajo se refiere al estudio petrográfico de muestras de superficie del proyecto Chalcobamba y otras áreas. Las rocas determinadas son:

Granodiorita.

Roca de textura granular, fanerítica constituida esencialmente plagioclasa, cuarzo y ortosa. Secundarios: sericita, arcillas, cloritas, calcita, y como accesorios: hornblenda, biotita. Ejemplos CH-123

Diorita.

Textura equigranular fanerítica, mesocrática – melanocrática, cuyo mineral esencial son las plagioclasas, accesorios: hornblendas, secundarios: cloritas y algo de pirita, mt. Ejemplos CH-105, P-9 +cpy, P-5, P-7, P-8, Fe - 101

Porfido Monzonita.

Roca porfídica, meso-leucocrática, con fenocristales subhedrales y anhedral de plagioclasa y cuarzo euedral englobados en una pasta microgranular de cuarzo-feldespato, opacos y arcillas. Ejemplos: CH-122, CH-118, CH-127, CH-103, CH-100, CH-102, CH-110, también se muestran de monzonitas con textura equigranular ejemplos: CH-106, CH-106, CH-107, CH-108, CH-111A, CH-112.

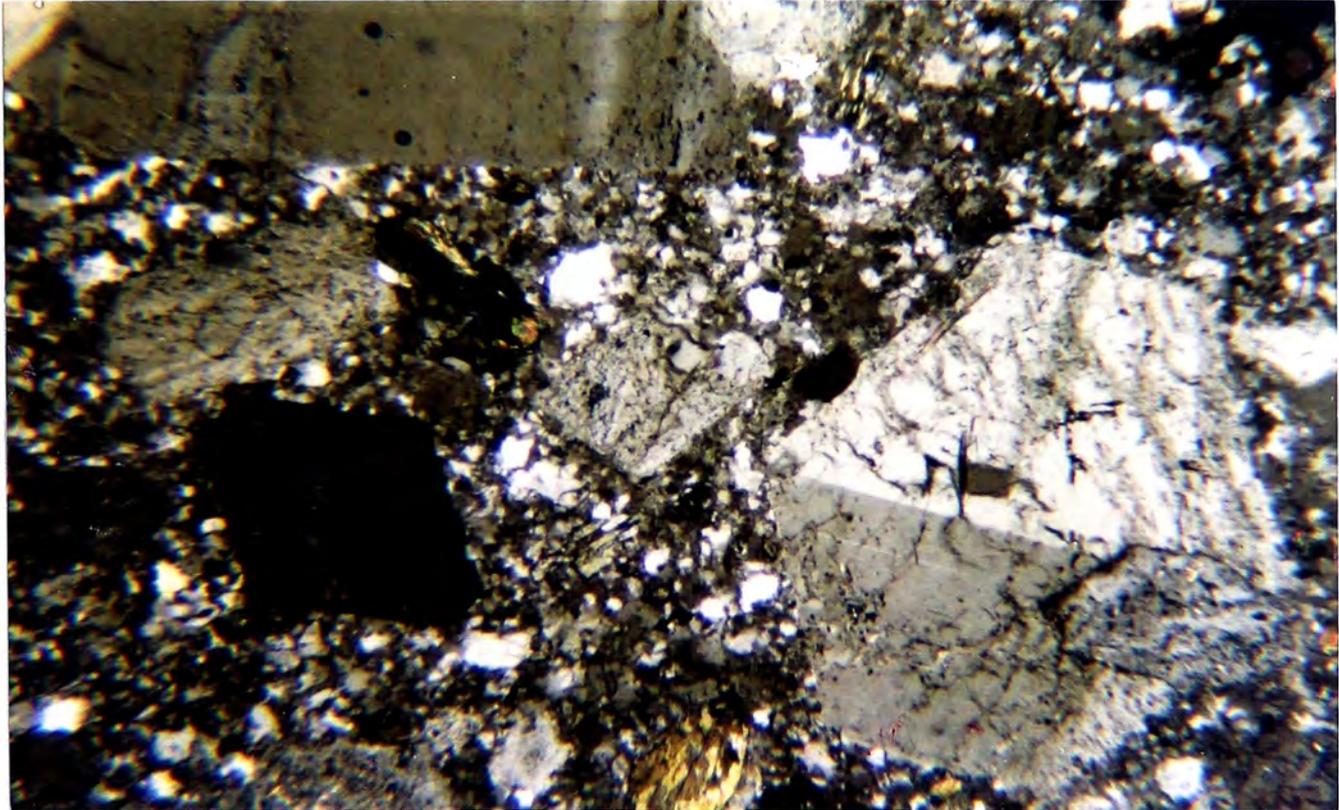
Skarns.

Las muestras son skarn de granate algunos zonados y maclados, asociados con piroxenos y anfíboles (CH-122A2), otras con cloritas, calcitas, cuarzo, epidota y malaquita (CH-108A), la CH-115 granate +mt+qz+pxs salpicado. La CH-122A, granate, qz, pxs, especularita.

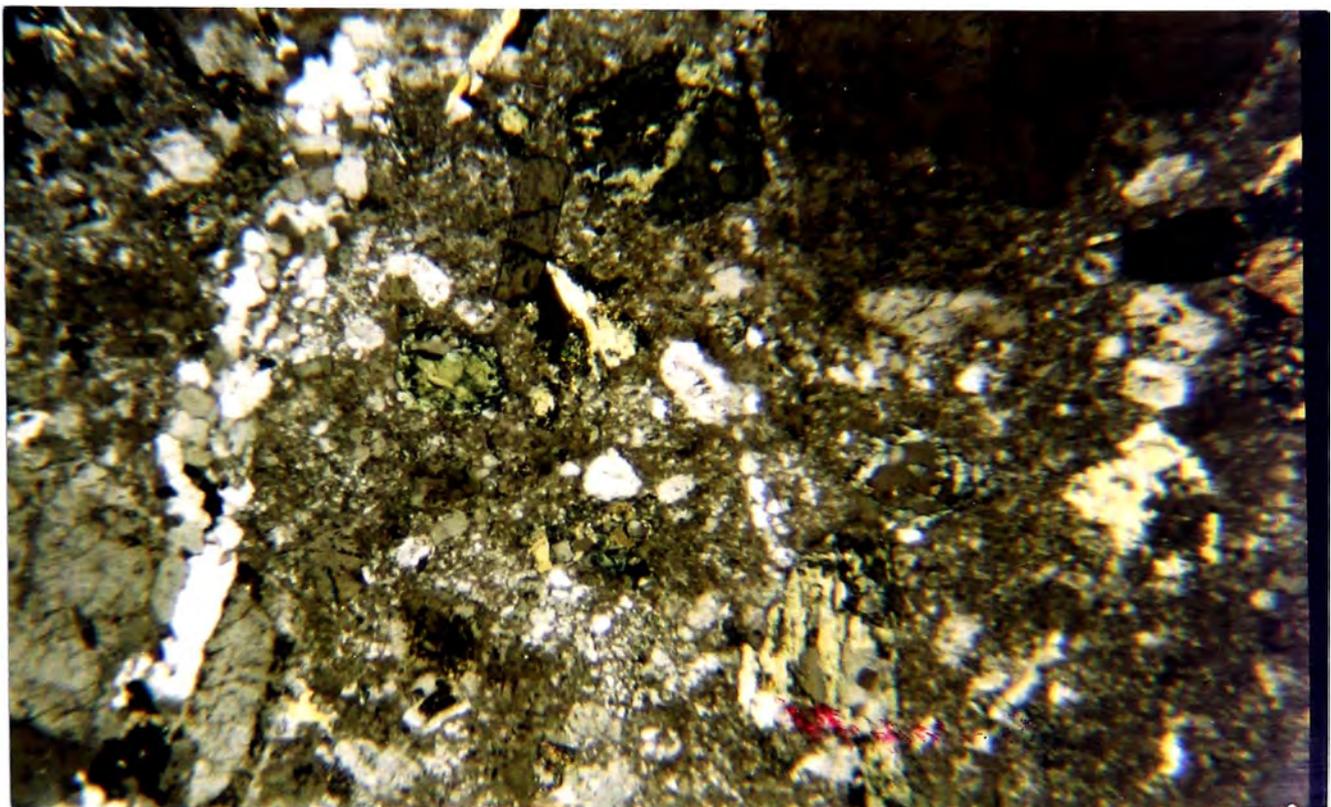
Skarn de piroxenos asociados a mt. CH-114(1).

Skarn de magnetita asociados a Pxs, ANFs, ep, esfena (CH-109)

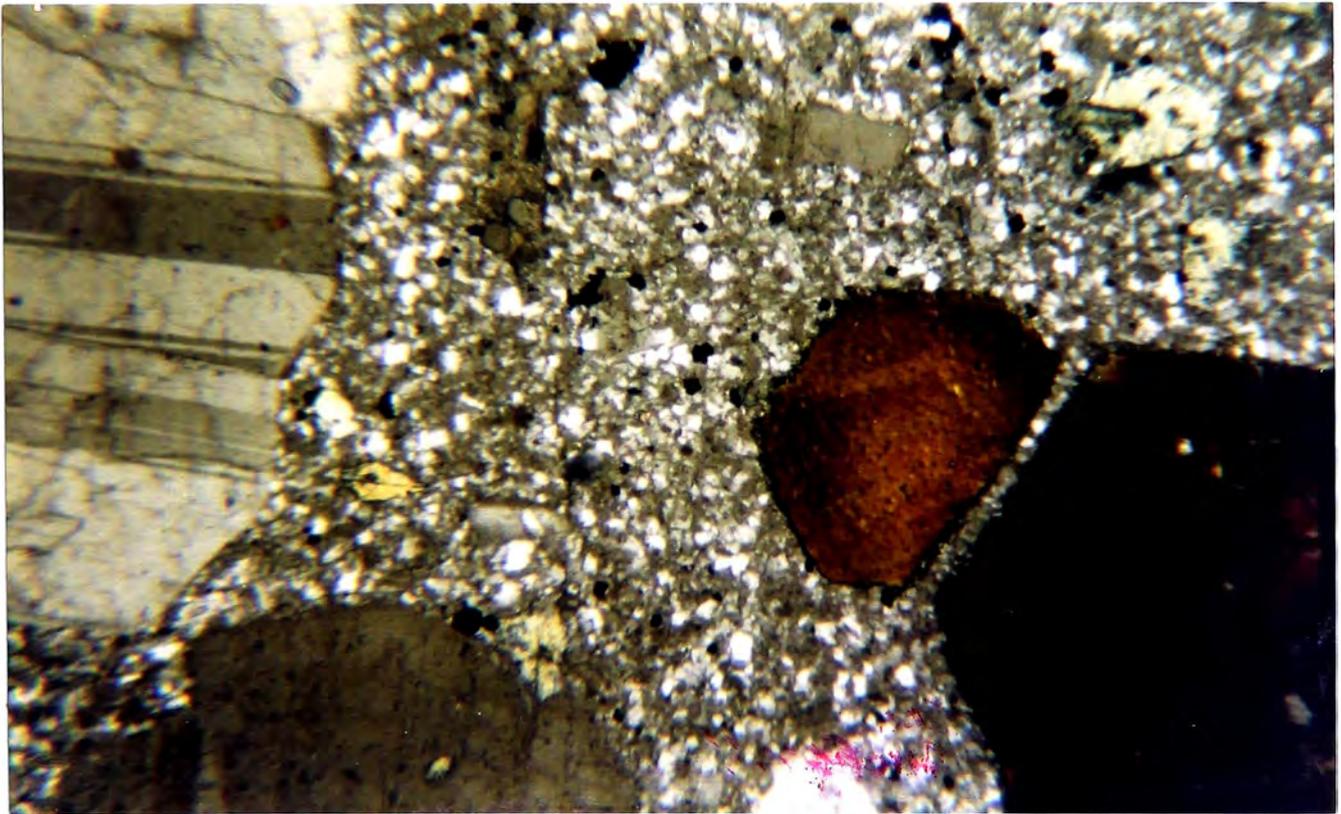
Otras muestras presentadas son: CH-130 (caliza), CH-131 (marmol), CH-118(2) (ep, gt, qz, ca), CH-118(3) (qz, Pxs, venillas de mt.), CH-128 (mineral opaco con venillas y disseminaciones de cuarzo, CH-118-2 (ep, gt, ca, qz).



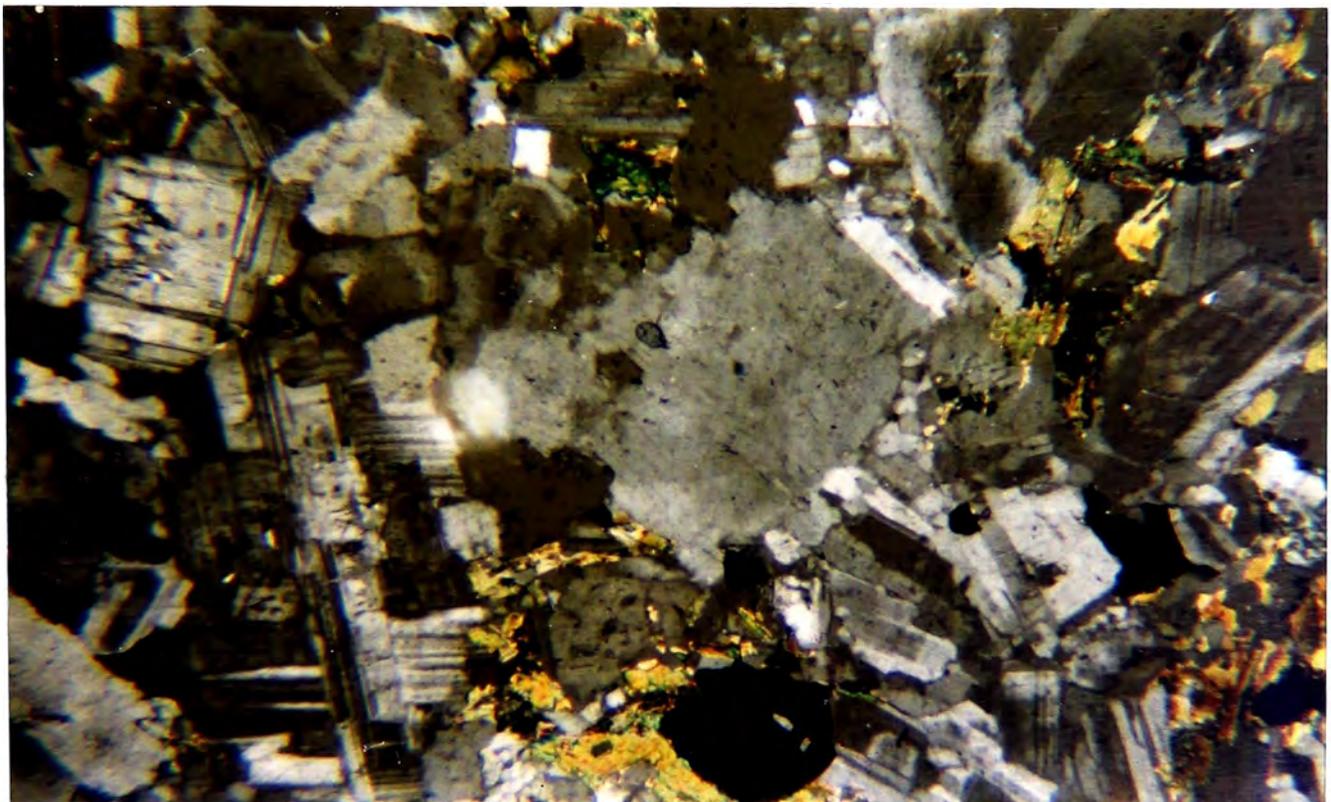
CH-100 . Textura porfídica, fenocristales de plagioclasas, anfíboles, biotita y esfena, embebidos en una masa microgranular cuarzo, biotita alterandose a clorita.(Nicoles cruzados 6.3X , 1/60)



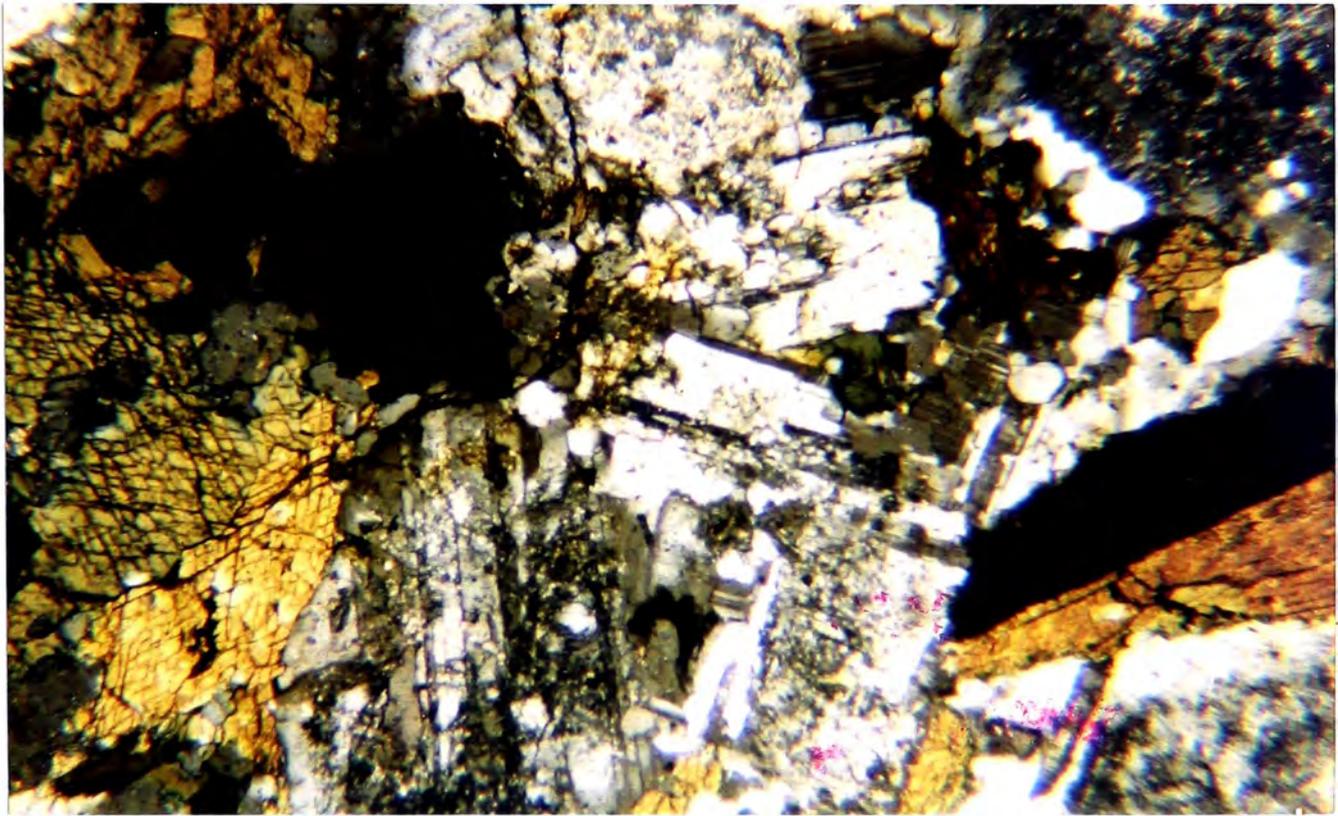
CH-102. Textura porfídica, fenocristales de plagioclasas, anfíboles, embebidos en una masa microgranular de cuarzo, arcillas y sericita. Venilla de cuarzo.(Nicoles cruzados 6.3X , 1/60)



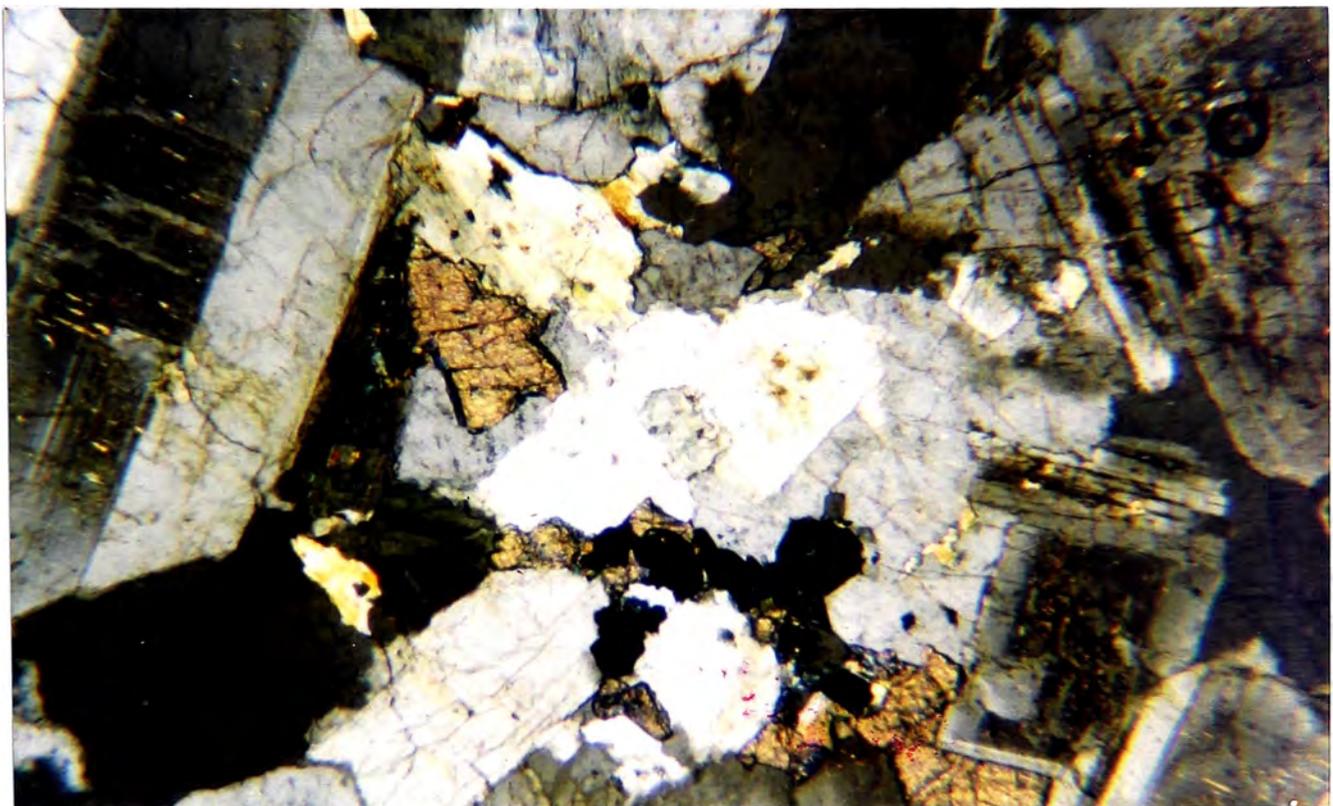
CH-103. Fenocristales de plagioclasas, biotita, anfiboles, apatito, embebidos en una sola masa microgranular de cuarzo, textura porfídica.(Nicoles cruzados, 6.3X, 1/60)



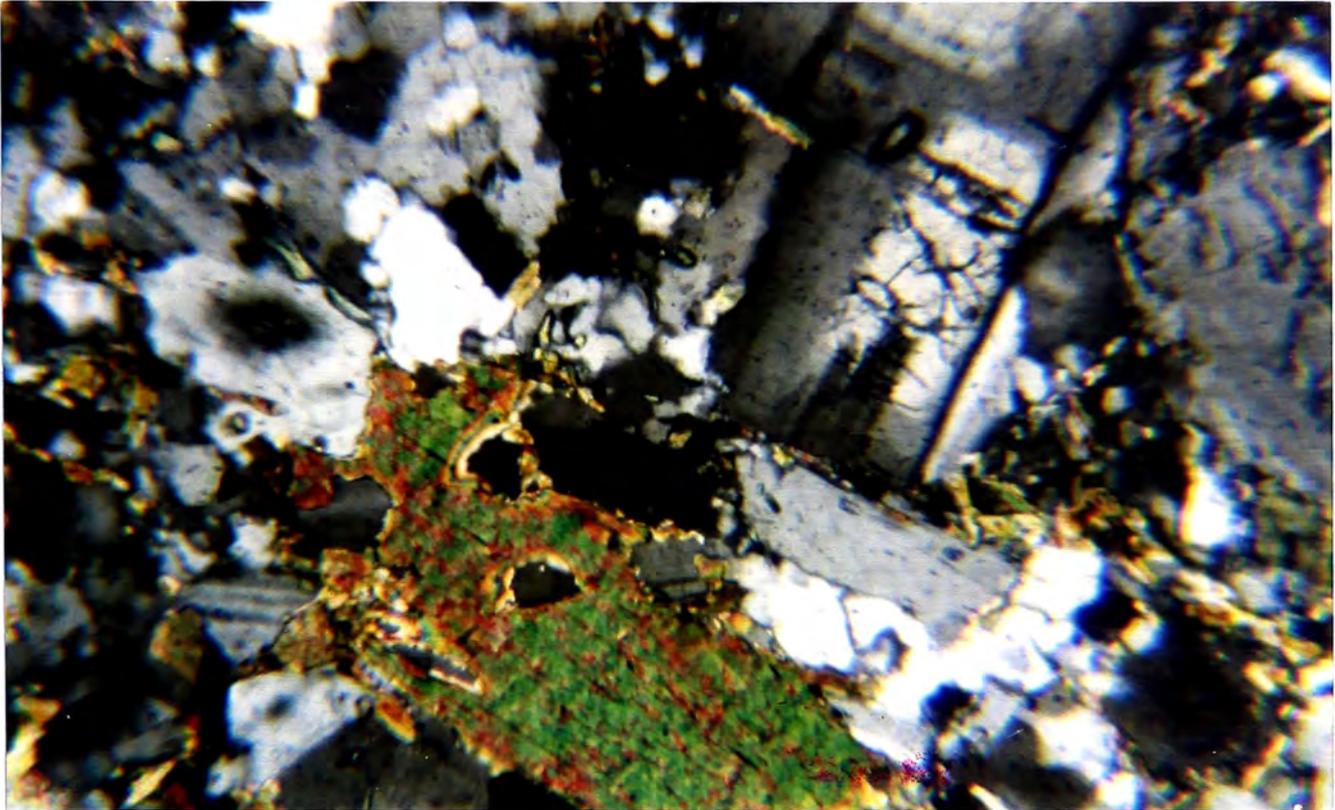
CH-105. Textura equigranular fanerítica, plagioclasas, ortosa, anfiboles, cuarzo, opacos, (Nicoles cruzados 6.3X, 1/60.)



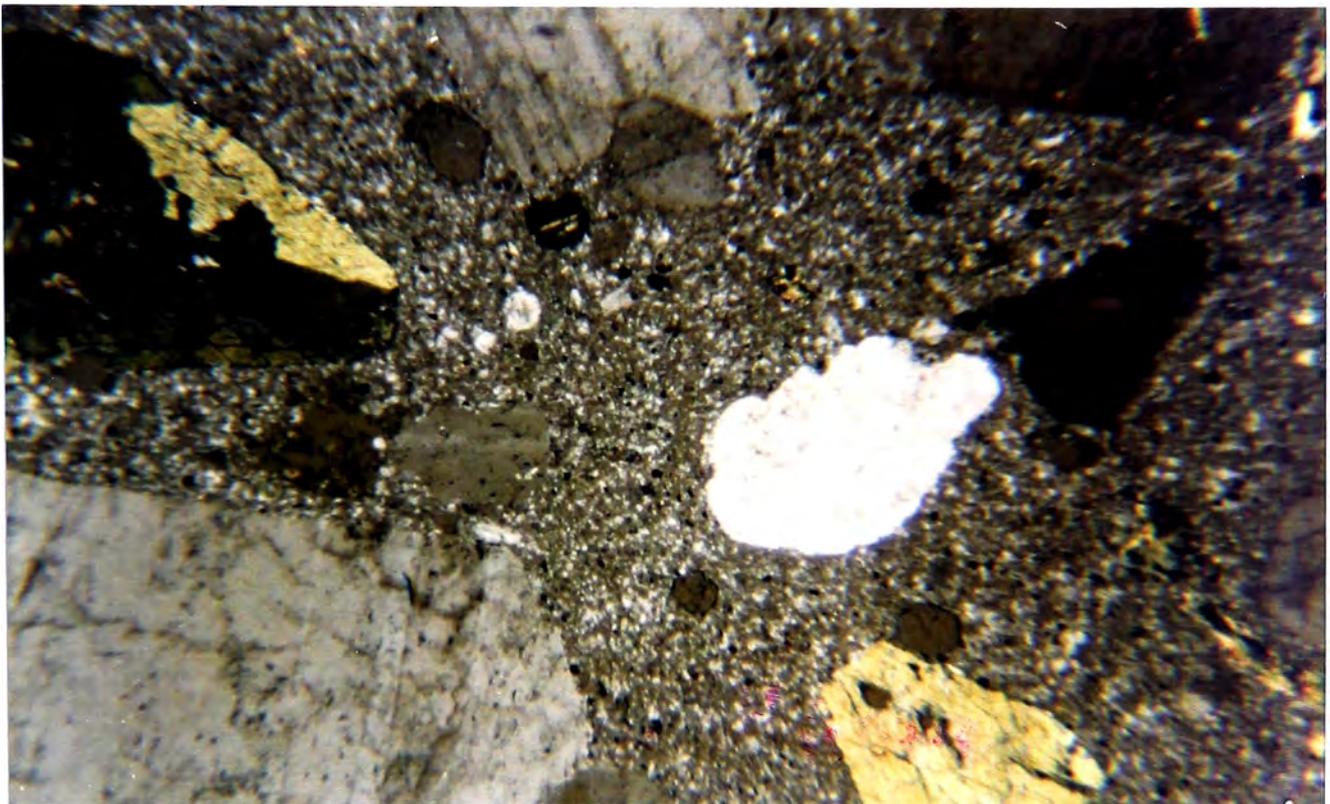
CH - 106. Textura granular fanerítica, anfíboles, plagioclasas alteradas serc + arcilla. (Nicoles cruzados, 6.3X, 1/60).



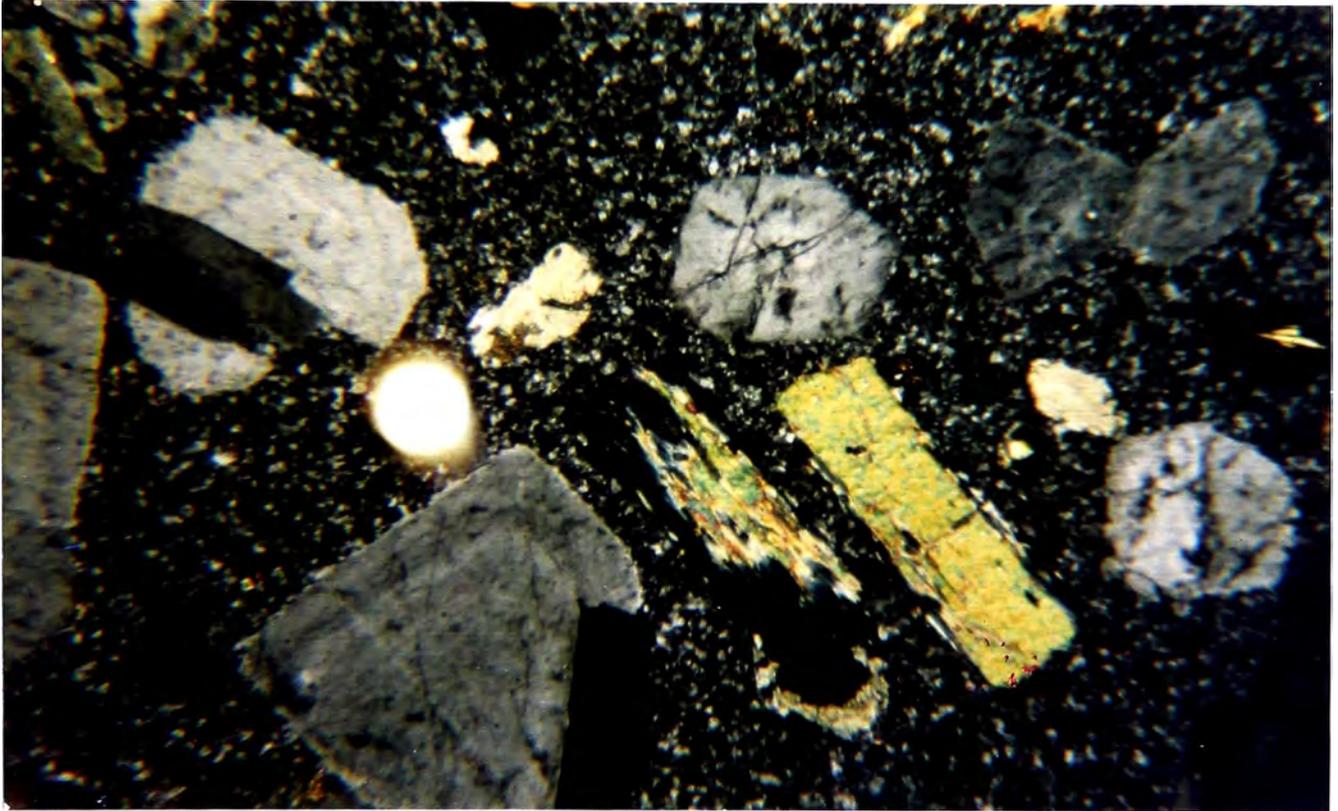
CH - 107. Textura granular fanerítica, plagioclasas, FDK (ortosa), cuarzo, esfena, opacos, (Nicoles cruzados, 6.3X, 1/80)



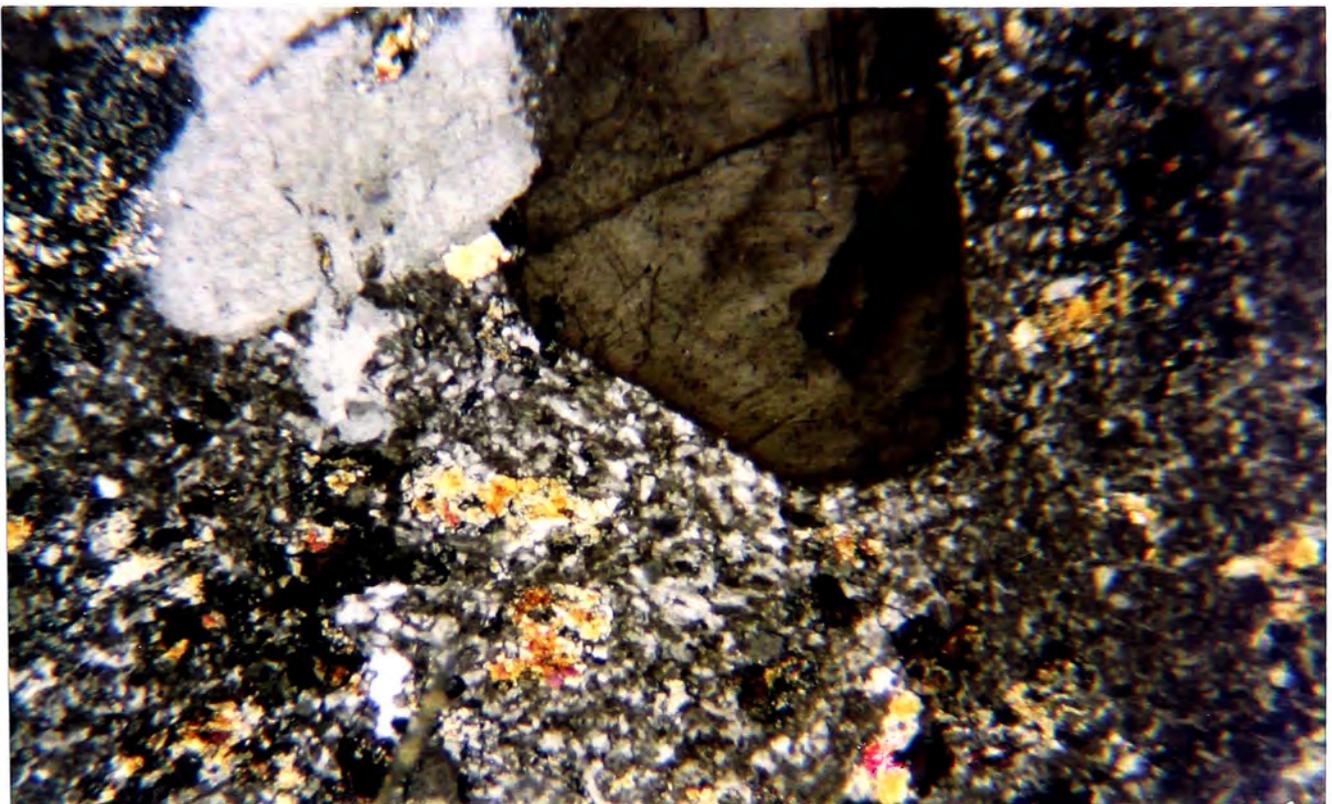
CH - 108. Textura equigranular, de plagioclasas, biotitas, cuarzo, ort.?,(Nicoles cruzados, 6.3X, 1/60)



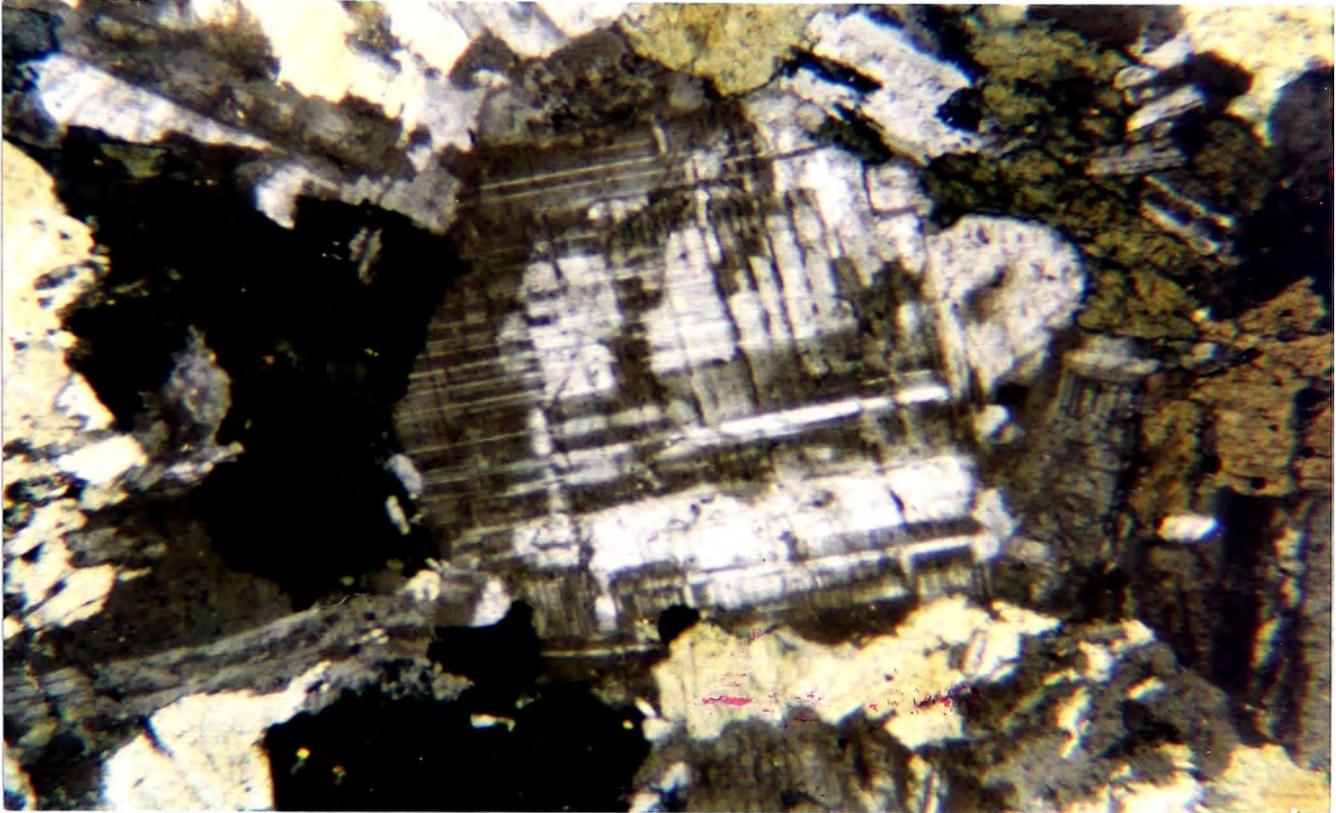
CH -110. Textura porfídica, fenocristales de plagioclasas, cuarzo, anfíboles, opacos englobados en una matriz microgranular de cuarzo + arcilla. (Nicoles cruzados, 6.3X, 1/100.)



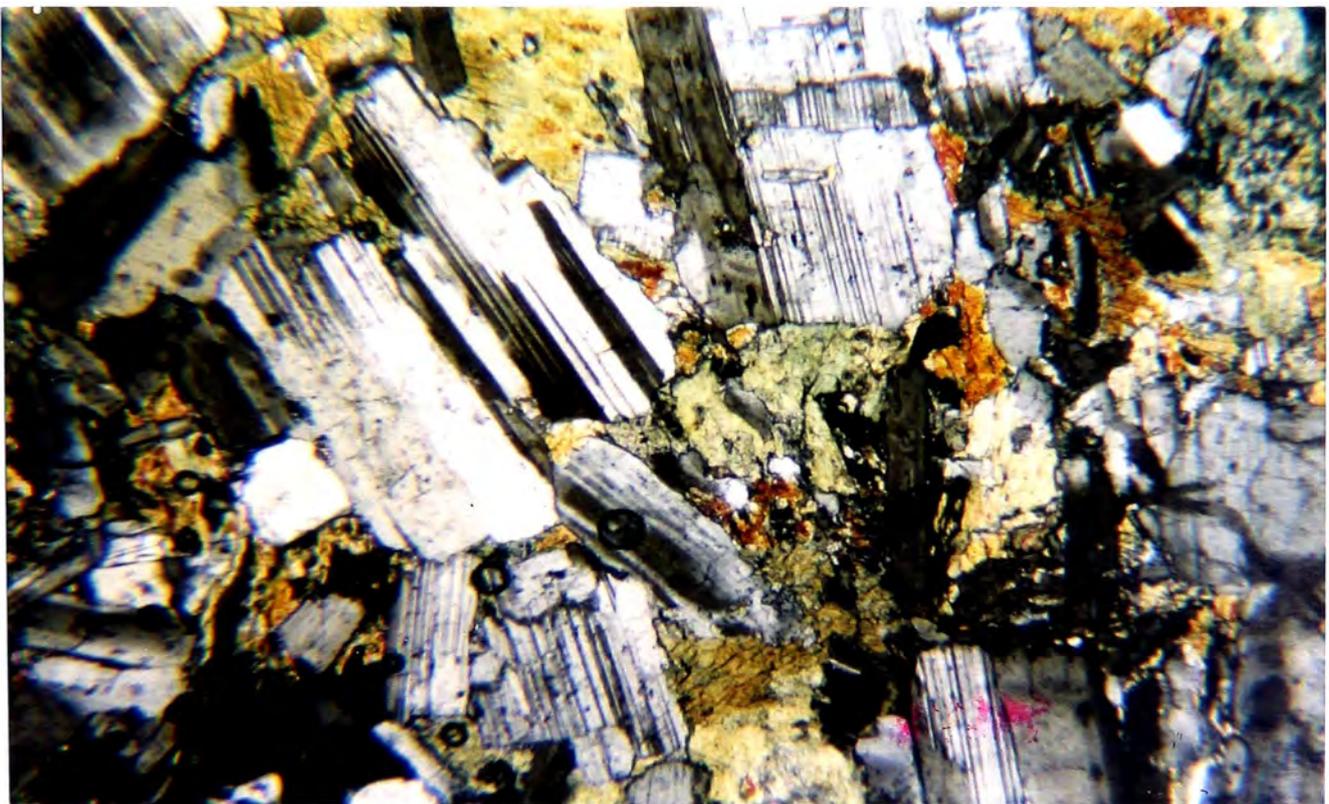
CH - 122. Textura Porfídica, Fenocristales de biotita, plagioclasas, anfíboles, cuarzo, embebidos en una matriz microgranular de cuarzo, opacos y arcillas.(Nicoles cruzados, 6. 3X, 1/60.)



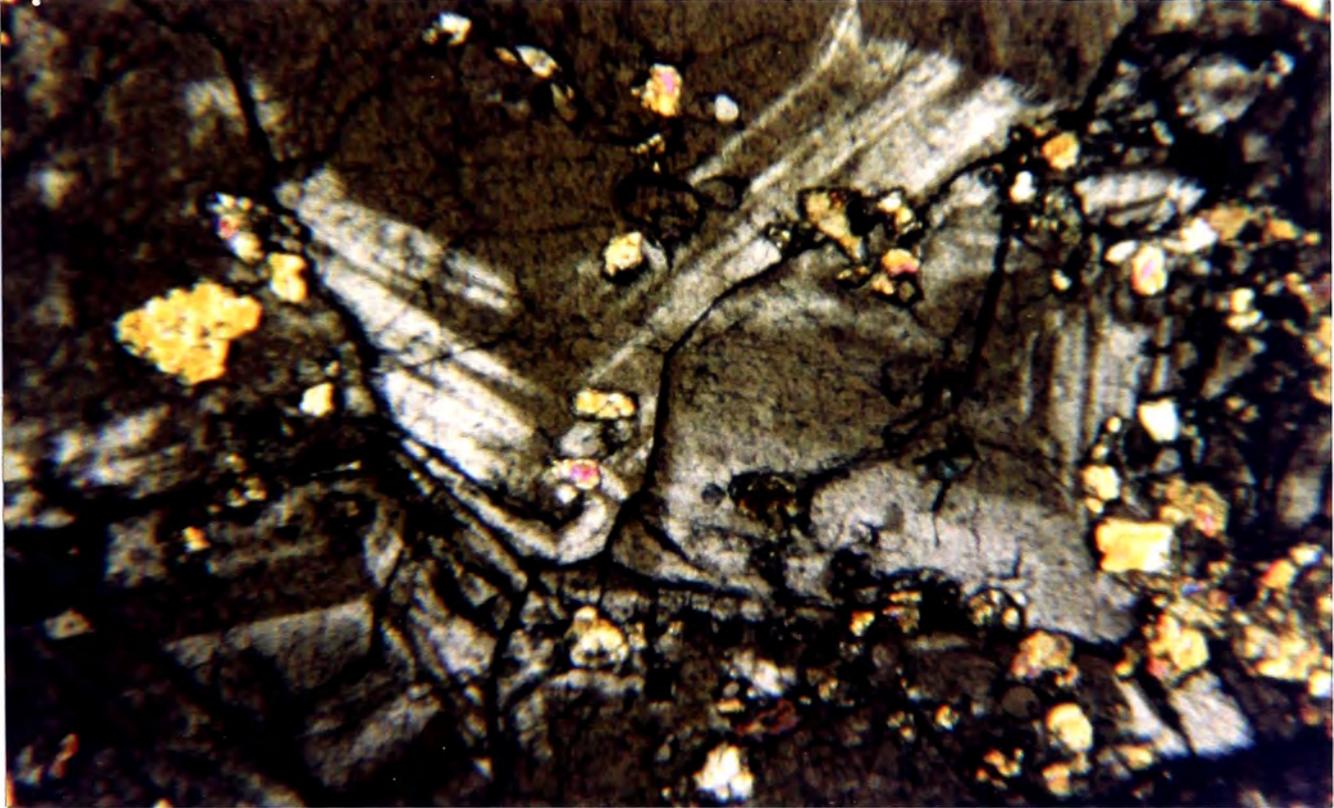
CH -127. Textura Porfídica, fenos de plagioclasas, Pxs en cristales pequeños, embebidos en una matriz microgranular de cuarzo , feldespáticos + arcilla.(Nicoles cruzados, 6.3X, 1/60.)



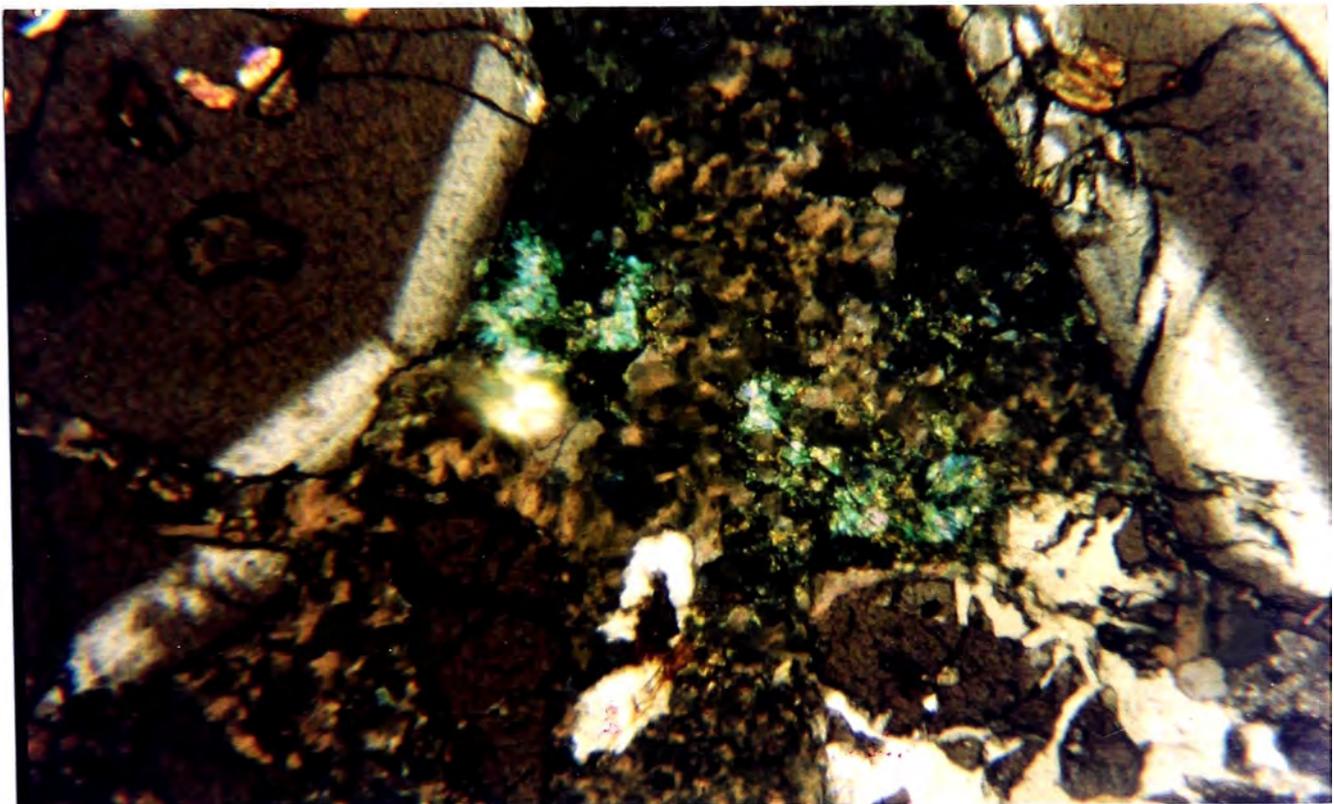
CH - 111A. Textura equigranular, plagioclasas, piroxeno, opacos.(Nicoles cruzados, 6.3X, 1/60.)



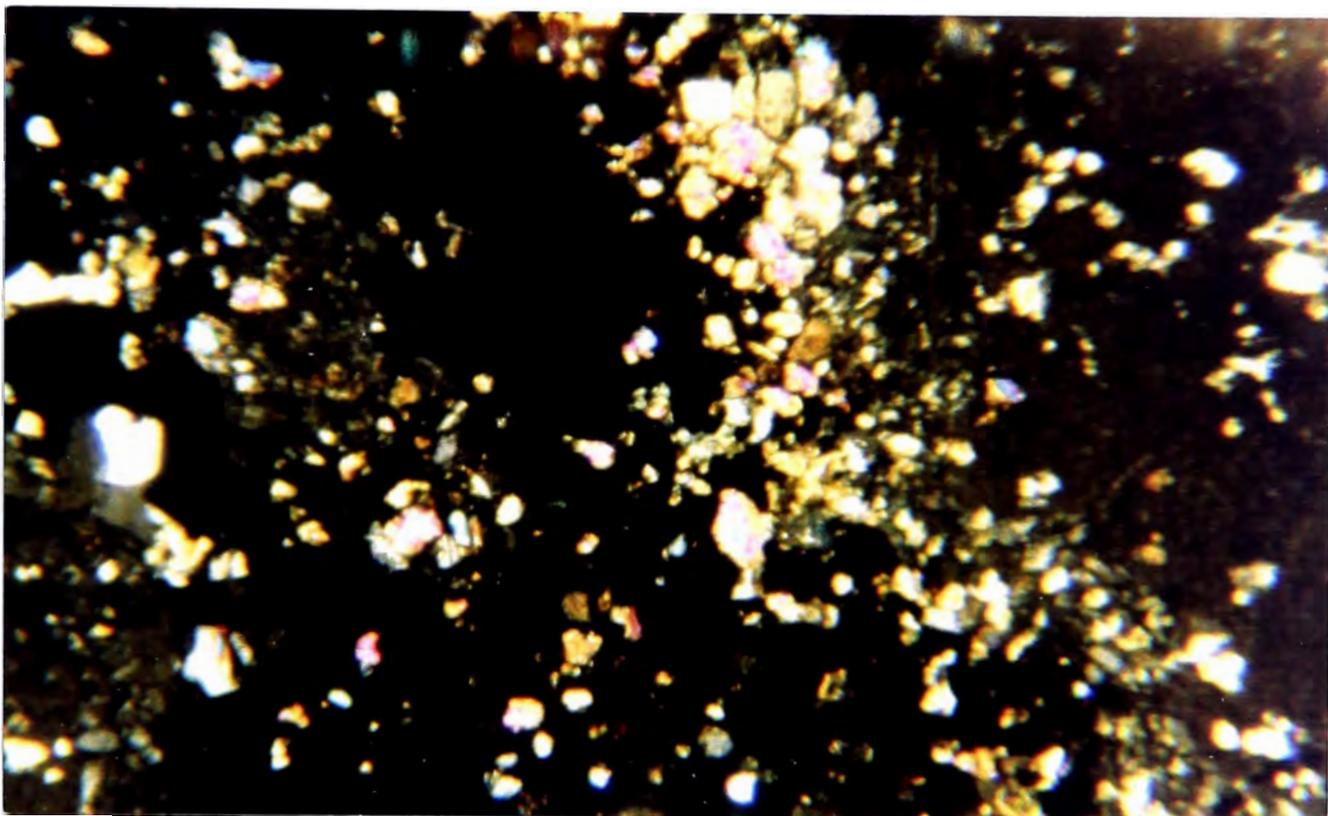
CH - 112. Textura equigranular, de plagioclasas, anfíboles alterándose a ct.(Nicoles cruzados, 6.3X, 1/60.)



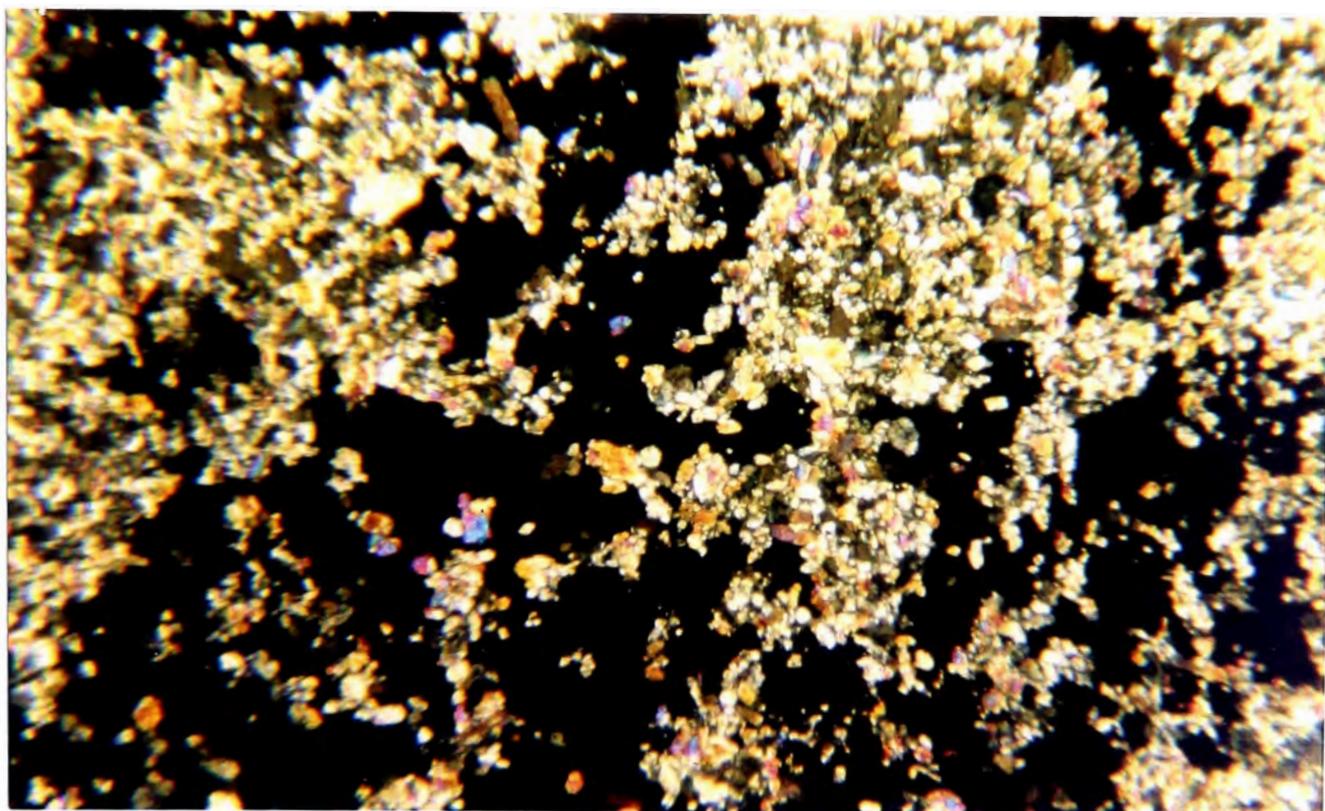
CH – 122A2. Granate con diseminaciones de piroxeno, maclas en granate, con anfiboles + Pxs.(Nicoles cruzados, 6.3X, 1/60.)



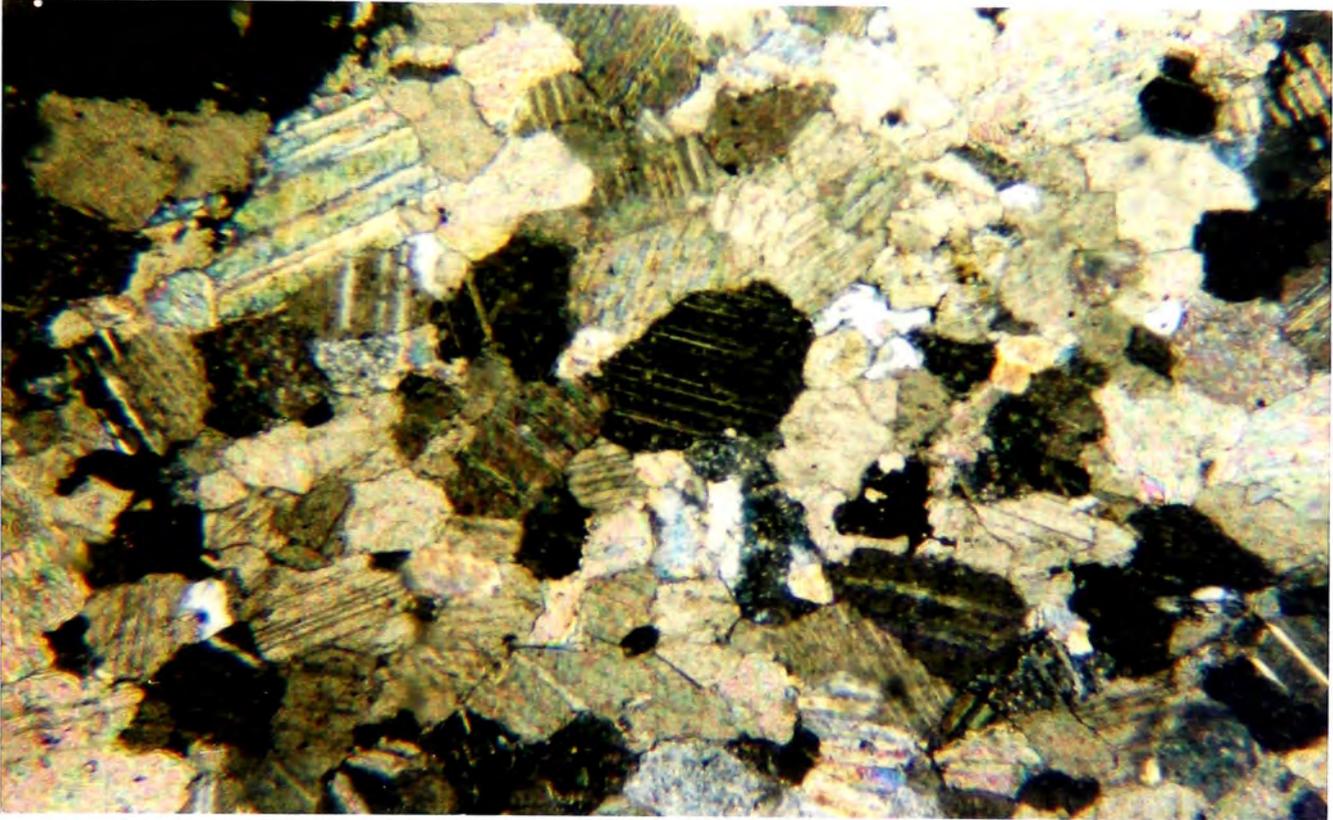
CH – 108A. Granate zonado, los intersticios están rellenos con ct, ca, cuarzo, granate, ep, malaquita. (Nicoles cruzados, 6.3X , 1/60)



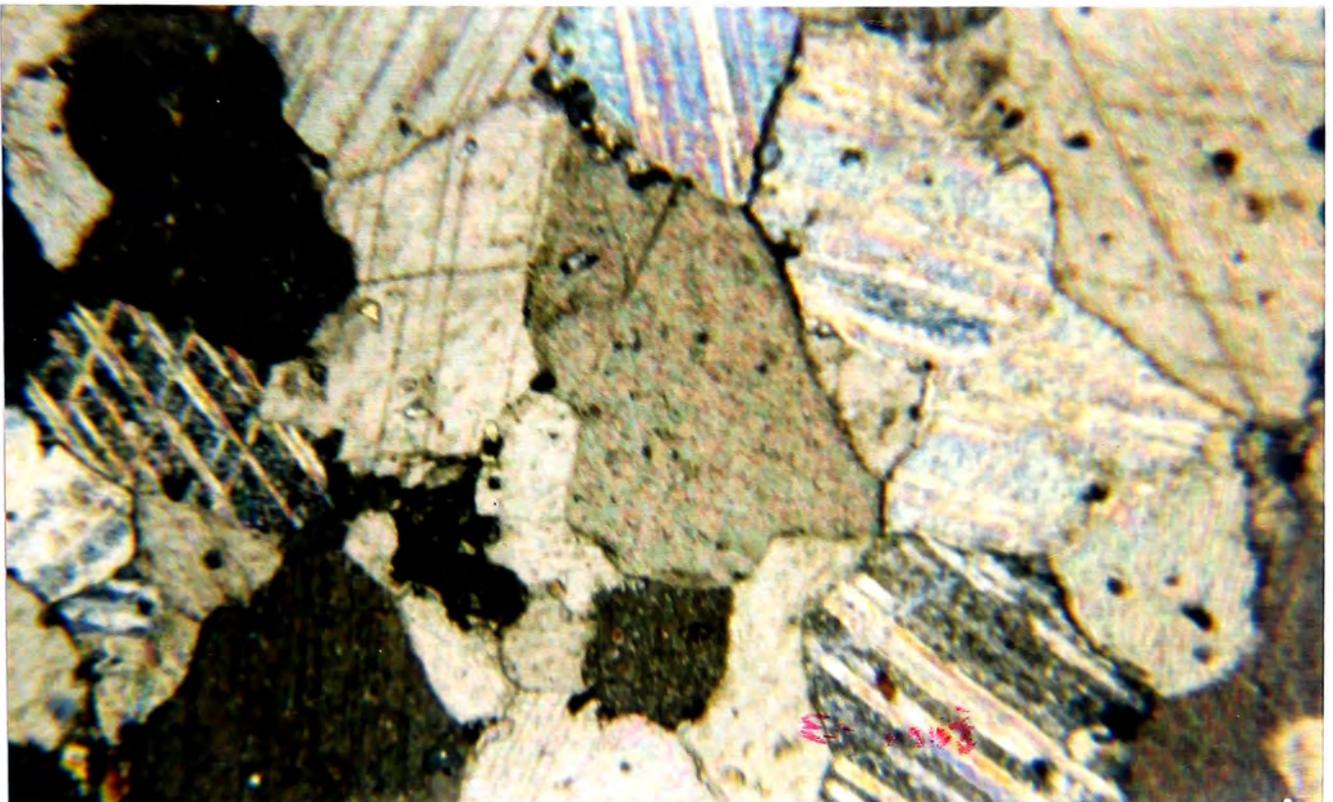
CH-115 . Skarn de granate, mt., qz., Pxs.salpicados. (Nicoles cruzados, 6.3x, 1/100)



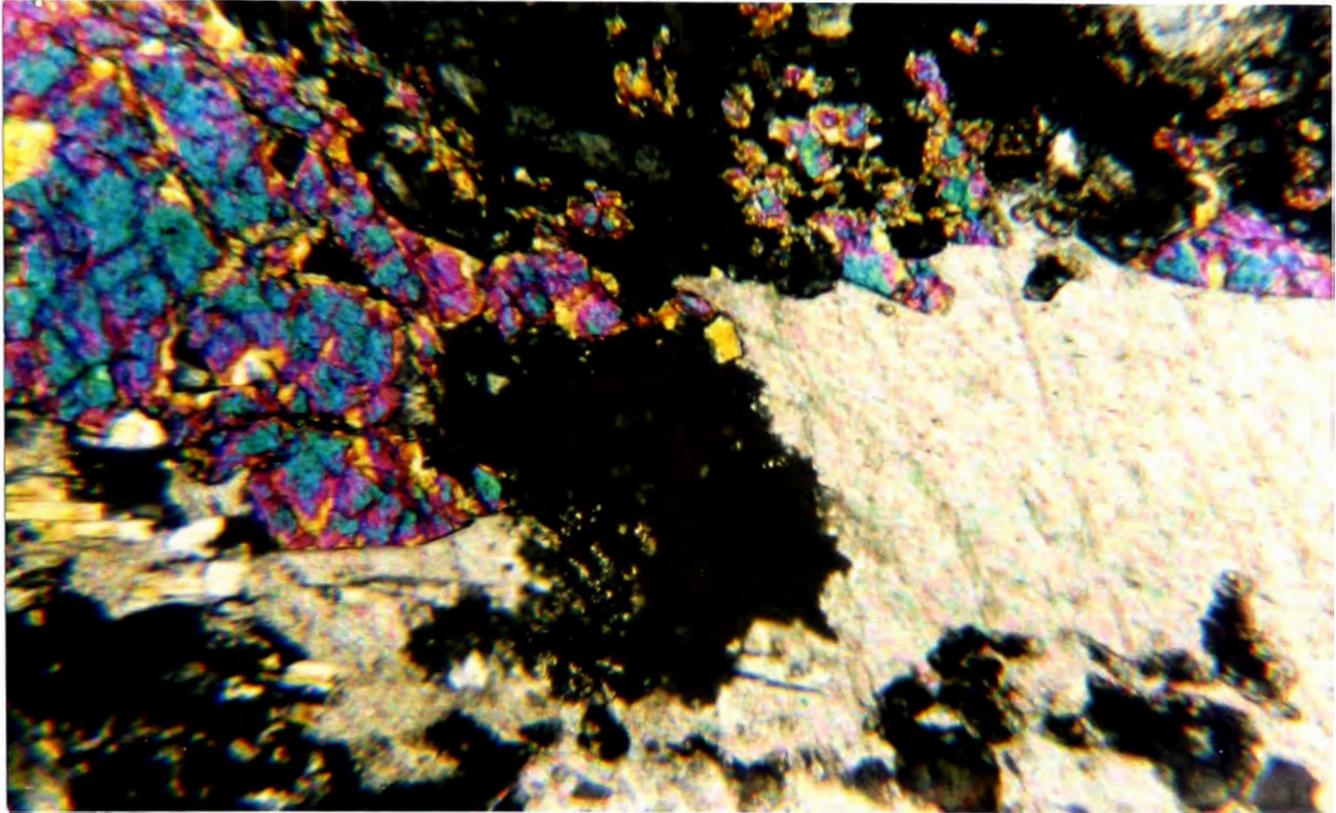
CH-114(1). Skarn de Pxs, Skarn de mt.(Nicoles cruzados, 6.3x, 1/80)



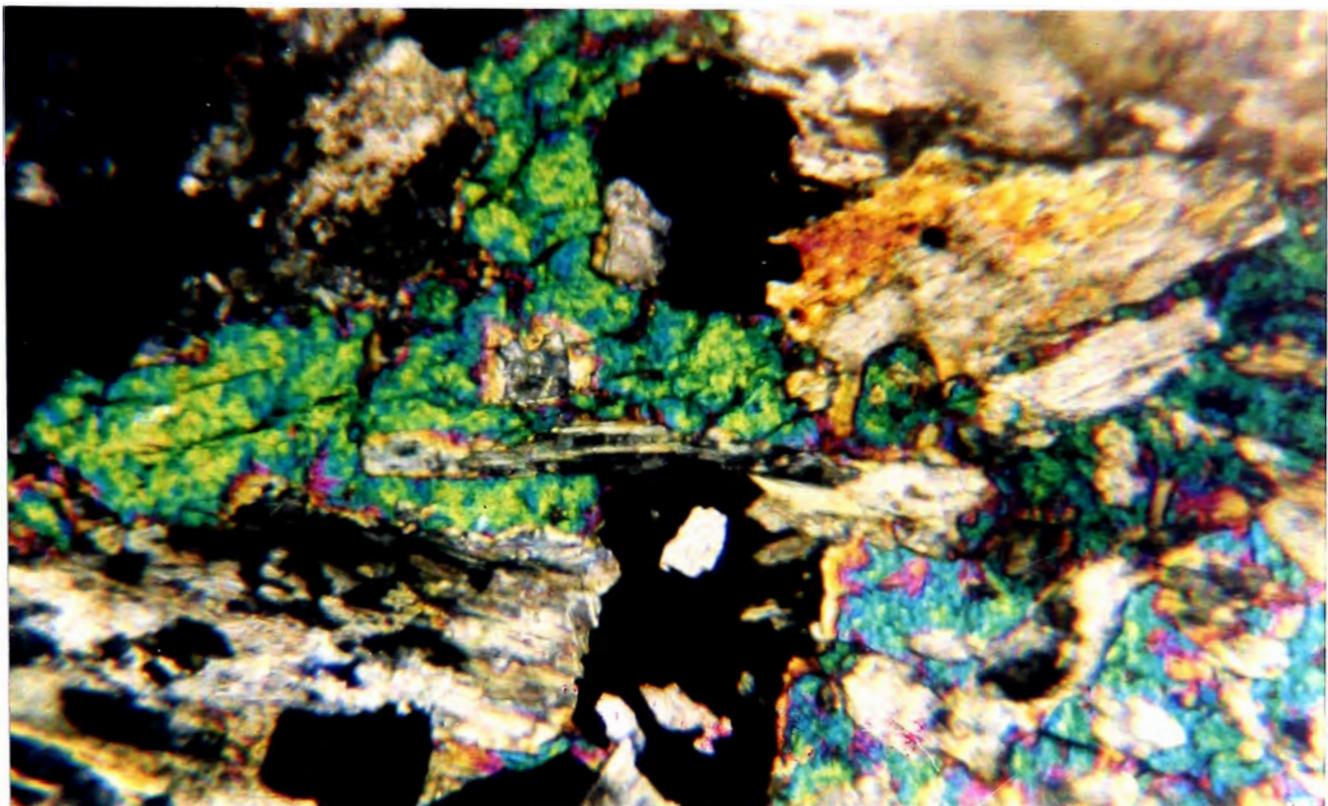
CH-130. Caliza (Nicoles cruzados, 6.3x, 1/60)



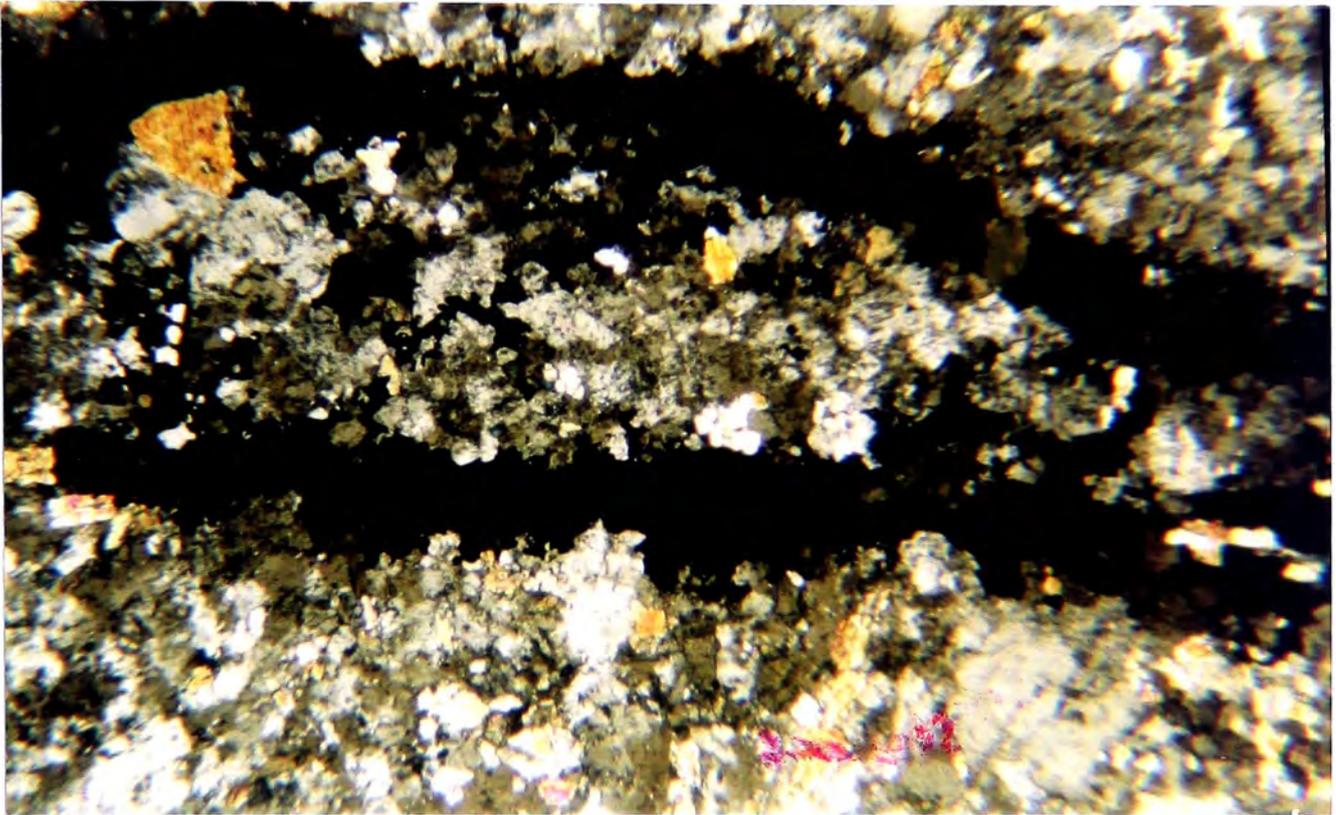
CH-131. Marmol (Nicoles cruzados, 6.3x, 1/60)



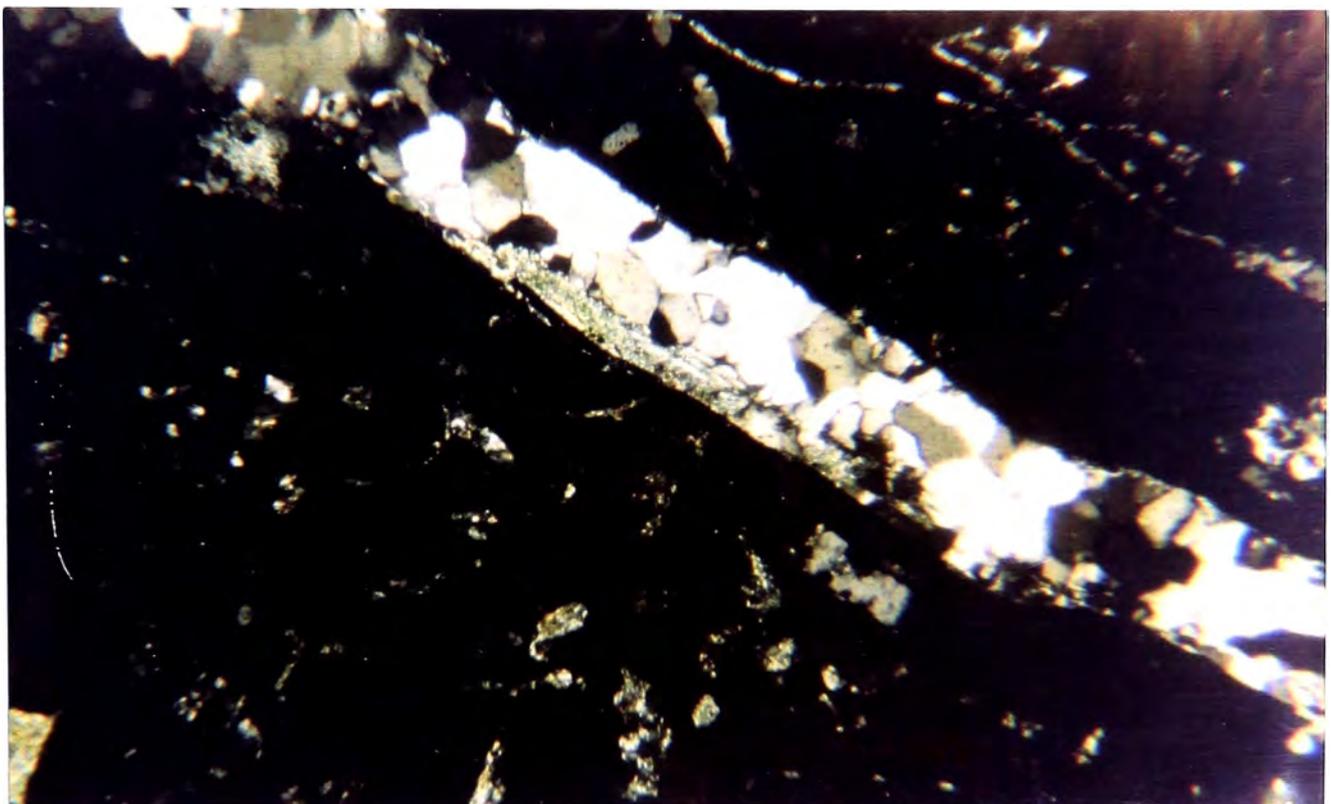
CH-118(2) Granate, epidota, cuarzo , calcita (Nicoles cruzados, 12.5x, 1/60)



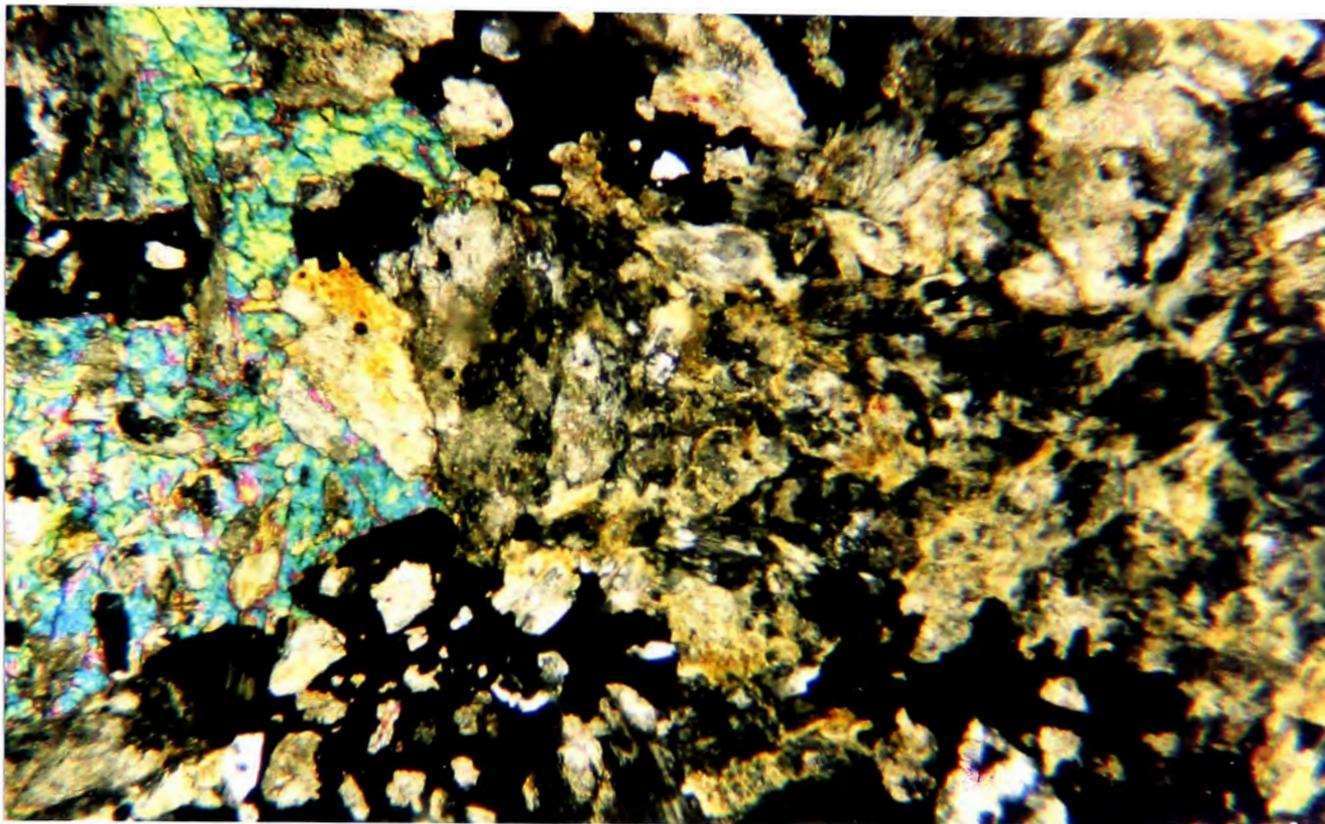
CH-109(2) Mineral opaco (mt), Pxs, ANFs, epidota. (Nicoles cruzados, 6.3x, 1/60)



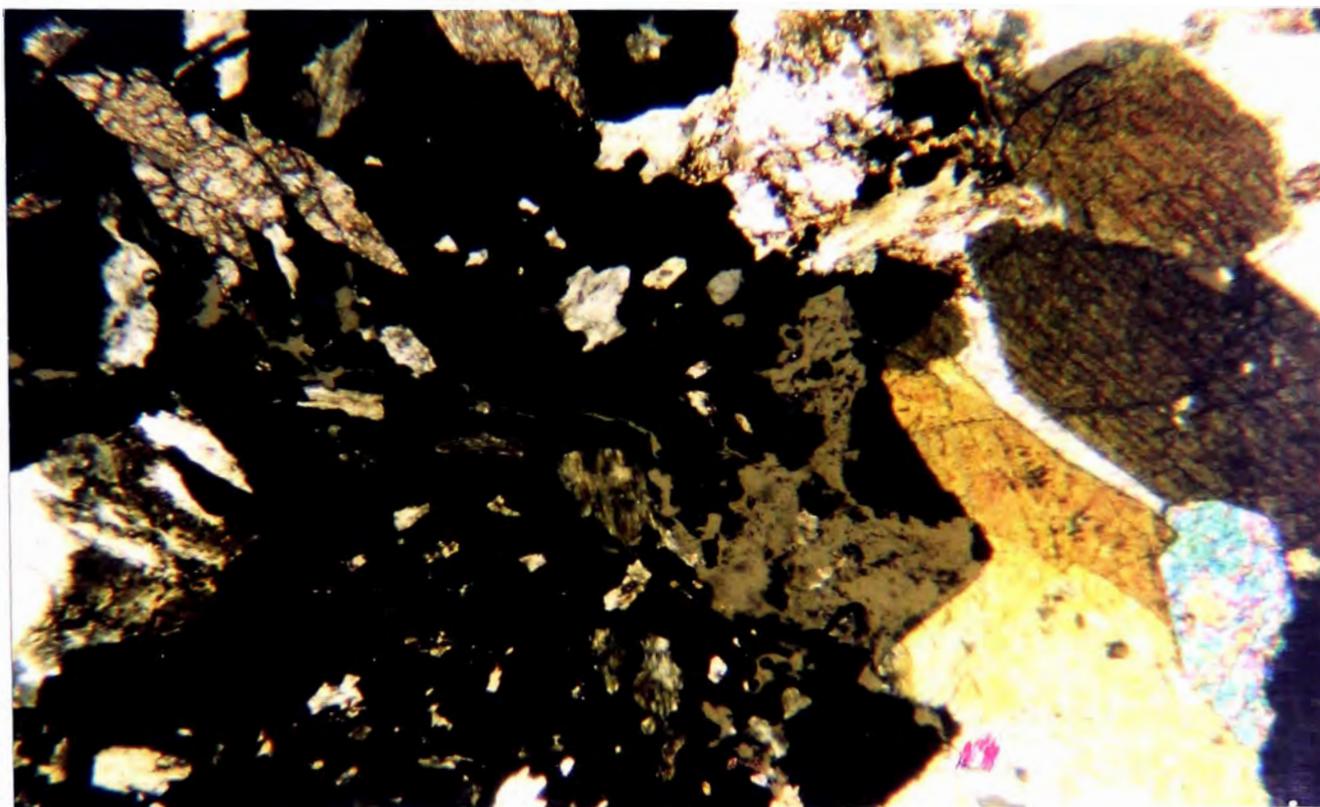
CH-118(3) Cuarzo, Pxs, venillas de mineral opaco (mt.) (Nicoles cruzados, 6.3x, 1/60)



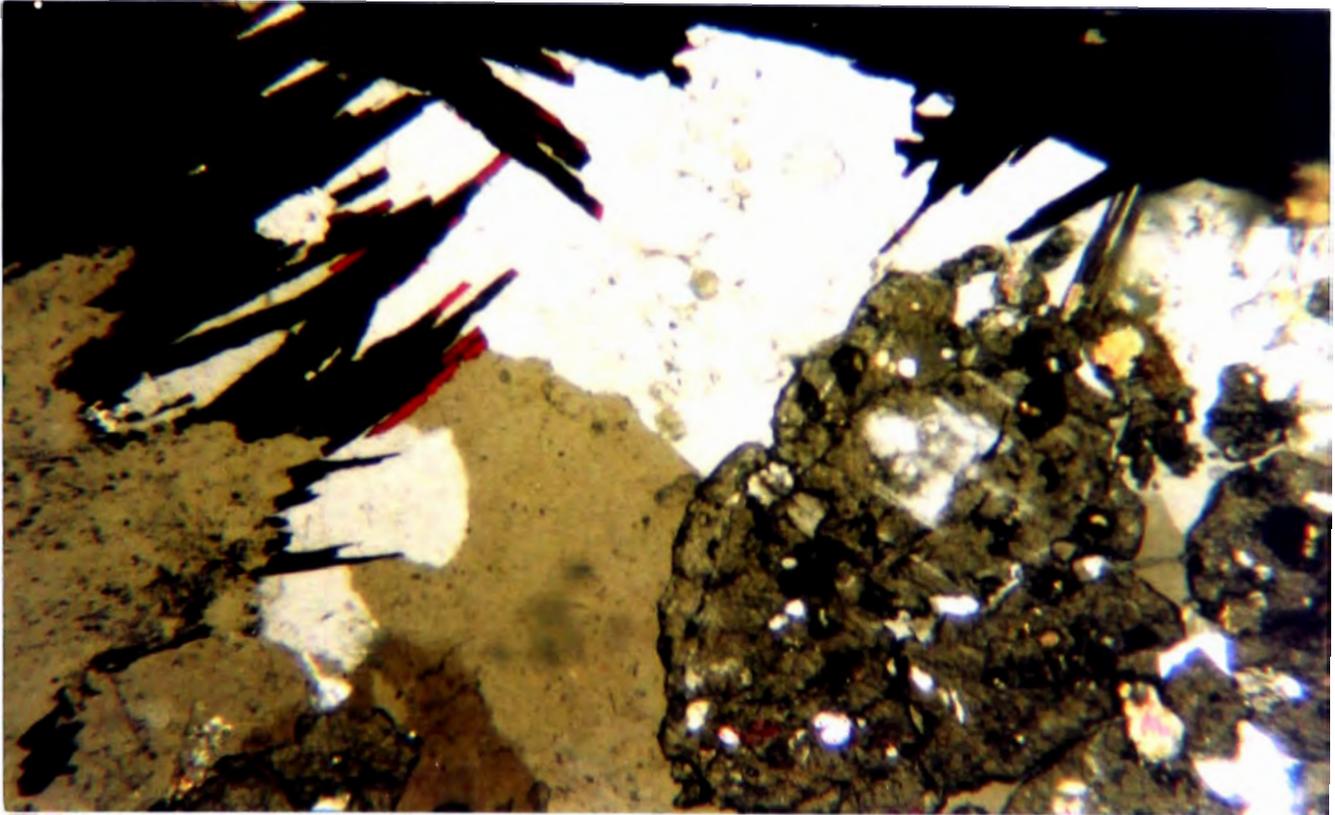
CH-128 Mineral opaco (mt), venillas y disseminación de cuarzo. (Nicoles cruzados, 6.3x, 1/3



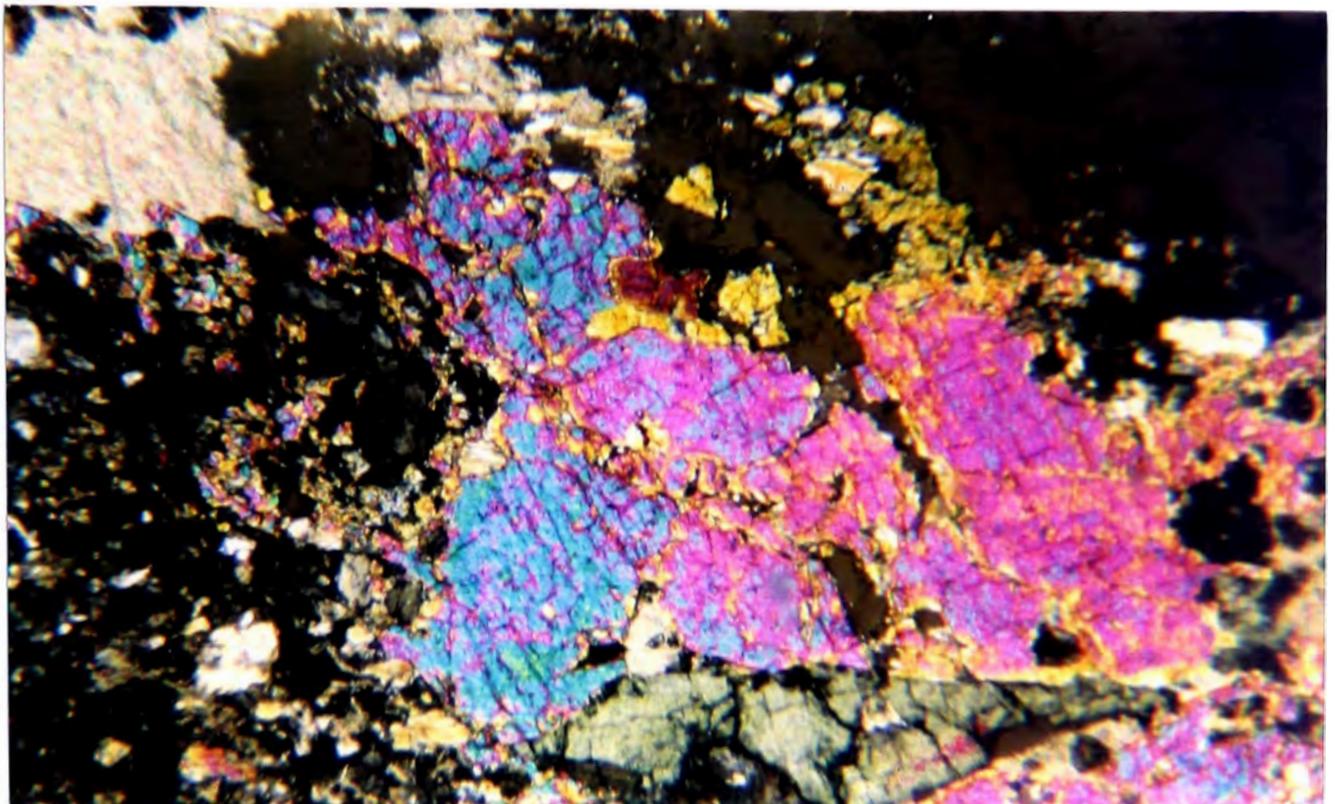
CH-109(1) Epidota, mineral opaco, ANFs (actinolita – tremolita), clorita, arcillas. (Nicoles cruzados, 6.3x, 1/60)



CH-109 Mineral opaco (mt) , Pxs, ANFs, epidota, esfena. (Nicoles cruzados, 6.3x, 1/60)



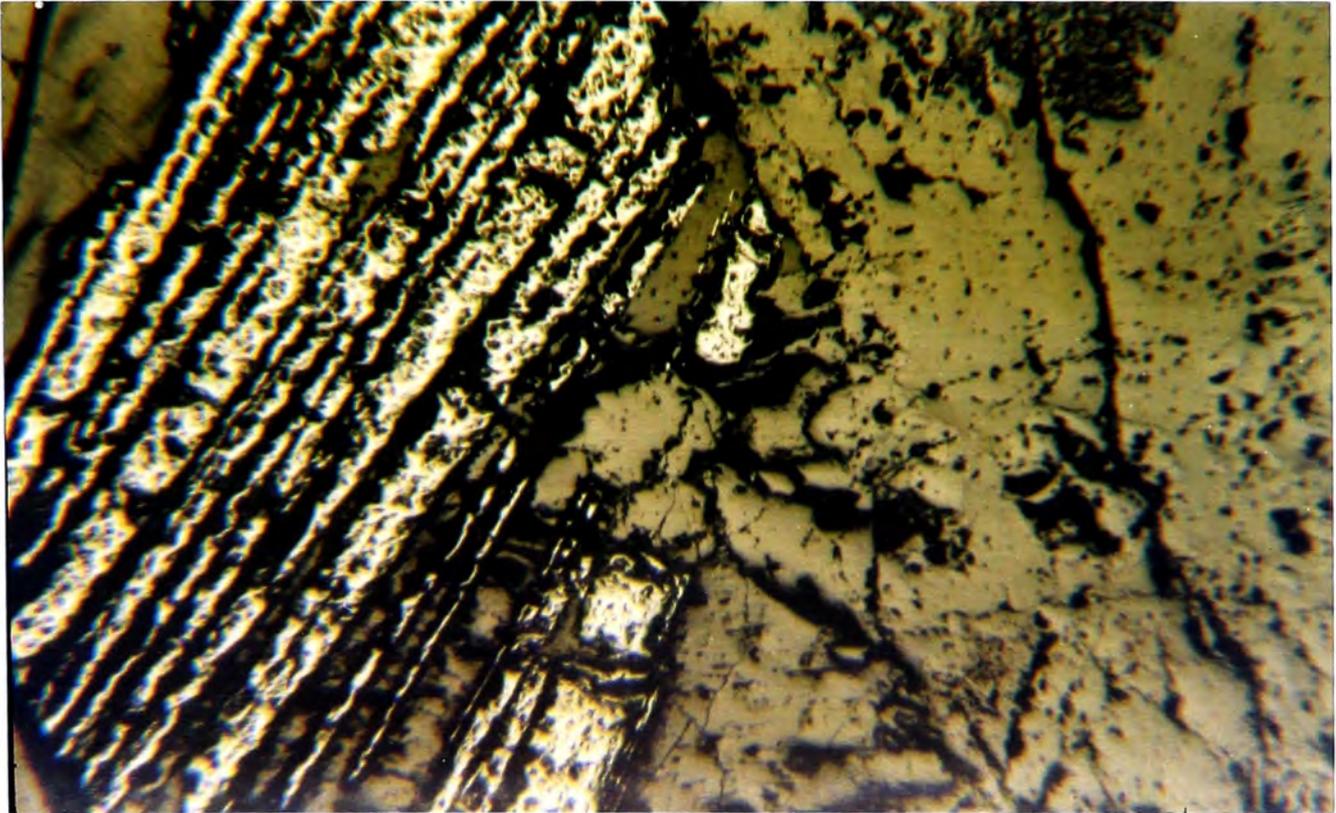
CH-122A . Granate, cuarzo, Pxs., especularita. (Nicoles cruzados, 6.3x, 1/25)



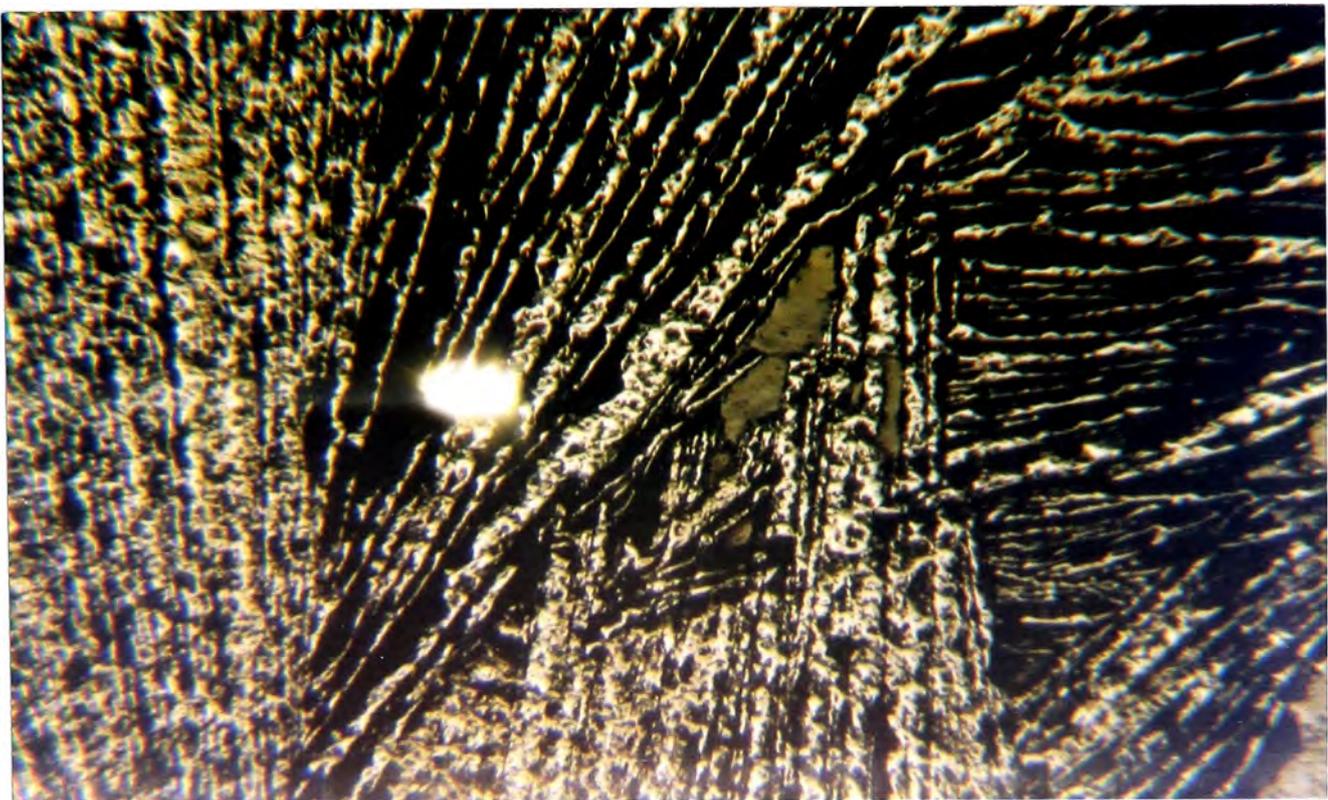
CH-118(2) Epidota, granate, calcita, cuarzo. (Nicoles cruzados, 12.5x, 1/60)

CALCOGRAFIA

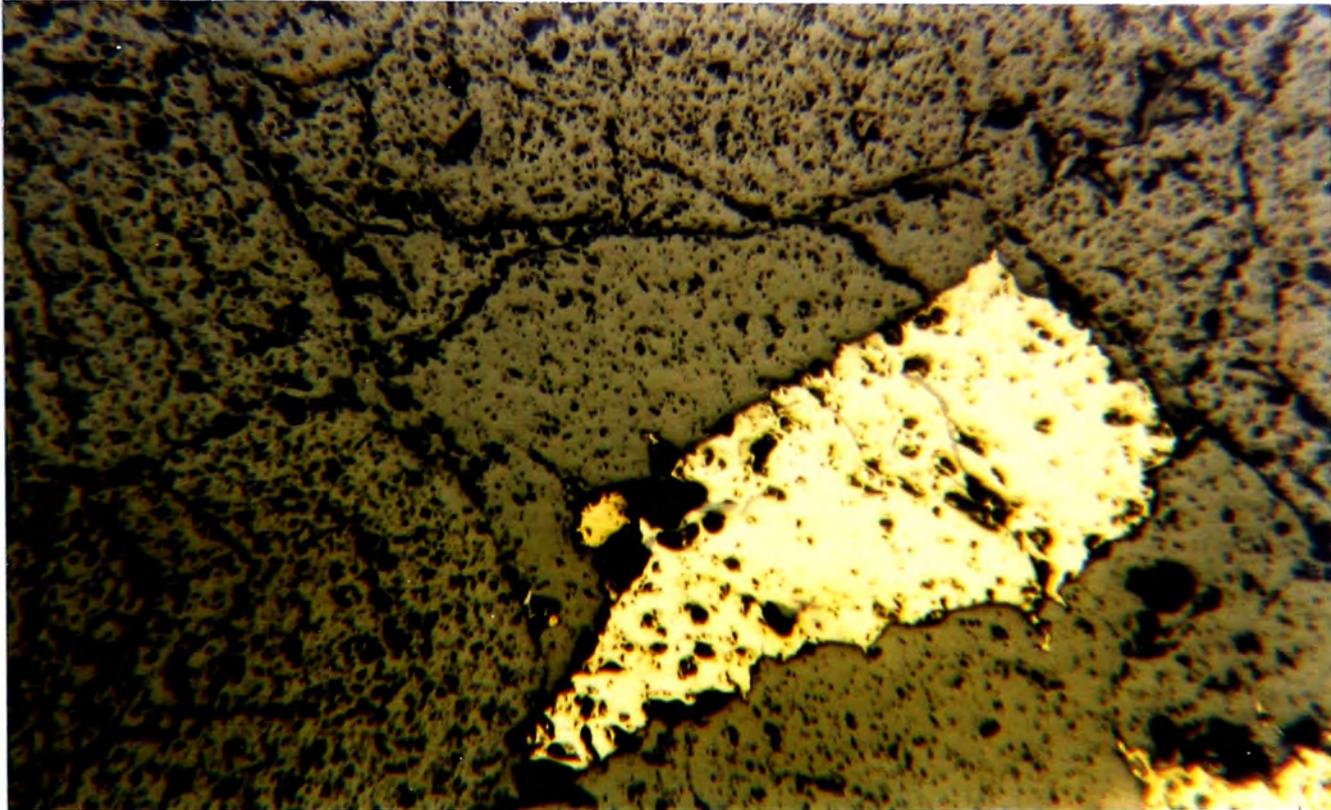
Las muestras presentan diversas características y asociaciones de minerales así como: CH-128 (granate + especularita), CH-122A ,(especularita -fibrosa, granate), CH-117(1) (coagula de calcopirita en granate), CH-118 (calcopirita,mt, granate?), CH-118 (calcopirita entre los granos de mt y granate), CH-108A(3)(relictos de calcopirita dentro de calcocita, especularita y granate), CH-108A(1) (calcosita relleno de fracturas en calcopirita), CH-118-I (venilla de calcopirita dentro de cuarzo), P-9 (grano de calcopirita zonada con calcosita), CH-121(1) (venilla de mt. en skarn de granate), CH-112 (venilla de calcopirita en roca monzonita).



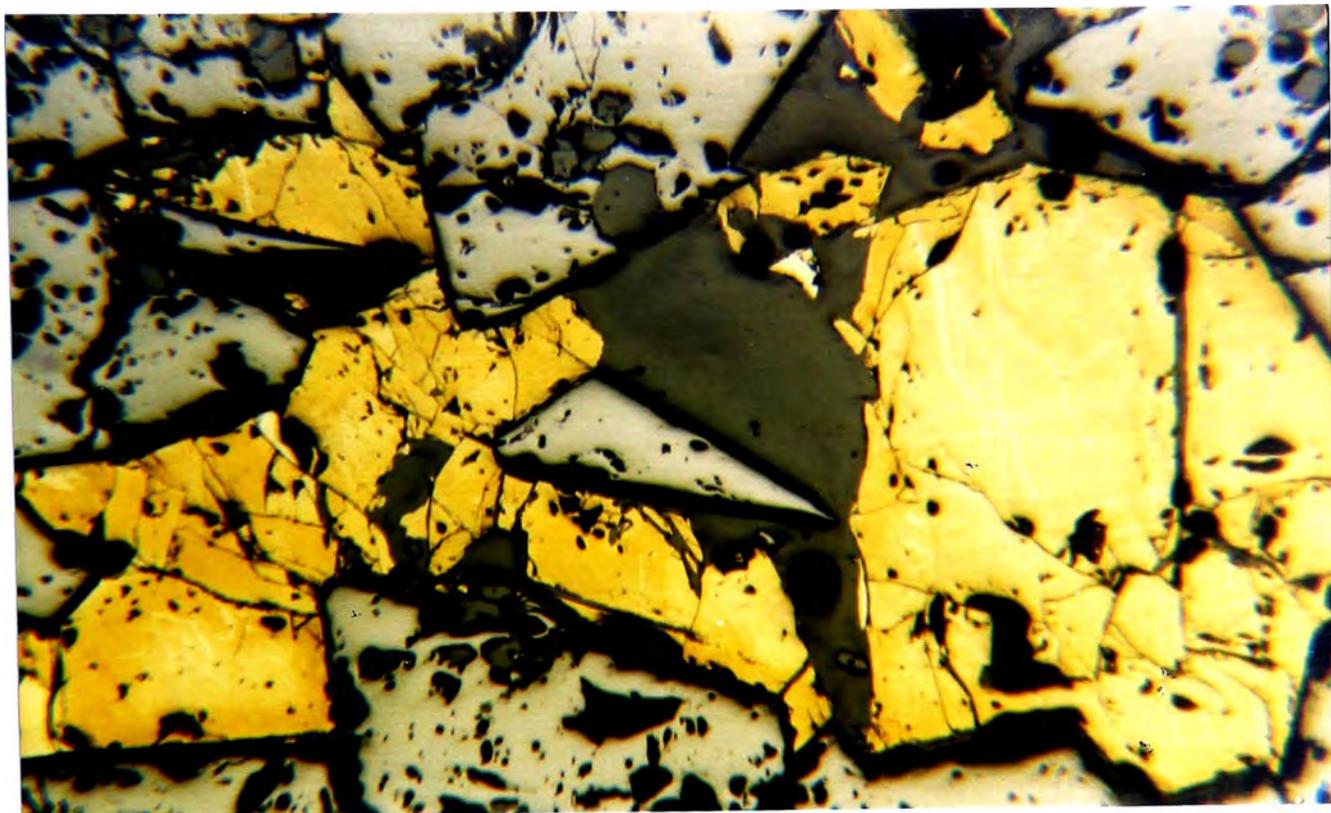
CH-124 Granate, especularita (fibrosa) (Nicoles paralelos, 6.3x, 1/60)



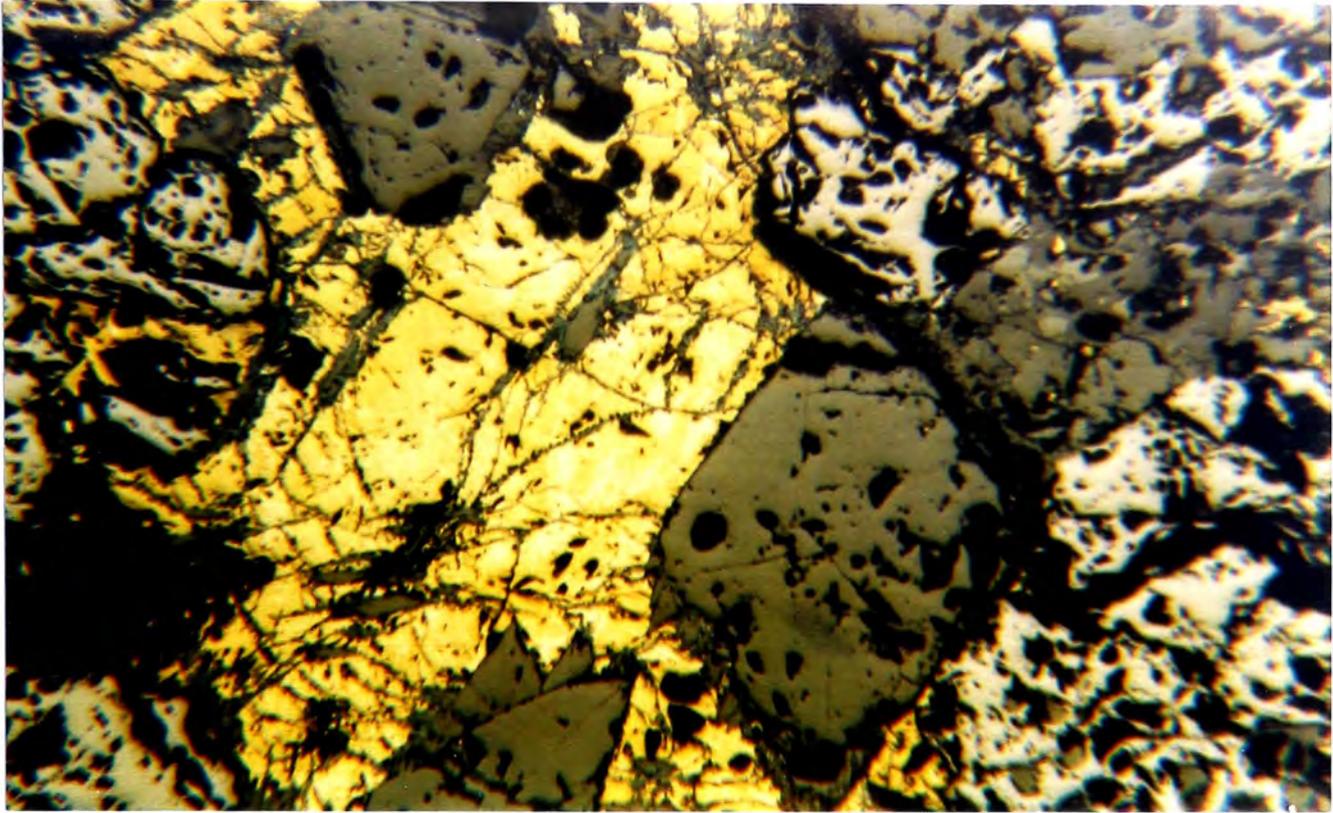
CH-122 A .Especularita (fibrosa), granate (Nicoles paralelo, 6.3x, 1/60)



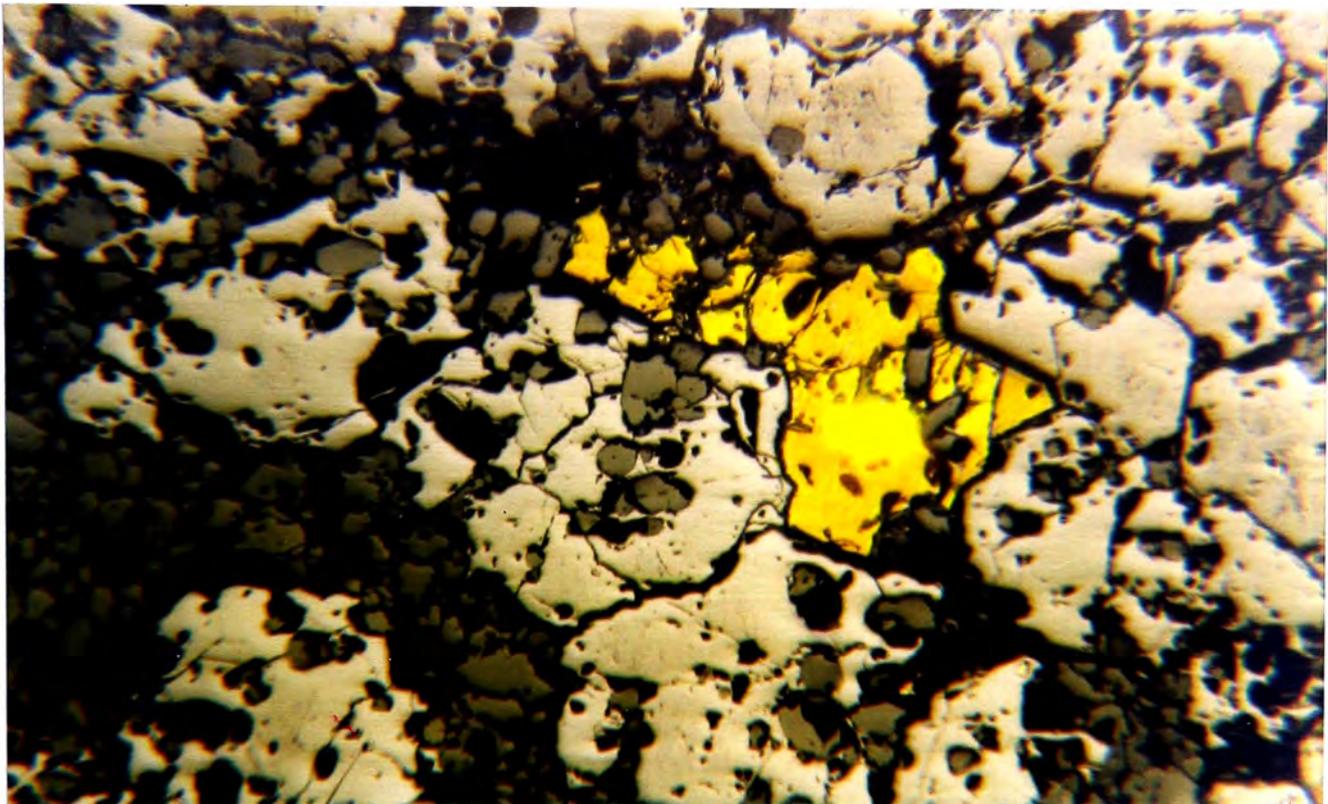
CH-117(1) Coagula de calcopirita en granate. (Nicoles paralelos, 6.3x, 1/60)



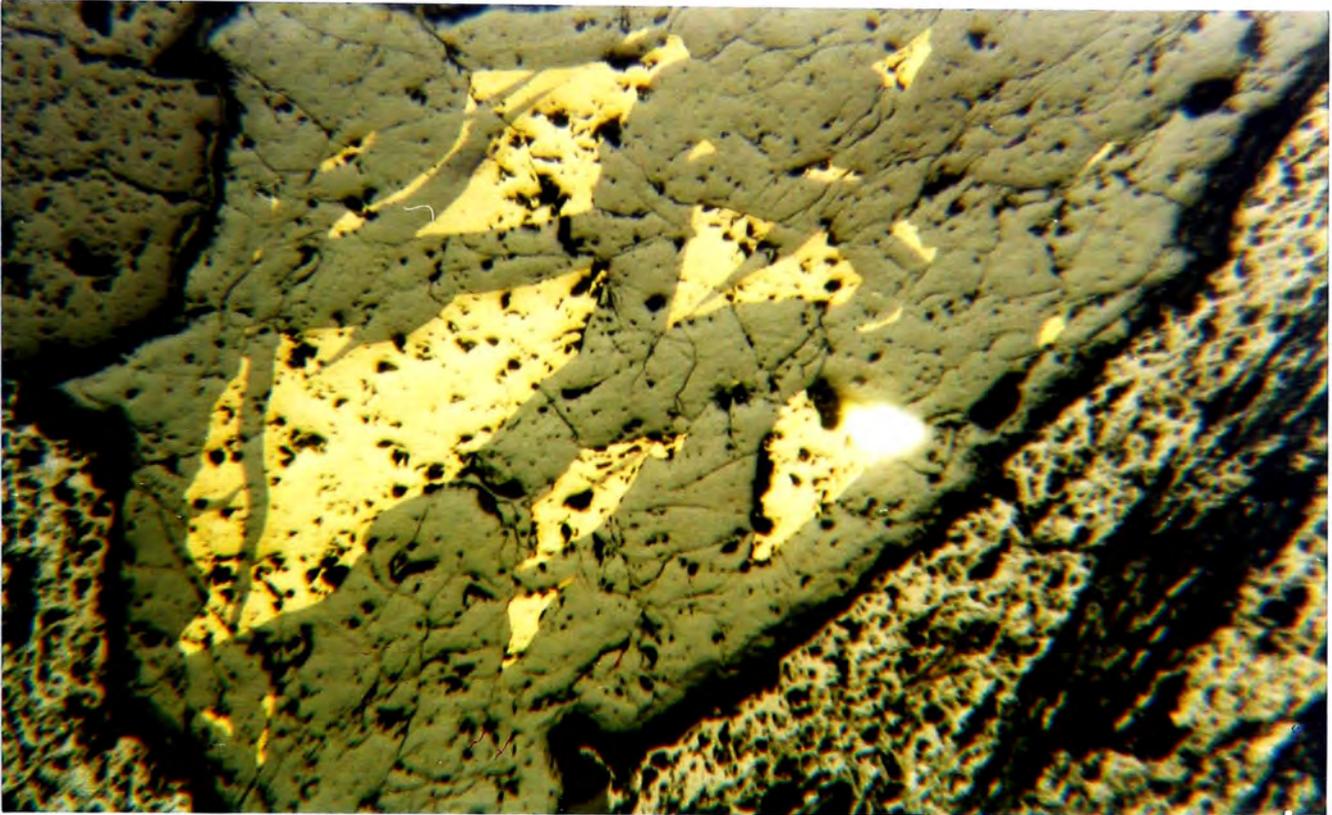
CH-118 Calcopirita, mt, granate? (Nicoles paralelos, 6.3x, 1/60)



CH-116 Calcopirita entre los granos de mt. y ganate. (Nicoles paralelos, 6.3x, 1/60)

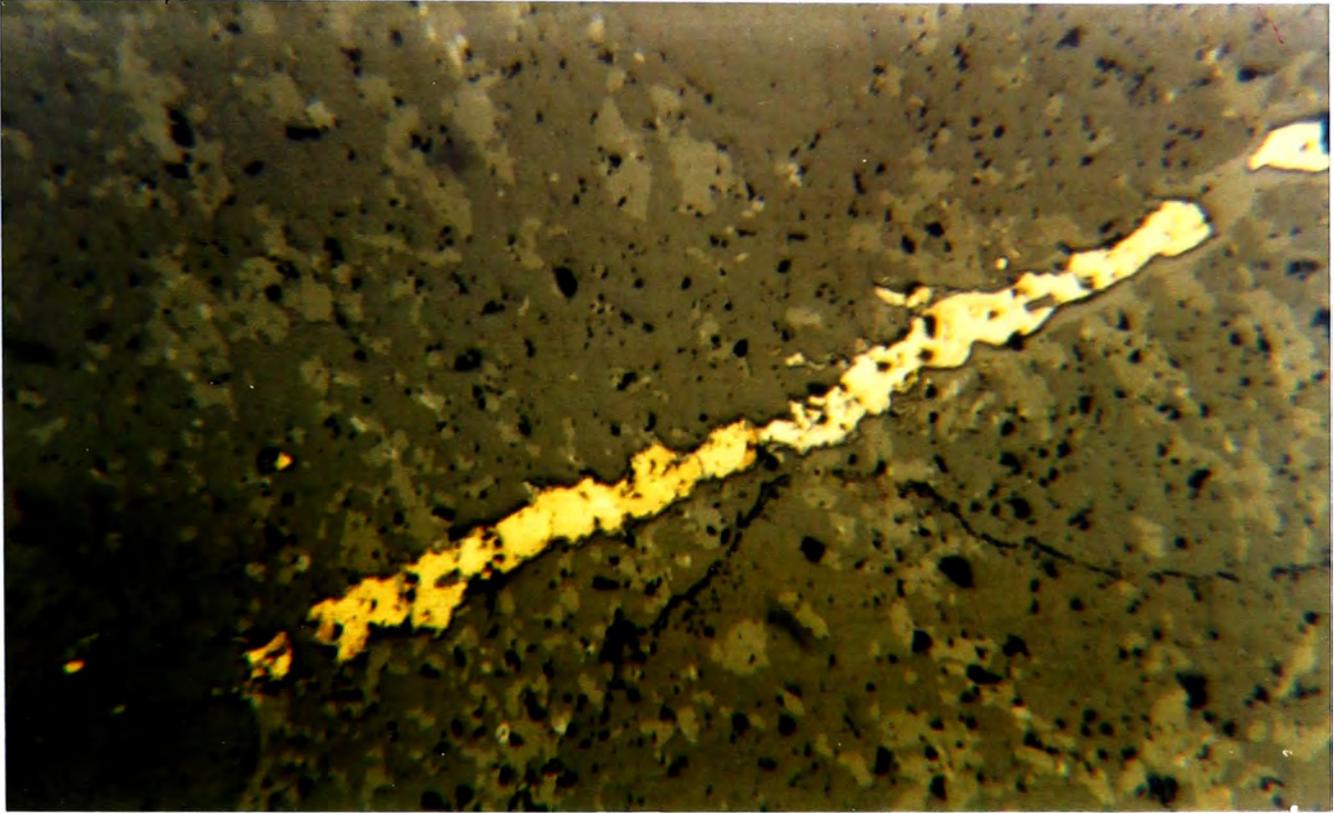


CH-118 Calcopirita entre los granos de granate y magnetita. (Nicoles paralelos, 6.3x, 1/60)

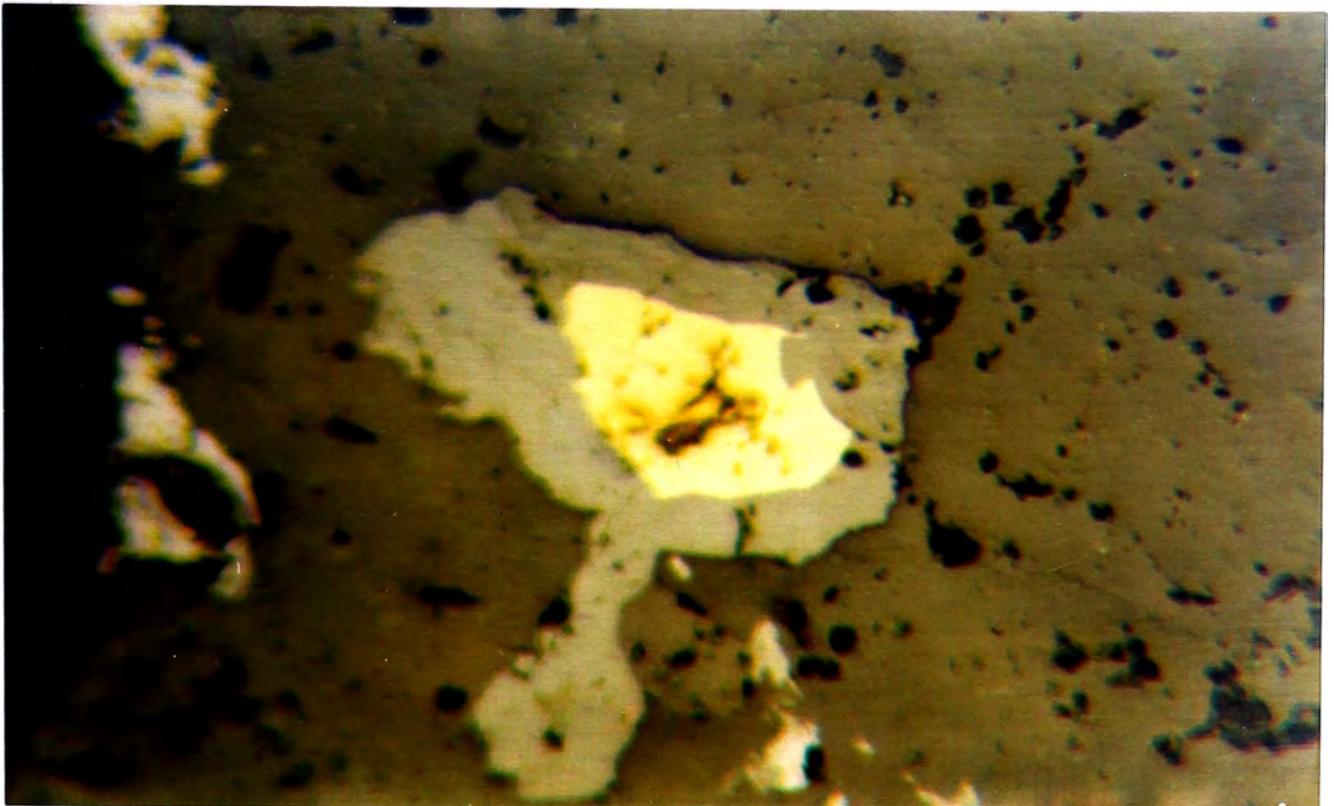


CH-108A (3) Relictos de calcopirita dentro de calcosita, especularita y granate. (Nicoles paralelos, 6.3x, 1/60)

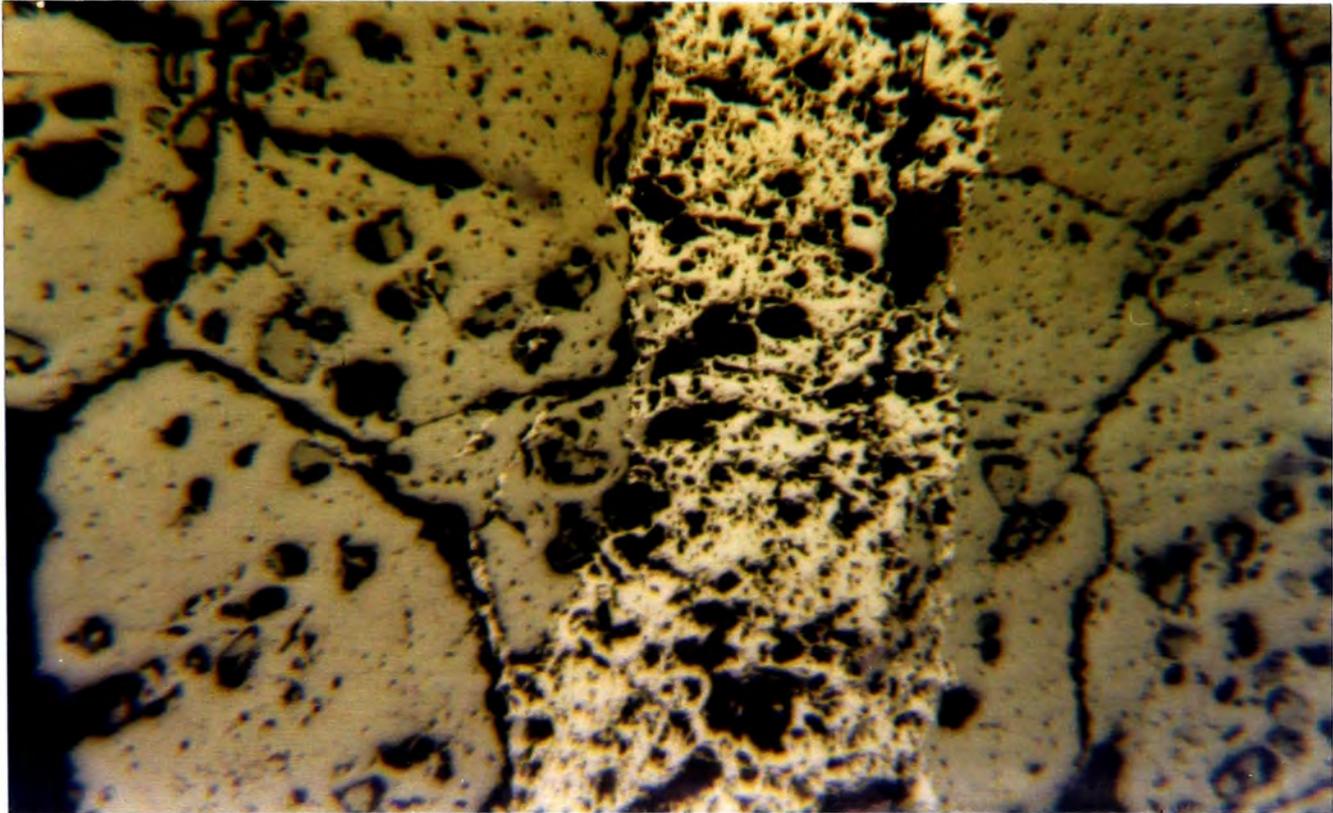
CH-108 A (1) Calcosita relleno de fracturas dentro de la calcopirita. (Nicoles paralelos, 6.3x, 1/60)



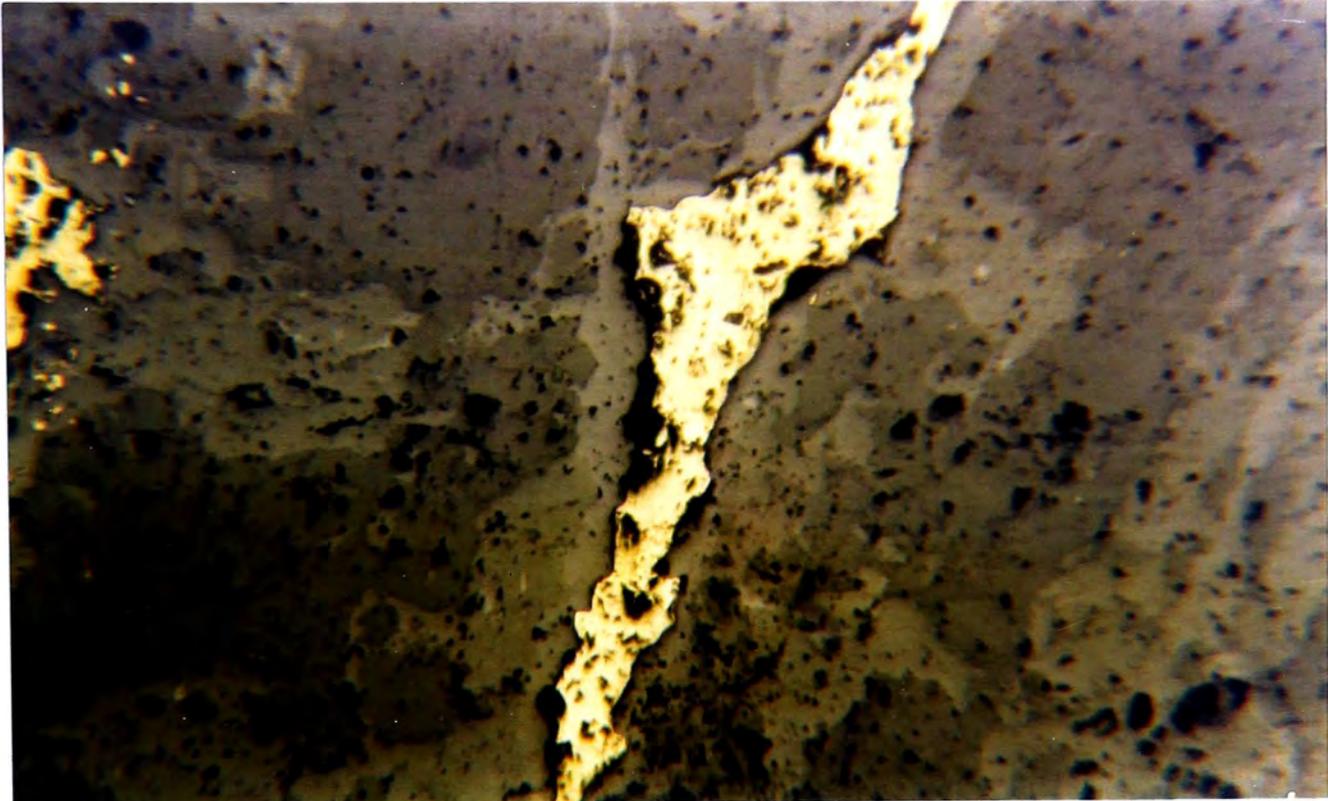
CH-118-I Venilla de calcopirita dentro del cuarzo. (Nicoles paralelos, 6.3x, 1/60)



P-9 Grano de calcopirita alterandose a calcosita dentro de una roca intrusiva (monzonita) (Nicoles paralelos, 6.3x, 1/60)



CH-120(1) Venilla de magnetita en skarn de granate. (Nicoles paralelos, 6.3x, 1/60)



CH-112 Venilla de calcopirita en roca intrusiva. (Nicoles paralelos, 6.3x, 1/60)

XI. GEOLOGIA DEL YACIMIENTO DE CHALCOBAMBA

XI-1. LITOLOGIA

XI-1.1 Rocas Sedimentarias

Entre las unidades litológicas sedimentarias mencionadas anteriormente, afloran únicamente las calizas Ferrobamba hacia la esquina NE del yacimiento. Estas calizas de color gris, bastante distorsionadas y cortadas por algunas fallas inversas de rumbo aproximado E -O, muestran hacia el sur, en contacto con los intrusivos, una gradación a mármol , hornfels y skarns.

XI-1.2 Rocas Intrusivas

Las rocas intrusivas, de composición intermedia a ácida afloran de manera de apófisis y diques dentro del cuerpo principal de skarn y como una masa continua, limitando el yacimiento, hacia los extremos este, oeste y sur del distrito minero Las Bambas. Las rocas intrusivas son de tres tipos principales : diorita, granodiorita y monzonita porfirítica. Observándose también rocas de composición tonalítica y monzodiorítica, localizadas mayormente en el contacto de los diferentes intrusivos y originadas posiblemente como resultado de la asimilación de la diorita por los intrusivos más jóvenes de granodiorita y monzonita porfirítica.

XI-1.2.1 Diorita

Este intrusivo, que tiene una amplia distribución en los alrededores del yacimiento, solamente aflora como pequeños cuerpos remanentes (techos colgantes) en el lado sur y este de Chalcobamba.

La diorita es de color gris oscuro y de textura fanerítica. Se encuentra moderadamente recristalizada y mineralizada, como resultado del emplazamiento de los intrusivos más jóvenes y de los procesos metasomáticos subsecuentes.

Bajo el microscopio, la diorita está constituida esencialmente por plagioclasas , algunas de las cuales muestran zonamiento y bordes " derretidos " . Entre los máficos la hornblenda prima sobre la biotita. El cuarzo es intersticial y está

presente en menor cantidad (10 %). Diseminaciones de opacos (magnetita, chalcopirita) aproximadamente 3 % , se encuentran generalmente reemplazando a hornblenda , acompañados de biotita , esfena , calcita y epidota.

XI-1.2.2 Granodiorita

Tiene amplia distribución en los alrededores del yacimiento, aflora irregularmente distribuido dentro del cuerpo de skarn.

En algunos afloramientos, se puede observar que la granodiorita contiene numerosos xenolitos de diorita parcialmente asimilados y como resultado grada a tonalita.

En los afloramientos mayores, la roca generalmente exhibe una textura granítica de grano medio con un lineamiento bastante notorio debido a la disposición subparalela de la hornblenda; en cambio, en pequeños apófisis se presenta con una textura porfirítica de dacita y mostrando alteración metasomática moderada.

La granodiorita mayormente exhibe un color gris claro y bajo el microscopio está constituida principalmente de cristales subhedrales de plagioclasa, alguno de los cuales se encuentran zonados, con hornblenda y biotita parcialmente cloritizadas, cuarzo y ortosa intersticial. Se observan también cristales de plagioclasa mostrando bordes de reacción mirmequítica en contacto con ortoclasa; esfena de origen primario y metasomático, algunos de los granos alterados hidrotermalmente a calcita; y esporádicamente, grandes playas de feldespato perfitico de posible origen hidrotermal conteniendo pequeños cristales de plagioclasa y hornblenda.

XI-1.2.3 Monzonita Porfirítica

Aflora mayormente en una vasta zona al oeste del yacimiento, ocurre en el área de estudio a manera de diques y apófisis que atraviesan tanto el cuerpo de skarn como a los intrusivos anteriormente mencionados.

La monzonita porfirítica es de color gris claro y se encuentra bastante fresca. Bajo el microscopio la roca está constituida mayormente de fenocristales de plagioclasa, algunos de ellos zonados y con bordes corroídos; playas redondeadas de cuarzo (cuarzo bipiramidado); menor cantidad de ortosa, biotita y hornblenda, los cuales se encuentra diseminados en una matriz microcristalina de cuarzo, ortoclasa, biotita y hornblenda.

XI-1.2.4 Diques

Diques de riodacita (delenita) bastante frescos, conteniendo diseminaciones de calcopirita, afloran ocasionalmente en algunos sectores periféricos del yacimiento, cortando a la monzonita porfírica . También se observan algunos diques de andesita, atravesando a las calizas Ferrobamba en los alrededores de Chalcobamba.

XI-1.3 Rocas Metamórficas

Formados a partir de las rocas sedimentarias por metamorfismo de contacto con las rocas intrusivas adyacentes.

Se dividen en cuatro grupos dominantes:

Skarn de magnetita

Skarn de granate

Skarn de piroxenos

Hornfels

XI-1.3.1 Skarn de magnetita

Se presenta masiva, grano fino, con hilos, granos y lentes de calcopirita. La magnetita se halla intercalada con bandas irregulares de granate y piroxenos..

Hacia el oeste la magnetita tiene poca proporción de calcopirita, en cambio , hacia el NE la proporción es mayor.

En las secciones se observa que las capas superiores de los afloramientos tienen mayor porcentaje de magnetita que a profundidad disminuye notablemente.

XI-1.3.2 Skarn de granate

Constituído por granate rosado, marrón, verde claro, masivo y de grano fino a grueso, ocasionalmente presenta especularita, mosquetovita, epidota, calcita, clorita, actinolita y chert.

Se ha observado una capa de granatita casi pura tanto en la parte superior como en la parte inferior del horizonte de magnetita. En la parte inferior, en la granatita, se aprecia en varios taladros dos zonas que correlacionan en ley y textura, la próxima a la magnetita está compuesto por granate de grano fino a medio y ocasionalmente grueso con diseminación de calcopirita. La segunda más lejos de la magnetita, es de grano fino, muy dura y menos proporción de calcopirita.

Hay bandas de varios colores compuesta de granate, epídota y especularita de grano grueso. No siempre es favorable a la mineralización .

En algunas zonas se observa epídota de grano fino a medio, se la observa en la granatita y en la magnetita y su proporción aumenta cerca al intrusivo. Es estéril .

XI-1.3.3 Skarn de piroxenos.

De colores blanco, blanco amarillento, verde claro de grano fino, se observa formando bandas con la magnetita, es más frecuente observarlo junto a la magnetita, se observa mineralización de calcopirita en forma diseminada.

XI-1.3.4 Hornfels.

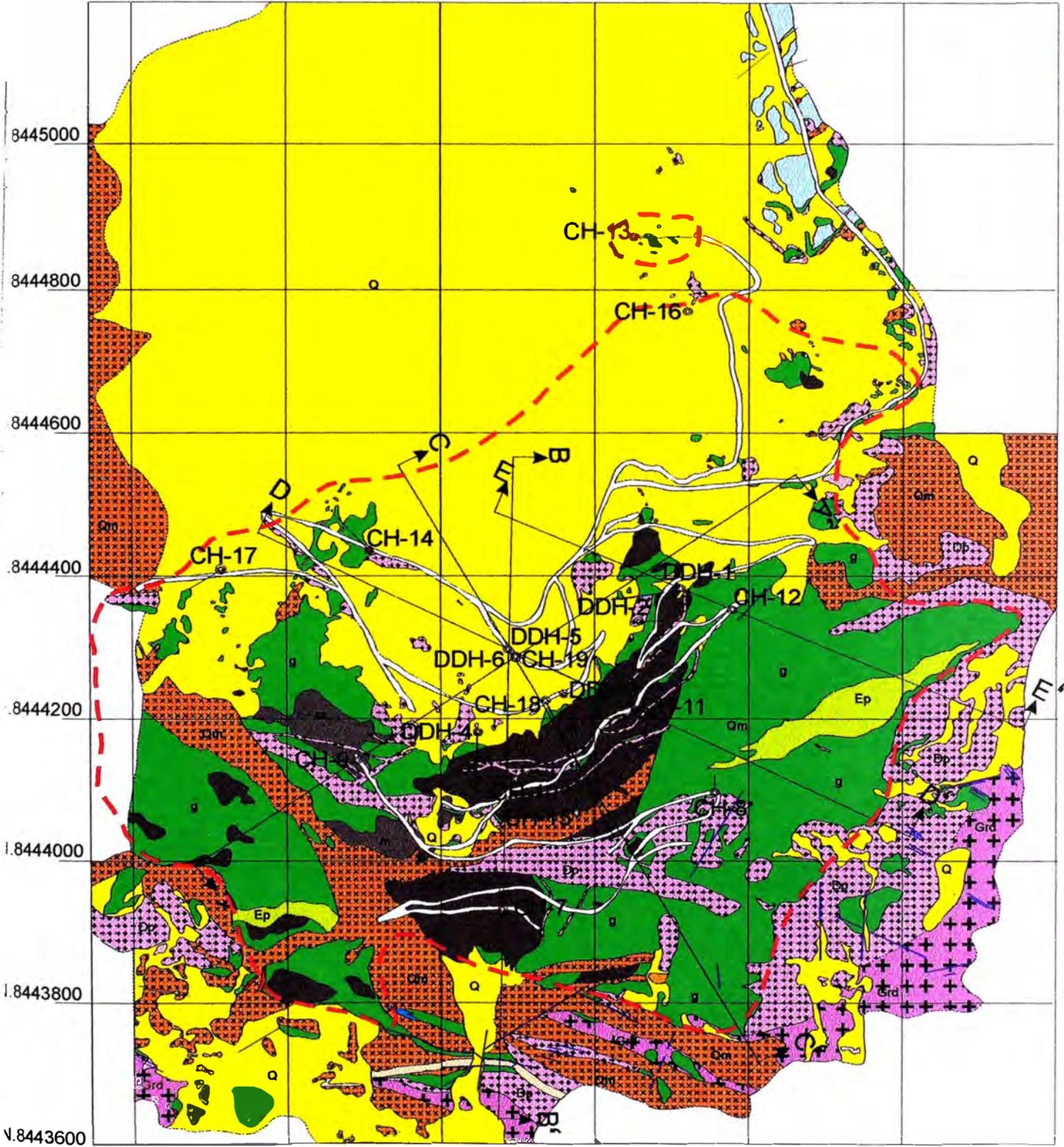
Pequeñas franjas de hornfels se encuentran irregularmente distribuidas dentro del cuerpo de skarn, generalmente relacionado con apófisis de granodiorita. Esta roca de textura equigranular fina, que hacia la periferia del yacimiento exhibe colores claros, se presenta de colores claros y colores verdosos debido posiblemente a que los minerales componentes fueron afectados por procesos metasomáticos subsecuentes.

Observados al microscopio, estas rocas están formadas principalmente de un agregado equigranular fino de piroxenos, cuarzo y algunos granos de granate.

En otros yacimiento como el de BHP Tintaya se observa claramente el hornfels distinguiendose como tres variedades:

Hornfels de biotita, hornfels de piroxenos y hornfels de granate.

786200E 786400E 786600E 786800E 787000E 787200E 787400E



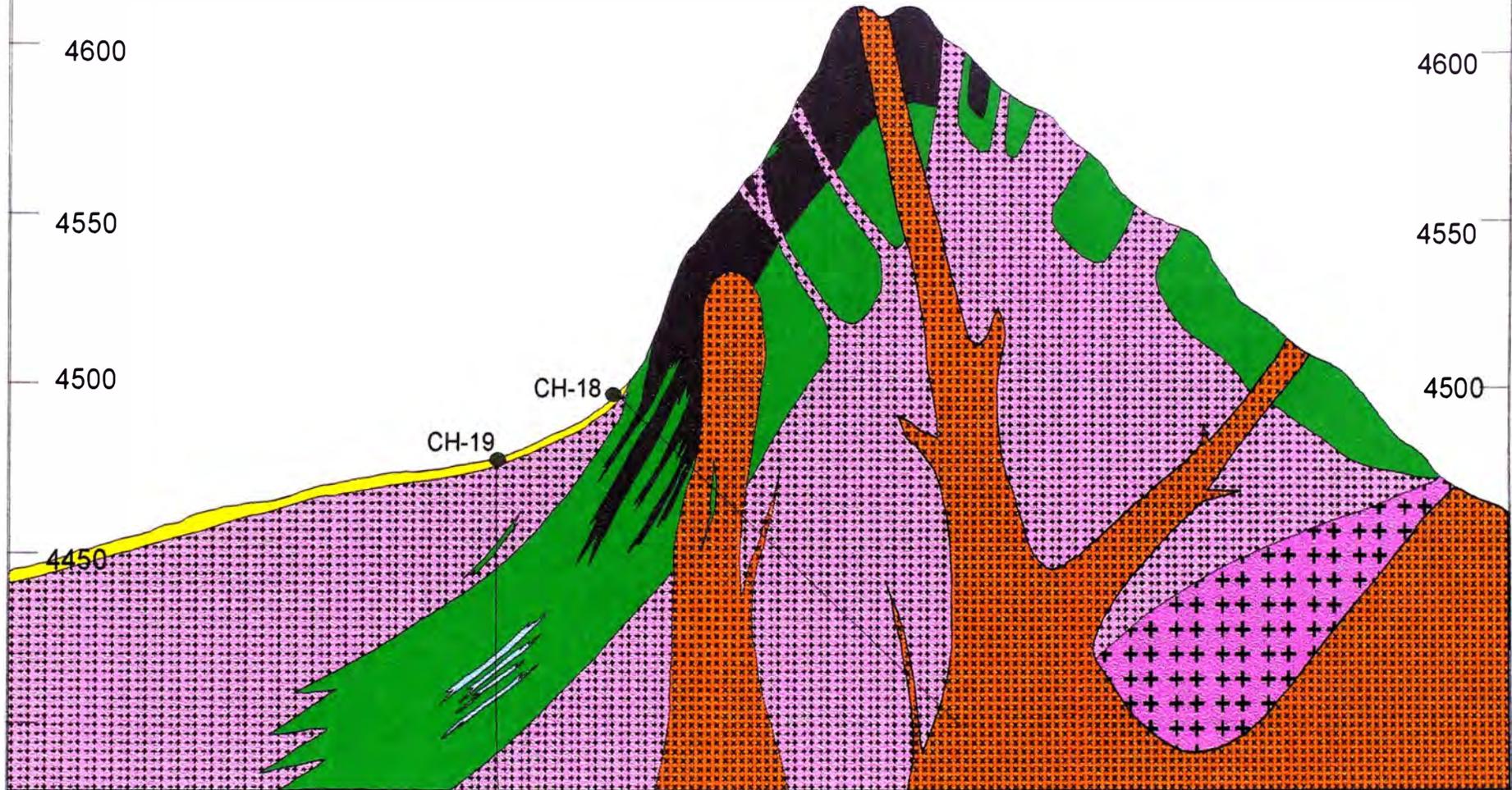
LEYENDA

- | | |
|--------------|-----------------------|
| Q | Grd |
| Qm1 | Marm |
| Diort. Porf. | Skarn Mgt.+Skarn Pxs. |
| Ep | Fallas |
| Skarn Grte | Tald.perf. |
| Qm2 | Secciones |

UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA

PLANO GEOLOGICO
CHALCOBAMBA



C**C'****SECCION MIRANDO AL S30°E**

Diort. Porf.



Skarn Mgnt.+Skarn



Qm1



Marmol



Grdt.



Q



Skarn Grnte



Taladro perf.

UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA

MODELO GENETICO PRELIMINAR

CHALCOBAMBA-APURIMAC-PERU

Metros

0 40 80

Sergio Cardoso C. 1,998

XI-2 RELACIONES ESTRUCTURALES

La distribución y ocurrencia en franjas de magnetita, calcopirita y los minerales de ganga ; así como, el emplazamiento de algunos diques y apófisis de intrusivos en forma casi paralela en estas franjas, parecen haber sido controlados por la diferencia en composición original y los planos de estratificación de la caliza reemplazada.

Por otro lado, debido a la intensa deformación de la caliza, el emplazamiento de los diferentes intrusivos, la acción de los procesos subsecuentes de metamorfismo termal y metasomatismo, y la erosión glaciaria ocurrida en el área, casi no era posible inferir la forma del yacimiento; gracias a la perforación diamantina de algunos taladros se pudo determinar que hacia el Noroeste profundiza el skarn de granate, skarn de magnetita, y skarn de piroxenos, ver sección N.

Como resultado de la información adicional, proporcionada por el levantamiento geológico del Distrito Minero Las Bambas, se puede señalar que el yacimiento de Chalcobamba representa un cuerpo de skarn erosionado, que descansa a manera de un techo colgante sobre los intrusivos de monzonita porfírica y granodiorita. Este cuerpo metasomático tiene la forma de arco en superficie y se encuentra bordeando enteramente en su lado convexo sur, de menor potencia, por los intrusivos de granodiorita y monzonita porfírica; y en su lado cóncavo norte, de mayor potencia, por depósitos glaciares.

La estructura dominante en la la región es una serie de anticlinales y sinclinales con rumbo N 80° O. En Chalcobamba el rumbo del plano axial de los pliegues varía hasta N 20° O.

El levantamiento detallado de Chalcobamba, muestra que las masas de magnetita y granate forman una estructura anticlinal completamente plegadas y con un rumbo variable desde O-E a NE. Parece que todas las zonas mineralizadas están en estos plegamientos de dirección NE, transversalmente a la tendencia regional que es N 80° O a NO. Estos rasgos estructurales pueden constituir un control estructural en la localización de grandes masas de skarn magnetita y skarn granate.

Evidencias de un fallamiento anterior y posterior a la mineralización son visibles, observándose un sistema N 30°-10° E y otro N 70° O.

En la parte norte del área mineralizada se presenta un cuerpo intrusivo de unos 400 metros de longitud en dirección E-O, cuyo contacto sur con las rocas metamorizadas buza unos 60° al norte. La parte norte del cuerpo intrusivo se halla cubierto; pero debido a la detección de una anomalía magnética, a 280 mts. al N de la estación DDH No. 4 (de la Cerro de Pasco), es posible que a profundidad esté limitado por un cuerpo de magnetita que pueda constituir la extensión oeste del cuerpo mineralizado del sector NE.

Paralelo al cuerpo intrusivo anteriormente descrito y 120 metros al sur, se halla un dique ó sills de unos 550 metros de longitud por 40 metros de ancho. Buza unos 70 al norte.

A unos 150 metros al sur del dique se extiende otro cuerpo intrusivo irregular que se presenta localmente alterado y fracturado con mineralización de calcopirita y pirita.

Los productos de alteración del intrusivo son sericitas y arcillas. Calcopirita y pirita se presentan diseminados como granos en el intrusivo. En algunos taladros realizados por la Cerro de Pasco dan leyes de Cu de 0.04 a 0.21 % pero en algunos tramos del taladro DDH No.3 tiene una ley promedio de 0.55 % Cu.

En los taladros de perforación diamantina realizados por CYPRUS y BHP Minerals se observa en algunas zonas alteración potásica y la diseminación de calcopirita y en algunos casos bornita, no se presentan leyes por ser algo reservado de dichas empresas.

XI-3 CUERPOS MINERALIZADOS

Los cuerpos mineralizados en Chalcobamba son depósitos measmáticos de contacto, constituidos por calcopirita que se presenta como granos, manchas, lentes, motas y bandas distribuidas tanto en magnetita como en granatita.

En el área reconocida afloran 5 cuerpos principales de magnetita: 3 al norte que es el cuerpo central, y los cuerpos NE y NO y al sur existen 2 cuerpos: el cuerpo sur y cuerpo sureste. El cuerpo principal tiene una longitud de aproximadamente de 400 metros, con una extensión N-S. El cuerpo noreste, aparentemente es un segmento fallado del cuerpo central y se extiende en superficie en un área de 60 x 40 metros.

El cuerpo noroeste aflora en un área de 150 x 50 metros. El cuerpo sur abarca una superficie de unos 170 x 100 metros.

El cuerpo SE cubre una área de 70 x 40 metros y probablemente es una extensión del cuerpo sur. Además, fuera del área mapeada al 1:2000 se presentan varios cuerpos de magnetita de menores dimensiones al oeste de la zona central.

Los cuerpos mineralizados aparentemente son de forma tabular, localizados en ciertos horizontes de calizas con su mayor dimensión a lo largo del rumbo de la estratificación de las rocas. El cuerpo central es el más importante, en los taladros de perforación diamantina se observa que el cuerpo profundiza, aun mejor se ve en las secciones que cuerpo de skarn de granate profundiza, no así el skarn de magnetita.

XI-4 METASOMATISMO Y MINERALIZACION

El emplazamiento de los diferentes intrusivos en las calizas Ferrobamba y los procesos subsecuentes de metamorfismo y metasomatismo, han originado un cuerpo mineralizado, skarns y hornfels, y a lo largo del contacto intrusivo - caliza. Posteriormente el área del yacimiento fue afectada por activa erosión glacial, quedando el cuerpo de skarn a manera de un techo colgante sobre los intrusivos, debido a su mayor dureza, en la zona de alimentación de un circo glacial antiguo. Por falta de un adecuado afloramiento de contacto entre las calizas e intrusivos en el área estudiada, no es posible determinar un zonamiento mineralógico termalmente controlado en la aureola metasomática. La localización de los diferentes franjas, algo discontinuas de skarns (magnetita, granate, piroxenos), hornfels, parece deberse mayormente al control ejercido por los diferentes rasgos primarios de las calizas reemplazadas.

El granate visto al microscopio, se presenta con formas subhedrales, algunas veces macladas y mostrando zonamiento. En algunas playas de granate la parte interna isotrópica, constituida por la variedad verde (grosularia), se encuentra bordeada por una angosta franja zonada de granate pardo (andradita). Los intersticios, entre las caras de los cristales de granate, se encuentran rellenos por minerales opacos (magnetita, calcopirita), calcita y cuarzo. En algunas secciones delgadas donde los granates están acompañados por piroxenos, se observan cristales fibrosos de actinolita-tremolita reemplazando a los piroxenos y formando un intercrecimiento fino con los minerales opacos (calcopirita, magnetita).

La magnetita se encuentra localizada mayormente en la parte central del cuerpo de skarns formando con la calcopirita franjas bandeadas. Se puede observar también, vetillas de calcopirita cruzando perpendicularmente a las franjas de magnetita y vetillas de magnetita y calcopirita atravesando a granates masivos.

Las muestras de la franja de magnetita, vistas al microscopio, están constituidas mayormente de granos subhedrales a euhedrales conteniendo relictos de piroxenos, e intersticialmente calcopirita, calcita, actinolita y cuarzo.

Ocurren también, vetillas de cuarzo conteniendo calcopirita y bornita primaria, indistintamente distribuidas en el cuerpo de skarn.

Como una fase más tardía de alteración, posiblemente de carácter hidrotermal, ocurren irregularmente distribuidos en el skarn, agregados bien desarrollados de hematita (variedad specularita), epidota radial y calcita, acompañados de cuarzo de color algo verdoso.

En resumen, el skarn es el producto principal de metasomatismo de contacto y contiene casi exclusivamente la mineralización de cobre en el yacimiento.

XII GEOLOGIA ECONOMICA

Gran parte de esta región y particularmente el distrito minero Las Bambas constituyen una zona cuprífera y algo aurífera muy importante, también hay depósitos metálicos de oro y plata en vetas. Además se debe realizar estudios para ubicar yacimientos no metálicos de calizas y sílice de buena calidad.

Gran parte de la mineralización de cobre se encuentra en los contactos de rocas ígneas con las calizas de la Formación Ferrobamba como es el caso de los depósitos de Ferrobamba, Chalcobamba, Azuljaja, Charcas, Sulfobamba, Pamputa, Chilhuane, etc. dentro del distrito minero Las Bambas.

Regionalmente existen una serie de depósitos como: Tintaya, Corccohuayco, Catunpucara, Atalaya, Yuringa, Virundo, Ancobamba, Coriminas, Quechuas, Cochasyhuas, Ocollo, etc.

En mayoría de los depósitos se realizaron diferentes trabajos de exploración y en algunos casos llegaron a la explotación (Tintaya, Atalaya, etc.)

XII-1 GEOMETRIA Y LEYES

Los cuerpos mineralizados con mayor concentración de cobre se encuentran en cuerpos irregulares de skarn de magnetita, skarn de granate, skarn de piroxenos y en algunos casos en los intrusivos (monzonitas). En Chalcobamba falta seguir explorando los cuerpos más pequeños con perforación diamantina, también perforar al norte del cuerpo central para ver la continuidad en profundidad y así dimensionar el cuerpo.

Si bien existe estudios geofísicos como IP, Aeromagnetismo se debe realizar estudios de resistividad o baja conductividad, Magnetometría y perforación diamantina.

Los cuerpos de skarn de granate están asociados con magnetita y piroxenos, toma el nombre de skarn de granate por tener mayor porcentaje y lo mismo sucede con el resto de combinaciones; no se observa la zonación de la formación de los skarns y por consiguiente los contactos.

La zonación teórica de la formación de skarns es la siguiente:

Caliza- Marmol gris grano fino- Marmol blanco grano grueso- Exoskarn -Skarn magnetita- Skarn de piroxenos- Skarn de granate- Endoskarn- Intrusivo.

El skarn de Chalcobamba tiene un área de 2 km² . El skarn es controlado por un anticlinal asimétrico en la caliza, cortado longitudinalmente por un dique de pórfido cuarzo monzonítico, la mineralización en parte está controlado por una falla sinextral N 40° E y fallas N-S.

Todo esto se observa en el cuerpo central, y en las secciones se da mayor detalle de los mismos.

La dominante mineralización de calcopirita está en el skarn de magnetita ocurriendo en la parte central del anticlinal y también en horizontes de skarn de granate y skarn de piroxenos-anfiboles.

No se presentan leyes de perforación diamantina por ser reservadas solo presentaremos de la parte superficial.

XII-2 MINERALOGIA

Aunque en el yacimiento se presenta una variedad de minerales metálicos, sólo unos cuantos ocurren en cantidades económicas y casi exclusivamente en cuerpos de skarn.

A continuación se da una relación de los minerales observados en el yacimiento.

Hipógenos :

Sulfuros : calcopirita, bornita, pirita y molibdenita y en menor cantidad digenita, calcosita, pirrotita, cubanita, mackinawita.

Oxidos: magnetita, hematita, especularita, mosquetovita.

Supérgenos

Oxidos : limonitas, illmenita, rutilo, leucoxeno.

Carbonatos : malaquita, azurita.

Silicatos : crisocola

XII-3 ALTERACIONES DE ROCAS CIRCUNDANTES

Se observa alteración propilítica (ep + cl + py) en rocas como la granodiorita, monzonitas, se observa venillas de calcita, arcillas.

La argilización es mas evidente e importante se observa tanto en el skarn como en los intrusivos. La sericitización del intrusivo cerca al contacto es común, la presencia de kaolín es menos abundante.

La silicificación se presenta en distinto grado en casi todos los afloramientos, tanto en intrusivos cerca al contacto, como en los skarn en sí. Se observa vetillas de cuarzo entrecruzadas .

XII-4 CONTROLES DE MINERALIZACION

Control litológico

Caliza. Las calizas grises a negra- grisáceas de grano medio, parecen ser las mas favorables para metamorfinarse a skarn.

Pórfido monzonítico , roca en la cual se cree que a traído la mineralización

Control Mineralógico

Dentro de los skarns existen tipos mineralógicos bien diferenciados tanto por su diferente composición como su textura, de tal manera que pueda correlacionarse la riqueza mineral con el zonamiento de los diferentes silicatos cálcicos.

Granate. Constituidos por uno o más tipos de granates, principalmente andradita y grosularia, la primera es más abundante.

Piroxenos. Se observan zonas de mayor concentración de sulfuros.

Magnetita. Generalmente asociados a silicatos calcáreos (Pxs.), siendo a veces el mineral predominante, constituyendo entonces los llamados skarn de magnetitas.

La textura del skarn de granate y de magnetita.

Control estructural

El contacto caliza – monzonita o skarn – monzonita ha sido la condición fundamental para la formación de este depósito.

El fracturamiento preliminar, incluyendo el mismo contacto, debe haber jugado un papel importante al servir como conductos que canalizaron las soluciones mineralizantes.

El “plunge” de los pliegues parecen indicar zonas de alta ley.

La parte central del anticlinal se observa mayor concentración de valores de Cu.

XIII. SKARN Y YACIMIENTOS EN SKARNS.

Resumen

Los yacimientos en skarns ocurren en todo el mundo y han sido minados por una diversidad de elementos. El propósito de este trabajo es describir las etapas básicas de la formación de skarns así como indicar cuáles son las principales causas de variación del modelo general de evolución de los mismos. Se describe brevemente siete clases principales de yacimientos en skarns (Fe, W, Au, Cu, Zn, Mo, y Sn) y luego se resume, en forma de tabla comparativa, las características geológicas y geoquímicas relevantes de los ejemplos más

importantes. Se discute los parámetros geológicos y geoquímicos importantes de estos yacimientos, y luego se presenta un resumen de las principales limitaciones petrológicas y tectónicas que afectan la formación de skarns. Finalmente se presenta algunos modelos de exploración correspondientes a los tipos de skarn más importantes, y se incluye un llamado al mapeo de campo como base fundamental para estudios futuros.

Introducción

Los yacimientos en skarns han sido minados por una diversidad de elementos, incluyendo Fe, W, Cu, Pb, Zn, Mo, Ag, Au, U, REE, F, B, y Sn. Ocurren en todos los continentes y en rocas de casi todas las edades geológicas. Si bien es cierto que la mayoría de éstos se encuentran en litologías que contienen por lo menos un cierto porcentaje de calizas, también se hallan en casi cualquier tipo de roca, incluyendo lutitas, areniscas, granito, basalto y komateita. Los skarns pueden formarse durante el proceso de metamorfismo regional o de contacto y también por causa de una variedad de procesos metasomáticos que implican la presencia de fluidos de origen magmático, metamórfico, meteórico y/o marino. Se hallan adyacentes a plutones, a lo largo de fallas y zonas de cizalla, en sistemas geotermales de poca profundidad, en el suelo marino, y en profundidades de la corteza baja en terrenos metamórficos a gran profundidad. Lo que tienen en común estos distintos ambientes, y lo que define a la roca como skarn es la mineralogía, que incluye una amplia gama de minerales calcosilicatos y otros asociados, normalmente con la presencia predominante de granate y piroxeno. Por lo tanto, la presencia de skarn no es necesariamente un indicador de un entorno geológico específico, ni de una composición del protolito particular. Más bien, su evolución indica que la combinación de temperatura, presión, líquido y la composición de la roca caja estuvo dentro del rango de estabilidad de los minerales skarn identificados.

La clave para la identificación y definición del skarn es la mineralogía, también es crítico poder comprender el origen de éstos depósitos y el poder distinguir aquellos depósitos económicamente importantes de aquellos que aparentan interesantes pero no son económicamente significativos. La mineralogía skarn se puede mapear en el campo y sirve como si fuera un `sobre de alteración` más amplio alrededor del cuerpo mineralizado potencial. Debido a que la mayoría de los yacimientos en skarns se encuentran zoneados, el hecho de poder reconocer las características distales de alteración durante las etapas iniciales de exploración puede ser un factor crítico. Los detalles de la mineralogía skarn y zonificación

pueden utilizarse en la elaboración de modelos de exploración de un depósito específico, así como para otros modelos de exploración más generales necesarios para el desarrollo de programas de exploración "grass roots" o básicos o para síntesis regionales.

Los yacimientos en skarns económicos pueden subdividirse en diversas clasificaciones principales de acuerdo al contenido del metal predominante (por ejemplo W, Fe, Cu, etc.). Este procedimiento vendría a ser algo parecido a la clasificación de yacimientos pórfiríticos: pórfido de cobre, pórfido de molibdeno y tipos de pórfido de estaño; estos depósitos comparten varias características de alteración geoquímicas, pero son aún así, fáciles de identificar. Para poder explorar los yacimientos en skarns económicamente viables, es necesario comprender cuáles son las características típicas de cada grupo de skarn y cuáles son las diferencias entre ellas. El propósito de este trabajo es desarrollar un modelo de exploración práctico basado en las características típicas de skarns en general, y en particular en los varios tipos de estos yacimientos. Existen varios informes generales sobre este tema que han sido escritos en el transcurso de las últimas décadas (Watanabe, 1960; Phan, 1969; Zharikov, 1970; Smirnov, 1976; Burt, 1977; Einaudi et al., 1981; Meinert, 1983; Ray and Webster, 1991 a) por lo que se le refiere al lector a estas fuentes para un entendimiento más detallado de la terminología y génesis de las formaciones de skarn.

Terminología y definiciones:

Los yacimientos en skarns han sido descritos en la literatura científica por lo menos desde el siglo XIX (Cotta, 1864). El término "skarns" se originó en Suecia como un concepto minero utilizado para describir la ganga de calcosilicatos de grano grueso, asociado con algunas menas de hierro (Geiger and Magnusson, 1952f). Burt (1982) brinda un recuerdo histórico interesante de la evolución subsiguiente del término skarn y hace hincapié sobre el hecho que la mayoría de los esfuerzos para incluir los conceptos genéticos en definiciones formales sólo han creado más confusión. Un gran número de autores contemporáneos han adoptado la sugerencia propuesta por Einaudi et al. (1981), de utilizar los términos 'skarns' y 'yacimientos en skarn'. Como términos descriptivos basados en la mineralogía contenida en cada uno, libre de implicaciones genéticas.

No todos los skarns presentan una mineralización económica; las que sí son denominadas 'yacimientos en skarn'. En la mayoría de yacimientos en skarn extensos, el skarn y los minerales resultan del mismo sistema hidrotermal a pesar de que pudiera haber diferencias importantes en la distribución de tiempo/espacio de estos minerales en una escala local. Aunque rara vez ocurra, también es posible encontrar un yacimiento en skarn que haya sido formado mediante el

Gemmell et al. (1992) para Aguilar en Argentina; Johnson et. al. 1990 para Franklin Furnace en los Estados Unidos; y Hodgson, 1975 para Brokenhill en metamorfismo de yacimientos de mineral preexistentes, tal como lo sugiere Australia.

Los skarns pueden subdividirse de acuerdo a distintos criterios. 'exoskarn' y 'endoskarn', son términos comunes utilizados para indicar un protolito sedimentario e ígneo, respectivamente. el skarn cálcico y magnésico, puede ser usado para describir la composición predominante del protolito y los minerales skarn que resulten de éstos. Dichos términos pueden combinarse, como en el caso de un exoskarn magnésico que contiene skarn forsterita-diópsido formado de dolomita (dolostone). corneana de calco-silicato es un término descriptivo utilizado frecuentemente para las rocas de calcosilicato de grano relativamente fino que resultan del metamorfismo de unidades de carbonato impuros, tales como calizas limosas o lutitas calcáreas . Los skarns de reacción se pueden formar mediante el metamorfismo isoquímico de las capas delgadas de lutita intercaladas con unidades de carbonato, donde la transferencia metasomática de componentes entre las litologías adyacentes puede ocurrir a pequeña escala (tal vez en centímetros) (vidale 1969 ; zarayskly et. al.,1987). ' Skarnoide ' es un termino descriptivo para las rocas del calcosilicato que son de grano relativamente fino , de bajo contenido de hierro , y que reflejan por lo menos en parte , el control composicional del protolito (Korzkinzii , 1948 y zharikov , 1970) . Genéticamente , skairnoide viene a ser un intermedio entre corneanas puramente metamórficas y skarns puramente metasomáticos de grano grueso (a veces llamados skarns de infiltración . Para todos los términos precedentes , la composición y textura del protolito tienden a controlar la composición y textura del skarns resultante . En contraste , gran parte de los yacimientos en skarn económicamente importantes resultan de una transferencia metasomática a gran escala , donde la composición de fluidos controla el skarn resultantes y la mineralogía son bastante específicos, tanto conceptualmente, así como en el campo , entre los procesos puramente metamórficos y aquellos puramente metasomáticos (Hietanden, 19962; Newberry, 1991).

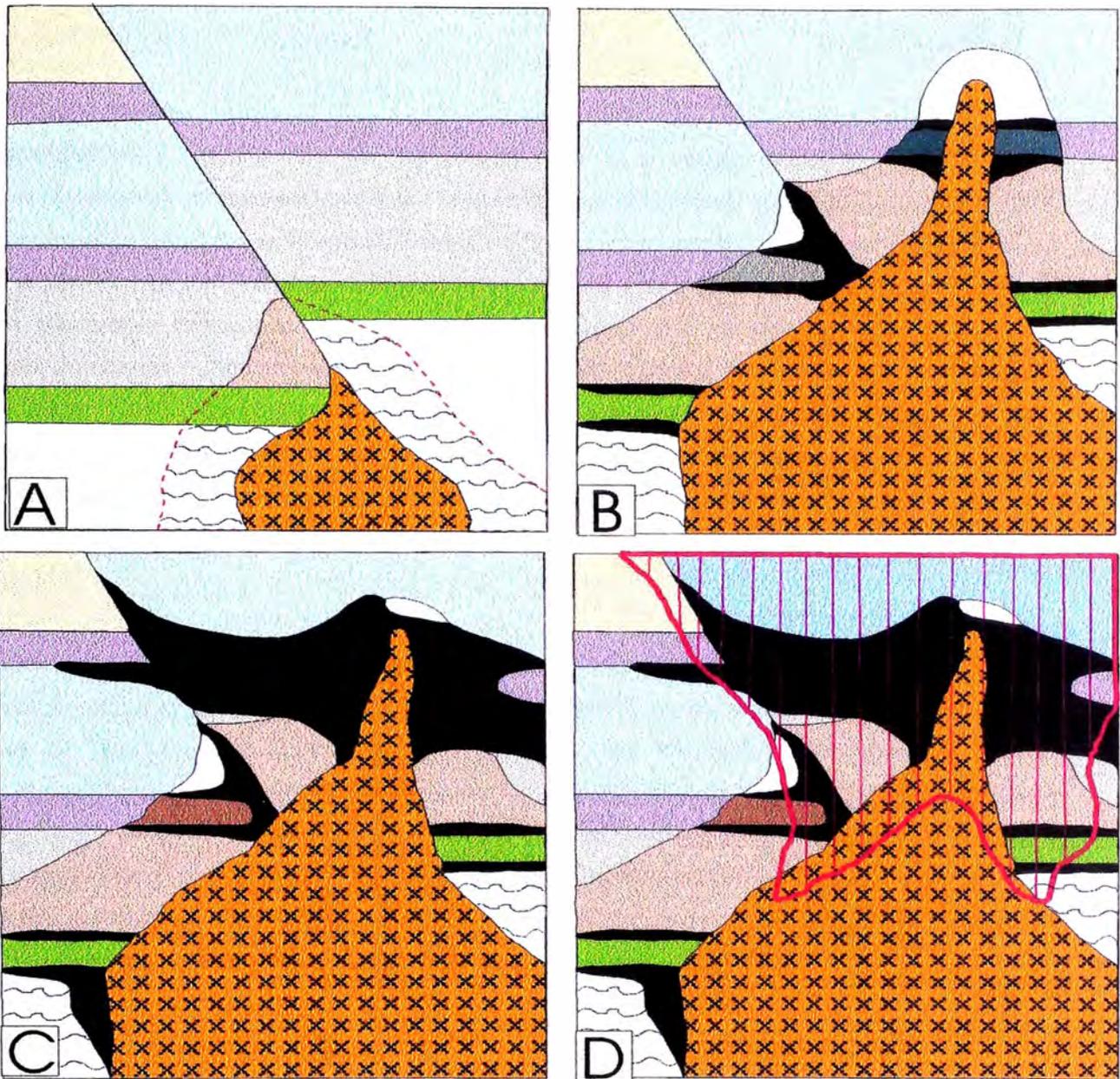
Evolución de yacimientos en skarn:

La formación de un yacimiento en skarn es un proceso dinámico, tal como lo reconocieron los investigadores pioneros de skarn (Lindgren, 1902; Barrell, 1907;Goldschmidt, 1911; Umpieby, 1913; Knopf, 1918). En la mayoría de yacimientos en skarn extensos existen una transición del metamorfismo temprano/distal que resulta en corneana, skarn de reacción y skarnoide, a un metasomatismo tardío/proximal que resulta en un skarn de grano grueso y con contenido de mineral. Debido a los intensos cambios de temperatura y a las células de amplia capacidad de circulación de fluidos causados por la intrusión de un magma (Morton, 1982; Salemink and Schuiling, 1987; Bowers et a., 1990) el metamorfismo

por contacto puede ser bastante más complejo que el modelo simple de recristalización isoquímica con el típicamente se le asocia para el metamorfismo regional. La Figura 2 ilustra los efectos de la circulación de fluidos diversos a través de una fractura en un protolito de carbonato relativamente simple. La mineralogía del skarn resultante, que viene a ser una controlada por vetas, en las Figuras 2B y 2C, fácilmente podrían confundirse por el producto de un proceso de metasomatismo progrado, aunque comprende la presencia de agua pura, y el fluido en la Figura 2C en realidad está a menor temperatura que la roca que la rodea. La circulación de dichos fluidos por las gradientes de cambios termales pronunciados comunes en la mayoría de ambientes plutónicos, resulta en aureolas metamórficas complejas, completo con una transferencia metasomática a pequeña escala. Los fluidos metasomáticos más complejos, con la adición posible de componentes magmáticos tales como Fe, Si, y Cu parecen continuo entre los procesos puramente metamórficos y aquellos puramente metasomáticos.

Este metamorfismo precoz así como el metasomatismo continuado a temperaturas relativamente a altas, (Wallmach y Hatton (1989,) (describen temperaturas $>1,200^{\circ}$ C) están seguidas por una alteración retrógrada en cuanto declinan las temperaturas. Una conexión entre tiempo/espacio es un tema común en los yacimientos de minerales y se requiere de una interpretación cuidadosa de las características que aparentemente pudieran ocurrir en un solo lugar (Barton et.al, 1991). En lo que se refiere los skarns relacionados a plutones, existe una relación paralela entre la secuencia del emplazamiento, la cristalización, la alteración y el enfriamiento del plutón, y el metamorfismo correspondiente, el metasomatismo y la alteración retrógrada en las rocas circundantes.

La figura 3 ilustra la secuencia general de la evolución del skarn para los sistemas relacionados al plutón. El punto al cual este desarrollada una etapa particular en algún skarn específico dependerá del entorno geológico de formación local. Por ejemplo es muy probable que el metamorfismo sea más extenso y de un grado más alto alrededor de un skarn formado en una corteza de terreno a gran profundidad, que en una formada bajo condiciones menos profundas. De manera contraria, la alteración retrógrada durante el enfriamiento, y la posible interacción con agua meteórica, será más intensa en un skarn formado a relativamente poca profundidad en la superficie de la tierra, comparado con uno formado en profundidades mayores. En los skarns más profundos, las rocas carbonatadas pudieran deformarse de manera dúctil en vez de deformarse por un proceso de fracturación por quiebre, con estratificación paralela al contacto intrusivo; en sistemas menos profundos podría ser cierto lo contrario. A su vez, estas diferencias en el estilo estructural afectan el tamaño y la morfología del skarn. Así, la composición de la caja roca, la profundidad de formación, y el entorno estructural, son todos factores que causan variaciones el modelo idealizado de skarns asociados al plutón tal como se describe en la Figura 3. La naturaleza de estas variaciones respecto a los depósitos individuales de skarn está considerado en mayor detalle en las secciones posteriores de este artículo.



LEYENDA

	Alteración retrógrada
	Granite. Pirxs. Otros
	Plutón granítico
	Arenisca
	Marmol
	Caliza
	Hornfels
	Lutita
	Hornfels calco-silicats.
	Lutita calcarea
	Rocas volcánicas
	Marmol calco-silicats.
	Calizas limosas

A) Intrusión inicial causa metamorfismo de rocas sedimentarias.

B) Recristalización metamórfica y cambios de fases reflejan composiciones del protolito, con bimetasomatismo local y circulación de fluidos que forman diversos minerales calco-silicatos (skarns de reacción y skarnoides) en litologías impuras.

C) Cristalización y desprendimiento de fases acuosas resultan en un skarn metasomático controlado -fluido. Es importante observar que el skarn a profundidad es pequeño en relación al tamaño de la aureola metamórfica.

D) Enfriamiento del plutón y la posible circulación de aguas meteóricas oxigenadas más frías causan alteración retrógrada de los ensamblajes calco-silicatos metamórficos y metasomáticos. Es importante notar que la alteración retrógrada es más extensa que en las zonas

UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA

ETAPAS EVOLUTIVAS DE YACIMIENTOS EN SKARN ASOCIADAS AL PLUTON

Mineralogía skarn:

La identificación y clasificación de los yacimientos en skarn se basan en su mineralogía. Aunque muchos minerales de skarn son generalmente minerales que forman rocas, algunos son menos abundantes y la mayoría tienen variaciones de composición que pueden ofrecer información importante acerca del marco geológico de formación. La Tabla 1 lista muchos de los minerales comunes de skarn y las composiciones de los miembros extremos. Algunos minerales, tales como cuarzo y calcita están presentes casi todos los tipos de skarn. Otros, tales como la humita, periclasa, flogopita, talco, serpentina y brucita son típicos de skarns magnésicos, pero no se encuentran en la mayoría de los demás tipos de skarn. Incluso, existen muchos minerales que contienen estaño, Boro, berilo y minerales que contienen fluoruro, que tienen una paragénesis bastante restricta pero localmente importante.

Las técnicas modernas de análisis, particularmente el de la microsonda electrónica, facilitan la determinación precisa de las composiciones mineralógicas y consecuentemente el uso preciso de nombres mineralógicos. Sin embargo, los nombres mineralógicos deberían utilizarse correctamente, a fin de no implicar un significado más allá de lo que realmente se conoce acerca de la composición. Por ejemplo la secuencia piroxeno-clinopiroxeno-cálcico-diopsídico piroxeno-diopsido comprende términos cada vez más específicos de los miembros extremos es demasiado común en la literatura geológica, cuando todo lo que se conoce acerca del mineral en cuestión es que pudiera ser un piroxeno.

Zharikov (1970) fue tal vez el primero en describir las variaciones sistemáticas en la mineralogía skarn entre las clasificaciones principales. Utilizó equilibrio de fase, compatibilidades de minerales y variaciones composicionales en series de soluciones sólidas para describir y predecir los ensamblajes minerales característicos correspondientes a diferentes tipos de skarn. Sus observaciones han sido ampliadas por Burt, (1972) y Einaudi et. al (1981) para incluir una amplia variedad de tipos de yacimientos y las variaciones mineralógicas entre ellos. Minerales como el granate, piroxeno y anfíbol, que ocurren en todos los tipos de skarn y demuestran una variabilidad de composición marcada, son los más indicados para los procesos de clasificación y exploración. Por ejemplo, el piroxeno mangániferroso johannesita, ocurre casi exclusivamente en skarns de zinc. Su presencia es definitiva en este tipo de skarn, y no se requiere de mayor información o fundamento suplementario para llegar a esta conclusión. En los casos que exista información referente a la composición, se puede determinar la composición de un mineral en base al mol % de los miembros extremos. Por ejemplo, un piroxeno que contiene 70 mol% hedenbergita, 28 mol% diopsido, y 2 mol% johannesita, podría determinarse como $Hd_{70}Di_{28}Jo_2$. En muchas formaciones skarn, se considera que el parámetro de variación del contenido de hierro es lo más importante, por lo que se suele

describir a muchos minerales simplemente por su contenido de hierro y posición en la escala, por ejemplo: Hd10 O Ad90 (Tabla1).

Gran parte de la información referente a la composición puede ser resumida mediante gráficos. Es común utilizar trazamientos triangulares para expresar las variaciones de composición complejas en minerales tales como el granate o el piroxeno. Es más difícil hacer esto como por ejemplo los anfíboles, por lo que las variaciones complejas ocurren no sólo a nivel de composición sino también a nivel estructural. Las principales diferencias entre los anfíboles en los distintos tipos de skarn. Son las variaciones en los contenidos de Fe, Mg, Mn, Ca Al, Na y K. Los anfíboles en los skarns de Au, W y Sn, son progresivamente más aluminosos (actinolita-hastingsita-hornblenda); los anfíboles en skarns de Cu, Mo y Fe. Presenta un contenido progresivamente más alto de hierro en las series tremolita-actinolita; y los anfíboles en los skarns de zinc se caracterizan por un alto contenido de Mn y un bajo contenido de Ca a la vez, variando desde actinolita a dannemorita. Para un yacimiento en skarn específico, o un grupo de skarns, las variaciones de composición de las fases mineralógicas menos comunes, tales como vesuvianita, bustamita y olivina, podría brindar información en cuanto a los patrones de zoneamiento o petrogénesis regional (Giere, 1986; Agrell and Charnely, 1987; Silva and Siriwardena, 1988; Benkerrou y Fontanelles, 1989).

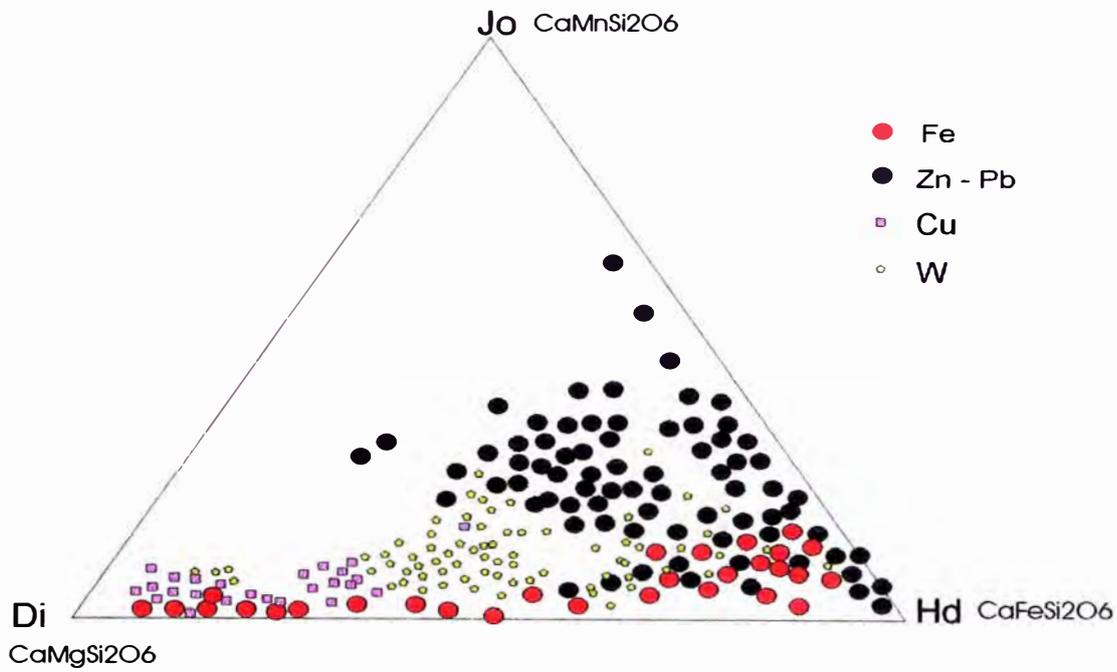
El tema del arreglo espacio/temporal de los minerales en yacimientos skarn ha sido un punto de interés estudiado durante muchos años. Tal como lo observa Burt (1977), los investigadores Europeos han enfatizado el zoneamiento mineral espacial, mientras que los Norteamericanos han enfocado el zoniamiento temporal de dichos yacimientos. Ambos tipos de zoneamiento ocurren en skarns, y su superposición crea los patrones característicamente complejos que se detallan. En la mayoría de skarns, existe un patrón general de zoneamiento de granate proximal, piroxeno distal y vesuvianita o un piroxenoide como wollastonita, bustamita o rodonita) en el punto de contacto entre skarn y mármol. Además, los minerales skarn individuales pueden presentar un color sistemático o variaciones de composición dentro del patrón de zoneamiento más amplio. Por ejemplo, el granate es usualmente de color rojizo/marrón oscuro cuando ocurre en zonas proximales; se torna marrón más claro cuando ocurre en zonas más distales, y es de color verde claro cerca del frente con mármol (Atkinson and Einaudi, 1978). En piroxeno, el cambio de color es menos obvio, pero refleja característicamente un aumento progresivo en su contenido de hierro y/o manganeso conforme se acerca al frente de mármol (Hattis and Einaudi, 1982). Para algunos sistemas skarn, estos patrones de zoneamiento pueden 'estirarse' a través de varios kilómetros y pueden proporcionar una guía importante para la exploración (Meinart, 1987).

La mineralogía de skarn retrógrada, en forma de epidota, anfíbola, clorita y otras fases hídricas, está característicamente controlada por su estructura y se encuentra sobrepuesta a la secuencia progradada de zonamiento. Es por esta razón que muchas veces se encuentra una zona de minerales hídricos abundantes a lo largo de una falla, o a lo largo de los contactos estratigráficos o intrusivos. Esta superposición de fases tardías puede ser difícil distinguir de una secuencia de zoneamiento espacial, debido a la reacción progresiva de un fluido metasomático. Es importante tener en mente que los minerales hídricos no necesariamente representan una alteración retrógrada (Dick and Hodgson, 1982). Por ejemplo, las actividades tan características de alto contenido de fluoruro en skarns de estaño, pueden estabilizar muchos minerales hídricos a temperaturas altas durante las etapas iniciales de alteración de skarn (Lost River en Alaska; Dobson, 1982). En general la alteración retrógrada es más frecuente en sistema de skarn de menor profundidad. En algunos sistemas de skarn relacionados al pórfido de cobre, y de poca profundidad, la alteración retrógrada extensa hace desaparecer casi por completo al granate progradado y al piroxeno (Einaudi, 1982^a, 1982^b).

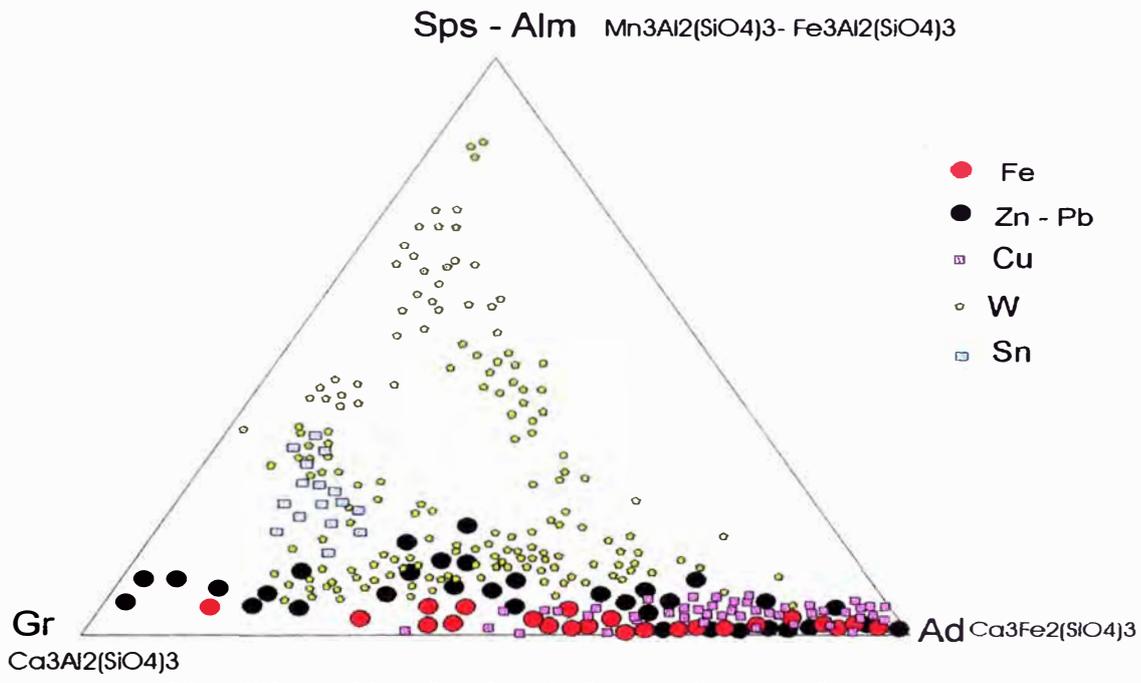
Mineralogía en skarns.

Grupo general	Miembro externo	Abreviación	Composición
Granate	grossularia	Gr	$\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$
	andradita	Ad	$\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3$
	epesartita	Sp	$\text{Mn}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$
	amandina	Al	$\text{Fe}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$
	piropo	Py	$\text{Mg}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$
Piroxeno	diópsido	Di	$\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$
	hedenbergita	Hd	$\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$
	johannsenita	Jo	$\text{CaMnSi}_2\text{O}_6$
	fasaita	Fas	$\text{Ca}(\text{Mg,Fe,Al})(\text{Si,Al})_2\text{O}_6$
Olivino	larnita	Ln	Ca_2SiO_4
	forsterita	Fo	Mg_2SiO_4
	fayalita	Fa	Fe_2SiO_4
	tefroíta	Tp	Mn_2SiO_4
Piroxenoide	ferrosilita	Fs	FeSiO_3
	rhodonita	Rd	MnSiO_3
	wollastonita	Wo	CaSiO_3
Anfibola	tremolita	Tr	$\text{CaMg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
	ferroactinolita	Ft	$\text{Ca}_2\text{Fe}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
	actinolita-magnésica	Ma	$\text{Ca}_2\text{Mn}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
	hornblenda	Hb	$\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_4\text{Al}_2\text{Si}_7\text{O}_{22}(\text{OH})_2$

	pargasita	Pg	$\text{NaCa}_2(\text{Mg,Fe})_4\text{Al}_3\text{Si}_6\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
	cumingtonita	Cm	$\text{Mg}_2(\text{Mg,Fe})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
	dannemorita	Dm	$\text{Mn}_2\text{Fe,Mg})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
	grunerita	Gru	$\text{Fe}_2(\text{Fe,Mg})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Epidota	piemontita	Pm	$\text{Ca}_2(\text{Mn,Fe,Al})_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$
	allanita	All	$(\text{Ca,REE})_2(\text{Fe,Al})_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$
	epidota	Ep	$\text{Ca}_2(\text{Fe,Al})_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$
	clinozoisita	Cz	$\text{Ca}_2\text{Al}_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$
Plagioclasa	anortita	An	$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$
Escapolita	Marialita	Ml	$\text{Na}_4\text{Al}_3\text{Si}_9\text{O}_{24}(\text{Cl,CO}_3,\text{OH,SO}_4)$
	Meionita	Me	$\text{Ca}_4\text{Al}_3\text{Si}_6\text{O}_{24}(\text{CO}_3,\text{Cl,OH,SO}_4)$
Axinita		Ax	$(\text{Ca,Mn,Fe,Mg})_3\text{Al}_2\text{BSi}_4\text{O}_{15}(\text{OH})$
Otros	Vesuvianita	Vs	$\text{Ca}_{10}(\text{Mg,Fe,Mn})_2\text{Al}_4\text{Si}_9\text{O}_{34}(\text{OH,Cl,F})_4$
	Prehnita	Pr	$\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$



Clasificación de depósitos skarns de piroxenos Cálcidos por metal.
Einaudi y Burt,



Clasificación de depósitos skarns de granates Cálcidos por metal.
Einaudi y Burt, 1982

Profundidad de Formación:

Uno de los controles fundamentales para el tamaño, geometría, y tipo de alteración del skarn es la profundidad de su formación. Estudios geobarométricos cuantitativos típicamente utilizan métodos como el equilibrio de minerales (Anovitz and Essene, 1990), inclusiones de fluidos (Guy et al., 1998) o una combinación de los dos (Hames et al, 1989) para estimar la profundidad del metamorfismo. Los métodos cualitativos incluyen reconstrucciones estratigráficas u otros métodos geológicos, e interpretación de las estructuras ígneas. Observaciones simples de puntos de congelación , tamaño de grano de la masa porfirítica , morfología del plutón , y la presencia de brechación y fractura quebradiza permiten la distinción en el campo entre los marcos geológicos relativamente superficiales de aquellos más profundos. El efecto de la profundidad en el metamorfismo es principalmente una función de la temperatura de la roca caja del entorno antes de, durante y después de la intrusión. Asumiendo una gradiente termal promedio para una zona orogénica de aproximadamente 35°C por kilómetro (Blackwell et al. 1990), la temperatura de la caja roca ambiental anterior a la intrusión a dos kilómetro sería de 70° C, mientras que a doce kilómetros sería de 400°C. Por lo tanto, sumando a la gradiente de temperatura producida por la actividad ígnea local, el cual, el volumen de la roca afectada por temperaturas dentro del rango 400 – 7000°C sería considerablemente mayor y los efectos más perdurables, rodeando al skarn más profundo y no al menos profundo. Además, las temperaturas ambientales más altas podrían minimizar la extensión de alteración retrógrada de los minerales skarn. A una profundidad de doce kilómetros con temperaturas ambientales de aproximadamente 400°C, el skarn podría no enfriarse por debajo de la estabilidad del granate y del piroxeno sin que ocurra el levantamiento consecuente u otros cambios tectónicos.

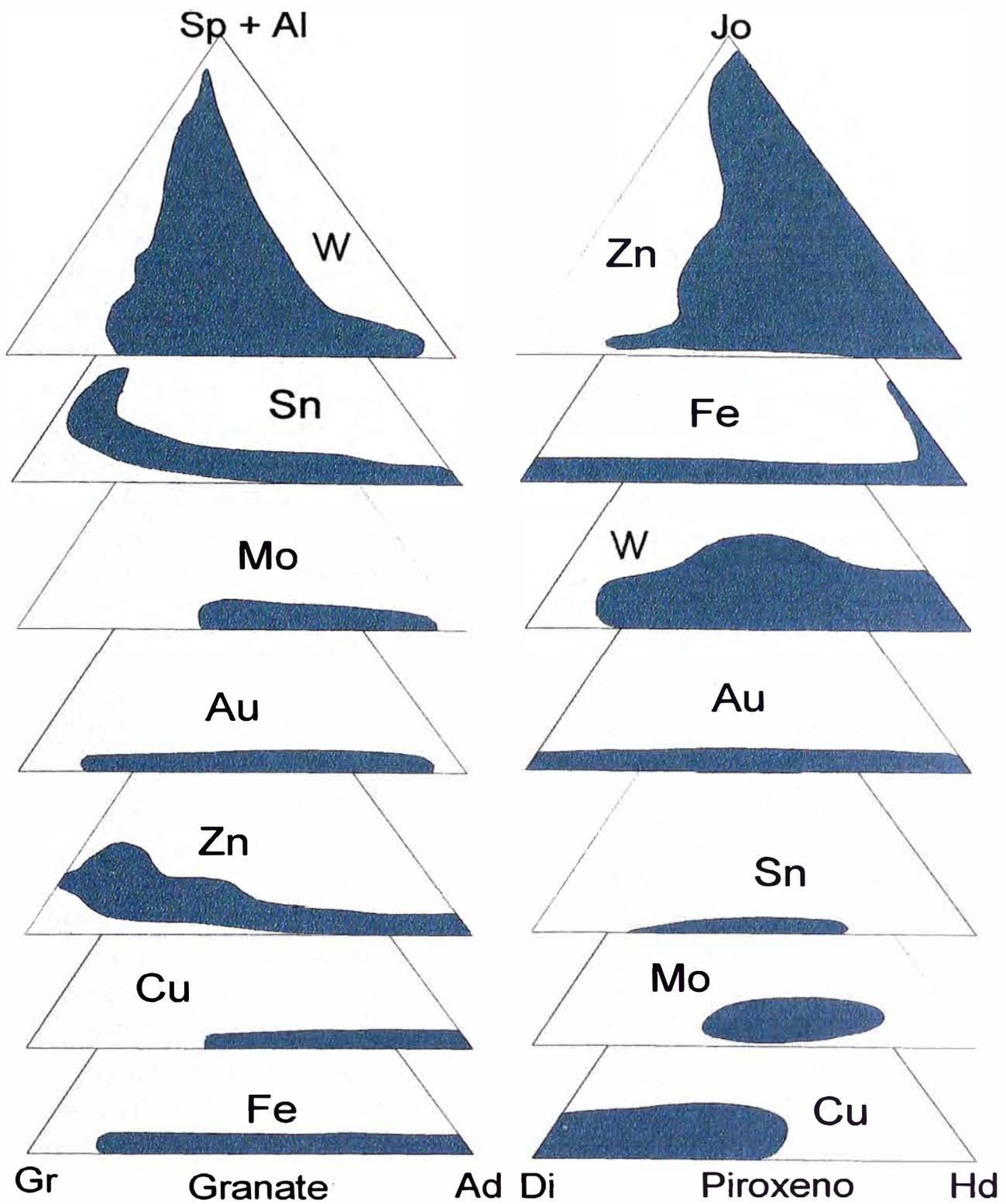
Una mayor extensión y mayor intensidad de metamorfismo a profundidad puede afectar la permeabilidad de las rocas caja y puede reducir la cantidad de carbonato disponible en una reacción con fluidos metasomáticos. Dick and Hodgson, (1982) describen un caso extremo en Canadá donde la caliza tipo “queso suizo” fue casi completamente convertida en comeanas calco-silicatadas heterogéneas durante el proceso de metamorfismo anterior a la formación skarn. El skarn que se formó de los pocos residuos de caliza que quedaban tienen algunos de los valores más altos de skarn de tungsteno del mundo (Mathieson and Clark, 1984).

La profundidad de la formación skarn también afecta las propiedades mecánicas de las cajas roca. En un ambiente de skarn profundo, las rocas tenderían a deformarse de manera dúctil, más que por fractura. Los contactos intrusivos con rocas sedimentarias a profundidad suelen ocurrir subparalelamente a la estratificación; o bien, el plutón intruye a lo largo de la estratificación o bien las rocas sedimentarias se plegan o fluyen hasta que se

alinean con el contacto intrusivo. Ejemplos de skarns cuyos estimados de profundidad sobrepasan 5-10 kilómetros incluyen Pine Creek en California (Brow et al, 1985) y Osgood Mountains en Nevada (Taylor 1976). En ocurrencias como estas, donde los contactos intrusivos se encuentran subparalelos a la estratificación, el skarn, generalmente, se restringe a una zona estrecha pero verticalmente extensa. En Pine Creek, el skarn es característicamente < 10 metros de ancho, pero localmente sobrepasa un Kilómetro de largo y de extensión vertical (Newbury, 1982). Por lo tanto, el skarn formado a mayores profundidades puede verse como una corteza estrecha y de pequeño tamaño en relación al plutón asociado y su aureola metamórfica.

Por contraste las rocas caja que se encuentran a pocas profundidades suelen deformarse por fracturamiento y fallamiento más que por plegamiento. En la mayoría de los trece yacimientos en skarn de poca profundidad relativa, estudiados por Einaudi (1982^a), los contactos intrusivos ocurren fuertemente discordantes a la estratificación y skarn cruza través de la estratificación y los reemplaza masivamente, de manera equitativa o en exceso del tamaño (expuesto) del plutón asociado. El hidro-fracturamiento fuerte asociado con intrusiones de poca profundidad aumenta significativamente la permeabilidad de las cajas roca, no solamente en lo que respecta los fluidos ígeos metasomáticos asociados, sino también en lo que respecta los fluidos meteóricos subsiguientes, posiblemente de menor temperatura (Shelton 1983). La afluencia de agua meteórica y la destrucción consecuente de los minerales skarn durante la alteración retrógrada es una de las características distintivas de la formación skarn en un marco de poca profundidad.

Los skarns de menor profundidad (y menores) conocidos se están formando actualmente en sistemas geotermales activos (McDowell and Elders, 1980; Cavarretta et al, 1982; Bird et al, 1982; Cavarretta y Puxeddu, 1990) y en manantiales geotermales en el suelo marino (Zierenburg and Shanks, 1993). Estos skarns representan la expresión distal de actividad magmática; las rocas ígneas expuestas (en testigo de perforación) son principalmente diques delgados y sills con puntos de congelación y una masa fundamental de grano muy fino a afanítico.



Trazamientos ternarios de tipos de skarn importantes que muestran las composiciones de granate y piroxeno. Los miembros extremos son Ad=andradita, Gr=grosularia, Al=almandina, Sp=espesartita, Hd=hedenbergita, Di=diópsido, Jo=johannesita.

Einaudi (1981), Meinert (1983, 1989)

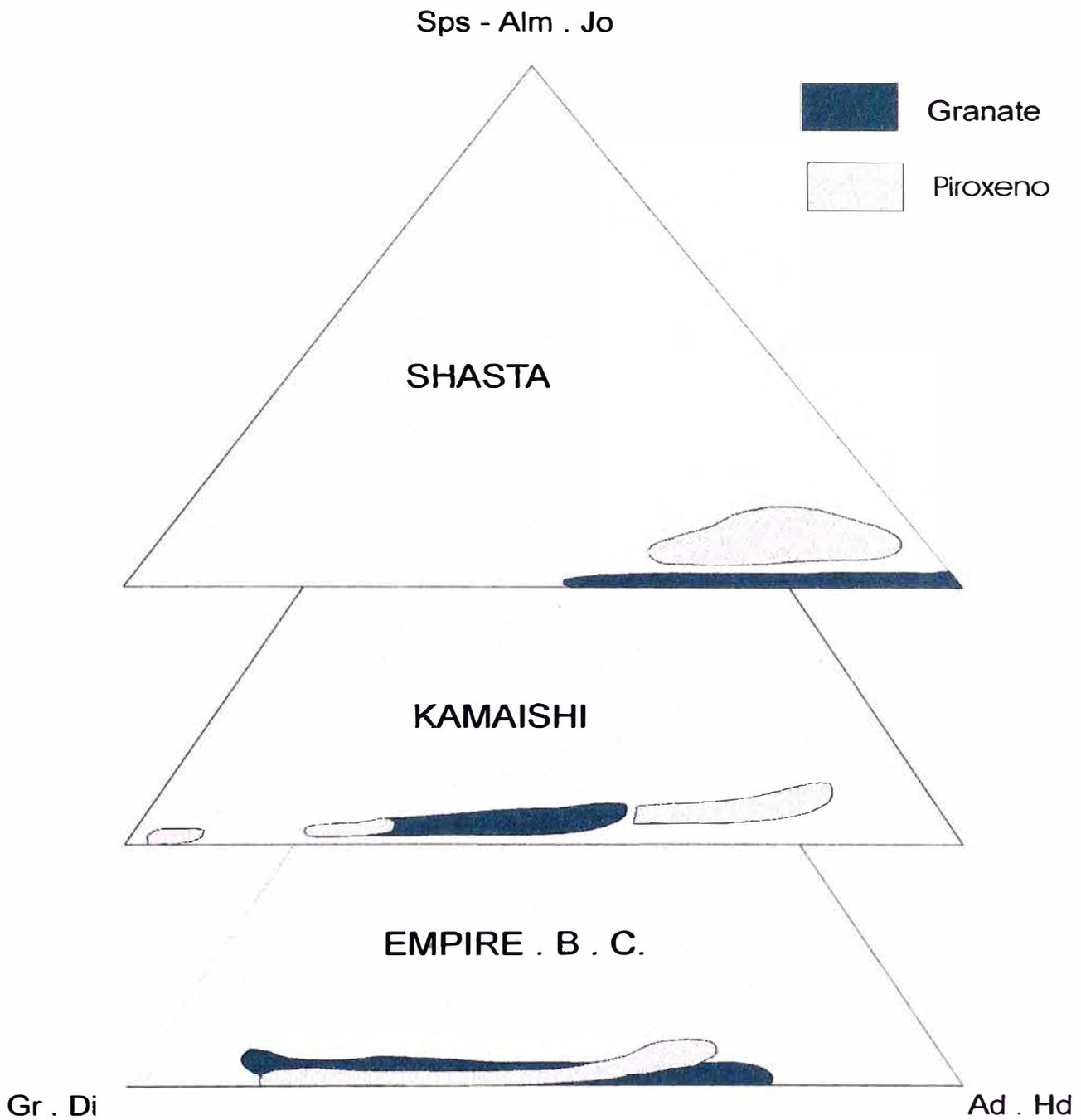
Características Generales de Tipos Importantes de Yacimientos en skarn:

La clasificación de yacimientos de skarn pueden fundamentarse en características descriptivas tales como la composición del protolito, el tipo de roca y los metales económicos importantes, así como en las características genéticas tales como el mecanismo del movimiento de fluidos, la temperatura durante la formación, y el alcance de involucramiento magmático. La tendencia general de los autores modernos es la de adoptar una metodología de clasificación descriptiva del skarn basado en los metales económicos dominantes, para luego modificar las categorías individuales basadas en las variaciones de composición, tectónicas o genéticas. Son siete los skarns principales que han sido ampliamente estudiados (Fe, Au, W, Cu, Zn, Mo y Sn) y varios otros (incluyendo F, C, Ba, Pt, U y REE) son localmente importantes. La Tabla 2 resume las características generales de los ejemplos seleccionados de los tipos de yacimiento en skarn principales. Descripciones y mapas más detallados de los depósitos de skarn de presentan en las referencias y no se repetirán en esta sección del artículo.

Skarns de Hierro:

Los yacimientos en skarn más extensos son aquellos de hierro. Algunos de los estudios más importantes de este tipo de yacimiento incluyen a Saangster (1969), Sokolov and Grigoryev (1977) y Einaudi et al. (1981). Los skarns de hierro son minados por su contenido de magnetita y, aunque pueda ocurrir cantidades menores de Cu, Co, Ni y Au, el hierro es normalmente el único producto recuperado (Grogoryev, et al., 1990). Muchos depósitos son muy extensos (> 500 M de toneladas, con >de 300 M de toneladas de contenido Fe) y consisten principalmente de magnetita, con solamente una cantidad menor silicato de ganga. Algunos depósitos contienen cantidades importantes de cobre y son transicionales al skarn de cobre más típico (Kesler, 1968; Vidal et al., 1990). Los skarns de hierro cálcico encontrados en los arcos de islas oceánicas se asocian con plutones de alto contenido de hierro intruídos en las cajas de rocas volcánicas y calizas. En algunos yacimientos la cantidad de endoskam puede sobrepasar la de exoskam. Los minerales skarn consisten principalmente de granate y piroxeno, con cantidades menores de epidota, ilvaita y actinolita, todos de alto contenido de hierro (Purtov et al., 1991). Es común la alteración de rocas ígneas, con vetas de albita, ortoclasa, y escapolita y reemplazos además de endoskam. En contraste, los skarns de hierro magnésico de asocian con plutones diversos en una variedad de ambiente tectónicos; el factor uniforme es que todos se forman de rocas caja dolomíticas. En los skarns magnéticos, los principales minerales skarn, tales como forsterita, diópsido, perclasa, talco y serpentina, presentan un bajo contenido de hierro. Por lo tanto, el hierro en solución disponible tiende a formar magnetita en vez de andradita o hedenbergita (Hall et al., 1988). La superposición de skarn calcítico sobre skarn magnésico

se reporta para muchos yacimientos rusos (Zokolov y Grigorev, 1977; Aksyuk y Zharikov, 1988). Así mismo, muchos otros tipos de skarn contienen bolsionadas de magnetita masiva y pueden ser minados por su contenido de hierro a escala local (area Hierro, New México; Hernon y Jones 1968).La mayoría de estas ocurrencias se forman de estratos dolomíticos o de zonas que han experimentado un metasomatismo magnésico anterior (Imai y Yamazaki, 1968).



Depósitos de skarn de hierro : Ploteo de la, Distribución composicional de granates y piroxenos, Gr (grosularia) , Ad (Andradita) , Sps + Alm (Espesartita + Almandina) , Di (diopsido), Hd(Hedem-bergita) , Jo (Johannsenita) .

Einaudi y Burt , 1982

Skarns de Oro:

Si bien los skarns de oro han sido minados desde fines del siglo XIX (Distrito Hedley en British Columbia, Billingsley y Hume, 1941), ha habido tan poco material publicado sobre éstos, hasta ahora último, que nunca fueron incluidos en el estudio global de depósitos skarn realizado por Einaudi et al. (1981). Durante la última década, los descubrimientos de múltiples yacimientos skarn de oro han suscitado nuevos estudios científicos e informes sobre estos, el más reciente y comprensivo de estos es Theodore et al., (1991). Los depósitos de skarn de oro de más alta ley (5 –15 g/t Au) (Edley District; Ettlenger , Ettlenger, 1990): Ettlenger et al., 1992, Fortitude en Nevada; Myers y Meinert, 1991) son relativamente pocos y son minados exclusivamente por su contenido del metal precioso, careciendo de concentraciones de metales base económicas. Otros skarns de oro (Mc Coy en Nevada; Brooks et al., 1991) están más oxidadas, tienen leyes más bajas de oro (1 – 5 g/t Au) y contienen cantidades subeconómicas de otros metales tales como Cu, Pb y Zn. Varios otros tipos de skarn, particularmente los skarn Cu, contiene suficiente oro (0.01 -> g/t Au) para ser considerados como un producto derivado. Por otro lado, a pesar de tener valores de metal base económicos, existen algunos yacimientos en skarn que están siendo minados exclusivamente por su contenido de oro (Veselyi Mine en el Commonwealth of Independent States, Ettlenger y Meiner, 1991). La mayoría de skarns de oro de alta ley están asociados a magmas reducidos (ilmenita $Fe^{3+}/Fe^{2+} < 0.75$) como son los plutones y complejos de diques / sills dioríticos- grabrodioríticos. En estos skarns predomina el piroxeno de alto contenido de hierro granada intermedia. Otros minerales comunes incluyen feldespato potásico, escapolita, vesuvianita, apatita y anfíbola aluminosa de alto contenido de cloro. Las zonas distales/tempranas contienen biotita + - corneanas de feldespato de potasio que pueden extenderse por cientos de metros más allá del skarn masivo. Debido al alto contenido clástico de la naturaleza carbonácea de las rocas sedimentarias en estos depósitos, la mayoría de skarns son de grano relativamente fino. Algunos skarns de oro contienen alteración retrógrada inusualmente tardía de pretnita o wollastonita (Ettlenger, 1990). Arsenopirita y pirrotita son los minerales sulfúricos dominantes en Hedley y Fortitude respectivamente. Gran parte del oro ocurre como electrum y se asocia fuertemente con varios minerales de bismuto y telurio incluyendo bismuto nativo, hedleyita, wittichenita y maldonita. El yacimiento Fortitude es parte de un sistema extenso de zoneamiento skarn en donde la parte proximal de alto contenido de granate fue minado por su contenido de cobre (Theodoro and Blake , 1978) . De igual manera , el skarn de oro Crown Jewell en Washington es la porción distal de alto contenido de piroxeno de un sistema extenso de skarn en donde la parte proximal tiene un alto contenido de granate y fue minado a pequeña escala por su contenido de hierro y cobre (Hickey,1990). Dichos sistemas zoneados de skarn sugieren que otros tipos de skarn pudieran contener un potencial del metal precioso que aún no ha sido descubierto, por lo que el sistema de skarn no ha sido explorado a fondo. (Soler et al., 1990).

Skarns de Tungsteno:

Los skarn de tungsteno se encuentran en casi todos los continentes asociados a plutones calco-alcalíticos en las fajas orogénicas más importantes. Los estudios principales de este tipo de skarn incluyendo a Newberry y Einaudi (1981), Newberry y Swanson (1986), y Kwak (1987). Como grupo, los skarn de tungsteno se asocian a los batolitos equigranulares de grano grueso (con pegmatita, diques y aplita) y rodeados de aureolas metamórficas grandes de alta temperatura. Estas características son colectivamente indicativas de un marco geológico profundo. Los plutones son típicamente frescos, con zonas de endoskarn menores de mirmekita y piroxeno plagioclasa cerca de los contactos. Las aureolas metamórficas de alta temperatura comunes en el marco geológico del skarn de tungsteno contienen abundante corneana de calcosilicato y skarnoide formado por secuencias carbonatadas mixtas pelíticas. Dichos minerales metamórficos y calco-silicatos reflejan la composición y textura del protolito y pueden diferenciarse de los skarns metasomáticos económicos y en el campo y en laboratorio.

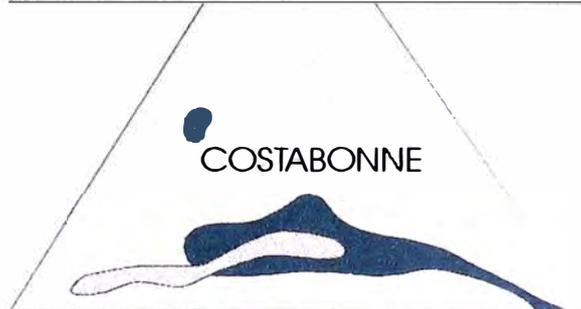
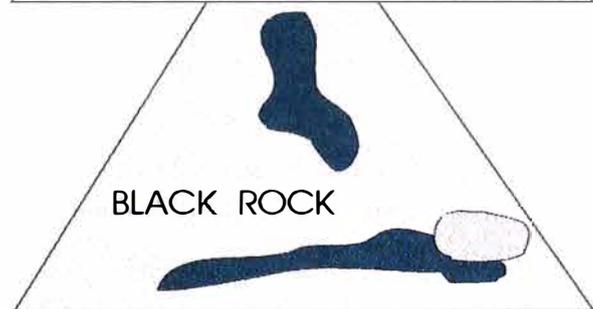
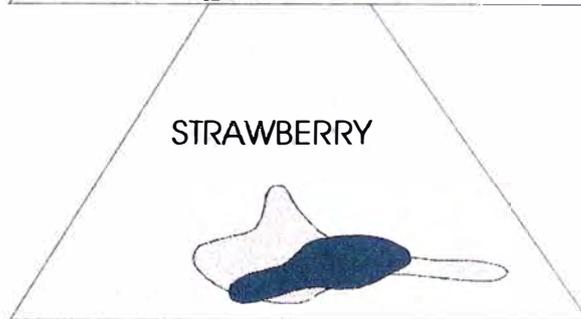
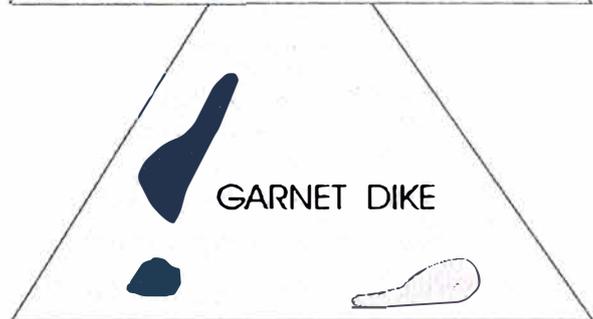
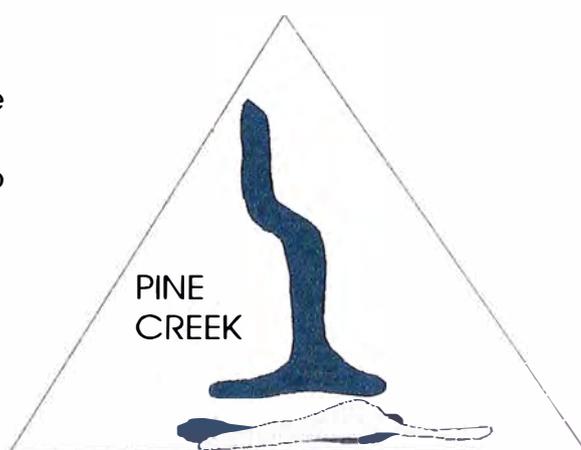
Newberry y Einaudi (1981), dividieron los skarns de tungsteno en tipos reducidos y tipos oxidados, basados en la composición de la roca caja (carbonaceo versus hematítico), mineralogía skarn (ferroso versus hierro férrico), y profundidad relativa (temperatura metamórfica e involucramiento de agua de suelo oxigenada). Los ensamblajes precoces de skarn en skarn de tungsteno reducido son dominados por piroxeno hedenbergítico y cantidades menores de granate grandita, con scheelita (powellita) rica en molibdeno, de grano fino, diseminado. Los granates tardíos son subcálcicos (Newberry, 1983) y contienen cantidades significativas (hasta 80 mol %) de espesartina y almandina. Este granate subcálcico está asociado a la lixiviación de scheelita temprana diseminada y su redeposición como una scheelita de grano grueso, muchas veces controlada por un sistema de vetas, de bajo contenido de molibdeno. También se le asocia con la introducción de sulfuro, tales como pirrotita, molibdenita, calcopirita, esfalerita y arsenopirita y minerales hídricos tales como biotita, hornblenda y epidota. En los skarn de tungsteno de oxidación, el granate andradítico es más abundante que el piroxeno, la scheelita tiene un bajo contenido de molibdeno, y las fases de hierro férrico son más comunes que las fases ferrosas. Por ejemplo en el yacimiento Springer, en Nevada, el granate es abundante y tiene filos andradíticos, el piroxeno es diopsídico (<Hd 40), epidota es el mineral hídrico dominante, pirita es más común que pirrotita y la presencia de granate subcálcico es rara y muchas veces no existente (Johnson & Keith, 1991). En general, los skarns de oxidación de tungsteno suelen ser más pequeños que los skarn de tungsteno reducidos, a pesar que los valores más pequeños que los skarn de tungsteno reducidos, a pesar que los valores más altos en los dos sistemas se asocian típicamente con los minerales hídricos y la alteración retrógrada.

Sps - Alm . Jo



Granate
Piroxeno

Sps - Alm . Jo



Gr . Di Ad . Hd

Gr . Di Ad . Hd

Depósitos de skarn de tungsteno : Distribución composicional de skarn de granate y piroxeno..

Einaudi y Burt , 1982

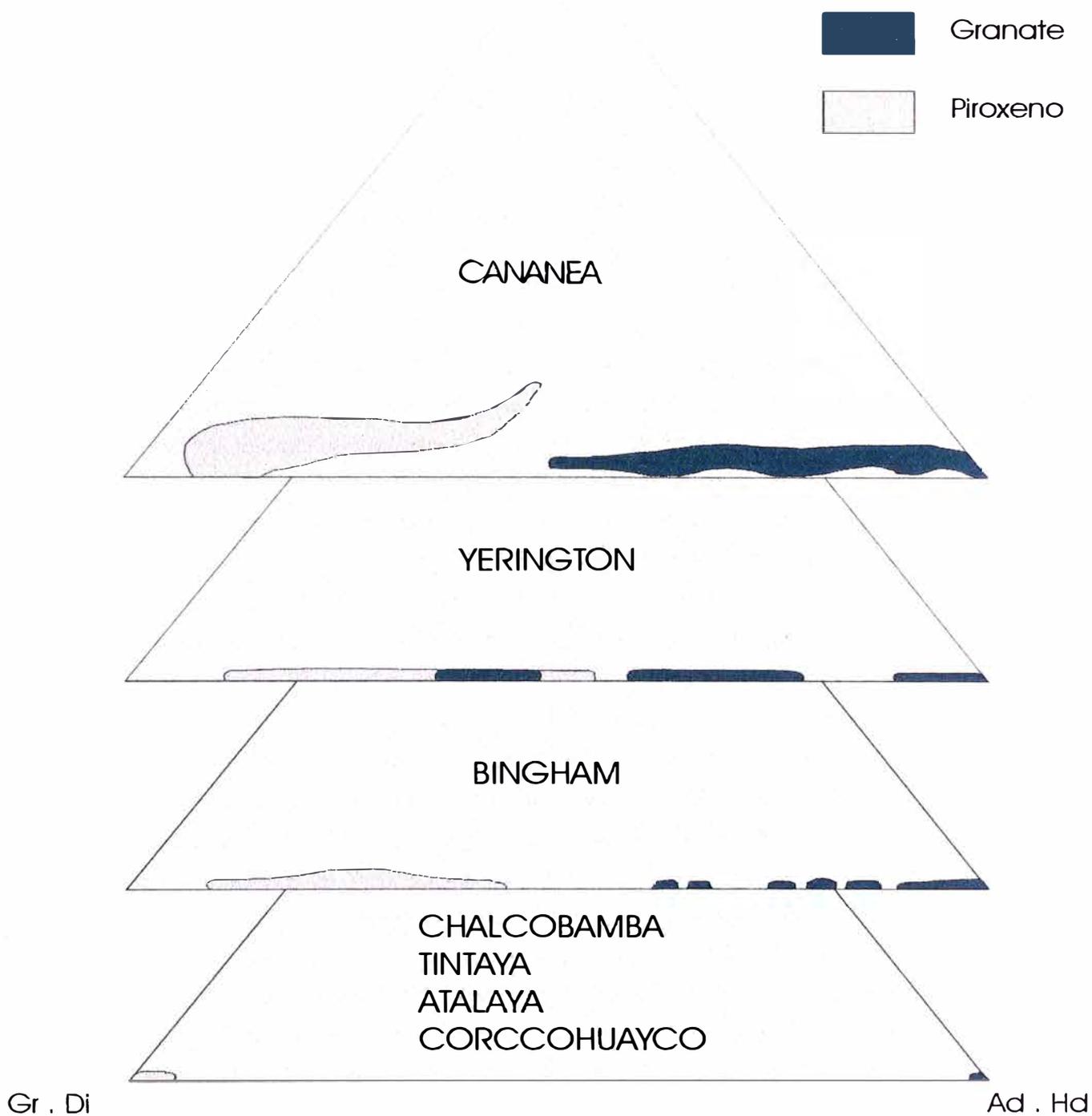
Skarns de Cobre

Los skarns de cobre, constituyen tal vez la variedad de skarn más abundante en el mundo. Son particularmente comunes en las zonas orogénicas relacionadas a la subducción, tanto en los ambientes oceánicos y continentales. Estudios importantes referentes a este tipo de skarn incluyen a Einaudi (1981) y Einaudi (1982a, 1982b). La mayoría de estos skarn de cobre están asociados al tipo-1, con series de magnetita, plutones calco-alcalíticos porfiríticos, muchos de los cuales tienen rocas volcánicas cogenéticas, vetilleo en stockwork, fracturamiento quebradizo y brecciación, y alteración hidrotermal intensa. Todas estas características son indicativas de una formación dentro de un ambiente de relativamente poca profundidad.

La mayoría de skarns de cobre se forman cerca de los contactos en stocks con una minerología relativamente oxidada dominado por granate andradítico. Otras fases incluyen piroxeno diopsido, vesuvianita y wollastonita, actinolita y epidota. Hematita y magnetita son comunes en casi todos los yacimientos y la presencia de rocas encajonantes dolomíticas coincide con los cuerpos masivos de magnetita, que pueden ser minados a una escala local por su contenido de hierro. Tal como lo observaron Einaudi et al. (1981) los skarns de cobre se encuentran comunmente zoneados, con un contenido de granatita masiva cerca del plutón, con contenido de piroxeno que se incrementa progresivamente desde el punto de contacto, y finalmente vesuvianita y /o wollastonita que ocurre cerca del contacto con mármol. Además, el granate puede encontrarse zoneado por su color marrón-rojizo oscuro proximal al plutón, a variedades de verde y amarillo en ocurrencias distales. La minerología de sulfuros y los ratios de metales también pueden ser zoneadas, sistemáticamente en relación al plutón que causa este efecto. En general, pirita y calcopirita se encuentran en cantidades más abundantes cerca del plutón, con calcopirita en incremento al distanciarse del plutón y bornita que ocurre finalmente en las zonas de wollastonita cerca del contacto de mármol. En los skarn de cobre que contienen monticellita (Ertsberg, Irian Jaya en Indonesia; Kyle et al., 1991 y Maid of Erin en British Columbia; Meinert data s/ pu.), bornita chalcocita son los sulfuros dominantes Cu-Fe y no, la pirita-calcopirita. Los skarns de cobre más grandes se asocian con plutones mineralizados de pórfido de cobre. Estos yacimientos pueden sobrepasar un contenido combinado de mineral porfirítico y de skarn por encima de 1' 000'000,000 toneladas, con más de 5 m t. De cobre recuperable de skarn. Los plutones mineralizados presentan alteraciones características, que pueden asociarse con el granate – piroxeno progrado y la epidota- actinolita, retrógrada, respectivamente en el skarn. Es común encontrar una alteración retrógrada intensa en los skarns de cobre y este puede destruir casi todo el granate progrado así como el piroxeno en algunos depósitos relacionados al pórfido (Ely en Nevada: James, 1976). La alteración endoskarn de plutones mineralizados ocurre raramente. Por contraste, los stocks estériles asociados con skarns de cobre contienen abundante endoskarn epidota-actinolita-clorita y alteración retrógrada menos intensa de

skarn. Algunos depósitos de cobre tienen menas de grano grueso de actinolita-calcopirita-pirita-magnetita, pero solamente contiene skarn de granate-piroxeno progrado escaso (Depósitos de Monterrosas y Raúl-Condestable en el Perú (Ripley & Ohmoto, 1977; Sidder, 1984; Vidal et al., 1990); La Mina Record en Oregon (Caffrey, 1982); y Cerro de Mercado en México (Lyons, 1988). Estos depósitos sirven como nexos entre algunos skarns de cobre y hierro y depósitos como afinidades volcánicas y ortomagmáticas.

Sps - Alm . Jo



Depósitos de skarn de Cobre : Ploteo de la distribución de granates y piroxenos.

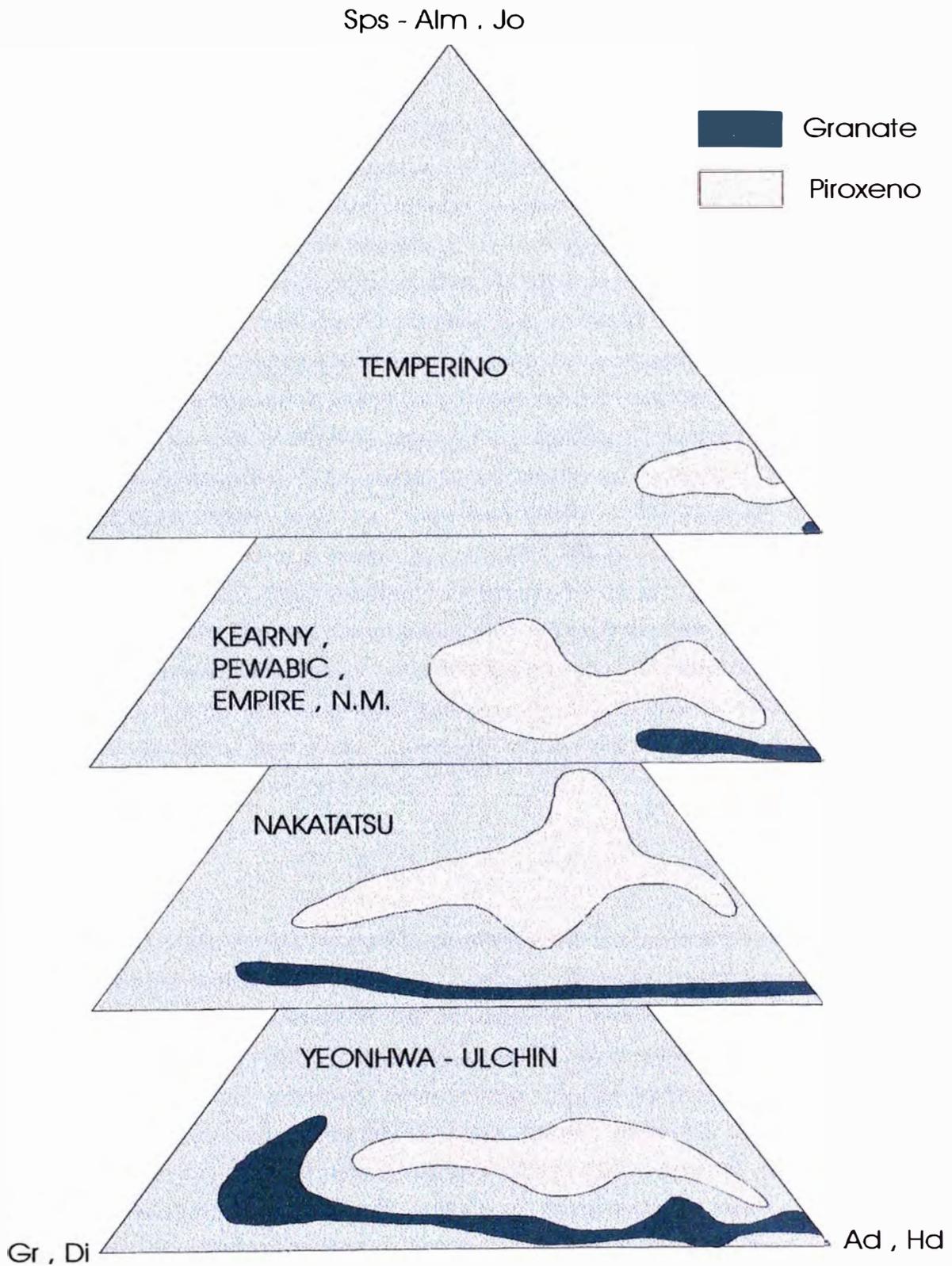
Einaudi y Burt , 1982

Skarns de Zinc:

La mayoría de skarns de zinc ocurren en marcos geológicos continentales asociados con subducción o desplazamiento. Son minados por sus contenidos de zinc, plomo y plata, aunque el zinc es usualmente el mineral que domina. También, son considerados de alta ley (10 – 20%Zn + Pb, 30 –300 g/t Ag). Las rocas ígneas relacionadas abarcan un amplio rango de formas de composición, desde diorita hasta granito de alto contenido de sílica. Así mismo, abarcan diversos entornos geológicos, desde batolitos a profundidad a diques-sills de poca profundidad a extrusiones volcánicas de superficie. El factor dominante que une a la mayoría de minerales skarn de zinc es su ocurrencia distal a las rocas ígneas asociadas. Los estudios más importantes sobre este tipo de depósito incluyen a Einaudi et al. (1981) y Megaw et al, (1988). Los skarns de zinc pueden subdividirse en base a distintos criterios, incluyendo la distancia de la fuente magmática, la temperatura de formación, la proporción relativa de skarn y minerales sulfúricos, y la forma geométrica del cuerpo mineral. Ninguno de estos criterios es totalmente satisfactorio: no siempre se puede identificar una fuente magmática en algunos depósitos, la mayoría de skarns se desarrollan a través de una gama de temperatura variadas, y la mayoría de depósitos skarn de gran extensión contienen menas de alto contenido de skarn como también de bajo contenido de skarn en una variedad de ambientes geométricos, incluyendo mantos y chimeneas. Megaw et al. (1988) enfatizan que muchos distritos skarn de zinc *“se gradúan hacia fuera desde una mineralización asociada a la intrusión hacia menas libres de Intrusión, que sugiere que aquellos distritos que carecen de relaciones de intrusión conocidas pueden no haber sido desde sus fases iniciales.* “ De la misma manera la mayoría de distritos skarn de zinc se gradúan hacia fuera desde una mineralización de alto contenido de skarn hacia menas de bajo contenido de skarn, vetas y cuerpos masivos de sulfuros, que pueden contener unos pocos, si es que algunos, minerales skarn. Aquellos distritos que han sido explorados en parte pudieran tener solamente parte de estas zonas expuestas. Sin embargo, tal como se mencionara anteriormente, la presencia dentro del sistema de minerales skarn de, por ejemplo, granate y piroxeno, es importante, porque indica un ambiente geoquímico restringido que es muy distinto de otros tipos de menas, tales como los tipos de yacimientos que ocurren en el Valle del Mississippi, que también contienen menas Zn-Pb-Ag pero que carecen en su totalidad de minerales skarn.

Aparte del contenido de los metales Zn-Pb-Ag, los skarn de zinc pueden distinguirse de otros tipos de skarn por su mineralogía distintiva de magnesio y por su alto contenido de hierro, por su ocurrencia a lo largo de los contactos estructurales y litológicos, y por la ausencia de aureolas metamórficas significativas centradas en el skarn. Casi todos los minerales skarn en estos depósitos pueden enriquecerse en manganeso, incluyendo granate, piroxeno, olivina, ilvaita, piroxenoide, anfibola, clorita y serpentina. En algunos depósitos el ratio piroxeno: granate y el contenido manganésico del piroxeno se incrementan sistemáticamente a lo largo

del camino de flujo de fluidos (Groundshog en Nuevo Mexico; Meinart, 1987). Esta característica ha sido usado para identificar los skarn proximales y distales, así como las zonas proximales y distales dentro de los yacimientos en skarn individuales. La ocurrencia de skarns de zinc en porciones distales de sistemas magmáticos / hidrotermales de importancia, podrían hacer que hasta los depósitos más pequeños sean potencialmente útiles en función de guía de exploración en aquellos distritos en los que la detección y exploración no son fáciles. Por lo tanto, los informes de ocurrencias de mineral de alto contenido de manganeso podrían brindar información clave para aquellos distritos que aún no han sido estudiados a fondo.



Depósitos de skarn de Zinc - Plomo : Distribución composicional de granates y piroxenos.

Einaudi y Burt , 1982

Skarns de Molibdeno:

La mayoría de skarns de molibdeno están asociados con leucocráticos y ocurren desde yacimientos relativamente pequeños de alta ley (Azegour en Marruecos; Ppermingeat, 1957) hasta depósitos de baja ley pero de alto tonelaje (Little Boulder Creek en Idaho; Cavanaugh, 1978). También se puede encontrar varios hallazgos pequeños en los cratones estables Precambrianos, asociados con pegmatita, aplita y otras rocas leucocráticas (Vokes, 1963). Casi todos los skarn de molibdeno contienen una variedad de metales, incluyendo W, Cu, Zn, Pb, Be, Sn y U, y algunos son verdaderamente polimetálicos, por lo que varios metales tienen que ser recuperados juntos para que el minado resulte económico. Mo-W-Cu es la asociación más común, y algunos skarns de tungsteno y skarns de cobre contienen zonas de molibdeno recuperable. Gran parte de los skarns de molibdeno ocurren en rocas clásticas calcáreas o de carbonato limoso; Cannivan Gulch en Montana (Darling, 1990). Es una excepción notable por lo que ocurre en dolomita. El piroxeno Hedenbergítico es el mineral de calco-silicato más común reportado de los skarns de molibdeno, con una cantidad menor de granate grandota (con un componente menor de pirlaspita), Wollastonita, anfíbola y fluorita. Esta minerología skarn indica un ambiente en reducción con actividades altas de fluoruro. Estos depósitos no han sido significativamente estudiados en otros lugares aparte de la antigua Unión Soviética y no existe un estudio moderno desde que Einaudi et al. (1981) publicara un resumen breve sobre este tema.

Skarns de Estaño:

Los skarns de estaño están asociados casi exclusivamente con los granitos de alto contenido de sílica generados por la fusión parcial de la corteza continental, generalmente causado por eventos de desplazamiento. Los estudios más importantes de este tipo de depósitos incluyen a Einaudi et al. (1981) y Kwak (1987). Los skarns de estaño se pueden subdividir de acuerdo a distintos criterios, incluyendo proximal versus distal, cálcico versus magnésico, de alto contenido de skarn versus bajo contenido de skarn, de alto contenido de óxido versus alto contenido de sulfuro, y greisen versus skarn. Desafortunadamente, pocas de estas categorías son consideradas mutuamente exclusivas. Al igual que el skarn de zinc, muchos sistemas de skarns de estaño extensos están zoneados desde un alto contenido de skarn a un bajo contenido de skarn (o ausencia total de skarn). Por ejemplo, en el área Renison Bell de Tasmania, existe un solo sistema magmático/hidrotermal extenso zoneado desde un skarn de estaño proximal calcítico, con cantidades menores de casiteria diseminada en una ganga de granate – piroxeno de bajo contenido de sulfuro, hasta un cuerpo distal de reemplazo de sulfuro y magnesio masivo, de contenido abundante de casiterita y con la ausencia total de calco-silicatos. El cuerpo mineral sulfúrico distal masivo (Renison Bell) es un yacimiento principal y el cuerpo de skarn proximal (Pine Hill) no ha sido y probablemente nunca será minado. Einaudi et al. (1981) enfatizaron que existe una constante que une los

distintos tipos de yacimientos en skarn de estaño; el conjunto característico de elementos (Sn, F, B, Be, Li, W, Mo y Rb) en la mena y en las rocas ígneas asociadas. Este grupo mineralógico distingue a los skarn de estaño de los demás tipos de skarn. Kwak (1987) va más allá y observa que muchos yacimientos skarn de estaño desarrollan una etapa de alteración greisen que se sobrepone sobre la intrusión, skarn temprana, y al carbonato inalterado. La alteración greisen se caracteriza por actividades de alto contenido de fluoruro y por la presencia de minerales tales como fluorita, topacio, turmalina, muscovita, ilmenita, y abundante cuarzo. En muchos casos esta alteración de la etapa greisen destruye por completo las etapas de alteración anteriores. Es importante resaltar que una alteración de tipo greisen no ocurre en ningún otro tipo de skarn. Para más detalles sobre estos sistemas de skarn de estaño y greisens referirse a Kwak.

Existen varias características mineralógicas de skarn de estaño que deben ser resaltadas. Desde un enfoque minero, el más importante es que el estaño puede ser incorporado a minerales de silicato tales como el granate titanita y vesuvianita, donde no es económicamente recuperable. Dobson (1982) reporta la presencia de granate con un contenido de hasta 6% Sn en skarn en Lost, River, Alaska. Por lo tanto, los depósitos extensos tales como Moina en Tasmania (Kwak y Askins, 1981), pueden contener cantidades sustanciales de estaño que no son recuperables con la tecnología actual ni con aquella que pudiera haber a corto plazo. La alteración greisen retrógrada extensa de los minerales de un contenido de zinc temprano pueden liberar el estaño y causar su precipitación en menas de óxido o sulfuro. Es por esto, que las etapas destructivas de alteración de skarn son particularmente importantes en los depósitos de skarn de estaño. Según Kwak (1987), los cuerpos de mineral más atractivos ocurren en las porciones distales pertenecientes a los distritos de skarn extensos, donde los reemplazos de sulfuro masivo u óxido ocurren sin pérdida significativa del estaño en calco-silicato como el granate.

Otros tipos de skarn:

Existen muchos otros tipos de skarn históricamente han sido minados o explorados por una variedad de metales y minerales industriales. Algunos de los más interesantes incluyen skarns enriquecidos de REE (Rare Earth Elements) (Guiliani et al., 1979; Kato 1989) Los REEs suelen ser enriquecidos en fases minerales específicas, como en granate, vesuvianita, epidota y allanita. Vesuvianita y epidota con contenidos de hasta 20% REE/Ce > La > Pr > Nd) han sido hallados en algunos skarn de oro y zinc (Gemmell et al., 1992; Meinaert, data s/plub). Algunos skarns contienen concentraciones de REEs y uranio (Kwak y Abeyisighe, 1987; Lentz, 1991). El depósito skarn Mary Kathleen en Queensland, Australia es poco usual por lo que la presencia de REEs y minerales conteniendo subproductos de la descomposición radioactiva del uranio que se encuentra en los fluidos, sugiere que dichos elementos podrían estar altamente concentrados en los fluidos

hidrotermales de alta temperatura (Kwak y Abeysinghe, 1987). Esto sugiere se debería de estudiar otros entornos metasomáticos por sus posibles concentraciones de REEs y Uranio.

Para algunos skarn se reporta la ocurrencia de elementos del grupo de platinos (EGP) (Knopf, 1942). Estos depósitos no han sido bien documentados en la literatura geológica y la mayoría aparentan representar un metasomatismo de rocas ultramáficas (Yu, 1985). Es muy difícil evaluar la abundancia de EGPs en los distintos tipos de skarns por los que los EGPs no han sido analizados en forma rutinaria hasta ahora último. Las consideraciones geológicas sugieren que los EGPs podrían transportarse bajo condiciones muy ácidas y oxidadas (Wood, et al., 1989). En el marco geológico del skarn, estas condiciones podrían darse en la etapa de alteración greisen de los skarns de estaño esta clave bien podría indicar la dirección a tomar en lo que respecta trabajos futuros de investigación y exploración.

Otra variedad de skarn que ha sido objeto de estudios recientes es aquel asociado al metasomatismo en marcos geológicos regionales metamórficos (Mueller, 1986, Llotka y Nesbitt, 1989; Pan *et al* : 1991). En el cratón Yilgarn en el Oeste de Australia, las rocas volcánicas Arqueánicas se encuentran cortadas por zonas de cizalla regionales que contienen vetas de oro –cuarzo y presentan una alteración típica carbonato – sericita en la mayoría de yacimientos (Groves et al: 1988). En algunos de los yacimientos mas profundos las vetas mineralizadas oro–cuarzo han zoneado sobres de alteración de piroxeno cálcico y granate (Mueller, 1988). La alteración skarn es localmente masiva y mejor desarrollada en el metabasalto de alto contenido de hierro, en la formación de hierro bandeado (BIF) y en la komateita. Mueller (1988) interpreta esta alteración como un evento posterior al momento de metamorfismo máximo relacionado a domos sinkinemáticos de granito, y fundamenta esta interpretación en trabajos de mapeo subterráneo, equilibrio de mineral y ensambles estructurales.

En el Archean Slave Province, en la zona norte de Canadá, la formación de hierro bandeado (BIF) contiene mineralización de oro deseminado y vetas, asociado con arsenopirita y pirita en Lupin Mine. El metamorfismo de estas rocas ha formado un skarn de piroxeno hedenbergítico conjuntamente con grunerita y granate. Liotka (1988) observó que el skarn hedenbergítico es abundante en la zona de cizalla central de Lupin Mine, y concluyó que los fluidos metasomáticos que circulan a lo largo de la zona de cizalla, eran responsables por la estabilización del piroxeno hedenbergítico cálcico en las rocas caja de alto contenido de hierro pero de bajo contenido de calcio. Sea cual sea la manera en que se formó, el skarn hedenbergítico con contenido de arsenopirita en Lupin, es muy similar en su composición y textura a algunos de los skarns de oro Farenzoicos.

Geoquímica y geofísica

Gran parte de los estudios referentes a los yacimientos en skarn están enfocados en el equilibrio de fase de minerales, en las inclusiones de fluidos, en la investigación isotópicas de fuentes de fluidos y sus caminos, y en determinar los niveles de anomalía de exploración y de antecedentes. Los estudios sobre el equilibrio de fase de minerales constituyen un elemento esencial para poder comprender de las reacciones de minerales individuales, tales como las muy sencillas. Dichos estudios pueden ampliarse por medio de la utilización termodinámica que incluye composiciones variables (Browman y Esence, 1982). Un enfoque alternativo sería utilizar una base de datos termodinámica de consistencia propia, para crear modelos de soluciones potenciales para la formación de skarns (Flowers y Helgeson, 1983; Johnson y Norton, 1985; Ferry y Baumgartner, 1987). El Fraccionamiento de elementos entre minerales (por ejemplo, Ca:Mg en carbonato; Bowman y Esence, 1982), también puede utilizarse como medio para estimar las condiciones de una formación skarn.

Muchos de los estudios sobre la intrusión de fluidos en distintos tipos de yacimientos enfocan a minerales como cuarzo, carbonato fluoruro, que contienen numerosas inclusiones de fluidos, son relativamente transparentes, y son estables en rango amplio 'T - P -X.' Este rango T - P-X puede, sin embargo, causar problemas en la interpretación de la información de intrusión de fluidos ya que podría ocurrir que estos minerales continúen creciendo y sigan atrapando fluidos desde los eventos tempranos de alta temperatura, hasta los eventos posteriores a través de eventos de baja temperatura (más allá del rango de estabilidad del mineral de caja) sin presentar signos que evidencien un proceso de alteración. Por lo tanto, las inclusiones de fluidos en los minerales skarn brindan una oportunidad relativamente objetiva para la medición de temperatura, presión y composición de fluidos que formar un skarn.

Muchos de los textos escritos que aparecieron antes de mediados los 80's en torno a la inclusión de fluidos en skarn, y en particular aquellos estudios sobre depósitos de Sn y W, han sido resumidos por Kwak (1986). Dichos estudios han sido muy útiles en la documentación de temperaturas altas (>700°C) y salinidades altas (>50 P.P> % NaCl minerales múltiples y equivalentes que contienen subproductos) que ocurren en muchos skarns. Todos los diferentes tipos de skarn, salvo los de cobre y zinc, tienen inclusiones de fluidos que producen temperaturas de homogenización hasta y en exceso de 700°C. Las temperaturas de homogenización en la mayoría de inclusiones de fluidos en depósitos de skarns de cobre y zinc fluctúan entre un rango de 300-550°C. Esto es consistente con los marcos geológicos de relativamente poca profundidad y distales inferidas, respectivamente para estos dos tipos de skarn. Las salinidades en la mayoría de inclusiones de fluidos en skarns son altas: los minerales que contienen subproductos en mineralogía skarn, que está documentados incluyen: NaCl, KCl, CaCl₂, FeCl₂, CaCO₃, CaF₂, C, NaAlCO₃ (OH)₂, Fe₂O₃, Fe₃O₄, AsFeS, CuFeS₂ y ZnS. Haynes y Kessler (1988) describen las variaciones

sistemáticas en los ratios NaCl:KCl: CaCl₂ en inclusiones de fluidos de diferentes skarns, como una reflexión de las diferencias en la fuente del fluido y el grado de la mezcla de fluidos magmáticos, conatos y meteóricos. En general, los fluidos magmáticos contienen KCl > CaCl₂, mientras que los fluidos de alto contenido CaCl₂ parecería haber interactuado más con rocas caja sedimentarias.

Las intrusiones de fluidos pueden brindar evidencia directa referente al contenido de CO₂ (tanto líquido como gas), CH₄, N₂, H₂S y otros gases en fluidos hidrotermales. Estudios de las fases gaseosas y líquidos inmiscibles en inclusiones de fluidos característicamente evidencian la presencia dominante de CO₂, una variable crítica en la estabilidad del mineral skarn. A pesar de que no se han realizado estudios comparativos, parecería ser que CH₄ es más abundante que CO₂ en sistemas reducidos como los skarns de tungsteno (Fonteilles et al.; 1989; Gerstner et al.; 1989), mientras que CO₂ es más abundante que CH₄ en sistemas de mayor oxidación como lo son los skarns de cobre y zinc (Megaw, et al.; 1988).

Las inclusiones de fluidos en fases específicas de mineralogía skarn son especialmente útiles para la documentación de la evolución temporal y espacial de los fluidos que forman los skarns, y para la observación de cómo dichos cambios son correlativos con la información de composición, experimental y termodinámica (Kwak y Tan, 1981; Meinert, 1987). Las inclusiones de fluidos también ofrecen evidencia directa en lo que respecta los cambios de temperatura y de niveles de salinidad en la mayoría de tipos de skarn, entre los eventos skarn progradados y retrógradados. Por ejemplo, las inclusiones de fluidos en granate y piroxeno en skarns de hierro tienen temperaturas de homogenización de 370-700°C y 300-690°C respectivamente, y niveles de salinidad de <25 p.p.% NaCl equivalente. En los skarns de oro, las inclusiones en granate y piroxeno progrado tienen temperaturas de homogenización de hasta 730°C y 695°C respectivamente y niveles de salinidad de hasta 33 p.p.% NaCl equivalente. Por lo contrario las inclusiones en escapolita, epidota y actinolita de estos skarns, tienen temperaturas de homogenización de 320-400°C, 255-320°C y 320-350°C respectivamente. En los skarns de tungsteno, las inclusiones en granate y piroxeno progrado tienen temperaturas de homogenización de hasta 800°C y 600°C respectivamente, y niveles de salinidad de hasta 52 p.p.% NaCl equivalente. En contraste, las inclusiones en anfíbola y cuarzo de estos skarns tienen temperaturas de homogenización de 250-380°C y 290-380°C respectivamente, y niveles de salinidad de 12-28 p.p.% NaCl y 2.5-10.5 p.p.% NaCl equivalente. Las inclusiones en granate y piroxeno del yacimiento de tungsteno Mac Millan Pass (Gerstner et al.; 1989) tienen temperaturas de homogenización y niveles de salinidad que son anómalamente bajas y difieren con la mayoría de los demás estudios sobre depósitos similares. Esto sugiere que los trabajos y estudios que se efectúen en el futuro en Mac Millan Pass podrían ampliar el conocimiento y suplementar la información actualmente disponible referente a este tema.

Las investigaciones isotópicas, en particular la que se refieren a los isótopos estables de C, O, H y S, ha sido fundamental en la documentación de los múltiples fluidos involucrados en la formación de la mayoría de sistemas skarn extensos (Shimazaki, 1988). El estudio pionero de Taylor y O'Neil (1977), demostró la importancia tanto de las aguas magmáticas como de las aguas meteóricas en la evolución de los skarns W en los Osgood Mountains. Bowman et al.; (1985) demostró que en skarns de W de altas temperaturas, incluso algunos de los minerales hídricos, como biotita y anfíbola, pudieran formarse bajo condiciones de temperaturas relativamente altas de agua con un componente magmático significativo (ver también Markey de Ludden, 1988). Específicamente el granate, el piroxeno y el cuarzo asociado de los yacimientos en skarn, todos tienen valores $\delta^{18}\text{O}$ dentro del rango +4 a +9 ‰, consiste con la derivación de aguas magmáticas. Por el contrario, valores $\delta^{18}\text{O}$ para calcita sedimentaria, cuarzo y aguas meteóricas en estos yacimientos son muy diferentes. En la mayoría de los casos, existen una línea continua de mezcla entre los valores $\delta^{18}\text{O}$ sedimentarios originales y $\delta^{13}\text{C}$ calculados para fluidos magmáticos hidrotermales a temperaturas para formación skarn progrado. Un proceso de mezcla similar se indica por los valores $\delta^{13}\text{C}$ en calcita, y fluctúan entre valores $\delta^{13}\text{C}$ sedimentarios típicos en calizas alejándose del skarn hacia valores magmáticos típicos en granate y piroxeno calcítico intersticial progrado (Brown et al.; 1985). Los minerales hídricos tales como biotita, anfíbola y epidota de depósitos skarn diferentes también presentan valores $\delta^{18}\text{O}$ y δ^{D} que fluctúan desde rocas magmáticas a sedimentarias locales y aguas meteóricas (Layne et al.; 1991). Nuevamente, se indica un proceso de mezcla de las fuentes de fluidos.

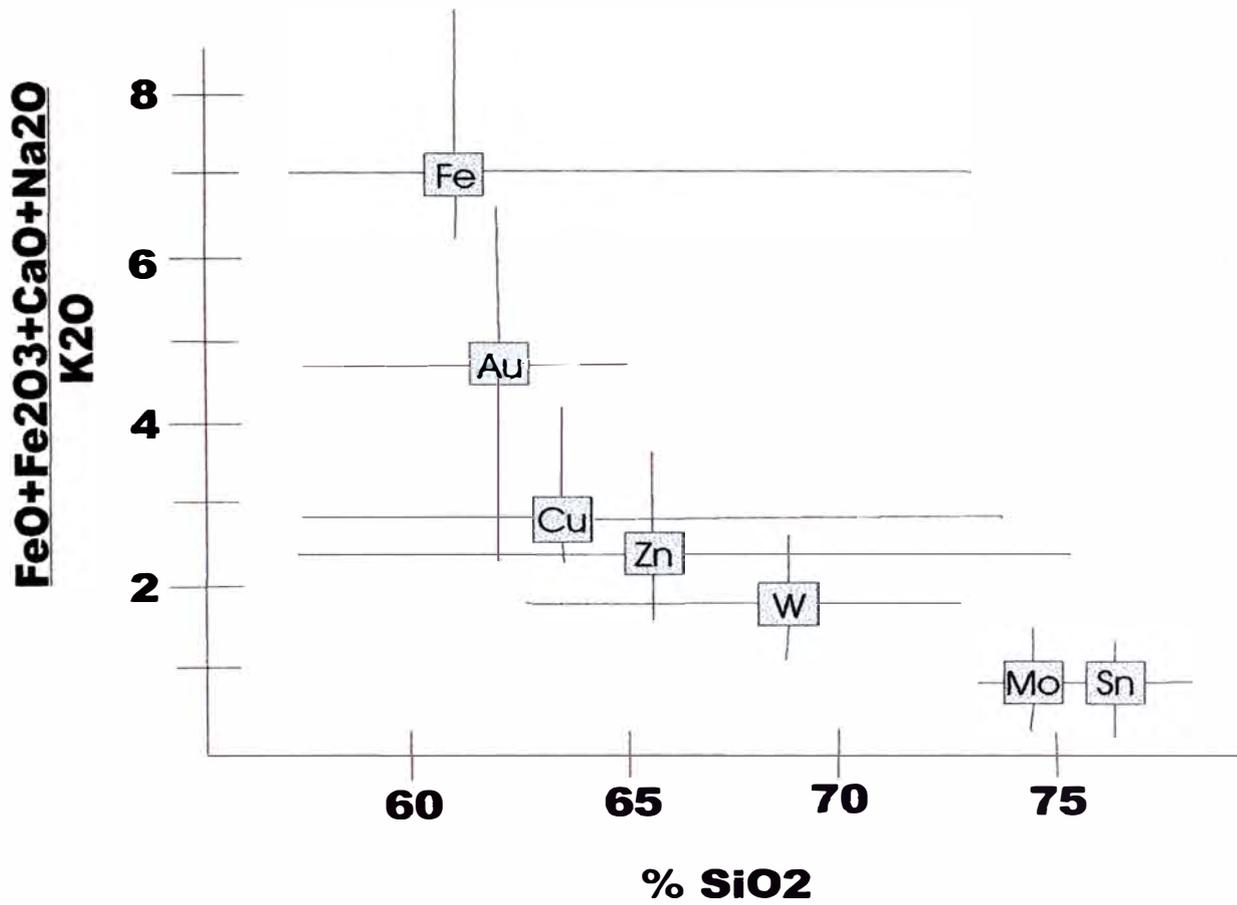
Estudios sobre sulfuros isotópicos en una variedad de minerales de sulfuros (incluyendo pirita, pirrotita, molibdenita, calcopirita, esfalerita, bornita, arsenopirita y galena) de los yacimientos en skarn, indican un rango bastante estrecho de valores $\delta^{34}\text{S}$, consistente con la precipitación de los fluidos magmáticos. Para algunos de los skarns más distales, los estudios de sulfuros isotópicos indican que los fluidos mineralizantes adquirieron parte de su contenido de sulfuro de las rocas sedimentarias (incluyendo evaporitas) a lo largo del camino de flujo (Megaw et al., 1988). Por lo general, las investigaciones isotópicas estables son con los estudios de inclusión de fluidos y de fases de equilibrio de mineral, que demuestran que la mayoría de yacimientos en skarn extensos formados de diversos fluidos, incluyendo las salmueras, tempranas, de alta temperatura, y altamente salinas asociadas directamente a los sistemas de cristalización de magma (Auwera y André, 1988). En muchos sistemas, los fluidos con los niveles de salinidad más altos coinciden con el momento máximo de deposición de sulfuro. Además, se requiere de por lo menos una mezcla parcial con fluidos conatos intercambiados, o se requiere de fluidos meteóricos para la mayoría de depósitos, con los eventos de alteración ulteriores que se forman principalmente de aguas meteóricas diluidas.

A pesar de que los contenidos de mineral skarn son bastante variables, los elementos guía en zonas de skarn distales pudieran ser guías importantes para la exploración. Estudios geoquímicos de yacimientos individuales han demostrado que halos dispersos de mineral pueden ser zoneados desde ensamblajes proximales Cu-Mo-Fe a zonas distales de metales preciosos y vetas Pb-Zn-Ag (Theodore y Blacke, 1975). Anomalías de entre decenas y cientos de ppm para los metales individuales pueden extenderse por más de mil m más allá de las zonas skarn proximales. La comparación de distintos eventos geoquímicos entre los diferentes tipos de skarn, sugiere que cada uno tiene un grupo característico de elementos anómalos; niveles de fondo para un elemento en particular dentro de un tipo específico de skarn pudiera ser altamente anómalo en otros. Por ejemplo, contenido de Au, Pe, Bi y As, de 1, 10, 100 y 500 ppm, respectivamente, no es inusual para rocas y tierras en propiedades skarn de oro, pero son escasos y muchas veces totalmente inexistentes para otros tipos de skarn (Meinert et al., 1990; Myers y Meinert, 1991).

Algunos skarns muestran una respuesta geofísica bastante pronunciada (Chapman y Thompson, 1984; Emerson, 1986). Casi todos los skarn son bastante más densos que la roca que la rodea, por lo tanto podría formar una anomalía gravitacional o discontinuidad sísmica. Esto es particularmente evidentemente en algunos de los skarn de hierro extensos, que podrían contener más de 1, 000' 000, 000 de toneladas de magnetita (gravedad específica = 5.18). Además, tanto los skarns como los plutones asociados pudieran formar anomalías magnéticas (Spector, 1972). Los plutones relativamente oxidados, generalmente contienen suficiente magnetita primaria para formar un máximo de magnetismo, mientras que los plutones reducidos, típicamente contienen ilmenita en vez de magnetita, y pudieran formar un punto mínimo de magnetismo (Ishihara, 1977). Los skarns podrían formar un máximo de magnetismo debido a las fuertes concentraciones de magnetita (Chapman et al., 1986) u otros minerales magnéticos tales como pirrotita de alta temperatura (Wotruba et al., 1988). Debido a que el metasomatismo de las rocas dolomíticas tiende a formar abundante magnetita, se pudiera distinguir el protolito original en los depósitos skarn magnéticos, así como la presencia de skarn, desde una anomalía magnética fuerte (Hallof y Winniki, 1971; Chermeninov, 1988).

Minerales de sulfuro masivo y diseminados podrían dar respuestas fuertes IP. EM o magnetotéluricas (Emerson y Welsh, 1988). Sin embargo, los levantamientos eléctricos geofísicos de skarns, deben ser interpretados cuidadosamente debido a que el metasomatismo de la roca carbonatada necesariamente involucra la redistribución del carbono. La presencia de materia carbonácea, especialmente en la forma de grafito, puede afectar fuertemente los levantamientos eléctricos. Dichas anomalías inducidas por el carbono pueden distar de o pueden no estar asociadas a yacimientos skarn.

Algunos skarn contienen suficiente uranio y torio para poder ser detectados por medio de levantamientos radiométricos aéreos o a nivel de superficie (Mary Kathleen en Australia; Kwak y Abeysinghe, 1987). Estudios detallados de dichos depósitos demuestran que incluso los skarns que son relativamente pequeños pueden ser detectados, y que los distintos tipos de skarn también pueden ser distinguidos (Lentz, 1991).



Composición promedio de plutones asociados a distintos tipos de skarn.

Modificado de Meinert

% Cu
Sulfuros
Skarn
Color granate

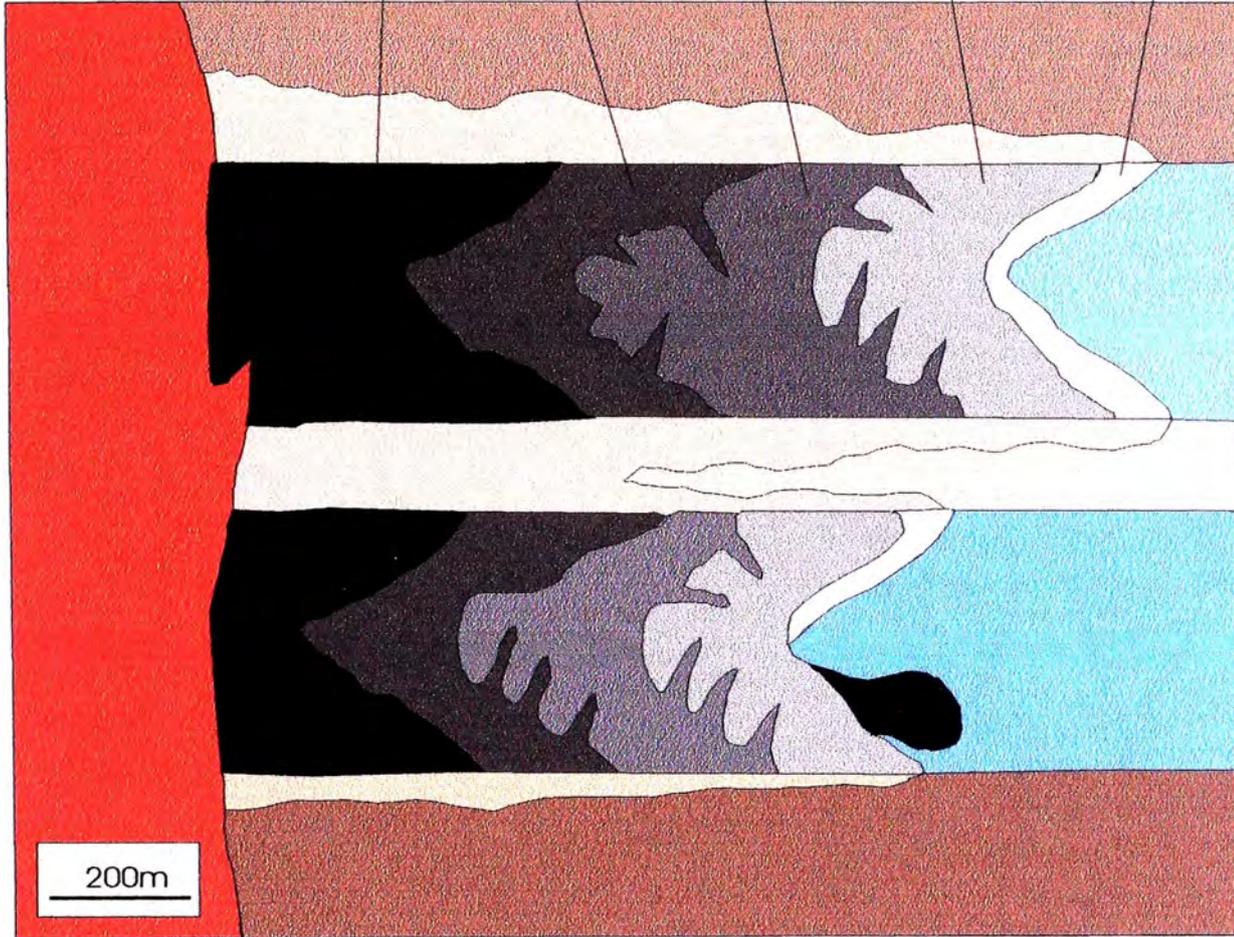
1.5 %
 Cpy>bn>po-py
 Gle>>pxs
 Rojo-marrón

3.0 %
 Cpy>po-py
 Gle>pxs
 Marrón

2.0 %
 Cpy>po-py
 Gle=pxs
 Marrón-verde

0.5-1.5 %
 Po-py>cpy
 Pxs>gle
 Amarillo-verde

<0.5 %
 Py-po>ef>cpy,bn,gn
 Wo-ves>pxs-gle
 Verde-amarillo



LEYENDA

- Plutón
- Lufita
- Caliza
- Arenisca
- Homfels calco-silicato

MODELO GENERAL DE ZONACION DE SKARNS
SKARNS - Cu

Atkinson y Einaudi 1979

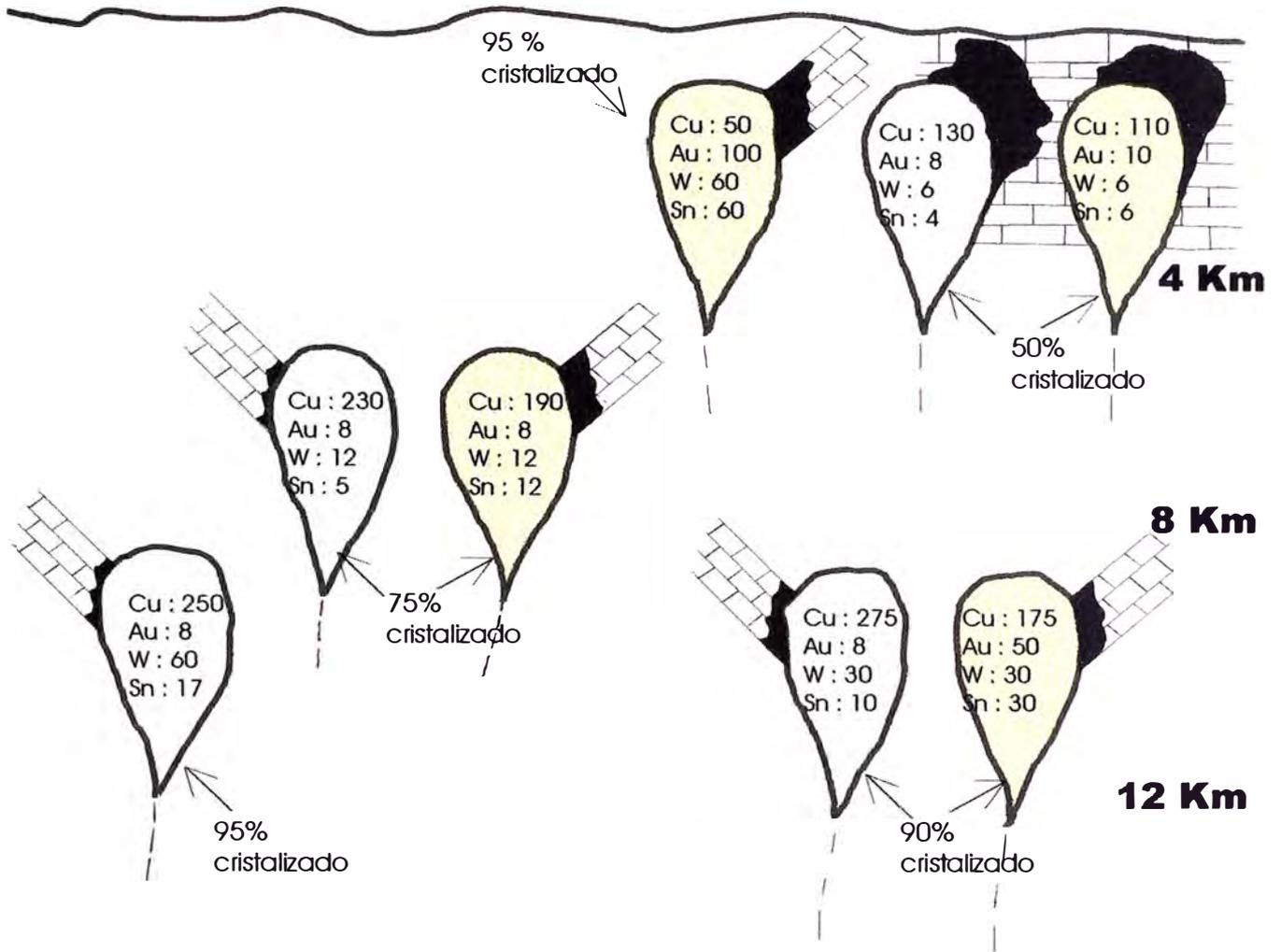
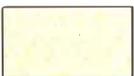


Ilustración esquemática de depósitos de skarn asociados con plutones de diferente estado de oxidación y grado de cristalización. Cu , W y Sn en PPM ; Au en PPB

Both, Tilling (1973), Leveille (1988)



Tamaño de skarn proporcional a la cantidad de fluido reemplazado



Plutón reducido : ilmenita



Plutón oxidado : magnetita + titanita

Marco petrogénico y tectónico:

La mayoría de los yacimientos en skarn están directamente asociados a la actividad ígnea y las correlaciones generales entre la composición ígneas y tipo de skarn han sido descritas por distintas personas (Zharikov, 1970; Shimazaki, 1980; Einaudi, 1981; Kwak y White, 1982; Meinert, 1983; Newberry y Swanson, 1986; Newberry, et al., 1990). Los promedios de grandes cantidades de información para cada tipo de skarn pueden resumirse en una variedad de diagramas composicionales (Figura 5), para demostrar las diferencias entre éstos. Skarns de estaño y molibdeno están típicamente asociados con plutones de alto contenido de sílica y fuertemente diferenciados. Al otro lado del espectro, los skarn de hierro están generalmente asociados con plutones relativamente primitivos de bajo contenido sílica y de alto contenido de hierro. Estos diagramas tal vez sean menos útiles para la ejecución de estudios detallados debido a el amplio rango de composiciones ígneas posibles para un yacimiento en skarn individual y por la dificultad de aislar los efectos de los procesos del metasomatismo y alteración tardía. Otras características importantes incluyen el estado de oxidación, el tamaño, la textura, la profundidad del emplazamiento, y el marco tectónico de los plutones individuales. Por ejemplo, los skarn de estaño están asociados casi exclusivamente con plutones reducidos de las series ilmenita que pueden caracterizarse como el tipo-S o anorogénicas. Estos plutones suelen formarse en cratones estables donde la fusión parcial del material de la corteza puede ser debido al desplazamiento incipiente. Muchos skarns de oro están relacionados con este mismo tipo de plutones. Los plutones de skarns de oro, sin embargo, típicamente son cuerpos máficos, debajo contenido de sílica que no pueden haber sido formados por la fusión de material de corteza sedimentaria. En contraste los plutones asociados con los skarn de cobre, en especial los depósitos de pórfidos de cobre, son fuertemente oxidados de contenido magnetítico, tipo-1 y están asociados con los arcos magmáticos asociados a la subducción. Estos plutones suelen ser porfirícos y están emplazados a niveles de poca profundidad en la corteza. Los skarns de tungsteno, por otro lado, están asociados a los plutones relativamente extensos, de grano grueso, equigranulares o a los complejos batolíticos que indican un marco geológico más profundo.

El marco tectónico, la petrogénesis y los yacimientos en skarn están íntimamente entrelazados. Algunos textos modernos utilizan el marco tectónico para la clasificación de provincias ígneas (Wilson, 1989), o distintos tipos de yacimientos (Sawkins, 1984). Este enfoque a sido menos exitoso en cuanto a la descripción de yacimientos, tales como los yacimientos en skarn, que son el resultado de procesos que pueden ocurrir en casi cualquier marco tectónico. Una clasificación tectónica útil para los yacimientos en skarn debería de agrupar los tipos de skarn que frecuentemente se encuentran juntos, y distinguir aquellos que son típicos de marcos tectónicos especializados. Por ejemplo, los yacimientos en skarn

cálcicos Fe-Cu, son virtualmente los únicos tipos de skarn que se encuentran en arcos de isla oceánica (Figura 6A). Muchos de estos skarns también contienen Co, Ni, Cr y Au. Además de esto, algunos skarns de oro económicos parecen haber sido formados en cubetas pre-arcos asociados con arcos asociados con arcos oceánicos (Rady et al., 1988). Algunas de las características clave que separa a estos skarns de aquellos asociados a las magmas y cortezas más devolucionadas son su asociación con plutones dioríticos y grabrodioríticos, abunda el endoskarn, metasomatismo sódico generalizado, y la ausencia de Sn y Pb. Colectivamente, estas características reflejan la naturaleza primitiva y oceánica de la corteza rocas caja y plutones. La gran mayoría de yacimientos en skarn están asociados con arcos magmáticos relacionados a la subducción debajo de la corteza continental (Figura 6 B). Los plutones varían en composición desde diorita a granito, aunque las diferencias entre los tipos principales de skarn de metal base parecerían reflejar el marco geológico local (profundidad de formación y vías estructurales y de flujo de líquidos) más que las diferentes fundamentales de petrogénesis (Nakano et al., 1990). Por el contrario, los skarn de oro en este marco geológico están asociados con plutones particularmente reducidos que podrían representar una historia petrológica restringida.

La transición desde la subducción debajo de la corteza continental estable a las tectónicas post- subducción, no está bien comprendida aún. El magmatismo asociado con ángulos poco profundos de subducción podría tener una mayor interacción con la corteza (Takahachiet al., 1980), la ruptura causada por la placa tectónica descendiente puede resultar en un desplazamiento local. Durante esta etapa el arco magmático pudiera ensacharse o migrar tierra adentro. Los plutones son graníticos en su composición y los skarn asociados son altos en su contenido Mo o W-Mo, con menos contenido de Zn, Bi, Cu y F (Figura 6C). Muchos de estos skarns se describen mejor como polimetálicos con contenido importante de Au y As.

Algunos skarns no están asociados con el magmatismo relacionado a la subducción. Estos skarn podrían asociarse con magmatismo tipo-S, siguiendo un período importante de subducción, también podrían estar asociados al desplazamiento de cratones anteriormente estables. Los plutones son graníticos en su composición, y generalmente contienen muscovita primaria y biotita, megacristales de cuarzo de color gris oscuro, cavidades miarolíticas, alteraciones tipo greisen, y radioactividad anómala. Los skarns asociados tienen un alto contenido de estaño o fluoruro aunque generalmente también contienen muchos otros elementos y pudiendo ser económicamente significativo (Figura 6D). Este tipo desarrollado incluye W, Be, B, Li, Bi, Zn, Pb, U, Fy REE.

Modelos y conclusiones

Si uno considera al skarn como un tipo de roca o si bien los considera como una alteración de rocas previamente existentes, los skarns son mapeables en el campo, y la unidad básica del mapa se define por la mineralogía skarn. Un mapa que presenta la distribución de las fases de la mineralogía skarn proporcionará información importante respecto al tamaño global, las características y la génesis de un sistema skarn. Por supuesto que mineralogía skarn debe ser interpretada en términos de su litología, estructura y espacio en el tiempo. Un mineral determinado podría evolucionar bajo condiciones P-T-Xco₂ en calizas asociadas a lutitas, o donde el flujo de fluidos es aumentado por fallamiento o brechación. La comparación de las características de campo de un cierto yacimiento con características generales skarn descritas en este informe técnico brinda una base predecible para la evaluación del potencial económico y génesis de éstos. Los modelos de zoneamiento skarn son particularmente útiles para la evaluación de sistemas skarn que están enteramente expuestos o explorados. La Figura 7 presenta modelos generales para skarn de cobre, zinc y oro que combinan mineralogía skarn y de menas, ratios de metales, e información geoquímica. Para los sistemas especialmente complejos, tales como los skarn de estaño, es útil implementar el modelo del tiempo-evolución para la alteración concurrente en rocas ígneas y sedimentarias (Dobson, 1982, Figura 8).

Los skarns constituyen uno de los tipos más variables de yacimientos mineralógicos, y la referencias citadas en presente documento y el estudio más detallado de Enaudi et al. (1981), conllevará al lector a entender las distintas variaciones del mismo tema en general. El objetivo de este informe ha sido desarrollar el tema general que los yacimientos en skarn pueden ser comprendidos, que se presentan a las técnicas sencillas y observaciones de campo y al mapeo, y que las técnicas geoquímicas modernas proporcionan una idea clara de su proceso de evolución. Los skarns son diferentes de muchos otros depósitos. Casi todos los depósitos skarn extensos están directamente asociados a las rocas ígneas. Uno de los controles fundamentales de la mineralogía skarn y de su contenido metalúrgico es la historia de la génesis y la cristalización del plutón asociado. La evolución hidrotermal tardía del plutón está reflejada en la alteración y mineralización en la rocas que la rodean. Se le atribuye la abundancia de skarns en la mayoría de localidades donde se encuentra magma emplazado en la corteza superior a la reactividad de las rocas sedimentarias, en especial las rocas carbonatadas.

Todos los yacimientos en skarn se forman dentro de un rango amplio de temperatura, pero es la parte de la alta temperatura dentro de ese rango (>350°C) lo que distingue a los skarns de otros tipos de yacimientos mineralógicos, tales como los depósitos Pb – Zn del tipo encontrado en el Mississippi Valley que pueden contener metales similares y formarse en rocas similares. Las altas temperaturas y los fluidos metasomáticos concentrados estabilizan

una variedad de minerales skarn, tales como el granate y el piroxeno, que constituyen la característica determinante de un skarn. Las fases menguantes finales de la actividad hidrotermal son invariablemente de menor temperatura y resultan en alteración retrógrada de los minerales skarn tempranos. Este patrón de metamorfismo temprano, seguido por metasomatismo progrado y retrógrado es común en la mayoría de skarn. Las variaciones sobre este patrón general son muchas e incluyen la profundidad de formación, el estado de oxidación petroquímica y la composición de la roca caja.

En el mundo de geología económica donde los precios fluctuantes de los productos y la demanda mundial pueden cambiar el destino de un yacimiento skarn hasta el momento ignorado, en una mina productiva (y viceversa) en un corto período de tiempo. Los yacimientos en skarn siguen siendo retos económicos y académicos muy interesantes. Es muy probable que los yacimientos en skarn sigan siendo una fuente importante de muchos metales en el siglo venidero. El reto será predecir cuáles de éstos serían minados y para cuáles productos.

Agradecimiento

El presente informe resume información técnica sobre muchos skarns escrita por geólogos alrededor del mundo. Quisiera extender mi agradecimiento a todos éstos científicos por sus contribuciones al entendimiento colectivo referente a este tema, y muy especialmente a Marco Einnaudi y Rainer Newberry quienes me introdujeron a la skarnología y quienes continúan guiándome y asesorándome. También a los estudiantes de la Universidad de Washington en el estado de Washinton, U.S.A. Los estudiantes de Washington State University, antiguos y futuros, son la caja de resonancia para muchas de las ideas presentadas en la presente. Con mención especial Dennis Beaver, Gail Bloomer, Jeff Brooks, Art Ettlinger, Mark Hawksworth, Bob Hickey, Greg Myers, Bill Neal, Dean Petron, John Read y Kurt Wilkie.

XIV MODELO GENETICO PRELIMINAR DEL YACIMIENTO TIPO SKARN DE COBRE DE CHALCOBAMBA

DESCRIPCION

Calcopirita en rocas de silicatos cálcicos de metasomatismo de contacto.

AMBIENTE GEOLOGICO

Tipos de rocas. Porfido Monzonita, gabrodiorita, intruyendo a roca calcárea de la formación Ferrobamba.

Texturas. Textura porfirítica, granular y granoblástica en rocas sedimentarias.

Edad. Terciario Superior (Oligoceno-Mioceno)

Ambiente deposicional. Secuencias miogéosinclinales intruídas por plutones.

Marco Tectónico . Magmatismo Orogénico Andino.

Tipo de Yacimiento Asociado . Falta definir, pero estaría asociado a un Porfido Monzonítico.

DESCRIPCION DEL YACIMIENTO

Mineralogía. Calcopirita + pirita + magnetita + hematita (especularita) + mos—
quetovita + -bornita + -calcosita + - digénita. Presenta valores bajos de Au y Ag.

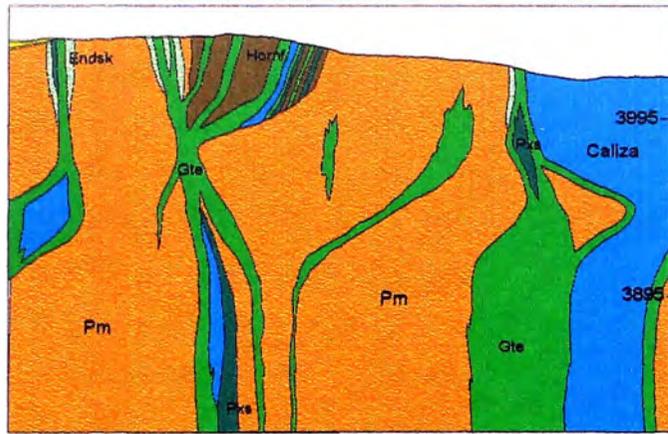
Textura . Granoblástico grueso con sulfuros intersticiales, en diseminaciones, venillas.

Alteración . La alteración prograda, la presencia de skarn de granate (andradita) , skarn de piroxeno (diopsido) en la zona central, magnetita en la zona exterior, marmol en la zona periférica. Las rocas ígneas (monzonita) pueden estar alteradas a epidota- granate- piroxeno (endoskarn) . Se presenta alteración retrógrada como cloritas, actinolita, arcillas, calcita.

Controles de Mineralización. Cuerpos mineralizados de forma irregular en rocas calcáreas cerca de los contactos ígneos. Altos valores de Cu en el centro del anticlinal.

Meteorización . La presencia de carbonatos y silicatos de Cu , Limonitas.

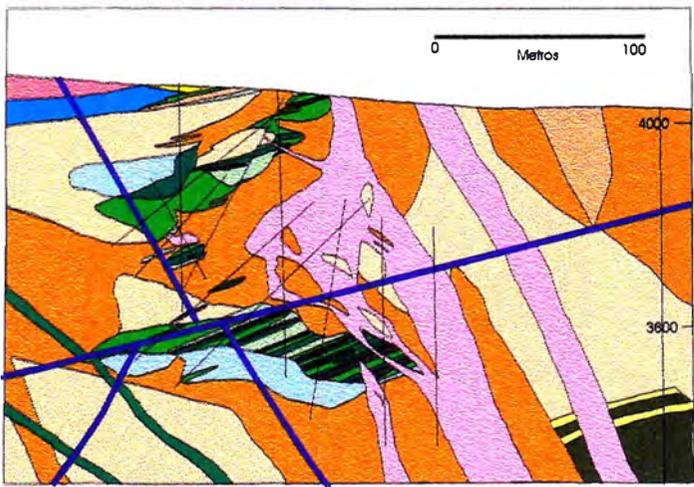
Relaciones gráficas entre el Modelo preliminar del yacimiento CHALCOBAMBA con otros modelos Peruanos (Tintaya, Ccatunpucara, Coroccohuayco, Atalaya) y los principales de otros países EE.UU y Indonesia.



MODELO MINA ATALAYA
CUZCO - PERU

Skarn Grte	PM1
Caliza	Endok.
Skarn Pxs	
Hornfels	

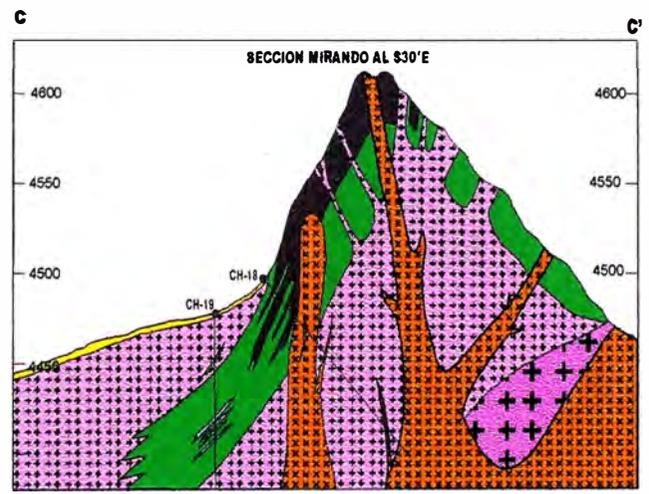
0 METROS 100



MODELO MINA BHP TINTAYA
CUZCO - PERU

Aluvial	Caliza	Marmol
Endok.	PM1	Port. Hom.
Skarn gte	PM2A	PM2A
Dianta	Cuarcita	Hornfels
Skarn Pxs		
Andesita		
Skarn Mt		
PM2B		

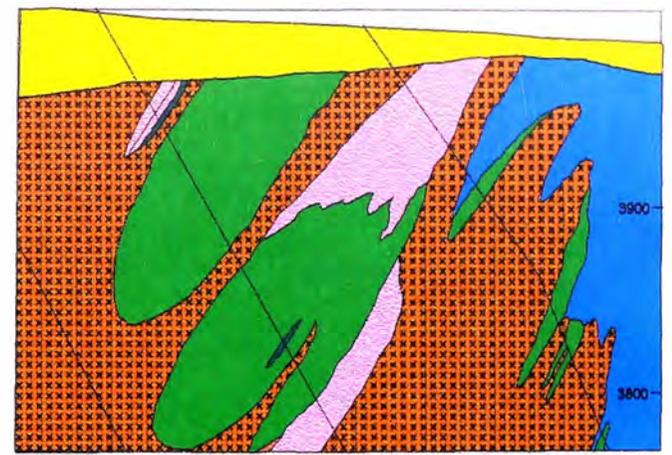
0 METROS 100



MODELO GENETICO PRELIMINAR
CHALCOABAMBA - APURIMAC - PERU

Dior. Perf.	Skarn Mgt + Skarn Pxs.
Qm1	Marmol
Grnl.	Q
Skarn Gmte	Taladro perf.

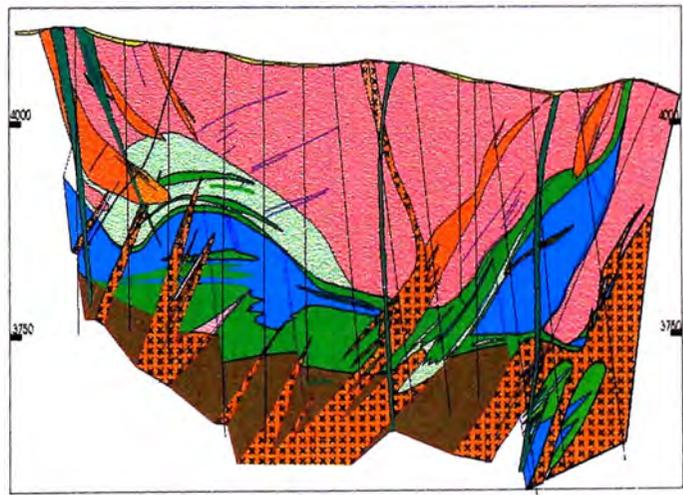
0 40 80 METROS



MODELO PROYECTO CCATUNPUCARA
BHP PERU

Skarn Gmte	Skarn Pxs
Aluvial	Taladros
Caliza	
PM1	
PM2B	

0 METROS 100



LEYENDA

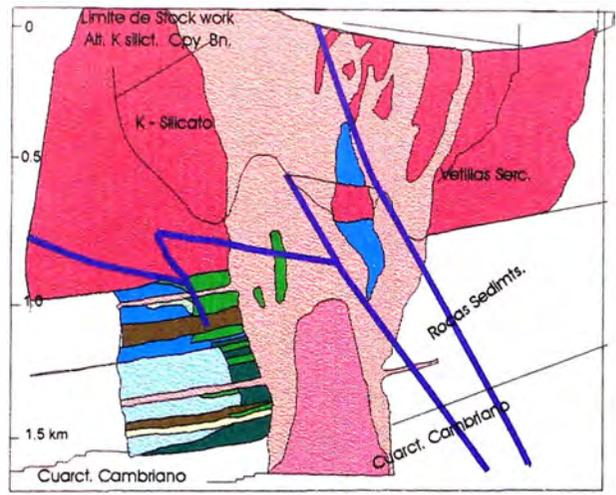
MODELO PROYECTO COROCCHUYCO
BHP PERU

Skarn Gmte	PM2A
Caliza	PM1
Diorita	Luffita-Horn.
Endok.	Skarn Pxs.
Dq. And.	Fallas
	Taladros

0 METROS 360

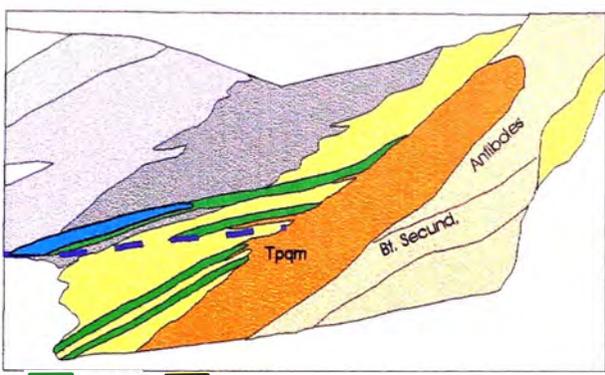
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA

Sergio Cardoso C. 1,998



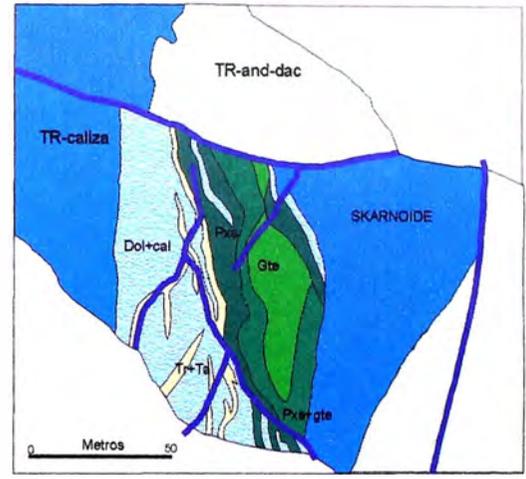
MODELO MINA CHRISTMAS BANNER ARIZONA

- Skarn Grnte
- Grand. Porf.
- Caliza
- Volcanicos
- Granodita
- Lutitas
- Marmol
- Skarn Pxs
- Cuarcita
- Fallas



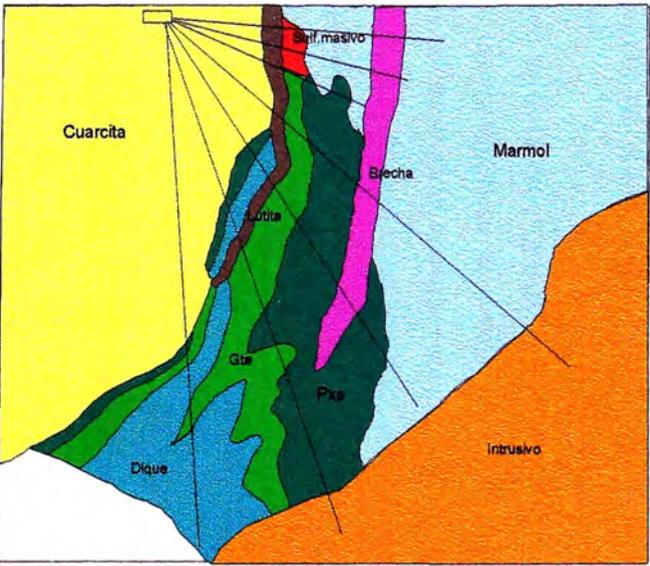
- Skarn Grnte
- Caliza
- Diap. Qz.
- Actinodita
- Act. Bt.
- Monzonita
- Qz. Monzonite
- Talc. Trem.
- Falla

MODELO DISTRITO MINERO BINGHAM UTAH



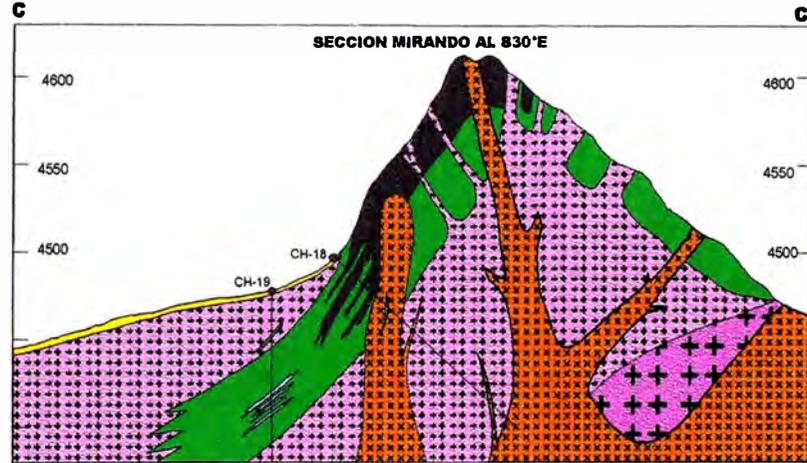
- Skarnol
- Cal +
- And -
- Talc -
- Pxs +
- GRANA
- Calza
- Pxs
- Falla

MODELO MINA MASON VALLEY YERINGTON - NEVADA



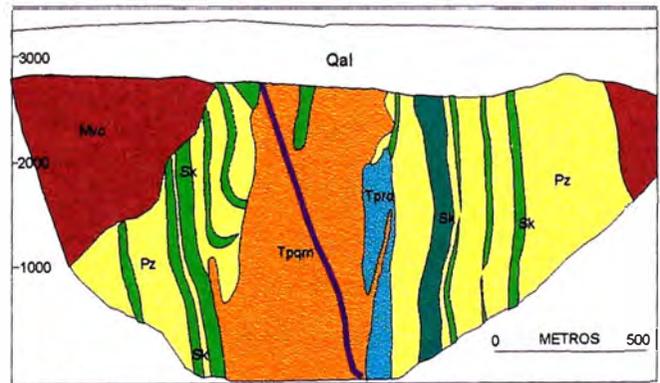
MODELO MINA BIG GOSSAN ERITSBERG - IRIAN JAYA INDONESIA

- Cuarcita
- Sulf. Masivo
- Skarn Grnte
- Skarn Pxs
- Dikes Big
- Lutita calc.
- Marmol
- Brecha
- Intrusivo
- Taladros



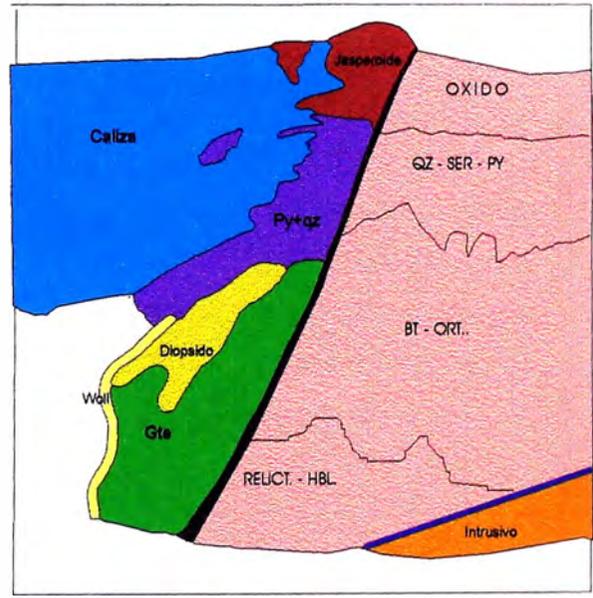
- Dior. Porf.
- Qm1
- Grd.
- Skarn Grnte
- Skarn Mgt + Skarn Pxs
- Marmol
- Q
- Taladro perf.

MODELO GENETICO PRELIMINAR CHALCOBAMBA - APURIMAC - PERU



- Rocas sed (Pz)
- Tpam
- Porf. Rioclast

MODELO MINA TWIN BUTTES PIMA - ARIZONA



- Calza
- Skarn Grnte
- Jasperoide
- Porfido
- Skarn Diopsid.
- Py - Qz.
- Intrusivo
- Wolfeit
- Bt - Mta.

MODELO MINA ROBINSON-ELY NEVADA



XV CONCLUSIONES

- ✓ El yacimiento de Chalcobamba muestra características geológicas similares a otros yacimientos de cobre en skarns, en forma especial de Tintaya.
- ✓ Las calizas deformadas de la Formación Ferrobamaba, son las rocas más antiguas que ocurren en el área y se encuentran intruídas por plutones de diorita, granodiorita, monzonita porfírica. Como resultado del emplazamiento sucesivo de estos intrusivos y la acción de los procesos metasomáticos subsecuentes, se originaron en el contacto con las calizas, los skarns, hornfels.
- ✓ Las relaciones estructurales entre las diferentes unidades litológicas, así como el agregado mineralógico que ocurre en el cuerpo de skarn, indican que el yacimiento de Chalcobamba fue originado mayormente por un proceso metasomático de contacto, observándose también manifestaciones de metamorfismo termal e hidrotermal anterior y posterior, respectivamente, a la etapa principal de metasomatismo.
- ✓ La mineralización económica, ocurre principalmente en el cuerpo de skarns que aflora a manera de un techo colgante sobre los intrusivos, como resultado de una activa erosión glacial.
- ✓ Debido a que el yacimiento es un cuerpo de skarn remanente, es difícil determinar un zonamiento mineralógico termalmente controlado a través de la aureola de metasomatismo; sin embargo, se puede observar, que tanto los minerales de ganga (piroxenos, granates) y los minerales metálicos (magnetita, calcopirita) se encuentran dispuestos en bandas y mostrando una estratificación residual lo que indica que la formación de skarn fue
- ✓ La molibdenita se encuentra relleno de pequeñas fracturas y en forma diseminada, controlada por los rasgos primarios de la caliza reemplada localizada mayormente en algunos contactos de hornfels e intrusivo.
- ✓ La calcopirita, que es el mineral económico más abundante, se encuentra asociada mayormente a la magnetita dentro del cuerpo de skarn de granate, la magnetita y la calcopirita ocurren en franjas bandeadas y en vetillas. La calcopirita, también está presente dentro del skarn, en forma diseminada asociada a granates y anfíboles (tremplita- actinolita) y en vetillas de cuarzo con bornita primaria.
- ✓ La pirita se presenta generalmente asociada a la calcopirita en los skarns y en los intrusivos.
- ✓ Otros minerales tales como : calcosita, digenita, pirrotita, y cubanita, se presentan en cantidades menores, indistintamente, en el yacimiento.

XVI RECOMENDACIONES

- A nivel del distrito Las Bambas de debe de realizar mapeo geológico al detalle en todos los targets o anomalías de magnetometría, en el punto P-9 por presentar disseminaciones de calcopirita en el intrusivo.

Realizar un estudio geoquímico detallado en Las Bambas.

Seguir con la evaluación como perforación diamantina en el proyecto de Ferrobamba por tratarse de un yacimiento de skarn asociado a un Pórfido Monzonítico con venillas y disseminaciones de calcopirita, bornita y esporádica molibdenita.

- En Chalcobamba se debe de profundizar a un mas el mapeo geológico para poder diferenciar los tipos de monzonita los cuales pienso son los causantes de la mineralización.

- Realizar un estudio petrológico y calcográfico en toda la zona de Chalcobamba.

- Realizar un programa agresivo de perforación diamantina con una malla de 100x100 metros, especialmente hacia el norte para ver si sigue profundizando vertical y lateralmente.

BIBLIOGRAFIA

- BELLIDO E. (1969) Sinopsis de la Geología del Perú
- BOWMANN J. 1938) Los Andes del Sur del Perú : Editorial La Colmena S.A. Arequipa.
- HOEMPLER A. (1955) Geología de la Región Santo Tomás . Bol. De la Soc. Geol. Del Perú . Tom. 30.
- VICTOR PECHO G. (1981) Geología de los cuadrangulos de Chalhuanca, Antabamba y Santo Tomás.
- G. BARBA (1966) Informe interno para Cerro de Pasco del Yacimiento Chalcobamba incluyendo los resultados del programa de exploraciones efectuados que comprenden 6 taladros de perforación diamantina y mapeo geológico en 1:1000.
- MITSUI METAL MINING (1972) Proyecto de exploraciones en Chalcobamba.
- JOSE E. ARCE (1974) Estudio geofísico de Polarización Inducida para Miner Perú.
- ABX (1994) Realizó muestreo sistemático analizado por Cu y Au, en el área de Chalcobamba, Ferrobamba, Sulfobamba, Charcas, etc.
- MAGMA (1995) Realizó mapeo geológico al detalle en escala 1:2000, en Chalcobamba y Ferrobamba.
- Cyprus- AMAX (1996) Realizó levantamiento topográfico y un mapeo geológico al detalle 1:2000.
- BHP MINERALS (1996) Robert Ilchik, Walter Schull, realizaron trabajos de exploración por Cu, en el distrito minero Las Bambas (mapeo geológico, muestreo, etc.)
- Cyprus-AMAX (1997) Trabajos de Perforación diamantina en el área de Chalcobamba.
- BHP MINERALS, CHILE (1997) Rosa Navarro, realiza interpretación geofísica de Aeromagnetico.
- BHP MINERALS- Cyprus AMAX (1997) Realizan trabajos de perforación diamantina 4 en Chalcobamba y 3 en Ferrobamba, mapeo geológico al detalle en las 2 áreas.