

P-665

UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS

ESCUELA DE MINAS

I N C E M M E T
 BIENES CULTURALES
 54.810 05316
 INVENTARIO 1996



DEPOSITOS DE MINERALES METALICOS

DEPOSITOS

HIDROTERMALES

C O N T E N I D O

1.- SOLUCIONES HIDROTERMALES	6-1
2.- PROCESOS DE FORMACIÓN	6-5
3.- TIPOS ESTRUCTURALES	6-5
4.- TIPOS DE DEPÓSITOS	6-12
4.1.-CUARZO-WOLFRAMITA-CASITERITA: PANASQUEIRA-POR- TUGAL.....	6-15
4.2.-CUARZO-ORO: MORRO VELHO-BRASIL.....	6-19
4.3.-GALENA-ESFALERITA-CALCOPIRITA: CASAPALCA-PERÚ..	6-23
4.4.-CUARZO-ESTIBINA: LAGO GEORGE-CANADÁ	6-27
4.5.-CASITERITA-ANDORITA: POTOSÍ-BOLIVIA	6-28
4.6.-ORO-PLATA: CALERA-PERÚ	6-30
4.7.-CINABRIO-REJALGAR: ALMADEN-ESPAÑA	6-33
4.8.-OTROS DEPÓSITOS	6-36

AUTOR : JORGE AUGUSTO VALERA LOPEZ - 1986

GEOLOGO DE L. SALAZAR Y ASOC. - CONSULTORES MINEROS
CATEDRATICO DE LA UNMSM

Próxima Publicación :

I N D I C E

DEPOSITOS DE MINERALES METALICOS

PRIMERA PARTE

CAP. I. Ambiente geológico y mineralización.

SEGUNDA PARTE

Cap.II. Depósitos magmáticos.

Cap.III. Depósitos asociados a rocas máficas y ultramáficas.

Cap.IV. Depósitos pegmatíticos.

Cap. V. Depósitos en Skarn.

Cap. VI. Depósitos hidrotermales

Cap.VII. Depósitos del tipo pórfido de cobre.

TERCERA PARTE

Cap.VIII. Depósitos magmático-sedimentarias.

CUARTA PARTE

Cap.IX. Depósitos sedimentarios

Cap. X. Depósitos residuales.

Cap. XI. Depósitos de placenes.

Cap.XII. Depósitos de filiación sedimentaria.

DEPOSITOS HIDROTERMALES*

Las soluciones acuosas calientes generadas y asociadas principalmente a intrusiones félsicas, concentran y depositan sus iones metálicos en cavidades rocosas de composición diversa dando lugar a los filones, y/o reemplazan la roca de caja principalmente si es carbonatada. Estos procesos ocurren en la corteza terrestre generalmente a profundidades hipabisales y subvolcánicas.

Se conoce la ocurrencia de diversos elementos metálicos como los no ferrosos: Cu, Pb, Zn, (Cd, In, Ge); metales raros: W, Sn, Mo, Ni, Co, Bi, - As, Sb, Hg; metales nobles: Au, Ag; metales radioactivos: U, tierras raras; y metales ferrosos: Fe y Mn.

Estos depósitos presentan tamaños muy variables desde de metros a miles de metros en longitud, alcanzando el depósito de Mother Lode EEUU 200 kilómetros de longitud y Kolar-India 3,200 metros de profundidad.

1.- SOLUCIONES HIDROTERMALES :

Son emanaciones calientes que fluyen en la corteza terrestre a través de canales definidos, impulsados principalmente por gradientes de convección térmica. La temperatura de las soluciones varía entre 50°C que es la temperatura de la primera diagenesis de los sedimentos hasta 650-700°C que corresponde al punto de fusión de las rocas graníticas.

Estas soluciones están constituidas por 50-90% de H₂O, y entre 3-50% de sales. Además contienen CO₂, CO, NH₄, NH₃, cloruros, fluoruros, bicarbonatos, sulfatos y silicatos. Accesoriamente pueden contener cationes de Na, K, Ca, Mg, B y P. Raramente metales no ferrosos, raros, nobles, tierras raras, radioactivos y ferrosos. Según Burnham (1967), existe una relación de 20:1:1 para CO₂:H₂S:NH₃. Los contenidos metálicos en las soluciones varían entre 1 a 100 mg/lt.

Los metales se encuentran en las soluciones hidrotermales en forma molecular, coloidal y en suspensiones. Las soluciones moleculares son la fuente más importante de los minerales hidrotermales y están constituidos por iones, grupos iónicos y moléculas. Los coloides se presentan como hidrosóles, los cuales contienen compuestos metálicos estabilizados por electrolitos inorgánicos; la cristalización de los hidrosóles produce una masa de mineral metacoloidal. Las suspensiones constituyen una mínima parte, son partículas que promedian 0.1 microm en tamaño.

Las soluciones hidrotermales generados por magmas félsicos con alcalinas en el primer estadio debido a la presencia de cationes básicos fuertes y a la introducción de K, Na, Mg, etc., dando lugar a un metasomatismo sódico. Posteriormente se desarrolla un estadio ácido por la actividad de los aniones formándose una alteración greisen, etc. Finalmente con el descenso de la temperatura nuevamente sucede un estadio alcalino por interacción de las soluciones ácidas con la roca de caja, etc. (Korzhinsky 1953).

ORIGEN DE LAS SOLUCIONES HIDROTERMALES

El estudio del origen de las soluciones hidrotermales puede dividirse en el origen de las aguas y de sus metales. Las aguas pueden ser magmáticas, meteóricas y/o metamórficas (White 1974, 1981). Los metales pueden ser de origen magmático o derivados de procesos de secreción lateral (Barnes 1979).

* Revisado por: Ing. E. Ponzoni y Dr. J. Injoque.

Las aguas de origen magmático son principalmente de composición félsica así el granito tiene 0.4% H₂O. Se considera que para una actividad hidrotermal los magmas deben segregarse una cantidad promedio de 3% H₂O (Barnes 1979). Las aguas metamórficas provienen del metamorfismo de las rocas sedimentarias. Las rocas sedimentarias ligeramente metamorfosadas (mas diagenesis y litificación), pueden liberar hasta 30% H₂O y las rocas altamente metamorfosadas solamente 1-2% H₂O.

Las aguas de origen meteórico al percolarse hacia las zonas profundas de la corteza terrestre se calientan por el calor interno de la tierra. Estas aguas calentadas pueden ascender, creando un circuito con regiones donde las aguas se percolan y otras ascienden y depositan el mineral. Las aguas meteóricas parecen ser más importantes volumétrica y sustancialmente en la generación de las soluciones hidrotermales. La gran mayoría de soluciones hidrotermales están constituidos por dos o tres tipos de aguas, siendo las meteóricas las más importantes.

Los metales pueden provenir de los magmas ácidos y de los procesos de secreción lateral en rocas máficas y sedimentario-metamórfico principalmente (Barsukov y Ryabchikov 1980). Los magmas ácidos con contenidos metálicos son potencialmente metalíferos. Este carácter metalífero potencial da lugar a la separación de una fase fluida conteniendo sustancias metálicas, esto ocurre únicamente en los magmas altamente diferenciados. Esta acumulación metalífera ocurre generalmente después de la cristalización del magma. Se conocen los siguientes factores que permiten la formación de las soluciones hidrotermales (Smirnov 1968): 1) Acumulación de elementos sobrantes como sílice y alcalis fuera de la roca intrusiva, 2) su fácil fusibilidad que lo conserva en estado líquido durante el enfriamiento del magma, 3) Volatilidad de sus compuestos debido a sus bajos puntos de ebullición (Cl, F, B, etc.), 4) Baja capacidad termal durante la formación de los compuestos que son precipitados, 5) Diferencia de tamaño atómico y de aquellos elementos de valencia similar, esto evita la entrada en la estructura molecular de los silicatos isomorfos petreos y 6) Las diferentes propiedades de polarización de sus iones.

El proceso de secreción lateral o asimilación es la lixiviación o liberación de los metales contenidos en las rocas. La secreción lateral ocurre principalmente en las rocas máficas y en las rocas sedimentaria-metamórfica, aunque en general puede suceder en cualquier tipo de roca de elevado contenido metálico. Así Nikolsky (1955), notó que el clarke del estaño en los sedimentos areno-lutáceos es de 5 a 20 veces el promedio, a partir de este hecho definió el desarrollo de los depósitos hidrotermales de estaño cuando los granitos invaden estos sedimentos. De esta manera podemos asociar determinado contenido metálico a un tipo de roca. Según la tabla 6.1, las rocas ultramáficas pueden liberar por lixiviación Cr, Co, Ni y Cu principalmente (Krauskopf 1967).

Tabla 6.1: Asociaciones geoquímicas comunes de los elementos trazas

TIPO DE ROCA	ASOCIACION
1. Asociación plutónica	
Rocas ultramáficas.....	Cr, Co, Ni, Cu
Rocas máficas.....	Ti, V, Sc
Rocas ultramáficas alcalinas.....	Nb, Ta, Re
Rocas félsicas alcalinas.....	Ti, Nb, Ta, Re, Zr, U, Th, Mo
Rocas graníticas.....	Ba, Li, Be, W, Mo, Sn, Nb, Ta Sc, U, Hf, Zr, Ti, Sr.
Rocas pegmatíticas.....	Be, Li, B, La, tierras raras, Nb, Ta, Th, U, Cs, Sc, Zr, Rb, Hf, Sn, Mo, Nb, W.
2. Asociaciones Sedimentarias	
Pizarras negras.....	Cu, Pb, Zn, Cl, Ag, Au, V, Mo, Ni Cr, Nb, Ta, U, tierras raras, Sb, As, Co, Pt.

Fosforitas.....	V, Mo, Ni, Ag, Au, Nb, tierras raras
(rocas fosfatadas)	Zn, As, Pb.
Evaporitas.....	Li, Ba, Cs, Sr, Rb, B, I
Bauxitas.....	Nb, Ga, Ti, Be.
Latéritas.....	Ni, Cr, V.
Oxidos de Manganeso.....	Co, Ni, Mo, Zn
Placeres.....	Sn, Au, Pt, Nb, Ta, Hf, Ti, Zr, Th Tierras raras.
Capas rojas-continental.....	U, V, Se, As, Mo, Pb, Cu
Capas rojas de origen volcánico...	Cu, Pb, Zn, Ag, V, Se.

La formación de los depósitos hidrotermales está controlada principalmente por el tipo de agua y el lugar de emplazamiento geotectónico. La actividad volcánica en los arcos insulares favorece la circulación de agua marina en la pila volcánica submarina, que junto con las aguas magmáticas (derivada de procesos volcánicos), rellenan los espacios porosos de los tufos principalmente, generando depósitos del tipo kuroko-sulfuros masivos.

Las aguas magmáticas acompañadas de aguas connatas y meteóricas en porcentajes variables, que ocurren en zonas plutónicas en los márgenes continentales o arcos insulares, generan depósitos del tipo porfirítico. En las zonas de rift ocurre una circulación de aguas marinas y connatas acompañada de una mineralización de sulfuros provenientes de la corteza basáltica infrayacente, generando una mineralización de sulfuros masivos tipo Mar Rojo.

Las aguas magmáticas provenientes de los techos de los batolitos graníticos en zonas de subducción, generan depósitos de metales raros (estaño-tungsteno). Las aguas meteóricas o connatas que migran en gran escala a través de grandes cuencas sedimentarias, acompañados de metales lixiviados de las rocas sedimentarias, generan depósitos de galena-esfalerita-fluorita del tipo Mississippi Valley, emplazados en rocas carbonatadas.

TRANSPORTE DE SUSTANCIAS MINERALES

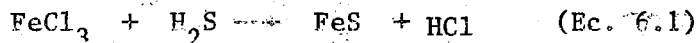
El transporte de las sustancias minerales puede ocurrir como: 1) Soluciones verdaderas, 2) Soluciones coloidales, 3) Compuestos solubles en soluciones iónicas simples y 4) Compuestos solubles en soluciones iónicas complejas.

El transporte como soluciones verdaderas está condicionada a una gran solubilidad en los minerales hidrotermales. La mayoría de estos minerales tiene una solubilidad extremadamente baja. Smith (1954), manifestó que los metales pueden ser transportados en compuestos solubles como $HgS \cdot 2Na_2S$, $CuS \cdot Na_2S$, etc., dividiéndolos en tres grupos de acuerdo al grado de solubilidad en sulfuro de sodio: 1) Pobremente solubles: Fe y Mo, 2) Fácilmente solubles en sulfuro de sodio y pobremente solubles en soluciones: Zn, Pb, Cu, Ag, Bi, Ca, etc. y 3) Fácilmente solubles en ambas soluciones: Hg, Sb, As; siendo estos elementos los únicos que sufren transporte.

El transporte en soluciones coloidales está ligada a la mejor solubilidad (que las soluciones verdaderas), de las formas coloidales. Algunos geólogos manifiestan que es improbable que las soluciones coloidales se originen en una cámara magmática. La principal dificultad estriba en el transporte de los minerales por largo tiempo en las soluciones coloidales, sin coagularse al pasar junto a los electrolitos. Posiblemente las sustancias minerales sean transportadas como soluciones verdaderas y cerca al lugar de deposición se conviertan en soluciones coloidales.

El transporte de las sustancias minerales en los compuestos solubles en soluciones iónicas simples permite la deposición de los minerales más insolubles (sulfuros, etc.). Así, en el caso de los fluoruros y cloruros, es-

tos pueden dissociarse en sus aniones cloruro y fluoruro y cationes metálicos. En una solución hidrotermal con contenidos de haluros y sulfuros de hidrógeno, el H_2S se disocia a temperaturas menores de $400^\circ C$ reaccionando con los cationes de los haluros solubles, precipitando sulfuros (Ec. 6.1).

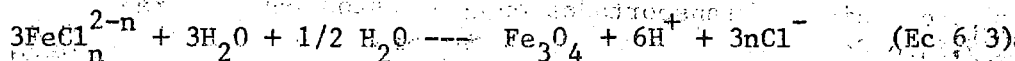
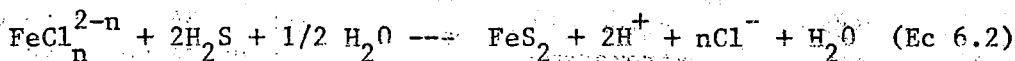


El mejor transporte de las sustancias minerales ocurre en forma de compuestos solubles en soluciones complejas molecular-iónica. Estos compuestos complejos contienen dentro de su estructura iones complejos constituidos por un átomo central (generalmente metálico), rodeado de iones o moléculas ligadas con el átomo central. Estos complejos pueden tener un complejo de azufre y formar compuestos importantes como tiosulfatos y tiosulfuros; también ocurren como haluros, hidroxilos, carbonatos y silicatos. La solubilidad de los compuestos complejos es de millones de veces más grande que sus iones correspondientes, siendo bastante sensibles a cualquier cambio físico-químico de las soluciones, transformándose fácilmente a iones simples y compuestos solubles que luego son precipitados. Así tenemos que el complejo ácido $Na(Sn(F,OH)_6)$ se rompe en un medio ligeramente alcalino o neutral ($pH = 7 - 7.5$), precipitándose $Sn(OH)_4$ cuya desintegración produce casiterita. El antimonio es transportado como $2Na_3SbS_3$, el molibdeno como Na_2MoS_4 , etc. El zinc y el mercurio pueden ser transportados como iones complejos en grandes cantidades: $Zn(HS)_3$ y $HgS(2S)_2$. Soluciones ricas en cloruros como $ZnCl_2$ y $CuCl_2$ transportan metales en concentraciones bajas de iones sulfuro disueltos.

Las soluciones hidrotermales fluyen por: 1) Principalmente a causa de la presión de vapor acumulado durante la cristalización del magma, asociado a una columna de fluido condensado, 2) Por diferencias hidrostáticas entre la fuente y el desagüe del acuífero, 3) Por presión litostática, permitiendo la reducción de la porosidad y cantidad de agua en la roca compactada, derivando el fluido hacia arriba, 4) Por bombeamiento osmótico, 5) Por diferencias en densidad, debido a fuentes locales de calor desarrollando sistemas hidrotermales convectivos, 6) En presencia de fluidos salinos y 7) Por formación de vacíos en fisuras abiertas en profundidad, que chupan a los fluidos.

DEPOSICION DE LOS MINERALES

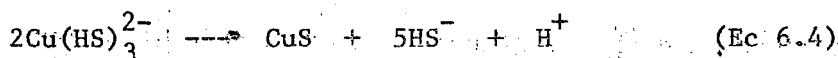
La deposición de los minerales ocurre principalmente por un intercambio de reacciones (Barnes 1979, Smirnov 1976). Así la deposición de sulfuros a partir de complejos cloruros puede tomar lugar en una solución débilmente ácida (Ec. 6.2 y 6.3).



(para $n = 1, 2$)

Esta reacción está en función de H_2S , un pH debajo de 7 y a bajas temperaturas; o también en soluciones alcalinas medias y a temperaturas sobre $300^\circ C$. El grado de saturación se incrementa a consecuencia de los siguientes procesos: 1) Por incremento de la concentración de H_2S , 2) Por incremento del pH, 3) Por disminución del contenido de cloruros y 4) Por disminución de la temperatura.

En segundo orden de importancia ocurre una deposición a partir de complejos sulfurados (Ec. 6.4), depositándose por sobresaturación



o por disminución de la presión y temperatura.

La deposición de los elementos petrogenéticos depende de la presión, temperatura y fugacidad del oxígeno. Como la presión y temperatura disminuyen y la fugacidad del oxígeno aumenta, cesan de moverse los componentes inertes y se precipitan, luego los menos inertes y al final los más móviles. A bajas presiones y temperaturas y alta fugacidad del oxígeno se depositan minerales en ambientes casi superficiales, en una zona de actividad post-volcánica menguada. La deposición también ocurre de acuerdo a su relativa movilidad, se conocen las series siguientes ordenadas de acuerdo a su incremento de movilidad: Al_2O_3 , SiO_2 , MgO , FeO , K_2O , Na_2O y luego H_2O y SO_3 . El As, Sb y Hg son más móviles que el Pb, Cu y Zn.

2.- PROCESOS DE FORMACION :

Se conocen dos procesos de formación: 1) Relleno de cavidades y 2) Metasomatismo (Bateman 1951, Lindgren 1933).

EL RELLENO DE CAVIDADES es la deposición de los minerales a partir de soluciones hidrotermales en las grietas de las rocas. Es el proceso más conocido en los depósitos hidrotermales. Las grietas de las rocas son principalmente fallas y fracturas; también pueden ser las zonas de brechamiento, zonas de contacto entre rocas, cavidades producidas por plegamientos, calizas y dolomitas permeables, conglomerados bien clasificados, flujos de lava con techos escoriáceos y fracturados, vesículas, cavidades miarolíticas, etc.

Este proceso se inicia con la formación de las grietas con una deposición simultánea o posterior del mineral. Dicha deposición sobre las paredes de las grietas puede ser continua hasta formar un mineral homogéneo o masivo, generalmente ocurre como capas sucesivas de diferentes minerales sobre la primera capa y ocasionalmente con repetición de las capas de minerales depositados inicialmente, hasta que el relleno se complete produciendo una textura denominada crustificación. Cuando estas capas rodean un fragmento de brecha resulta una escarapela. Cuando se proyectan cristales salientes desde las paredes se forma una textura puada. Cuando los filones están constituidos por capas de cuarzo separadas por venas oscuras de minerales o roca alterada se les conoce como estructura de cinta.

EL METASOMATISMO es el otro proceso generados de los depósitos hidrotermales. Los depósitos formados por este proceso difieren de los formados por relleno de cavidades por presentar: 1) Contactos irregulares y meandriformes, 2) Reliquias de rocas no alteradas, 3) Supervivencia de algunos minerales estables en las condiciones metasomáticas de la matriz hidrotermal, 4) Supervivencia parcial de la textura de la roca original (estratificación, esquistosidad, fluidización, fracturamiento, etc.) y 5) Ausencia de texturas de crustificación (Lindgren 1925).

El metasomatismo funciona mejor con las soluciones iónicas que con las soluciones complejas. Cuando el metasomatismo ocurre sobre rocas de composición homogénea se desarrollan metasomatitas uniformes, a veces complicadas posteriormente, raramente pueden identificarse un número de zonas sucesivas de minerales de diferente composición. El metasomatismo se considera formador de los minerales metálicos y de la alteración de la roca de caja.

La formación de los depósitos hidrotermales ocurre generalmente en forma intermitente, los minerales se depositan ya sea por relleno de cavidades o por metasomatismo y puede suceder en varios estadios separados por paradas temporales de la mineralización.

3.- TIPOS ESTRUCTURALES :

Se conocen los siguientes tipos estructurales (Volfson 1982): 1) Estructuras filoneas, 2) Estructuras estratiformes, 3) Estructuras stockwork, 4) Estructuras volcánicas y 5) Estructuras brechadas.

3.1.- ESTRUCTURAS FILONEANAS :

Son el principal tipo estructural de los depósitos hidrotermales. Estas es-

estructuras son generadas principalmente por relleno de cavidades y también por metasomatismo. La unidad fundamental es el filón de fisura, también denominado veta. - El filón de fisura es un depósito de minerales que tiene la forma y dimensiones de la fisura o grieta receptora. La mayoría de los filones son estrechos y sus longitudes varían entre decenas de metros a algunos kilómetros y anchos de pocos centímetros a varias decenas de metros. En general los filones muestran desplazamientos pequeños los cuales casi siempre están presentes, varían desde algunos centímetros a varios metros, alcanzando raramente decenas de metros y excepcionalmente los centenares de metros. Sin embargo las grandes fallas raramente están mineralizadas. Se conocen estructuras filoneanas en grietas de separación y en grietas de ruptura. - También se les puede dividir en filones en un solo sistema de grietas, en dos sistemas de grietas y en tres sistemas de grietas.

LOS FILONES EN GRIETAS DE SEPARACION presentan paredes quebradas y desgarradas dependientes del tipo de roca que atraviesan. Se encuentran formando grupos en las curvaturas de los estratos, en zonas de pseudoestratificación de declive suave, en los domos de rocas eruptivas, en las cavidades de las disyunciones transversales de los diques volcánicos, etc. Estos filones no son muy largos, acunándose rápidamente tanto en extensión como en buzamiento, pero pueden encontrarse nuevos filones en la proyección de los mismos alcanzando de esta manera dimensiones de centenares de metros en longitud y en profundidad. Una característica principal de estos filones es la ausencia de desplazamiento, ya que están formados por esfuerzos de tracción perpendiculares a las paredes de las grietas. Estos filones a menudo cambian de dirección al pasar de una roca a otra de propiedades distintas, pudiendo amortiguarse o eludir las rocas más sólidas (dentro de un horizonte conglomerádico). A este tipo pertenecen los filones polimetálicos de Mississipy-EEUU. También se les encuentra en algunos yacimientos de Au, Sn, W de Kazajstan y Siberia-Rusia, etc. (Fig. 6-1)

LOS FILONES EN GRIETAS DE RUPTURA presentan paredes rectas, esmeriladas e independientes del tipo de roca que atraviesan. Estas grietas sufren desplazamientos (fallas, cabalgamientos, etc.), y presentan brechas y arcillas tectónicas, siendo su desplazamiento de gran extensión y normalmente están acompañadas por grietas ramificadas (grietas emplumadas), pudiendo formar cimoides. Las grietas ramificadas ocurren en las fallas de corrimiento, normales y horizontales, etc., como grietas secundarias (de ruptura o de separación), que salen de la grieta principal alejándose y desapareciendo rápidamente, dependientes del grado de curvatura de ese tramo de grieta principal. Este sistema de grietas ramificadas secundarias puede rellenarse de mineral y crear una estructura mineralizada.

Esta estructura mineralizada se caracteriza por presentar una mayor mineralización en la unión de las grietas secundarias con la principal formándose columnas mineralizadas (Fig. 6-2). Los cimoides ocurren cuando una falla de desplazamiento se divide en dos ramales, desviándose uno lateralmente formando una curva cimoides, mientras que la otra continúa en línea recta durante una corta distancia para luego describir una curva similar y reunirse con el primer ramal, de esta manera los dos ramales encierran un lente de roca entera o parcialmente brechada y comúnmente rellena o reemplazada por mena. Los dos ramales del cimoides pueden estar mineralizados o ser más ricos que el promedio, las uniones pueden estar mineralizadas y ser más ricas que el promedio o ser estériles. En tercera dimensión la mineralización en los cimoides toma la forma tubular. Estas estructuras cimoidales terminan en una estructura denominada "cola de caballo", donde una serie de ramales se curvan lateralmente con la veta principal formando una zona ancha de vetas delgadas estrechamente espaciadas que mueren o se difuminan a cierta distancia de la veta principal. Frecuentemente se observa que las fallas principales cambian hacia arriba a un gran número de grietas ramificadas y más arriba a brechas tectónicas. (Fig. 6.3)

LOS FILONES EN UN SOLO SISTEMA DE GRIETAS ocurren asociados a un solo sistema de grietas de ruptura y raramente a grietas de separación. Se presentan como una serie de filones paralelos y uniformes. Los filones en grietas de ruptura son más largos y uniformes que los de las grietas de separación, alcanzando muchas veces centenares de metros. Generalmente los filones en grietas de ruptura están agrupados en decenas o centenas de filones sobre una área considerable, constituyendo un campo mineralizado que puede alcanzar las decenas de kilómetros.

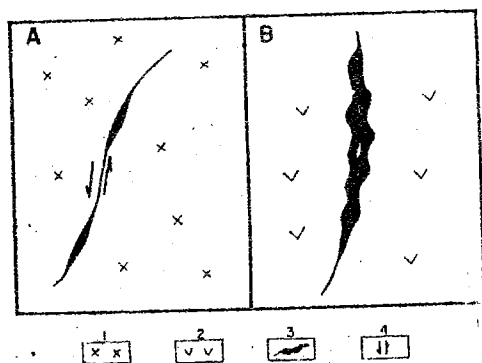


Fig. 6.1: Vetas en grieta de ruptura (A), y de separación (B). 1) Roca intrusiva, 2) Roca volcánica, 3) Meana y 4) Dirección de desplazamiento.

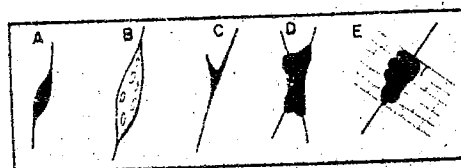


Fig. 6.2: Columnas mineralizadas, A) Donde se cierra y se abre una fisura principal, B) Donde ocurre apertura de una fisura principal, acompañado de cizallamiento, C) Donde concluye una fisura principal y otra secundaria, D) Donde se intersectan dos fisuras principales y E) Donde una fisura intersecta una roca favorable para la mineralización.

También se conocen filones simples, lenticulares, laminados o eslabonados. El filón simple ocupa una sola grieta de paredes relativamente simples y paralelas, en contrándoseles también con paredes irregulares o conformando brechas principalmente en la roca de caja techo. Los filones lenticulares son gruesos lentejones alineados a manera de salchichas (o sueltos), formando lentejones escalonados, cuya anchura oscila entre unos cuantos centímetros a varias decenas de metros. El filón laminado ocurre en fracturas próximas entre sí, claramente delimitadas y paralelas alcanzando en conjunto varios metros de ancho. Cuando estas fracturas están enlazadas por pequeños filones diagonales forman un filón eslabonado. También se conocen donde la roca de caja ha sido reemplazada ensanchando su potencia, presentando un mineral masivo o diseminado conocido como filón de reemplazamiento. A este tipo pertenecen muchos depósitos de oro, metales raros y a veces los metales no ferrosos (Fig. 6.4)



Fig. 6.3: Cimoide. 1) Rocas intrusivas, 2) Brecha mineralizada, 3) Roca intrusiva fracturada y 4) Dirección de desplazamiento.

Los filones de cabalgamiento ocurren en fallas inversas de bajo ángulo desplazando a las rocas antiguas sobre las recientes, y generando plegamientos de las rocas sedimentarias. Estas fallas tienen generalmente un carácter regional y son consideradas como conductores de mineral, pudiendo ocurrir entre estas fallas y sin reaperturas considerables, una mineralización de filones estrechos de potencia promedio de 0.2-0.5 metros, raramente 1.0-1.5 metros, alcanzando distancias de 1.5-2.0 kilómetros o más a lo largo del rumbo y un kilómetro o más a lo largo del buzamiento, presentan un ángulo de buzamiento relativamente suave que no supera los 45-55°. De los filones mineralizados principales a veces se desprenden ramales laterales en cuyos lugares de conjunción ocurren zonas enriquecidas y también se pueden encontrar depósitos mineralizados alejados de dichas fallas. Estos depósitos están ampliamente propagados en depósitos de Pb-Zn, Cu, Au, Hg, etc. - (Fig. 6.5).

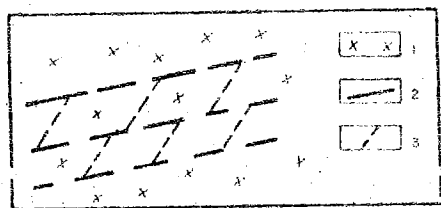


Fig. 6.4: Filón eslabonado. 1) Intrusivo, 2) Filón principal, y 3) Filón diagonal.

También podemos considerar dentro de este grupo a los filones que ocurren dentro de fallas normales y laterales, presentándose bajo la forma de cuerpos filoneanos o de chimineas aplastadas que alcanzan profundidades considerables. Generalmente son solitarios pudiendo constituir el eslabón de una larga cadena de campos mineralizados. A este tipo pertenecen depósitos de metales raros, auríferos, etc.

LOS FILONES EN DOS SISTEMAS DE GRIETAS ocurren principalmente en rocas sedimentarias e intrusivas, generalmente en grietas de ruptura y raramente en grietas de separación, presentan un sistema más importante y el otro más débil y secundario. Los filones tienen rumbos paralelos en planta y buzamientos oblicuos y cruzados en sección (Fig.6.6). En el primer caso ocurren filones en dislocaciones originadas a gran profundidad y en el segundo caso ocurren a menor profundidad. En muchos yacimientos de este tipo hay grandes dislocaciones de ruptura premineralizada transversal a los filones, estas dislocaciones no contienen mineral pero pueden controlar la localización de los filones metalíferos. Algunos filones se cortan entre sí formando un enrejado rectangular u oblicuo, rara vez en la forma de "Y" (Casapalca-Perú), o pueden presentarse como una serie de filones paralelos unidos por ramas diagonales oblicuas entre cada dos vetas adyacentes. Se les encuentran en depósitos de Au, Cu, Pb-Zn-Ag, Sn, etc.

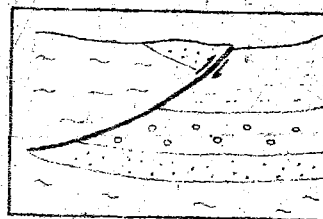


Fig.6.5: Filón en cabalgamiento: 1) Lutitas, 2) Conglomerados, 3) Areniscas, 4) Gneis, 5) Mena y 6) Dirección de desplazamiento.

Fig.6.5: Filón en cabalgamiento: 1) Lutitas, 2) Conglomerados, 3) Areniscas, 4) Gneis, 5) Mena y 6) Dirección de desplazamiento.

También ocurren filones en la zona de intersección de fallas de buzamiento abrupto y suave. La ocurrencia de estos filones depende de 3 factores: 1) La existencia de fallas de suave inclinación que ocurran principalmente a lo largo de la estratificación de rocas carbonatadas y plegadas, desempeñando el rol de fisura receptora y distribuidora de la mineralización que atraviesen estos estratos carbonatados y sirvan como canales conductores de la mineralización y 3) Una buena combinación estructural constituida por la interestratificación de una capa favorable a la sustitución debajo de un horizonte de rocas poco permeables. Estos 3 factores ocasionan una mineralización estratificada que se extiende a lo largo de las fallas premineralizadas que siguen esta capa. Si la falla metalífera atraviesa varias rocas favorables y desfavorables a la mineralización, surgen cuerpos mineralizados estratificados consecutivamente alternados con rocas estériles, engendradas generalmente con relación al desarrollo de un sistema de grietas pequeñas. La mayor parte de tales grietas no penetran en los estratos sobre o infrayacentes que son capaces de deformación plástica, siendo este otro factor para que la mineralización ocurra principalmente dentro de los límites de la capa favorable.

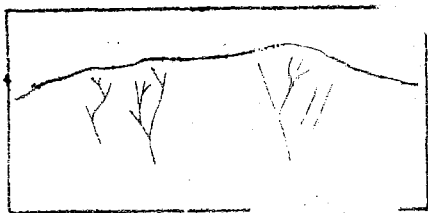


Fig.6.6: Filones en dos sistemas de grietas.

También se conocen depósitos de formas tubulares o columnares asociados a nudos de intersección y unión de fallas de ruptura de distinto orden, en dislocaciones de ruptura atravesadas por grietas tectónicas premineralizadas transversales.

LOS FILONES EN TRES SISTEMAS DE GRIETAS ocurren asociados a dos sistemas de grietas de ruptura y una de separación. Forman un gran número de filones ubicados cercanamente, frecuentemente intersectados en rumbo y buzamiento, generándose

filones entrelazados en las zonas donde se intersectan las grietas. Estos campos metalíferos pueden surgir como producto de varias etapas de deformación, desarrollándose una sola etapa de mineralización en todos los sistemas de grietas preminerales y generando filones de igual composición metálica. También ocurren en varias etapas de mineralización, observándose una mineralización tardía relacionada a la formación de grietas tardías, en estos casos ocurren filones de composición diferente. Se conocen depósitos auríferos y polimetálicos como Freiberg-Alemania (Fig.6.7)

3.2.- ESTRUCTURAS ESTRATIFORMES

Están relacionados con los elementos sedimentarios y tectónicos surgidos durante el proceso de formación de las capas sedimentarias, destacándose la formación

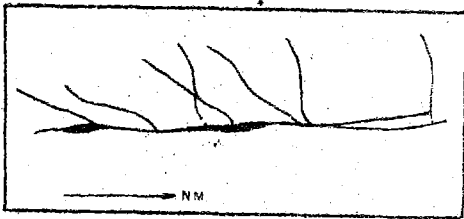


Fig.6.7: Filones en tres sistemas de grietas.

de arrecifes dentro de las rocas carbonatadas favorables para la concentración de los minerales por procesos metasomáticos (depósitos de Pb-Zn en Missouri-EEUU), la formación de pliegues causados por los corrimientos de lodo sedimentario desarrollados en los lechos inclinados durante el proceso de sedimentación, pueden dar lugar a la formación de los cuerpos mineralizados. Estas estructuras ocurren principalmente en charnelas, flexuras y en fallas interestratificadas.

Las charnelas son los lugares más favorables para la formación de menas, en los que se emplaza la mineralización por metasomatismo formando zonas estratificadas, o por relleno de cavidades en las zonas de agrietamiento y de trituración formando cuerpos en forma de silla de montar y en forma de "S" en las charnelas de los pliegues.

Los cuerpos en forma de silla de montar generalmente son de un solo piso, encontrándose algunos casos de depósitos con muchos pisos como Bendigo-Australia (Fig.6.8). Estos depósitos ocurren principalmente en rocas permeables como areniscas, calizas y tufos debajo o encima de rocas impermeables como esquistos principalmente. Estos depósitos generalmente están asociados con dislocaciones de ruptura que pueden ser consideradas como conductores de mineral y comúnmente asociados a pliegues anticlinales (a veces sinclinales), de charnela horizontal o poco inclinada que puede alcanzar una gran longitud, excediendo el decenas de veces el ancho del propio depósito. La mineralización se ubica principalmente en el eje del pliegue, acunándose rápidamente en los flancos. Los depósitos en forma de "S" son muy raros, son característicos de los pliegues. Se les encuentra en Homestake-EEUU.

Las flexuras ocurren en las rocas sedimentarias, especialmente en los esquistos y tufos. Se presentan bajo la forma de lentes que buzan a lo largo del eje de las rocas estratificadas, se caracterizan por presentar una gran extensión. A veces se produce una trituración como en el caso de las vetas polimetálicas de Arkandas-EEUU, donde la caliza al curvarse se ha triturado. (Fig.6.9).

Las fallas interestratificadas pueden generar depósitos estratiformes, laminares y/o lenticulares. También ocurren por la existencia de zonas de trituración en rocas de diferente competencia como calizas y esquistos, areniscas y esquistos, tufos y rocas efusivas, etc., formándose en las rocas frágiles un brechamiento, agrietamiento o trituración. Se presentan en depósitos polimetálicos, Sb, Cu, etc. (Fig.6.10). También pueden ocurrir por la existencia de estratos impermeables que obstaculizan la expansión de las soluciones hidrotermales y que contribuyen a la concentración de la mena. Entre las rocas impermeables tenemos los esquistos, lutitas y rocas masivas de composición diferenciada. Los cuerpos mineralizados generados suelen tener la forma de lentes estratificados de buzamiento suave, a veces presenta un contacto

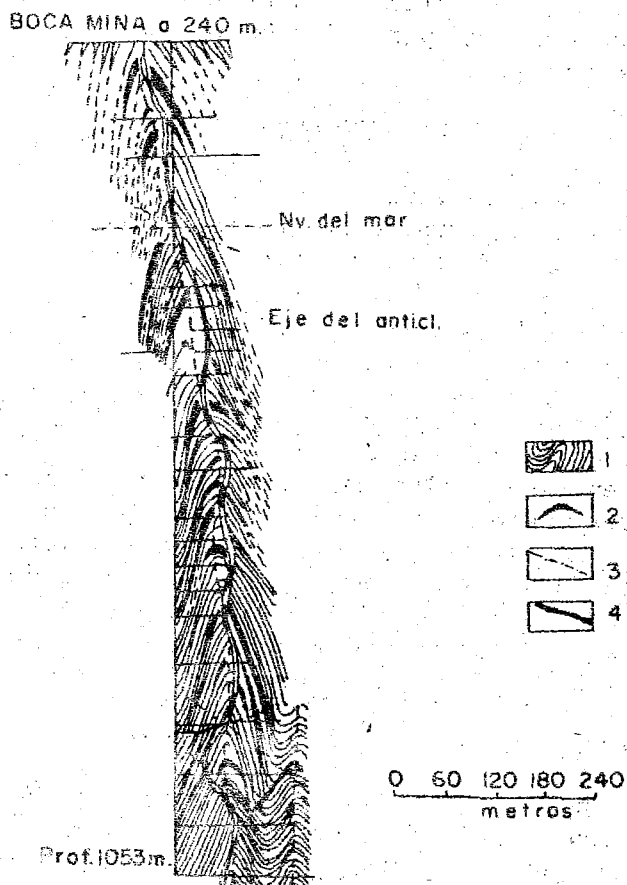


Fig.6.8: Filones de cuarzo-oro en forma de silla de montar. Depósito de Bendigo Australia. 1= Esquistos y areniscas, 2= Filones auríferos, 3= Fallas horizontales y 4= Diques de monchiquita.

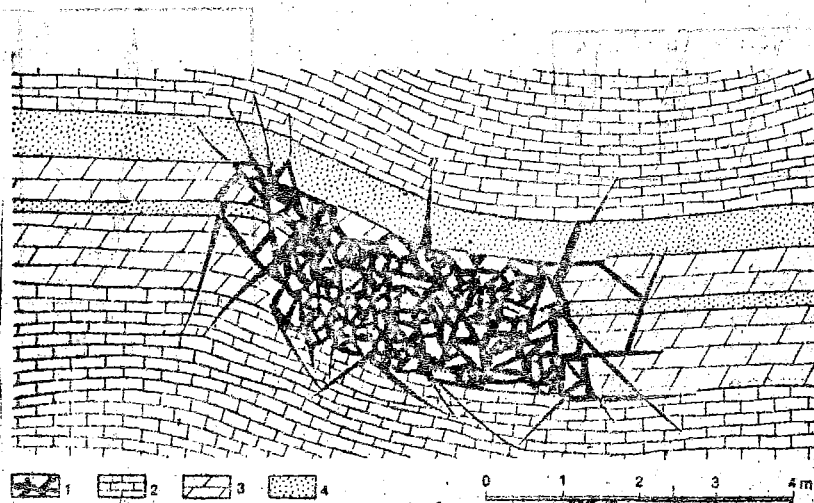


Fig.6.9: Depósito polimetálico en una flexura. Arkansas del Norte-EEUU. 1= Mineral, 2= Calizas, 3= Dolomitas y 4= Areniscas.

plano con la roca de caja techo y sinuoso con la roca de caja piso. Depósitos estratiformes pueden ocurrir asociados a rocas carbonatadas, ocurren por procesos metasomáticos, pueden tener varios kilómetros de largo; se les encuentra con una mineralización polimetálica o cuprífera. La formación de los cuerpos estratiformes ocurre a causa de una porosidad óptima favorable para la circulación de las soluciones mineralizantes.

3.3.- ESTRUCTURAS STOCKWORK :

Se caracterizan por presentar una red entrelazada de venillas portadoras de mineral que atraviesan una masa rocosa. Las estructuras stockwork conforman cuerpos mineralizados que pueden alcanzar áreas mayores de 1 kilómetro cuadrado (pórfidos de cobre). Relacionado a estas estructuras se conocen depósitos de Cu-Mo, Mo, Pb-Zn, asbesto, etc., y filones y zonas mineralizadas de trituración con Pb-Zn, Au, U, etc.

Las estructuras stockwork ocurren principalmente en las rocas intrusivas de composición intermedia, a veces rocas extrusivas de composición félsica, y raramente en rocas sedimentarias. Las venillas presentes en el stockwork alcanzan una longitud promedio de pocos metros y un ancho de algunos milímetros a diámetros. La mineralización ocurre por relleno de grietas principalmente, a veces ocurre un reemplazamiento. A esta mineralización puede considerársele diseminada.

Son generadas por procesos de cristalización magmática en las partes apicales superiores y marginales de la roca intrusiva, a menudo las estructuras siguen una orientación lineal o planar como reflejo de una estructura regional. También pueden ser generadas por la presión de gases proveniente de las profundidades sobre las rocas suprayacentes, ya sean volcánicas o sedimentarias.

Dentro de la estructura stockwork a veces ocurren dislocaciones de ruptura a causa de la fragilidad elevada de algunas rocas respecto de su roca encajonante. Esto sucede frecuentemente en el contacto de las brechas de lava con los stocks intrusivos. Estas dislocaciones generalmente son de buzamiento abrupto y raramente son en declive suave. Estas estructuras pueden mineralizarse y formar filones de fisura.

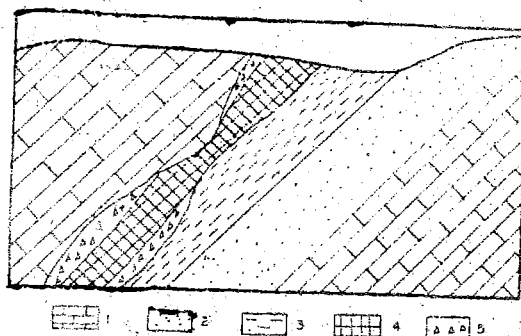


Fig.6.10: Depósito de minerales en fallas interestratificadas. 1= Calizas, 2= Areniscas, 3= Lutitas, 4= Mena masiva y 5= Brecha mineralizada.

3.4.- ESTRUCTURAS VOLCANICAS :

Estas estructuras son producto de un tectonismo volcánico, relacionados a dislocaciones de ruptura y a construcciones volcánicas. La mineralización ocurre en forma de filones de cuerpos tubulares, etc. Se conocen depósitos de minerales asociados principalmente a cúpulas volcánicas y a calderas (Volfson 1982, Sillitoe y Bonham 1984).

Las cúpulas volcánicas son conocidas también como estrato-volcán o como cono. Estas construcciones volcánicas ocurren durante las erupciones de un vulcanismo del tipo central. Alcanzan áreas de 1,000 kilómetros cuadrados y alturas de 2 a 3 kilómetros. Su construcción puede ser aislada e individual o sobre algunas zonas de fractura anular dentro de una caldera de colapso. Están constituidos por horizontes lávicos, tufáceos, etc., atravesados por chimineas y cuernos subvolcánicos. La mineralización ocurre en forma de filones, vetas entrelazadas, cuerpos tubulares y con chimineas volcánicas. Los filones y las vetas entrelazadas están relacionados a dislocaciones de ruptura. Las chimineas pueden ser tubulares de sección circular u ovalada, asociadas a una mineralización de mercurio, uranio, polimetálicos, etc., cónicas asociadas a depósitos auroargentíferos, U-Mo, Sn-Ag; y las chimineas lineales a lo largo de fallas asociada a U-Mo y Fe. (Fig.6.11).

Las calderas son depresiones volcanotectónicas de forma concéntrica a irregular, con dimensiones transversales que alcanzan 20-30 kilómetros y 1-2 kilómetros de profundidad. Las calderas son características de los complejos de rocas ultramáficas alcalinas en plataformas y escudos. La posición de las calderas está determinada por los nudos de conjugación e intersección de grandes fallas de emplazamiento profundo. Están asociadas a dislocaciones de ruptura radiales, anulares y cónicas. También ocurren calderas asociadas a las formaciones liparita-andesita liparítica y liparita-granito; estas calderas tienen una forma alargada y se ubican en la conjunción de fallas profundas; en muchas ocasiones están asociadas a estructuras de cúpulas volcánicas, convirtiéndose en calderas de estadios posteriores. Se pueden encontrar depósitos de Au-Ag en Silverton-EEUU y Cu en Braden-Chile (Fig.6.12).

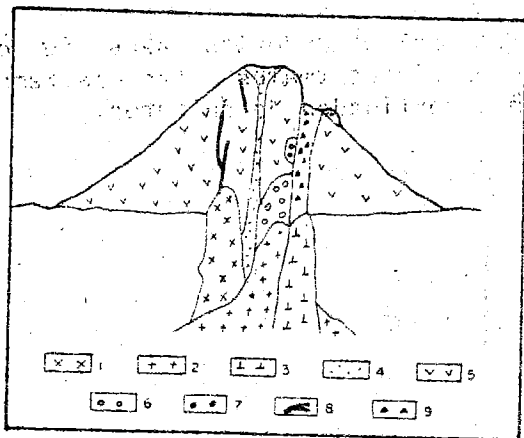


Fig.6.11: Mineralización relacionada a un estrato-volcán o cúpula volcánica. 1= Primer stock, 2= Segundo stock, 3= Tercer stock (post mineral), 4= Chimenea volcánica, 5= Derrames lávicos y tufos, 6= Depósito porfirítico (Cu, Mo, Au), 7= Depósito de Cu-Au, 8= Filones de Pb-Zn-Cu-Ag-Au (inferior), y 9= Au (Filón superior), 9= Diatema (modificado de Sillitoe u Bonham)

3.5.- ESTRUCTURAS BRECHADAS :

Conocidos como columnas de brecha. Son una variedad estructural del tipo stockwork. Las columnas de brecha se presentan en forma circular, ovalada, alargada o irregular en sección horizontal. Pueden ser verticales o inclinadas con un eje mayor proporcionalmente más grande que sus dimensiones horizontales. Las columnas de brecha están rellenas de material brechado o fuertemente fracturado, encontrándose entre sus espacios vacíos una matriz compuesta de ganga, sulfuros y material pulverizado. Las paredes de las columnas de brecha pueden ser lisas y definidas o simplemente gradan desde porciones visiblemente brechadas a rocas encajonantes fuertemente fracturadas.

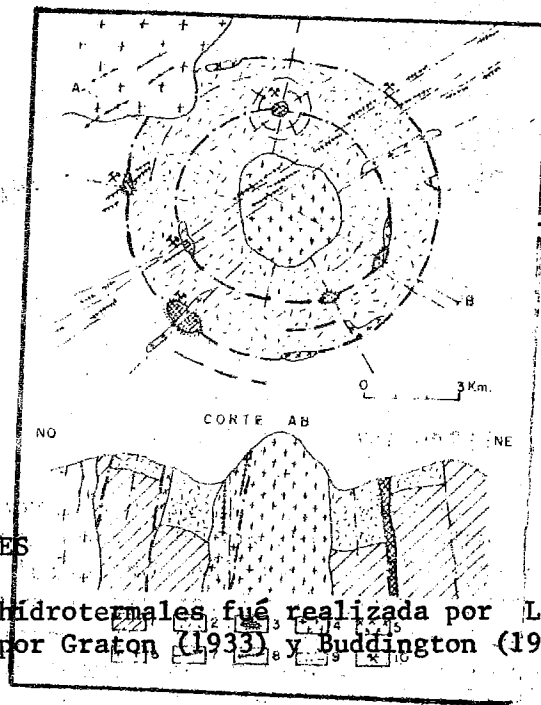
Los fragmentos que componen la brecha han sido rotados o desplazados y presentan una variedad de materiales mezclados que pueden ser angulares, subangulares a redondeados. Los fragmentos de la roca pulverizada conformante de la matriz en

algunos casos llega a ser movilizada o impulsada por el escape violento de los volátiles, llegando a tener un carácter fluidizante y comportándose como una tufisita o masa de carácter intrusivo. El tamaño de la brecha puede variar entre microscópica y varios metros, y pesar de gramos a toneladas.

Las columnas de brecha pueden dividirse en (Perry 1969, Haapala y Pavo 1949 y Bryant 1968) :

- Brechas de ruptura: Caracterizadas por el intenso fracturamiento, presenta fragmentos angulosos y sin movimiento aparente, probablemente causados por la presión de los magmas ascendentes.
- Brechas de colapso: Caracterizadas por el ensanchamiento de la fractura causada por alteración, presentando principalmente fragmentos angulosos, Perry (1969), sugirió que estas brechas ocurrieron por caída de fragmentos de rocas alteradas por pérdida de la presión o contracción del magma ascendente.
- Brechas intrusivas: Caracterizadas por el redondeamiento de los fragmentos causados por la continua rotación y traslación de los mismos. Estas brechas se encuentran cementadas por una matriz fina constituida generalmente por la misma roca pulverizada. Los clastos están constituidos por una mezcla de rocas, donde el tamaño varía desde dimensiones submicroscópicas a varios centímetros de diámetro.
- Diatremas: Ocurren a consecuencia de la fuerza explosiva de los gases de origen volcánico, asociada a las últimas manifestaciones hidrotermales. Las diatremas son inter a post mineral, pudiendo contener pequeñas cantidades de sulfuros.

Fig. 6.12: Esquema de una caldera volcánica.
 1= Basamento vulcano-sedimentario, 2= Mantos volcánicos liparíticos, 3= Chimeneas volcánicas rellenas de felsitas, liparitas y brechas de lava, 4= Rocas subvolcánicas, andesíticas, 5= Rocas subvolcánicas del clan granito-granodiorita-granosienita (porfidos) 6= Granitos hipabisales, 7= Diques de porfirítica y dionítica de propagación regional, 8= Dislocaciones de ruptura anulares, radiales, lineales del primer, segundo y tercer ordenes y 10= Depósitos de molibdeno (Volfson 1982).



La primera clasificación de los depósitos hidrotermales fue realizada por Lindgren (1913), luego revisadas y complementadas por Graton (1933) y Buddington (1935);

dividiendo a los depósitos de acuerdo a su profundidad y temperatura de formación, e independiente de su contenido metálico. Dicha clasificación presenta cinco tipos : 1) Hipotermales: Formados a gran profundidad y a altas temperaturas (500 a 300°C) , tipificados por los depósitos de cuarzo-casiterita-wolframita; 2) Mesotermales: Formados a profundidades intermedias y a temperaturas medias (300 a 200°C), representados por los depósitos polimetálicos; 3) Epitermales formados a profundidades subsuperficiales, presiones moderadas y relativamente bajas temperaturas (200 a 50°C), - siendo los depósitos de oro-argentita-adularia de rango epitermal; 4) Teletermales: Formados a profundidades subsuperficiales y a bajas temperaturas, y representados por los depósitos de cinabrio-rejalgar; y 5) Xenotermales: Formados a profundidades superficiales y a altas temperaturas, y tipificados por los depósitos de casiterita-andorita.

Esta clasificación es utilizada por un sector de la escuela norteamericana, habiéndose encontrado las siguientes observaciones: 1) Las condiciones de profundidad y temperatura no son los principales factores determinantes de la génesis de los depósitos hidrotermales, 2) La temperatura de formación es muy variable, generalmente no concuerda con la clasificación de Lindgren (1913); así tenemos que la fluorita - varía de 350 a 50°C, los depósitos de cuarzo-oro de 360 a 50°C, etc. Esto sucede a causa del enfriamiento gradual de las soluciones, del tipo de roca encajonante, - etc., dificultando la delimitación del estadio principal del proceso de formación - de los depósitos de minerales metálicos y 3) La determinación de la profundidad es virtualmente muy difícil, casi imposible de calcularlo objetivamente. Estas observaciones nos permiten sugerir que esta clasificación de los depósitos hidrotermales sea más por factores inferidos que calculados.

Smirnov (1976), clasificó a los depósitos hidrotermales según estos criterios : 1) Nivel magmático de formación, 2) Tipo de ensamble paragenético, 3) Temperatura y profundidad de formación, 4) Fuente de los metales y 5) Rocas asociadas. Según estos criterios los dividió en 5 tipos: 1) Greisen, 2) Plutónicos, 3) Volcánicos, 4) Teletermales y 5) Piritosos.

En esta clasificación el nivel magmático de formación es el factor más importante. Aparentemente la cercanía a la fuente intrusiva permite clasificar a los depósitos hidrotermales, pero esto es muy relativo. Así tenemos que los depósitos de sulfuros depositados en ambientes plutónicos, están emplazados desde niveles intraplutónicos a periplutónicos, llegando muchas veces a niveles subvolcánicos o subsuperficiales, siendo difícil de determinar si pertenece al sector plutónico o volcánico; pero, de todas maneras podemos manifestar que al decir que estos depósitos son plutónicos, no podemos decirlo de manera concluyente, sino que es principalmente del tipo plutónico, encontrándose algunos depósitos que se prolongan en transición al tipo volcánico.

Independiente del nivel magmático de formación, podemos dividir a los depósitos hidrotermales de acuerdo a estos 4 criterios: 1) Tipo de ensamble paragenético, 2) Temperatura y profundidad de formación, 3) Fuente de los metales y 4) Rocas asociadas (Usov 1931 y Schneiderhöhn 1941). Siendo el tipo de ensamble paragenético el más importante factor de esta clasificación. Entre los depósitos principales tenemos a los depósitos porfiríticos, emplazados en niveles subsuperficiales a hipabisales, y divididas en 4 ensambles paragenéticos: 1) Cuarzo-Calcopirita-molibdenita, 2) Cuarzo-molibdenita, 3) Cuarzo-calcopirita-(Oro) y 4) Cuarzo-casiterita. Estos depósitos porfiríticos serán vistos con más detalle en el siguiente capítulo (Tabla - 6.2).

Los depósitos del ensamble cuarzo-casiterita-wolframita pertenecen al grupo de depósitos del tipo greisen (Scherba 1967). Los depósitos de los ensambles cuarzo-oro, galena-esfalerita-calcopirita y cuarzo-estibina pertenecen al grupo de depósitos del tipo hidrotermal-plutónico. Estos depósitos plutónicos se les encuentra en las zonas batolíticas de los arcos insulares y en los márgenes continentales, también en los cinturones intracratónicos. Están relacionados a los magmas calcoalcalinos de emplazamiento hipabisal y abisal, de composición félsica o medianamente félsica. Los cinturones intracratónicos están asociados a rocas graníticas y alcalinas. Los depósitos plutónicos están asociados a 3 grupos de ensambles paragenéticos

TABLA 6.2 : PRINCIPALES TIPOS DE DEPOSITOS HIDROTERMALES

TIPO	TEMPERATURA DE FORMAC.	MINAS
1) Pórfidos	400-200°C	Cuajone-Perú, Chuquicamata-Chile.
2) Qz-wf-cst	500-200°C	Panasqueira-Portugal, San Rafael-Perú.
3) Qz-oro	360-50°C	Minas Gerais-Brasil; Mother Lode-EEUU.
4) Gn-sf-cp	500-50°C	Casapalca-Perú, Freiberg-Alemania.
5) Qz-est	350-200°C	Lago George-Canadá.
6) Cst-andr	530-200°C	Potosí-Bolivia, Pirquitas-Argentina.
7) Oro-plata	410-50°C	Tomopah-EEUU, Calera-Perú.
8) Cinabrio-rj	180-60°C	Kamchatka-Rusia, Italia.

Qz=cuarzo, wf-wolframita, cst=casiterita, Gn=galena, sf=esfalerita, cp=calcopirita, est=estibina, andr=andorita, rj=rejalgar.

principales: 1) De cuarzo, 2) De sulfuros y sulfosales y 3) De carbonatos (Smirnov 1976).

Los depósitos de casiterita-andorita y los de oro-plata pertenecen al grupo hidrotermal-volcánico. Estos depósitos ocurren en los arcos insulares, márgenes continentales y en los cinturones intracratónicos, relacionados a un vulcanismo calcoalcalino intermedio de composición andesita-decíta (zonas orogénicas), y a un vulcanismo alcalino intracratónico (cinturones intracratónicos). La mineralización ocurre relacionada a las cúpulas volcánicas o a las calderas; emplazadas en estructuras radiales, cónicas, anulares y/o tubulares, o en fallas que atraviesan lavas y tufos. Los cuerpos mineralizados ocurren por procesos de relleno de cavidades, generando depósitos filoneanos y en stockwork, con algunos centenares de metros de mineralización en profundidad, promediando los 200 metros. La mineralización está relacionada principalmente a la presencia de aguas termales o sistemas geotermales fósiles, provenientes de exhalaciones volcánicas y de aguas meteóricas (en grado muy variable). Su temperatura de formación varía entre 530 y 50°C, emplazándose los depósitos en los primeros 1,000 metros de profundidad (Smirnov 1976, Sillitoe 1984).

Finalmente tenemos a los depósitos del ensamble paragenético cinabrio-rejalgar, considerado por Parks (1970), Lindgren (1933) y Smirnov (1976) como depósito del tipo teletermal o amagmatogénico, depositado lejos de la fuente magmática y en niveles subsuperficiales. Este tipo de depósito está emplazado en los niveles subsuperficiales o subvolcánicos, principalmente en rocas no ígneas. Estos autores también mencionan como teletermales a los depósitos del tipo Mississipy Valley - galena y esfalerita en rocas carbonatadas pero, actualmente son considerados sedimentarios.

Un depósito no mencionado en esta clasificación, pero indicado por Smirnov (1976) son los depósitos piritosos o tipo kuroko; estos depósitos están considerados como sulfuros masivos, dentro del grupo magmático-sedimentario, que será visto en el capítulo ocho.

Como depósitos hidrotermales de segundo orden, tenemos a los depósitos de menor ocurrencia (tabla 6.3). Los depósitos de cobaltita-eskuterudita-argentita-bismutinita, monacita-rutilo-columbita-xenotima-parisita, cuarzo-calcopirita, cuarzo-uraninita, siderita y cuarzo-hematita pertenecen al grupo de depósitos hidrotermal-plutónico. También pertenecen al grupo hidrotermal plutónico, pero solamente los mencionaremos, los depósitos de cuarzo-bosmutinita: Adrasman-Rusia, arsenopirita: Zapokrovskoe-Rusia, cuarzo enargita: Butte-EEUU, magnesita: Satka-Rusia y rodocrosita-rodonita: Butte-EEUU; estos depósitos son de rara ocurrencia (Smirnov 1976, Schneiderhöhn 1941).

Los depósitos de enargita-oro, calcopirita-enargita-calcocita, cobre nativo, uraninita-fluorita-molibdenita y ópalo-cinabrio pertenecen al grupo hidrotermal-volcánico. Los depósitos de cuarzo-pirita (baritina)-oro están emplazados en niveles

TABLA 6.3 : DEPOSITOS HIDROTERMALES DE MENOR OCURRENCIA

ENSAMBLE PARAGENETICO PRINCIPAL : MINAS

- 1) Cobaltita-eskuterudita-argentita-bismutinita: Erzgebirge-Alemania.
- 2) Monacita-rutilo-columbita-xenotima-parisita: Bokan Mountain-EEUU.
- 3) Cuarzo-calcopirita : Cobrepampa-Perú, Chatyrkul-Rusia.
- 4) Cuarzo-uraninita: Fay Ace Berna-Canadá, Front Range-EEUU.
- 5) Siderita: Siegerland-Alemania.
- 6) Cuarzo-hematita: Harz Mountains-Alemania.
- 7) Enargita-oro: Indio-Chile, Jarhuarazo-Perú.
- 8) Calcopirita-enargita-calcocita : Bor-Yugoeslavia, C° Pasco-Perú.
- 9) Cuarzo-pirita (baritina)-oro: Carlin-EEUU.
- 10) Cobre nativo: Lago Superior-EEUU.
- 11) Uraninita-fluorita-molibdenita: Mc Dermitt-EEUU.
- 12) Opalo-cinabrio: Mc Laughin-EEUU.

subsuperficiales, generados principalmente por soluciones meteóricas (Radtke 1985)

4.1.- DEPOSITOS DE CUARZO-WOLFRAMITA-CASITERITA

Conocidos como depósitos del tipo greisen. Ocurren por relleno de cavidades formando depósitos filoneanos, principalmente en rocas graníticas o en sus rocas circundantes (rocas aluminosilicatadas). Se les encuentra en el cinturón asiático Tailandia-Birmania, Portugal, Inglaterra, etc. (tabla 6.4).

TABLA 6.4 : TONELAJE Y LEYES DE LOS DEPOSITOS DE Qz-wf-cst

MINA	Tonelaje Millones TM	LEYES
Kemptville-Canadá	56.0	0.165%Sn
Hamerdon-EEUU	42.3	0.18%W ₃ O ₈ , 0.029%Sn
Greenbushes-Australia	30.0	0.15%Sn, 0.06%Ta ₂ O ₅ , 0.04%Nb ₂ O ₅
Sombrerete-México	0.4	0.10%Sn

Tectónicamente están relacionados a los estadios medio y tardío geosinclinal. En el estadio orogénico ocurren relacionados a granitos y en el estadio de estabilización progresiva a granitos alcalinos. Según la tectónica de placas están relacionados principalmente a los arcos magmáticos interiores de los márgenes continentales (Tailandia-Birmania), también se encuentran en los cinturones de escurrimiento en el antepais, en zonas de colisión de placas, como los granitos de Nepal-Himalaya, en Tailandia y en los granitos Hercinianos de Inglaterra-Portugal (Mitchell y Garson 1981).

Estos depósitos están asociados principalmente a granitos de biotita, de dos micas, de riebeckita, etc. Ishihara (1977), sugiere una asociación genética común con rocas graníticas de la serie ilmenítica. Los granitos pueden provenir de la fusión parcial y asimilación de las rocas de la corteza terrestre, o estar emplazados por procesos de cristalización fraccionada a partir de un magma basáltico original, dando lugar a la formación de un arco de rocas magmáticas encima de la zona de Benioff.

La localización de estos depósitos está gobernada por su cercanía a los macizos intrusivos. Además existen otros elementos tectónicos cuya combinación determina la configuración de los depósitos, los más importantes son los siguientes: 1) La estratificación de las rocas del techo, 2) Las cavidades arqueadas de los macizos aflorantes, 3) Las fracturas cónicas y radiales, generadas por la presión magmática hacia arriba, 4) Las fracturas de subsidencia anular, 5) Las fisuras de juntas de bido al enfriamiento, 6) Las zonas de brechas explosivas, 7) Los sistemas regulares de la tectónica de cizallamiento y las fracturas de ruptura que dan origen a los fi

lones, y 8) El fracturamiento tectónico irregular que controla el emplazamiento del stockwork (Smirnov 1968).

La forma de estos depósitos es principalmente filoneana y a veces como stockworks. Los filones cortan a las rocas intrusivas y a las rocas sedimentarias aluminosilicatadas o a sus equivalentes metamorfizados. La potencia de estos filones raramente sobrepasa el metro de espesor y los 400 metros de profundidad; presentan un buzamiento fuerte, pero en algunos casos como Panasqueira son subhorizontales. Asociado a los filones pueden ocurrir chimeneas pequeñas y poco numerosas (Australia, Portugal, Francia, etc.).

Presentan una mineralogía simple, siendo el cuarzo el mineral de relleno de veta dominante. Los minerales metálicos principales son wolframita y casiterita en rocas aluminosilicatadas y scheelita en rocas carbonatadas. La wolframita a menudo se encuentra asociada a la scheelita, y en algunos depósitos como Barruecos-España la scheelita es el único mineral de tungsteno. Acompañando a los minerales mena se encuentran la turmalina, topacio, muscovita, apatito, fluorita, barilo, carbonatos (siderita y dolomita), clorita, blenda, etc. La arsenopirita muy a menudo es abundante y generalmente con tiene oro. La galena argentífera y la baritina son muy raros o se presenta como accesorios.

Se puede reconocer un zonamiento en estos depósitos. La casiterita generalmente es intraplutónica o muy cerca a ella, luego alejándose del depósito hacia las rocas circundantes la ferberita $FeWO_4$, luego la hubnerita $MnWO_4$ y finalmente la scheelita $CaWO_4$ en la parte alejada del plutón. En muchos depósitos filoneanos la ley es inversamente proporcional al ancho de la veta. La mineralización de tungsteno o estaño generalmente ocurre pegada a las paredes de la veta.

La alteración típica en estos depósitos es greisen y ocurre en las partes apicales de los intrusivos. A veces las zonas greisenizadas contienen depósitos económicos de una mineralización diseminada de casiterita y subordinadamente de wolframita, a veces wolframita con algo o nada de casiterita. La alteración greisen generalmente ocurre al principio, luego ocurre una deposición de silicatos, luego de minerales metálicos y finalmente el ensamble cuarzo-feldespato y las vetas de cuarzo-carbonato.

La generación de estos depósitos está relacionada a la presencia de soluciones tardimagmáticas. Estas soluciones al enfriarse desarrollan dos estadios principales: 1) Estadio pneumatolítico entre 680 y 300°C y 2) Estadio hidrotermal entre 500 y 200°C (Bazheyev 1980, Chil y otros 1983). Durante el estadio pneumatolítico ocurre una fase gaseosa rica en fluor y boro y un metasomatismo potásico, dando lugar a la alteración greisen.

La alteración greisen está constituida por el ensamble mica-cuarzo; a veces turmalina, topacio y fluorita. Entre las micas tenemos la muscovita, biotita, y zinnwaldita. Los minerales de litio también son importantes, entre ellos tenemos el barilo, fanaquita, bertrandita, helvita, crisoberilo y esmeralda. Esta alteración afecta a las masas graníticas hasta 300-500 metros de profundidad formando el endogreisen, y a las rocas que se encuentran sobreyaciendo al intrusivo hasta aproximadamente 1,500 metros de altura sobre el contacto formando el exogreisen; a veces ocurren en rocas máficas y carbonatadas.

Scherba (1967), esquematizó el zonamiento en la alteración greisen. Así en la figura 6.13 vemos un zonamiento desde el granito hacia las rocas aluminosilicatadas de la roca de caja techo, constituida por la siguiente secuencia: 1) Granito greisenizado, 2) Muscovita-cuarzo, 3) Cuarzo, 4) Topacio, 5) Muscovita y 6) Turmalina-cuarzo-(hematita). Además podemos observar en la misma figura zonamientos con respecto a las rocas carbonatadas y ultramáficas.

Posteriormente sucede el estadio hidrotermal depositándose W, Sn, Mo, Fe, Cu, Zn y Bi. La wolframita, casiterita y molibdenita ocurren entre 500 y 300°C, la scheelita entre 350 y 200°C y la fluorita entre 350 y 100°C (Bazheyev 1980, Kelly y Rye 1979, Kudrin 1984). Las soluciones hidrotermales al depositarse la casiterita son ácidas, con un pH menor de 5, luego con un pH aproximado a promedio de 5.9 se deposita la ferberita, con 6.7 la hubnerita y con 7.3 la scheelita.

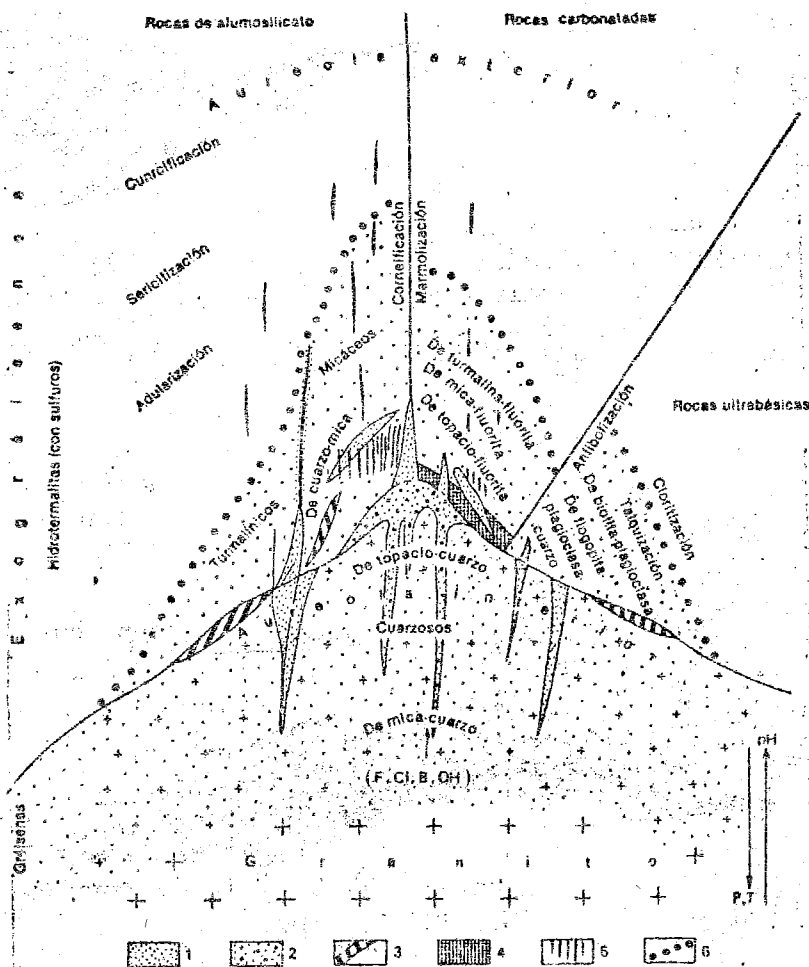


Fig. 6.13: Esquema de zonamiento en los greisens. 1= Rocas greisenizadas, 2= Greisens, 3= Pegmatitas, 4= Skarn, 5= Filones y vetas entrelazadas de cuarzo y 6= Límite superior de los greisens (Scherba 1967).

Relacionados a los depósitos de cuarzo-wolframita-casiterita ocurren otros tipos de ensamblajes paragenéticos (tabla 6.5). Los depósitos de casiterita-(Columbita-tantalita-wolframita) es uno de ellos. Este tipo de depósito ocurre en zonas de rift intracrátónico, asociado a puntos magmáticos calientes. En estas zonas de rift ocurren rocas graníticas anorogénicas con rocas volcánicas cogénicas sobreyacientes. Los plutones mineralizados son principalmente granitos de biotita, sienitas y granitos peralcalinos. Estos granitos pueden alcanzar hasta 170ppm de niobio. La mineralización ocurre principalmente en los intrusivos graníticos en forma de complejos anulares, presentándose como vetas y en forma diseminada en el techo de los plutones. La mineralización está constituida principalmente por casiterita, acompañados en menor proporción por columbo-tantalita y wolframita, dentro de una ganga de cuarzo y una alteración albítica y greisen. También podemos encontrar topacio, fluorita y lepidolita.

TABLA 6.5 : ENSAMBLES PARAGENETICOS DE TUNGSTENO-ESTAÑO

- 1.- Cuarzo-wolframita-casiterita: Panasqueira-Portugal; Chojilla, Enramada y Chicote-Bolivia, Inglaterra, Checoslovaquia, etc.
2. Casiterita-(columbita-tantalita-wolframita): Rondonia-Brasil, Jos-Nigeria y St. Francois Mountains-EEUU.
- 3.- Cuarzo-wolframita: China, Birmania, Argentina.
- 4.- Cuarzo-scheelita: Barruecos-España. Portugal, EEUU, etc.
- 5.- Cuarzo-casiterita-calcopirita: Cornouailles-Inglaterra, Charrier-Francia, Mount Pleasant-Canadá y San Rafael-Perú.

Los depósitos de cuarzo-wolframita, cuarzo-scheelita y cuarzo-casiterita-calcopirita están asociados a rocas graníticas y tienen características similares a los depósitos de cuarzo-wolframita-casiterita.

En los depósitos tipo cuarzo-casiterita-calcopirita se observa el siguiente zonamiento: 1) Casiterita-(Wolframita), intraplutónico, 2) Casiterita-calcopirita en la zona periférica, 3) Esfalerita y galena, 4) Estibina, y 5) Raramente minerales de hierro y manganeso.

PANASQUEIRA= PORTUGAL

Localizado en la Provincia de Beira Baxia-Portugal. Es una mina que tiene una mineralización perteneciente al ensamble cuarzo-casiterita-wolframita de asociación plutónica y de edad Herciniana (Kelly y Rye 1979). La geología local está representada por los esquistos Beira, el granito Panaqueira y los diques de dolerita. Localmente predomina una potente secuencia de sedimentos masivos pelíticos y areniscas de estratificación delgada, estos sedimentos han sufrido un metamorfismo regional de las facies esquistos verdes durante los estadios compresivos de la orogenia Herciniana. Las rocas originales son limolitas, lutitas, grawacas y areniscas de grano fino Ordovicianas; convertidas luego del metamorfismo en esquistos de biotita-clorita, filitas y cuarcitas. El granito Panasqueira no aflora en el distrito, encontrándosele como una cúpula ciega a profundidades superficiales (220 metros), en la mina. Las partes accesibles del intrusivo están fuertemente greisenizadas, incrementándose esta alteración hacia el tope del macizo. También ocurren diques de dolerita verticales o casi verticales con 0,3-3,0 metros de potencia, alcanzando una distancia horizontal de un kilómetro o más. Ocasionalmente se observan diques aplíticos greisenizados.

La mineralización ocurre en forma filoneana en un gran número de vetas casi horizontales que cortan la estratificación y foliación de los esquistos Beira y la cúpula intrusiva Panasqueira. Las aberturas de las vetas fueron creadas por dilatación vertical en las juntas. La mineralogía del depósito de Panasqueira está constituida principalmente por cuarzo en un 90% del total del material de veta, con teniendo 0.13% wolframita, 0.09% casiterita y 0.004% calcopirita del volumen del material de veta. Accesoriamente ocurren sulfuros, muscovita y carbonatos en una proporción menos de 5% del material de veta (Fig. 6.14).

La paragénesis de la veta se complica por la repetida deposición de algunos minerales de cuarzo, turmalina y muscovita. Se han distinguido 4 estadios deposicionales: 1) Estadio de óxido-silicato, 2) Estadio principal de sulfuros, 3) Estadio de la alteración de pirrotita y 4) Estadio tardío de carbonatos. El principal estadio de mineralización es la primera - de óxido-silicato, que incluye un 90% de material de veta con cuarzo acompañados de casiterita y wolframita; en este estadio se depositan cuarzo I y II, muscovita I y II y arsenopirita I y II. En el estadio principal los sulfuros como arsenopirita III, pirita I, pirrotita, calcopirita y esfalerita I. También estanita y raramente galena. En el tercer estadio de la alteración pirrotítica, la pirrotita - del segundo estadio es atacado selectivamente y transformado a un intercrecimiento con pirita y marcasita, encontrándose también siderita en cantidades proporcionales con pirita, pirrotita y marcasita. También ocurren cantidades pequeñas de estanita II, galena II, calcopirita II, etc. En el último estadio se depositan principalmente dolomita y calcita. (Fig. 6.15).

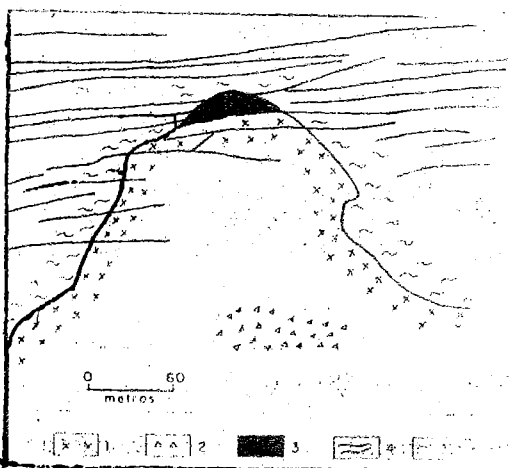


Fig. 6.14: Sección cruzada del depósito de Panasqueira-Portugal. 1= Granito Panasqueira, 2= limolitas, 3= Cuarzo masivo, 4= vetas de cuarzo-wolframita (rita), y 5= Esquistos Beira (Kelly y Rye 1979).

ESTADIOS MINERALES	OXIDOS-SILICATOS	PRINCIPAL SULFUROS	ALTERACION PIRROTITA	TARDIO DE CARBONATOS
Cuarzo Muscovita Turmalina	I II	III		IV V
Topacio Arsenopirita Casiterita Wolframita	I II	III		
Pirita Pirrotita Esfalerita Calcopirita		I II	III	IV V VI
Estanita Galena Apatito Marcasita		I II	III	
Magnetita Hematita Siderita Fluorita			III	
Clorita Dolomita Calcita				I II

Fig. 6.15: Paragénesis de las vetas de W-Sn en Panasqueira-Portugal (Kelly y Rye 1979)

La alteración hidrotermal bordea las vetas de Panasqueira, siendo la más notable la turmalinización que forma una banda negra de pocos centímetros hasta 15 centímetros algunas veces. La turmalinización está comunmente acompañada por sericitización y/o silicificación, donde las vetas cortan el granito. La alteración característica está representada por el ensamble muscovita-cuarzo. El granito está generalmente greisenizado, encontrándose en la cima de la cúpula intrusiva un cuerpo masivo de cuarzo. Se ha bosquejado un zonamiento del mineral hipógeno: 1) Una zona interior de wolframita más casiterita en o cercano a la cúpula greisenizada, 2) Una zona intermedia de vetas de wolframita y 3) Una zona exterior de wolframita más casiterita.

Los fluidos hidrotermales generadores de la mineralización de Sn-W fueron - salmueras que se depositaron a profundidades entre 600 y 1,300 metros y a temperaturas entre 360 y 70°C. Durante los primeros estadios de formación se depositaron principalmente óxidos, sulfuros y pirrotita, a partir de salmueras acuosas calientes conteniendo sales (NaCl, KCl), de 5 a 10% en peso y cantidades menores de Si, Sn, W, etc. a una temperatura entre 360 y 230°C; estas soluciones son de origen - profundo, posiblemente magmáticas, el azufre es magmático y el carbono proviene de los esquistos Beira. El estadio tardío carbonatado ocurrió a temperaturas entre 120-70°C o menos, con salinidades menores de 5% en peso; estas soluciones son de - origen meteórico, derivados de fuentes superficiales heterogéneas, probablemente - del esquistos Beira.

4.2.- DEPOSITOS DE CUARZO - ORO :

Son los depósitos de oro más conocidos del mundo. Se les encuentra en arcos magmáticos en márgenes continentales y en arcos insulares, también en plataformas continentales. Estos depósitos se encuentran relacionados a rocas graníticas. La mayoría de las estructuras mineralizadas están emplazadas en rocas sedimentarias o metamórficas, algunos ocurren en batolitos y stocks. Ocurren bajo la forma de - filones y a veces en stockworks. Las vetas alcanzan tonelajes de decenas de millones de toneladas y leyes próximas a una onza de oro, esto según las minas de la - tabla 6.6.

TABLA 6.6 : TONELAJE Y LEYES DE LOS DEPOSITOS DE CUARZO-ORO

MINA	TONELAJE Millones TM	LEYES
Homestake-EEUU	20.0	--
Big Bell-Australia	10.0	4.3 gr. Au
Morro Velho-Brasil	5.2	14.0 gr. Au
Alaska Juneau-EEUU	---	1.25 gr. Au

El principal mineral es el cuarzo, luego la pirita y la arsenopirita acompañados de oro nativo. El cuarzo frecuentemente se presenta en forma bandeada y de un color gris vidrioso. El oro nativo ocurre en forma libre, en microvenillas en las zonas de contacto con otros granos de mineral. También se presenta como lectrum, pirita y arsenopirita auríferas, y raramente como telururos. Accesorariamente ocurren galena, esfalerita, calcopirita y pirrotita. Estos depósitos presentan 1-5% de sulfuros y 95 a 99% de cuarzo. Acompañando a estos depósitos de cuarzo-oro ocurren en forma transicional depósitos de cuarzo-sulfuros-oro con 5 a 20% de sulfuros (pirita, galena, esfalerita, calcopirita, etc.) y la diferencia en porcentaje en cuarzo (Smirnov 1977).

Presentan una zona de alteración débil en la roca de caja. Las alteraciones más comunes son la cloritización, sericitización y carbonatización que ocurren como orlas delgadas alrededor de la veta. También puede encontrarse turmalinización. La mayoría de las rocas presenta pirita y arsenopirita diseminadas. En los contactos de los cuerpos graníticos con las secuencias sedimentarias ocurre la formación de esquistos y hornfels, gradando imperceptiblemente a rocas no metamorfizadas. En general la mayoría de los depósitos auríferos han sufrido metamorfismo de bajo grado, manifestado por la presencia de clorita y sericita.

LA GENESIS de estos depósitos está relacionada al origen de las soluciones hidrotermales auríferas. Las soluciones hidrotermales auríferas provienen principalmente de fuentes magmáticas, ya sean calcoalcalinas provenientes de la fusión parcial en la corteza terrestre o toleíticas provenientes de niveles subcorticales simáticos. El origen en una fuente magmática también puede observarse en la relación geográfica de los depósitos auríferos con los batolitos y rocas volcánicas. La generación de estos depósitos también está relacionada a procesos de secreción metamórfica, pero en forma muy limitada. Entre los principales procesos metamórficos que permiten esta concentración se encuentra la anatexis. Los depósitos de Kalcoorlie y Homestake han sido explicados por este proceso (Boyle 1979).

Las soluciones hidrotermales están constituidas por H_2O , S, Cl, SiO_2 , etc., con contenidos sustanciales de oro, etc. Estas soluciones se concentran durante el estudio menguado de la evolución magmática calcoalcalina, transportando el oro en complejos de cloro y azufre. A temperaturas promedio de 400°C, en condiciones ácidas y relativamente oxidantes es transportado como compuesto Au_2Cl_6 , depositándose por incremento de H_2S o del pH, por decremento de la concentración de cloro en las soluciones y por disminución de la temperatura. A temperaturas alrededor de 300°C y en condiciones reductoras es transportado como AuS depositándose por sobresaturación, disminución de la presión y temperatura, por decremento del pH o por procesos de oxidación (Boyle 1979). El oro nativo y los telururos de oro se depositan en el rango de 320-150°C (Shilo 1971).

LOS TIPOS DE DEPOSITOS de oro están fundamentados en las clasificaciones de Shilo (1971), Smirnov (1977) y Boyle (1979). Los depósitos de oro hidrotermal se dividen en dos tipos principales: 1) Cuarzo-oro y 2) Metales raros-oro (tabla 6.7). El primer tipo, los depósitos de cuarzo-oro han sido detallados en el punto 4.1.2, y son subdivididos en la tabla 6.8 en los siguientes tipos principales: 1) Cuarzo-pirrotita-magnetita-oro, 2) Cuarzo-pirita-arsenopirita-oro, 3) Cuarzo-calcopirita-oro, y 4) Cuarzo turmalina-oro. Además ocurren depósitos de cuarzo-sulfuros-oro en Beregovó-Rusia y en Stenica-Checoslovaquia. Entre los sulfuros ocurren pirita, galena, esfalerita, calcopirita y sulfosales; el oro puede ocurrir en forma na

tiva o como telururos y se depositan en niveles subvolcánicos. Más raramente ocurre el tipo de cuarzo-estribina-oro en Rodesia, Francia, China, etc.

TABLA 6.7 : CARACTERISTICAS DE LOS DEPOSITOS DE ORO PLUTONICO

TIPO DE DEPOSITO	MINERALOGIA	PROFUNDIDAD DE FORMACION	TEMPERATURA DE FORMACION
1) Cuarzo-oro	Cuarzo, arsenopirita, pirita, esfalerita, galena, oro.	2-3 kms.	360 - 60°C
2) Metales raros-	Cuarzo, topacio, turmalina, wolframita, casiterita, molibdenita, arsenopirita, minerales de Bi y Co, telururos de oro y plata	1.5-2 kms.	450-130°C

TABLA 6.8 : TIPOS DE DEPOSITOS DE CUARZO-ORO

ENSAMBLE MINERALOGICO	MINAS PRINCIPALES
1) Cuarzo-pirrotita-magnetita-oro	Kolar y Ramagiri-India, Morro y Velho y Raposa-Brasil, Homestake-EEUU y Kalgoorlie-Australia.
2) Cuarzo-pirita-arsenopirita-oro	Mother Lode-EEUU, Bendigo-Australia, Kochkar y Sovetskoe-Rusia, Pataz-Perú.
3) Cuarzo-calcopirita-oro	Kirkland Lake y Rossland Camp-Canadá, Central City-EEUU, Posco-Perú.
4) Cuarzo-turmalina-oro	San Antonio y Porcupine-Canadá, Kolyma, Beresovsk y Klyuchi-Rusia, El Chivato-Chile.

Los depósitos del ensamble paragenético cuarzo-pirrotita-magnetita-oro son los depósitos filoneanos más grandes del mundo. Se encuentran relacionados a las formaciones bandeadas de hierro. Ocurren a profundidades mayores de 5 kilómetros en los cinturones de rocas verdes y en las formaciones sedimentarias en escudos - Precambrianos. Estos depósitos están asociados a stocks graníticos postorogénicos. Los filones alcanzan un amplio rango vertical, con 3.2 kilómetros en Kolar-India y un límite inferior no establecido. Los filones ocurren en fallas de emplazamiento profundo. La roca de caja y los mismos filones férricos presentan señales de haber sufrido un fuerte metamorfismo, indicado por la presencia de minerales como flogopita, muscovita, biotita, hedembergita, cummingtonita, tremolita, espinelas, granate, etc. La alteración en la roca de caja se encuentra bien definida encontrándose frecuentemente cristales bien recrystalizados y cloritas altamente ferruginosas. La composición de los minerales es simple, siendo la pirrotita el sulfuro de más amplia distribución, acompañados de magnetita, specularita, ilmenita, casiterita y otros arseniuros simples. Entre los minerales ganga ocurren principalmente el cuarzo de grano grueso, frecuentemente gris o azulado, acompañado algunas veces por carbonatos ferruginosos. La formación de veta indica que los procesos metasomáticos son predominantes sobre el relleno de cavidades.

El ensamble cuarzo-pirita-arsenopirita-oro se les encuentra principalmente en rocas sedimentarias, volcánicas o metamorfoseadas, generalmente asociados a stocks graníticos. En algunos depósitos las series sedimentarias han sufrido un intenso plegamiento (Bendigo-Australia, figura 6.8), ocurriendo la mineralización en estructuras tipo silla de montar, o en forma de "S", tubular y lenticular localizados en las charnelas de los pliegues. Algunos depósitos como Lamaque-Canadá presentan una mineralización en zonas altamente fracturadas. También se encuentran en sistemas de grietas de ruptura y en depresiones vulcanotectónicas. Relacionados a este ensamble ocurren una serie de ensambles paragenéticos, los más importantes son: 1) Cuarzo-pirita-oro en zonas subsuperficiales, 2) Cuarzo-pirita-arsenopirita-pirrotita

rotita-oro en zonas hipabisales (los siguientes ensambles también son hipabisales), 3) Cuarzo-arsenopirita-pirita-pirrotita-calaverita, 4) Cuarzo-pirita-arsenopirita-sulfosales-oro, 5) Cuarzo-arsenopirita-tetraedrita-calcopirita-oro y 6) Cuarzo-pirita-pirrotita-oro.

Los depósitos del ensamble cuarzo-calcopirita-oro ocurren en niveles hipabisales en series volcánico-sedimentarias, asociados a stocks graníticos. El mineral principal es el cuarzo, luego ocurre la calcopirita, pirita, galena, esfalerita, molibdenita, etc. El oro ocurre en forma nativa y como exsolución sólida dentro de la calcopirita y pirita, a veces como telururos de oro (calaverita, etc.). El cobre puede ser importante económicamente. Relacionados a este ensamble se conocen los siguientes tipos de depósitos: 1) Cuarzo-calcopirita-galena-esfalerita-oro y 2) Pirita-calcopirita-calcocita-oro.

Los depósitos de cuarzo-turmalina-oro están relacionados a estructuras intrusivas como sills en San Antonio-Canadá. Los depósitos de Turmalina-calcopirita-oro son otro tipo de ensamble asociado, están relacionados a las chimeneas volcánicas. El oro ocurre en forma nativa y como telururos, a veces como exsolución dentro de la calcopirita. Estos depósitos ocurren en niveles hipabisales.

Finalmente se encuentran los depósitos del ensamble metales raros-oro, de rara ocurrencia. Se les encuentra como vetas asociados a intrusiones graníticas del clan gabro-diorita-granodiorita. La mineralización está constituida principalmente por wolframita, scheelita, molibdenita y/o bismutinina, acompañados de oro, casiterita, galena y esfalerita. El cuarzo es la ganga principal. Los metales pueden alcanzar entre 5 a 10% y los no metálicos el resto. La alteración común es la greisenización. Estos depósitos se forman a una profundidad de 1.5 a 2.0 kilómetros y entre 450 y 130°C de temperatura. Se les encuentra en Mikado, Regina, Sultana y Laurentian-Canadá. Un ensamble típico es el cuarzo-scheelita-oro que ocurre en Kolyma-Rusia (tabla 6.7).

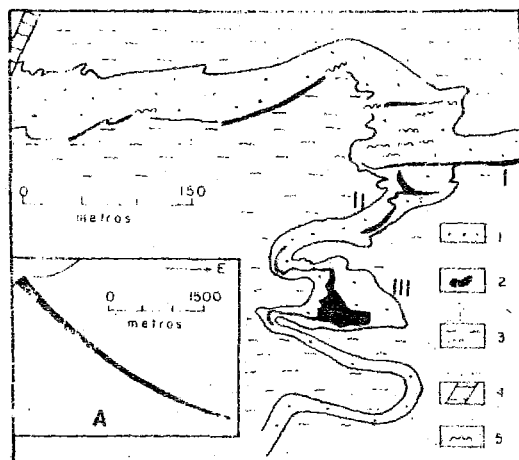
MORRO VELHO - BRASIL

Se encuentra localizado en el estado de Minas Gerais. Localmente ocurre en esquistos y filitas del grupo Nova Lima del Precambriano, constituido por lentes de mármoles dolomíticos y cálcicos e intercalados con delgadas formaciones bandeadas de hierro. Sobre los esquistos sobreyacen la formación Minas constituida por cuarcitas, esquistos, filitas, metaconglomerados y carbonatos; en esta formación se encuentran los depósitos bandeados de hierro o las itabiritas de Minas Gerais. El grupo Nova Lima fue intruida por rocas intrusivas serpentinizadas y la formación Minas por metagabros. En el norte del área de la mina se presentan rocas graníticas (Dorr 1969, Fleischer y Routhier 1973).

Los cuerpos mineralizados ocurren en la formación Lapa Seca, conformado por rocas bandeadas de cuarzo-dolomita y cuarzo-ankerita en esquistos grafiticos, equivalentes posiblemente a las facies carbonatada de las formaciones bandeadas de hierro. El cuerpo mineralizado principal tiene la forma de chimenea aplanada (Fig. 6.16), buzando hacia el Este con ángulos de 45° al tope y disminuyendo a 15° al fondo de la estructura, a 2,400 metros de profundidad. La estructura tiene una potencia máxima de 13 metros a y un largo de afloramiento de 180 metros. También ocurren otros cuerpos mineralizados, que se presentan como ramificaciones de formas irregulares, contorsionadas y sinuosas.

El principal mineral es el cuarzo, luego ocurre la pirrotita. La arsenopirita y la pirita son notorios y están ampliamente distribuidos, también ocurre una pequeña cantidad de calcopirita. Como accesorios se presentan la wolframita, scheelita, tetraedrita, bornita, esfalerita, galena y estibina. Entre los minerales ganga también podemos encontrar pequeñas cantidades de turmalina, granate, cianita, ankerita, sericita y albita. El oro ocurre en forma nativa y libre, promediando 0.4 onz/TM.

Fig.16: Plano geológico de Morro Velho-Brasil. Plano geológico del nivel 20 y sección longitudinal del cuerpo mineralizado principal (Plano A). Cuerpos mineralizados: 1=Principal, 2=Sur y 3="X". 1=Formación Lapa Seca, 2=Cuerpo mineralizado aurífero, 3= Serie Nova Lima, 4= Diabasa y 5= Zona de cizalla (Dorr 1969).



4.3.- DEPOSITOS DE GALENA-ESFALERITA-CALCOPIRITA

Están asociados a rocas ígneas hipabisales félsicas, moderadamente félsicas y moderadamente alcalinas. Ocurren en los estadios medio y tardío geosinclinal o en arcos magnéticos de los márgenes continentales. Se les encuentra principalmente en la cadena Circumpacífica. Alcanzan tonelajes de decenas de millones (Tabla 6.9).

MINA	TONELAJE millones TM	Onz Ag	LEYES		
			%Pb	%Zn	%Cu
Casapalca-Perú	11.5	5.3	2.7	3.4	0.7
San Cristóbal-Perú	3.6	5.2	1.0	5.1	--
Sambo-Korea	1.6	---	2.1	5.6	0.13, 21.7%

Ba

Las soluciones hidrotermales transportan metales bajo la forma de complejos sulfurados: $Zn(HS)_3^-$, $PbS(H_2S)_2$; complejos clorados: $ZnCl_2$, $PbCl_2$, etc. La deposición de los complejos clorados ocurre por incremento del H_2S y del pH, y por disminución del contenido de cloro y de la temperatura. Los complejos sulfurados se depositan por sobresaturación, disminución de la temperatura o presión o pH, o por procesos de oxidación (Barnes 1979). La temperatura de formación de estos depósitos varía entre 450 y 100°C (tabla 6.10), proveniente de soluciones hidrotermales conteniendo 2 a 40% NaCl (White 1974). Ocurren a profundidades subsuperficiales hipabisales, relacionados a stocks intrusivos de alto nivel.

MINA	MINERALOGIA	TEMPERATURA	REFERENCIA
Coeur d'Alene-EEUU	sd, th, cp, gn	430-355°C	Leach y Hofstra 1984
Lake City-EEUU	br, th, gn, sf, cp	385-206°C	Slack 1980
Casapalca-Perú	sf-gn-py	370°C	Rye y Sawkins 1974
Casapalca-Perú	cp-py	320°C	Rye y Sawkins 1974
Casapalca-Perú	Tetraedrita	280°C	Rye y Sawkins 1974
Lake City-EEUU	cz-py-sf-gn	260-185°C	Slak 1980
Sambo-Korea	gn- sf-br	265-160°C	So y otros 1984
Amethyst-EEUU	rd-gn=th-cv-ac	238-170°C	Bobinson y Norman 1984

NOTA: ac-acantita, arg=argentita, br=baritina, cp=calcopirita, cv=covelita, gn=galena, py=pirita, qz=cuarzo, sd=siderita, sf=esfalerita y th=tetraedrita.

La mineralización en estos depósitos ocurre por procesos de reemplazamiento metasomático y por relleno cavidades. Los procesos metasomáticos generan cuerpos mineralizados masivos y/o diseminados en las rocas carbonatadas, dando lugar a la formación de depósitos estratiformes, filoneanos, tubulares, lenticulares, etc. Son típicos los depósitos de reemplazamiento de Tintic, Eureka, Leadville y Bingham-EEUU, Blagosat-Rusia, San Cristobal-Perú, etc. El relleno de cavidades genera estructuras filoneanas, son conocidas las vetas Coeur d'Alene-EEUU, Santa Eulalia-México, Clausthal y Freiberg-Alemania, Keno Hill-Canadá, Sadon y Zgid-Rusia, Casapalca y Hércules-Perú, etc. en cúpulas y chimeneas volcánicas (Trepcha-Yugoeslavia)!

Mineralógicamente están constituidos por galena (generalmente argentífera), esfalerita, calcopirita, tetraedrita y argentita. Frecuentemente están acompañados por sulfosales de plata, a veces oro nativo y electrum. Entre los minerales ganga se presentan el cuarzo y raramente baritina (a veces es comercial). Como minerales accesorios ocurren pirita, carbonatos, etc. Entre las alteraciones destacan la sericitización, cloritización, silicificación, listvenitización, propilitización, serpentización, piritización y hematitización dependientes del tipo de roca de caja.

Relacionados al ensamble paragenético principal ocurren 6 variedades paragenéticas: 1) Galena-esfalerita-calcopirita-pirita, 2) Galena-esfalerita-tetraedrita, 3) Calcopirita-esfalerita-galena-wolframita-pirita, 4) Galena-esfalerita-pirita-baritina, 5) Galena-esfalerita-pitchblenda, y 6) Galena-esfalerita-carbonatos. (Tabla 6.11)

TABLA 6.11 : TIPOS DE DEPOSITOS HIDROTERMALES POLIMETALICOS

ENSAMBLE PARAGENETICO	MINA
1) Galena-esfalerita-calcopirita-pirita:	Freiberg-Alemania
2) Galena-esfalerita-tetraedrita :	Coeur d'Alene-EEUU, Casapalca-Perú
3) Calcopirita-esfalerita-galena-wolframita-pirita :	San Cristóbal-Perú
4) Galena-esfalerita-pirita-barita :	Harz-Alemania, Saloir-Rusia, Sambo-Korea.
5) Galena-esfalerita-pitchblenda :	Jachymov-Checoslovaquia
6) Galena-esfalerita-carbonatos :	Rheinisches-Alemania

CASAPALCA-PERU:

Se encuentra ubicado en el distrito de Chicla, Provincia de Huarochirí, Departamento de Lima. La mina Casapalca ocurre en el cinturón volcánico de la Cordillera Occidental Andina (McKynstry y Noble 1932, Petersen 1965, Wu y Petersen 1977).

Regionalmente se presenta una columna estratigráfica volcano-sedimentaria. La formación Jumasha del Cretáceo superior constituida por calizas grises ocupa la base de la columna estratigráfica. Sobreyaciendo ocurre la formación Casapalca - constituida por rocas sedimentarias y dividida en dos miembros: a) Capas Rojas (lutitas y areniscas) y b) Conglomerado Carmen. Luego ocurre la formación volcánica Carlos Francisco dividida en 3 miembros: a) Volcánica Tablachaca: Tufos, brechas, conglomerados, aglomerados y rocas porfiríticas efusivas, b) Volcánicos Carlos Francisco: Flujos andesíticos y fragmentos porfiríticos brechados y c) Tufos Yauliyacu. Luego ocurre la formación Bellavista constituida por calizas, tufos y lutitas. Finalmente ocurre la formación Río Blanco constituida por tufos y lapilli de color rojizo y algunas brechas y riolitas. En el Cuaternario ocurrieron depósitos morrénicos y coluviales.

En el área afloran el pórfido Taruca, diques de diabasa y el pórfido Victoria. El pórfido Taruca se presenta como diques y stocks de composición andesítica. La columna estratigráfica ha sido plegada intensamente con rumbo andino de N20W, observándose principalmente el anticlinal Casapalca, plegamientos volcados y la falla Carmen (fig.6.17)

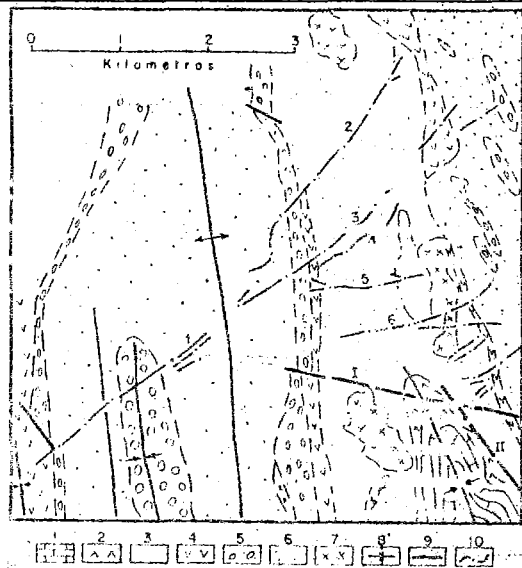


Fig.6.17: Mapa geológico generalizado de la mina Casapalca-Perú (Wu y Petersen 1977)
 1= Fm. Bellavista. Formación Carlos Francisco: 2= Tufos Yauliyacu, 4= Pórfido Carlos Francisco, 5= Volcánicos Tablachaca, Formación Casapalca: 6= Conglomerado Carmen, 7= Capas Rojas Casapalca, 8= Intrusivo. Estructuras, 9= Eje de pliegues, 9= Falla, 10=Veta.

La mineralización se presenta como relleno de fisuras a lo largo de 5 kilómetros de longitud y 2 kilómetros de profundidad. Las vetas son angostas, generalmente menores de un metro de potencia y la mineralización está confinada a las Capas Rojas, al miembro Carmen, volcánicos Tablachaca y a los volcánicos Carlos Francisco. Estas estructuras han sido agrupadas en dos secciones, una sección denominada Aguas Calientes al sur de la mina y que tiene a la estructura "C" como veta principal; y la otra denominada Carlos Francisco en la parte norte, donde la veta "M" agrupa a una serie de vetas ("A", "L", "N", "O", "P", "S", "T"), que muestran una disposición radial. Muchas de estas vetas son ramales de la veta principal, otras paralelas y otras oblicuas. Las vetas se presentan ramificadas en los niveles superiores y se definen mejor en profundidad.

Los minerales más abundantes y notorios son esfalerita, galena y pirita; acompañados de cuarzo, calcopirita, tetraedrita y carbonatos. La buornonita puede ser un mineral principal, pero siempre está presente en pequeñas cantidades. También se observa rejalgar y oropimente. También se encuentran minerales raros como argentita, estibina, rodonita, baritina, hubnerita, bornita, arsenopirita, polibasita, jamesonita, pirargirita y geocronita.

La secuencia de deposición es la siguiente (fig.6.18): 1) Estadio I principal de sulfuros: pirita, cuarzo, esfalerita y galena (370-320°C), 2) Estadio II de una mineralización de cobre: calcopirita y pirita, 3) Estadio III de una mineralización de cobre-plata: tetraedrita, galena, bournonita, etc. Estos dos estadios constituyen el estadio de sulfuros y sulfosales (320-280°C), y 4) Estadio IV: Cuarzo y carbonatos (280-200°C) (Rye y Sawkins 1974, Wu y Petersen 1977).

Las vetas de la mina Casapalca muestran una típica mineralización zonal, habiéndose encontrado 3 zonas principales. En la zona 1 ocurre una intensa alteración de la roca de caja (silicificación, sericitización, piritización y propilitización), que se extiende por varios centenares de metros de la veta; acompañan a esta zona la calcopirita y tetraedrita rica en arsénico (fuera de la pirita, esfalerita y galena). La zona 2 presenta una alteración menos intensa, blanqueándose la roca en un ancho de 30 metros o más; su mineralización característica es una tetraedrita rica en antimonio y bournonita, produciendo esta zona plata y cobre. La zona 3 es una zona de alteración máxima de pocos milímetros de ancho; presenta una mineralización de estibina, rejalgar, oropimente y jamesonita y una producción mínima de plata. En este zonamiento no se ha considerado la presencia de galena, esfalerita y pirita, ni la producción de Pb-Zn (Fig. 6.19).

ESTADIO	I	II	III	IV
MINERALIZACION	Zn-Pb	Cu	Cu-Ag	Ganga
Minerales Caract.	sf-gn-py	py-cp	td	qz-carb
% Volumen	75	15	10	5
TEMPERATURA DE DEPOSIC.	370	320	280	200

Pirita (py)	1	2	3	
Esfalerita (sf)	1	2		
Galena (gn)	1	2		
Calcopirita(cp)		2	3	
td-tn			3	
Bournonita				3
Cuarzo(qz)	1			3
Calcita I				3
Dolomita				3
Calcita				3

1 = Mineral principal o característico, 2 = Mineral presente y 3 = Mineral accesorio

Fig.6.18: Cuadro paragenético de Casapalca-Perú. 1= Mineral principal o característico, 2= Mineral presente y 3= Mineral accesorio. td= tetraedrita, tn= tenantita, carb= carbonatos (Wu y Petersen 1977).

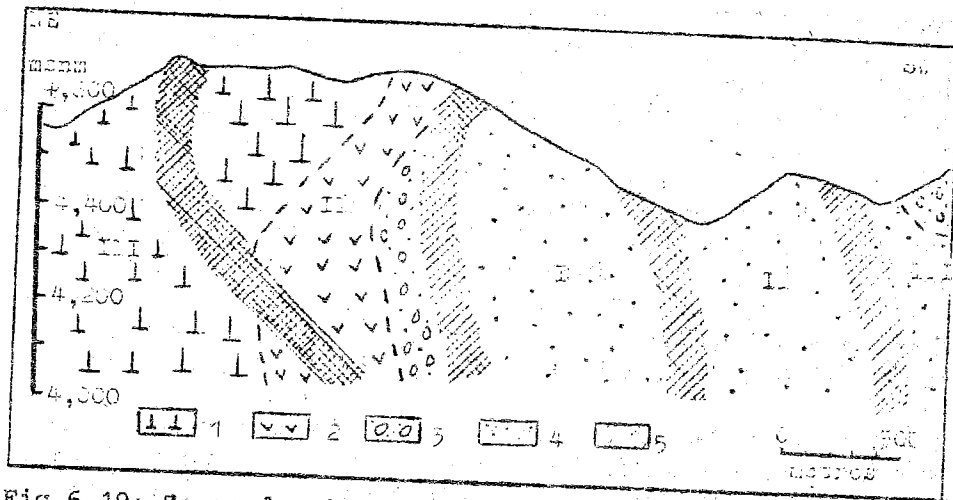


Fig.6.19: Zonas de mineralización en Casapalca-Perú. 1= Pórfido Carlos Francisco, 2= Volcánicos, Tablachaca, 3= Conglomerado Carmen, 4= Capas rojas, 5= Area de transición entre zonas. Zonas mineralizadas: I= Calcopirita y tetraedrita arsenical, II= Tetraedrita antimonial y bournonita y III= Estibina, rejalgár, oropimente y jamesonita (Wu y Petersen 1977).

4.4.- DEPOSITOS DE CUARZO - ESTIBINA

Estos depósitos ocurren relacionados al estadio medio y tardío geosinclinal o a arcos magnéticos en los márgenes continentales, asociados a rocas intrusivas de composición intermedia. Se presentan como filones en las rocas sedimentarias (lutitas, areniscas, pizarras y cuarcitas), y en calizas y dolomitas como cuerpos de reemplazamiento (Juan 1946).

Los depósitos filoneanos están restringidos a zonas de cizalla o brechamiento. Algunos ocurren en fisuras individuales, otros en stockworks y en vetillas irregulares. En las pizarras las vetas son más persistentes y en las cuarcitas el tipo stockwork ocurre más fácilmente. Algunos depósitos son subconcordantes en el contacto de las rocas carbonatadas y lutáceas, desarrollando zonas de brechas intraformacionales. Otros pueden ocurrir en zonas de junturamiento y brechamiento en las crestas de los pliegues. La mineralización está constituida principalmente por cuarzo y estibina, acompañados de pirita, arsenopirita y siderita. Como minerales accesorios ocurren esfalerita, galena, calcopirita, cinabrio, oro, etc. El contenido de antimonio en estos depósitos varía de 6 a 25%. Estudios de inclusiones fluidas en el ensamble cuarzo-estibina dan un rango de temperatura entre 350 y 200°C (Scratch 1984).

Los depósitos metasomáticos forman bolsonadas y lentes. Están constituidos principalmente por estibina, secundariamente por galena, arsenopirita y pirita. El contenido de antimonio puede variar de 20 a 57%Sb. Los depósitos filoneanos y metasomáticos pueden encajar en los siguientes tipos de ensambles paragenéticos: 1) Cuarzo-estibina-pirita, 2) Cuarzo-estibina-oro, 3) Estibina-cinabrio-pirita-cuarzo, 4) Estibina-calcopirita-calcocita y 5) Estibina-pirita-boulangerita-galena (Tabla 6.12)

TABLA 6.12 : TIPOS DE DEPOSITOS DE CUARZO-ESTIBINA

ENSAMBLE PARAGENETICO	MINA
1) Cuarzo-estibina-pirita	: Hunan y Kweichow-China, Lago George-Canadá
2) Cuarzo-estibina-oro	: Phoenix y Petrol Lode-Rodesia del Sur, Magunka-Checoeslovaquia, Morbihan-Francia, La Lucette-Maroco y Wushin-China.
3) Estibina-cinabrio-pirita-cuarzo	: Hsi Kuang Shan-China, Altai-Rusia, Amiata y Toscana-Italia.
4) Estibina-calcopirita-calcocita-tetraedrita aurífera	: Coeur d'Alene-EEUU.
5) Estibina-pirita-boulangerita-galena	: Oruro-Bolivia, Santa Bárbara-Perú, México.

LAGO GEORGE - CANADA

Se encuentra localizado en York County-New Brunswick. Localmente ocurren rocas siluro-devonianas como grawacas, limolitas y lutitas. Entre las rocas ígneas ocurren un pórfido granodiorítico, diques de lamprófidos y diques de pórfido cuarzo-faldespato (Scratch 1984).

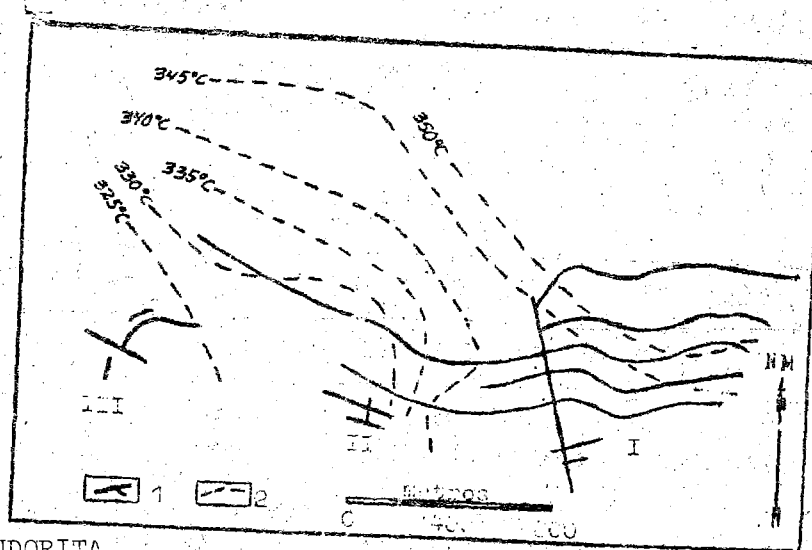
Las vetas de cuarzo conteniendo estibina atraviesan una aureola metamórfica de contacto de un stock de granodiorita porfirítica, este stock circunda al batolito granítico Pokiok del Devoniano. Las vetas constituyen un sistema de fracturas localizadas superficial y periféricamente. Este stock se ha emplazado durante la orogenia Acadiana, produciendo una aureola de metamorfismo de contacto sobre las rocas sedimentarias clásticas. La mineralización de antimonio ocurre en las vetas de cuarzo. La principal veta es Hibbard, además se conocen Lawrence, Adamas, etc. La mineralización en la veta Hibbard ocurre principalmente en la intersección de esta con el eje del sinclinal de las rocas circundantes. Las vetas están consti-

tuidas esencialmente por cuarzo y estibina, la calcita a veces es importante. El antimonio nativo es otro de los minerales de importancia económica. Como accesorios ocurren arsenopirita, pinita, pirrotita, tetraedrita, bournonita, boulangierita, cubanita, esfalerita, calcopirita, molibdenita, bornita, kermasita y senarmontita. (Fig. 6.20).

Se han reconocido 3 zonas de alteración. Una alteración argílica sobre las vetas, en un ancho hasta de 30 metros. Una alteración silíceá de 3 a 5 centímetros, inmediatamente después de la veta, y constituida por cuarzo primario y secundario y pequeñas cantidades de arsenopirita, piritita, pirrotita y estibina. Finalmente - una alteración areal hematítica contemporánea con las vetas de cuarzo, esta alteración está constituida por el ensamble hematita-magnetita-cuarzo.

La deposición metálica ocurrió en terrenos subareales sobre conductos estructurales favorables, a temperaturas entre 325 y 350°C. Las soluciones mineralizantes han sido fluidos magmáticos tardíos, provenientes de intrusiones graníticas y de procesos de secreción lateral en los sedimentos, enriquecidos en antimonio. La alteración argílica ocurrió entre 360 y 490°C y la hematítica entre 200 y 350°C de temperatura. Se considera que la alteración hematítica representa a un sistema de aguas meteóricas convectivas. En este depósito se han explotado un millón de toneladas métricas con 3-3.5% Sb.

Fig. 6.20: Vetas e Isotermas en el depósito del Lago George-Canadá. 1- Veta, 2- Iso-terma. Vetas: I- Hibbard Prout, II- Hibbard-6 y III- Adams (Scratch 1984).



4.5.- DEPOSITOS DE CASITERITA-ANDORITA

Son conocidos en Potosí, Oruro y Chocaya-Bolivia; Pirquitas-Argentina, Japón, Rusia, etc. Tectónicamente están relacionados al estadio de estabilización progresiva geosinclinal o a arcos magmáticos interiores de los márgenes continentales (Mitchell y Garson 1981), relacionados estrechamente a rocas calcoalcalinas. Las rocas calcoalcalinas ocurren bajo la forma de stocks subvolcánicos o de alto nivel, relacionados especial y temporalmente con un vulcanismo félsico extrusivo.

Entre las rocas ígneas asociadas ocurren principalmente los stocks pequeños, de textura porfirítica, asociadas a diques, enjambre de diques, sills, chimeneas de brecha, relacionados espacial y temporalmente a un vulcanismo comagmático de composición félsica. Se conocen stocks de dacita, cuarzo riolita, diorita porfirítica, cuarzo latita, granodioríticos y graníticos.

Estructuralmente la mineralización ocurre en vetas o sistemas de vetas emplazados en las zonas apicales de los stocks porfiríticos. También ocurren bajo la forma de microvetillas en zonas de fracturamiento, en transición a una estructura stockwork. Este enjambre de microvetillas grada hacia los sistemas de vetas principales. Además la mineralización puede ocurrir en las chimeneas de brecha y en los cuerpos brechados (brechas intrusivas y/o de colapso). La mineralización está constituida principalmente por casiterita, andorita S_6Sb_3PbAg , matildita $AgBiS_2$, pirargirita, aramayoita, con un contenido de plata promedio mayor de 10 onzas. Esta mineralización de estaño-plata también es denominada xenotermal, por la presencia de ca

siterita- mineral típicamente hidrotermal-plutónico y de alta temperatura- y de minerales de plata, de más baja temperatura y relacionadas a procesos hidrotermal-volcánicos.

Acompañando a la mineralización metálica principal, ocurren otros minerales metálicos como franckeita $Pb_5Sn_3Sb_2S_{14}$, estanita Cu_2FeSnS_4 , esfalerita, galena, estibina, jamesonita, bournonita, tetraédrita, bismutinina y wolframita a veces en forma notoria, pero mayormente como accesorios. Además podemos encontrar piritita y arsenopiritita en forma notoria. Como minerales ganga ocurren el cuarzo (calcedónico) principalmente, además pueden ocurrir baritina, fluorita, adularia, turmalina, carbonatos, etc. En general la mineralización es telescópica y polifásica, primero se depositan los óxidos y al final los sulfuros y sulfosales.

En los niveles inferiores de los cuerpos mineralizados ocurre principalmente una alteración sericitica. Hacia las partes altas y superficiales ocurre una alteración argílica y silicificación, y bordeando los cuerpos mineralizados ocurre la alteración propílica. Además se pueden encontrar otros tipos de alteración como carbonatización, piritización y turmalinización.

Los sistemas hidrotermales parecen estar generados al final de la actividad volcánica, posiblemente en forma contemporánea con la solidificación del stock porfirítico subyacente. Estas soluciones hidrotermales son responsables de la formación de las brechas en profundidad, y de las alteraciones argílica y silicificación hacia las partes apicales del stock (Shillitoe y otros 1974). La mineralización se ha empleado principalmente en los primeros 1,000 metros y entre 530 y 200°C (Turneaure 1971, Landis 1974).

Asociado a este tipo de ensamble ocurre otros similares (Tabla 6.13), ya sea al proceso hidrotermal-volcánico o a sus variables de tipo xenotermal (no siempre emplazados en rocas volcánicas). Así los depósitos de Llalagua del tipo cuarzo-casiterita-esfalerita-galena presentan una mineralización diseminada de estaño, dando la apariencia de una mineralización tipo porfirítica-subvolcánica, a estos depósitos Sillitoe (1975) los llamó pórfidos de estaño.

TABLA 6.13 : DEPOSITOS XENOTERMALES	
ENSAMBLE PARAGENETICO	MINA
1) Cuarzo-casiterita-esfalerita-calcopiritita:	Llalagua-Bolivia, Akenobe-Japón
2) Hubnerita-tetraédrita-galena:	Pasto Bueno-Perú, Kholtos-Rusia
3) Farberita-estibina:	Juliana y Quillaca-Bolivia, China, Rusia, etc.
4) Ferberita-tetraédrita:	Boulder-County-EEUU.

POTOSI - BOLIVIA

Se encuentra en la Cordillera Oriental de Bolivia central. En el distrito minero de Potosí ocurren principalmente lutitas Ordovicianas distribuidas regionalmente, localmente y como un basamento también están las lutitas. Sobreyaciendo a las lutitas ocurren conglomerados volcánicos y tufos conformando la Formación Cerro Rico, del Terciario superior. Instruyendo a estas dos formaciones ocurre el stock porfirítico Cerro Rico. Este stock tiene una apariencia cuarzosa y alterada, posiblemente de composición anterior de dacita o cuarzo-latita. El Stock tiene una forma de embudo con 1,700 x 1,200 metros en superficie, disminuyendo a 100 metros de ancho en profundidad. El stock tiene 1,150 metros de profundidad con mineralización (Fig. 6.21). La generación del stock posiblemente esté relacionado a procesos de construcción volcánica.

Las estructuras mineralizadas son principalmente del tipo filoneano, conociéndose en este distrito minero 35 vetas. También ocurren en zonas de stockwork. Los filones rellenan fallas emplazadas en grietas de ruptura (de dirección o normales),

concentrándose principalmente en el stock Cerro Rico, y presentándose algunas en las lutitas y en la Formación Cerro Rico. La zona de stockwork alcanza un ancho máximo de 150 metros y una longitud de 350 metros. El ancho de las vetas fluctúa desde los centímetros a aproximadamente un metro. La mineralización metálica se ha depositado en dos estadios principales, una temprana y otra tardía. En el estadio temprano se deposita principalmente casiterita, pirita, wolframita, bismutinita, arsenopirita y cuarzo. En el estadio tardío se depositaron platas rojas acompañados de estannita, tetraedrita, esfalerita y cantidades menores de calcopirita, andorita, matildita, jamesonita, boulangerita y galena. También pueden observarse vetillas de alunita del estadio tardío, cortando a las vetas de sulfuros.

Los principales minerales de alteración son clorita, sericita, cuarzo, caolinita, alunita y posiblemente turmalina. Las partes profundas del stock están sericitizadas principalmente, acompañadas con algo de turmalinización; y en las partes apicales se observa silicificación. Los estudios paragenéticos señalan que la deposición del estadio temprano ocurrió a

temperaturas entre 500 y 400°C. Luego se depositó la estannita, después la tetraedrita y andorita. Finalmente las sulfosales, galena, platas rojas y minerales ganga del estadio tardío y a temperaturas entre 150 y 100°C. También se observa una disposición zonal con bismutinita y wolframita en profundidad, luego las sulfosales de plata y finalmente los minerales de plomo-zinc (Turneaure 1960).

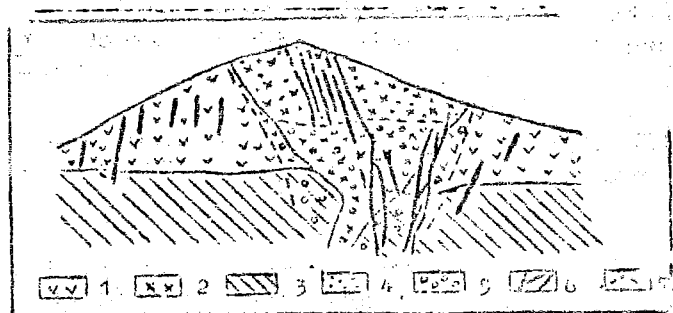


Fig. 6.21: Sección cruzada generalizada del depósito de Potosí-Bolivia. 1= Formación Cerro Rico (Terciario superior), 2= Stock Cerro Rico (Terciario superior), 3= Lutitas Ordovicianas, 4= Silicificación, 5= Alteración sericitica, 6= Vetas de Sn-Ag y 7= Delimitación de las zonas de alteración (Sillitoe y otros 1975).

4.6.- DEPOSITOS DE ORO - PLATA :

Estos depósitos están asociados a un vulcanismo continental de composición andesita-dacita. Tectónicamente ocurren en los arcos magmáticos de los arcos insulares y de los márgenes continentales, o en los eugeosinclinales en el estadio de estabilización progresiva geosinclinal. El emplazamiento de las fajas volcánicas coincide principalmente con las megafracturas de alcance continental y de emplazamiento profundo. Estos depósitos ocurren principalmente en el Terciario, pero también se conocen en otras edades.

El vulcanismo continental puede presentarse bajo dos tipos de construcciones volcánicas, uno del tipo subvolcánico y el otro volcánico-plutónico. Los complejos subvolcánicos se caracterizan por presentar mantos volcánicos, chimeneas y pequeños cuerpos intrusivos subvolcánicos. Los mantos volcánicos son lavas, brechas de lavas, ignimbritas y tufos; cortados por una chimenea volcánica, que representa el conducto hacia los focos volcánicos-intrusivos profundos; además ocurren diques y sills. Los complejos volcánico-plutónico se caracterizan por presentar mantos y chimeneas volcánicas asociadas en profundidad a cuerpos intrusivos subvolcánicos y diques (Volfson 1982).

La mayoría de las estructuras mineralizadas están relacionadas a centros volcánicos. Los centros volcánicos pueden presentarse bajo la forma de cúpulas, flujos dómicos complejos, en calderas y en maars (figuras 6.11 y 6.12) (Sillitoe y Bonham 1984). Las cúpulas volcánicas presentan una composición andesítica predominante, con variaciones de basalto a dacita. Relacionado a estas cúpulas volcánicas ocurren estructuras mineralizadas discordantes, principalmente en las par-

tes apicales de las construcciones volcánicas (Tui-Nueva Zelanda). Los flujos dómicos complejos están constituidos por domos endógenos asociados a flujos de lava, piroclastos y brechas de talud. Estos complejos presentan una composición que varía de dacita a riolita. Los magmas residuales, viscosos y desvolatilizados que alcanzaron la superficie dieron lugar a los domos. El emplazamiento de los domos generalmente es precedida por una erupción piroclástica. La mineralización ocurre en forma de vetas, brechas o stockwork (Comstock Lode, Delamar, Bodie y Divide-EEUU).

Las calderas pueden ser pequeñas, menores de 10 kilómetros, y grandes, de 10 a 30 kilómetros de ancho. Las calderas pequeñas presentan una mineralización de oro-plata en Vatukuola-Fiji y en el nevado Portuguesa-Perú. Relacionado a las calderas grandes tenemos las montañas de San Juan en Colorado y Topopah-EEUU. En general la mineralización metálica se deposita después de la construcción de la caldera. Las calderas pueden ser explosivas y sin estructuras circulares o radiales. (Creep Creek-EEUU), generando una mineralización de oro-plata y polimetálica, cerca a la caldera como dentro de ella, encontrándose filones emplazados a lo largo de las estructuras que dieron origen a la caldera. También se conocen calderas con el bloque cilíndrico buzado (Silverton-EEUU), con una mineralización de oro-plata y polimetálicos emplazados en las estructuras radiales y anulares, que ocurren alrededor de las calderas.

Los maars son depresiones similares al cráter, tienen varios kilómetros de diámetro. Son la expresión superficial de las diatremas. La mineralización generalmente es post diatrema y se les encuentra en Creep Creek-EEUU, Balatoc y Baguio-Filipinas, Wau-Nueva Guinea y Pueblo Viejo-República Dominicana (Fig. 6.11). La mineralización ocurre principalmente como relleno de cavidades. Esta mineralización presenta texturas características: relleno, crustificación y cockada. Estos depósitos se caracterizan una mineralización aurífera, principalmente bajo la forma de oro nativo y como telururos de oro (calaverita, etc.), accesoriamente ocurre en forma de exsolución sólida en la pirita y/o arsenopirita. Y una mineralización argéntifera bajo la forma de acantita (argentita), rosicler, miargirita, estefanita, polibasita, tetraedrita, tenantita, etc. También puede encontrarse pirita, arsenopirita, galena argéntifera, esfalerita y calcopirita en todos los depósitos en cantidades variables. Accesoriamente ocurren la pirrotita, estibina, alabandita, etc. La relación de oro: plata varía de no metálicos de 70 a 99% (cuarzo y/o adularia, etc.).

Entre los minerales ganga el cuarzo es el más importante. En los depósitos Precambrianos el cuarzo es incoloro, blanco, lechoso, gris o negro. En los depósitos Terciarios es característicamente blanco o gris claro y en algunos depósitos el color amatista es frecuentemente notorio. También ocurre calcedonia de grano fino. La adularia es otro de los minerales ganga, siendo el segundo en importancia. Además ocurren calcita, dolomita, ankerita, baritina, fluorita, rodonita y rodocrosita.

La alteración de la roca de caja es otras de las características. Se conoce la propilitización, carbonatización, sericitización y silicificación. También ocurre adularización, caolinización y más raramente alunitización. En algunos depósitos se observa un zonamiento marcado cuya secuencia de arriba a abajo es: Au-Ag, Pb-Zn, Cu pasando luego a una zona estéril de cuarzo, carbonatos y pirita. Algunos depósitos exhiben una relación Au/Ag que aumente con la profundidad. Los depósitos Precambrianos han sufrido un metamorfismo regional alrededor de centros ígneos o anatexis.

La distribución de los valores de oro y plata es irregular, encontrándose en bolsonadas y bonanzas. Las bolsonadas son concentraciones minerales primarios valiosos que ocurren en zonas de intersección de filones o fisuras, en barreras químicas, en cambios de buzamiento, etc. La deposición de los minerales de oro y plata en las bolsonadas ocurre por procesos de ebullición de las soluciones mineralizantes, principalmente en zonas de intenso fracturamiento. La identificación de las bolsonadas pueden ser por muestreo o visualmente. Las bonanzas son bolsonadas excepcionalmente ricas en oro y plata (generalmente minerales secundarios).

Shilo (1971) ha clasificado a los depósitos de Au-Ag en 5 tipos (tabla 6.14). según un estudio de los depósitos del Noreste de Rusia. Se les encuentra distribuidos en EEUU, México, Canadá, Perú, etc. (Tabla 6.15).

ENSAMBLE PRINCIPAL	MINERALOGIA	TEMPERATURA
1) Argentita-sulfosales Ag-rodonita	Cuarzo, rodonita, rodocrosita, argentita, oro, galena, esfalerita, pirita	410-250°C
2) Oro-sulfosales Ag-argentita	Cuarzo, calcita, adularia, esfalerita, galena, pirargirita, argentita, oro.	325-130°C
3) Oro-galena-esfalerita	Cuarzo, calcita, galena, esfalerita, pirita, marcasita, calcopirita, tetraedrita, argentita, pirargirita, oro.	360-100°C
4) Oro-sulfosales Ag-estibina	Cuarzo, adularia, pirargirita, este fanita, polibasita, tetraedrita, argentita.	270-100°C
5) Oro-argentita-adularia	Cuarzo, adularia, fluorita, argentita, aguilarita, galena, esfalerita, pirita, calcopirita, oro.	240-100°C

ENSAMBLE	MINA Y LOCALIDAD
1) Argentita-sulfosal-rodon	Cañilloma-Perú, Pachuca-México
2) Sulfosales de plata-argentita-electrum-pirita	Tonopah-EEUU, El Oro-México.
3) Oro-galena-esfalerita	Waibi-Nueva Zelanda, Zaruma-Ecuador, Finlandia-Perú.
4) Oro-sulfosales de plata-estibina.	National-EEUU, Calera-Perú.
5) Oro-argentita-adularia	Cripple Creek, Tonopah, Black Mountains y De Lamar-EEUU; Kirkland Lake-Canadá, Kalgoorlie-Australia, Brad-Rumania, Japón, Indonesia.

Estos depósitos ocurren a temperaturas entre 450 y 50°C, siendo entre 300 y 230 la deposición de la mineralización metálica de oro-plata (Shilo 1971). Una parte de estos depósitos gradan hacia los niveles inferiores a una mineralización polimetálica, depositada principalmente a temperaturas entre 450 y 400°C. La ganga en estos depósitos generalmente puede depositarse a lo largo de toda la amplitud termal, observándose saltos de la temperatura y últimas deposiciones en el rango de 70 a 50°C.

Hacia los niveles superiores se observa una silicificación intensiva acompañada de una mineralización de arsénico, antimonio, oro, plata, mercurio y talio (Round Mountain-EEUU). La mineralización se deposita en zonas fracturadas y brechadas (brechas de origen hidrotermal). Hacia los niveles intermedios ocurre una alteración constituida por el ensamble cuarzo-adularia-hidromicas, acompañados de una deposición de oro, plata, arsénico, talio y antimonio; emplazados en las zonas de brechas hidrotermales, en estructuras stockworks y en vetas (Delamar-EEUU). Hacia las partes inferiores de este sistema hidrotermal compuesto y esquemático ocurre una alteración de cuarzo-clorita, asociada a una mineralización de oro-plata polimetálicos (superior) y polimetálicos-oro-plata (inferior), principalmente en vetas bien definidas (Berger 1985).

Asociado a los depósitos de oro-plata ocurren los depósitos polimetálicos-oro-plata con una profundidad de formación de 1.5 a 2.0 kilómetros, a temperaturas entre 270 y 150°C, confinados a los cinturones de rocas volcánicas Terciarias de las Cordilleras de Perú, Chile, Bolivia, Argentina, EEUU. También en los Carpatos de Checoslovaquia, Hungría, Rumania y Yugoslavia. Similarmente ocurren en Sumatra, Java, Nueva Guinea, Filipinas, Japón, Nueva Zelanda y Rusia. Mayormente yacen en rocas del tipo andesita-dacita, emplazados en sistemas de vetas que cortan a las construcciones volcánicas. La mineralización generalmente está constituido por cuarzo, calcedonia, ópalo, adularia, carbonatos, piritita, marcasita, calcopiritita, galena, esfalerita, argentita, estefanita, polibasita, oro, plata, etc.

CALERA - PERU

La veta Calera es un depósito típico de oro-plata. Se encuentra localizado en el distrito minero de Orcopampa, Provincia de Castilla en el Departamento de Arequipa. La veta está emplazada en los volcánicos Tacaza del Terciario superior y en rocas intrusivas andesíticas y dacíticas (Condori y Rodríguez 1984, Fig.6.22).

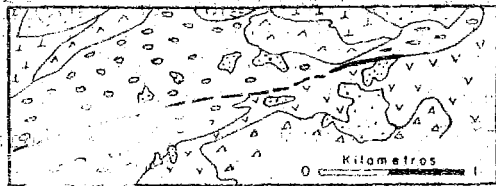


Fig. 6.22: Croquis geológico de la veta Calera-Perú. 1= Veta Calera, 2= Material cuaternario, 3= Intrusivos andesíticos (lavas y domos), 4= Brecha Santa Rosa, 5= Tufos riolíticos Manto, 6= Brecha Tudela, 7= Volcánicos subacuosos, 8= Dacita Manto (Condori y Rodríguez 1984).

Los volcánicos Tacaza están divididos en 5 unidades. El tufo ignimbrítico Pisaca de composición latita cuarcífera, con un espesor variable entre 250 y 400 metros. La brecha Santa Rosa de composición dacítica y latita cuarcífera, intercalado con horizontes de caliza y lutita roja, con una potencia estimada de 150 a 400 metros. El tufo Manto de composición riolítica o latita cuarcífera. El tufo subacuoso interestratificado con arenas volcánicas, lentes de caliza y algunos horizontes de arcillas rojas, con una potencia estimada de 40 metros. Finalmente la dacita Manto, constituido por lavas y pórfidos.

Estas rocas volcánicas están relacionadas a la fosa tectónica del valle de Andahuá, generada por fallas normales de alto ángulo, como productos de esfuerzos tensionales de dirección Este-Oeste aproximadamente.

La falla Calera es considerada como una estructura secundaria e íntimamente relacionada a la generación de la fosa, con tendencia Norte, Noreste. La veta Calera ha sido reconocida en la falla del mismo nombre, a lo largo de 1,00 metros, con una potencia variable entre 2 y 35 metros, con profundidades de 350 metros. El ensanchamiento local se explica por la existencia de esfuerzos de tensión y compresión simultáneos y/o posteriores al emplazamiento del mineral, ocasionando un mayor número de fracturas. Consideremos que la veta se ha emplazado en grietas de ruptura.

El relleno de la veta está constituido principalmente por cuarzo gris, cuarzo lechoso, sílice negra, bandas de rodocrosita, venillas y diseminaciones de freibergita y oro nativo diseminado, que en conjunto toma un aspecto brechoide. Además ocurren en forma accesoria, galena, calcopiritita, esfalerita, platas rojas, cobre de plata se conocen además la miargirita, argentita y polibasita.

4.7.- DEPOSITOS DE CINABRIO - REJALGAR :

Son representantes de los depósitos epitermales y teletermales. Están distribuidos en los cinturones orogénicos, principalmente en los cinturones circumpacífico y Mediterráneo (Smirnov 1977). Tectónicamente ocurren en el estadio medio y tardío geosinclinal o en arcos magmáticos de los márgenes continentales. Están asociados principalmente a rocas granodioríticas o volcánicas de composición intermedia, generados por magmas basálticos.

Las soluciones mineralizantes generadoras de los depósitos de mercurio provienen principalmente de zonas constituidas por rocas sedimentarias y materia orgánica rica en mercurio. Estas soluciones pueden ser meteóricas, metamórficas (White 1973), 1981). El mercurio en estas soluciones es transportado como Hg^0 , $HgCl$ y como complejos de azufre como $HgS(H_2S)_2$, $Hg(HS)_3^-$, HgS_2^{2-} , $HgS(HS)^{2-}$ a temperaturas sobre $200^\circ C$ (Barnes 1979). Debajo de los $200^\circ C$ puede coexistir con el agua líquida. La deposición ocurre generalmente a temperaturas epitermales entre 180 y $60^\circ C$ como HgS (White 1973, Borishenko 1975). El arsénico generalmente se deposita como oropimente As_2S_3 de las soluciones con contenidos de H_2S y a temperaturas menores de $80^\circ C$, posiblemente el arsénico sea de origen magmático (Nakagawa 1971). Estos depósitos ocurren principalmente a profundidades menores de 300 metros.

Estos depósitos están relacionados a zonas de fallas, especialmente a aquellas de emplazamiento profundo y de gran desarrollo longitudinal. Son favorables la zona de contacto entre la zona cratónica con los sistemas de rocas plegadas, concentrándose la mineralización en las fallas marginales. Los depósitos de mercurio ocurren bajo la forma de: 1) Estratiforme, 2) Alineados en zonas de cizalla, 3) Nidos y 4) Vetas. La mineralización principal está constituida por cinabrio acompañado de estibina, rejalgar, oropimente, cuarzo, calcita y dolomita. Entre los minerales accesorios ocurren la pirita, onofrita, tiemannita, metacinabrio, mercurio nativo, saukovita, fluorita, baritina, ankerita, albita, dickita, hidromicas, sericita y clorita. Las alteraciones más típicas son cuarzificación, silicificación - jasperoidal, argilización, listwanitización, dolomitización y baritización.

Se conocen los siguientes tipos de depósitos representados por sus ensambles mineralógicos característicos:

- 1) Dolomita-cinabrio-(listwanita): New Almaden-EEUU, Rusia, etc.
- 2) Calcita-dolomita-cinabrio: Whan Shan-China, Symap-Rusia.
- 3) Cuarzo-estibina-cinabrio: Khaidarkan y Chauvai-Rusia, Szechuan-China, San Luis de Potosí-México, Landsberg-Alemania.
- 4) Cuarzo-dickita-cinabrio: Almaden-España, Nikitovsk-Rusia.

Los depósitos del ensamble dolomita-cinabrio-(listwanita) ocurren en cinturones de rocas ultramáficas serpentinizadas y controladas por fallas de emplazamiento profundo. Están constituidos por cinabrio, estibina, pirita, rejalgar, etc., con cantidades menores de millerita, gersdorffita, etc. Entre los minerales ganga predomina la dolomita, ankerita y ankerita. Además ocurren cuarzo, calcita y dickita. La alteración de la roca de caja presente es la listwanitización, argilización, cuarzificación y carbonatización. La forma de los cuerpos mineralizados es variable presentándose en forma irregular, nidos, lentés o vetas; en una gran extensión en rumbo y buzamiento, alcanzando 1,000 metros de profundidad en New Almaden. La mineralización puede ocurrir como columnas mineralizadas. Ocurren a temperaturas entre 200 y $50^\circ C$, siendo la temperatura de formación del cuarzo de 180 a $120^\circ C$, ankerita $145-125^\circ C$, cinabrio $155-90^\circ C$, baritina $140-130^\circ C$ y calcita $90^\circ C$ en el depósito Chazadyr-Rusia (Smirnov 1977).

Los depósitos de calcita-dolomita-cinabrio ocurren en miogeosin clinales en secuencias de rocas carbonatadas. Su principal mineral es cinabrio, acompañado secundariamente por estibina y pirita. Además ocurren rejalgar, oropimente, etc. La ganga está constituida por calcita, dolomita y cuarzo. La alteración característica es la dolomitización y cuarzificación. La mineralización se presenta en segregaciones, masiva, brechada, stockwork y bandeada.

Los depósitos de cuarzo-estibina-cinabrio ocurren relacionados a estructuras plegadas, siendo favorables los anticlinales y los contactos entre calizas y pizarras y los horizontes jasperoidales. La mineralización ocurre generalmente en cuerpos concordantes y está constituida principalmente por estibina, cinabrio y fluorita; también ocurren calcita, cuarzo, pirita, arsenopirita, etc. La alteración característica es la silicificación jasperoidal en las ricas carbonatadas y sericitización y argilización en las pizarras. La temperatura de formación varía entre $300-50^\circ C$, encontrándose una temperatura menor de $110^\circ C$ para la mineralización de calcita-cinabrio en el depósito de Khaidarkahn-Rusia.

Los depósitos de cuarzo-dickita-cinabrio ocurren en rocas de composición aluminosilicatada (limolitas, areniscas, lutitas, conglomerados, etc.). Están constituidos por cinabrio y acompañados de cuarzo y dickita, con pequeñas cantidades de rejalgar, oropimente, arsenopirita, pirita, galena, esfalerita, calcopirita, etc. Su alteración característica es la cuarzificación y argilización. Los cuerpos mineralizados ocurren como capas, nidos y vetas. La temperatura de formación de estos depósitos fluctúa entre 300 y 100°C, conociéndose como depósitos telotermiales.

ALMADEN - ESPAÑA

Se encuentra a 208 kilómetros al Sur de Madrid. Es la mina más grande de Mercurio en el mundo. Regionalmente ocurren rocas clásticas del Paleozoico inferior. La formación mineralizada es una secuencia de ortocuarcitas del Siluriano temprano, interbandeada con limolitas, generalmente con buzamientos verticales. La roca de caja piso de la mineralización estratiforme presente en algunos lugares es un flujo basáltico alterado. La roca de caja techo presente en la mayoría de los lugares es una lutita negra graptolítica Llandoveriana, sobreyaciendo ocurre una potente secuencia de rocas piroclásticas. La producción total de la mina hasta el año 1949 fue de 0.24 millones de toneladas métricas con 6%Hg (Almela 1959).

Las formaciones mineralizadas presentes están constituidas por 3 miembros cuarcíticos separados por pizarras (Fig. 6.23). Las cuercitas son limpias y de grano medio a fino. Los cuerpos mineralizados buzan en promedio 70° al Norte y son conocidos como: San Pedro-San Diego, San Francisco y San Nicolás; con 5-12, 2.5 y 3 metros de ancho respectivamente; con más de 400 metros de largo y cerca de 400 metros de profundidad. Estos cuerpos mineralizados parecen converger y adelgazar en profundidad.

La mineralización se presenta en forma de lentes, principalmente en las zonas más porosas y en los microfisuramientos. La mineralización está constituida principalmente por cinabrio, acompañado de pequeñas cantidades de mercurio nativo y pirita. Acompañando a la cuarcita (cuarzo) y como ganga ocurren caolinita, dolomita, baritina y natrolita (Raynaud 1941). El mercurio se localiza principalmente en las partes centrales de los cuerpos mineralizados, disminuyendo en valores hacia la roca de caja. Su contenido varía entre 0.6% (ley de corte), y 20%Hg, a causa de la variación en el tamaño del grano de la cuarcita y de las estructuras sedimentarias.

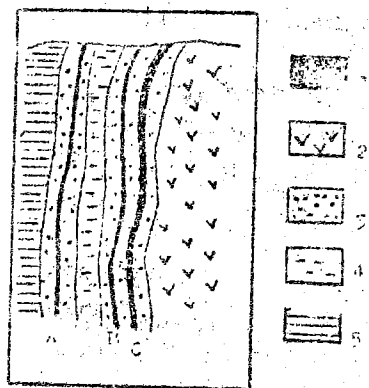


Fig. 6.23: Perfil geológico vertical del depósito de Almadén-España. Cuernos mineralizados: A- San Pedro-San Diego, B- San Francisco y C- San Nicolás. 1- Cuerpo mineralizado de cinabrio, 2- Rocas piroclásticas Jurásicas, 3- Ortocuarcitas del Siluriano temprano y 5- Lutitas ordovicianas (modificado de Almela 1959).

La alteración de la roca de caja es principalmente silicificación, piritización y caolinización. La fuente del mercurio ha sido interpretado como volcánica o proveniente de sublimados volcánicos, debido a su estrecha relación con las rocas volcánicas. Estas soluciones depositaron en la cuarcita cinabrio por reemplazamiento de la caolinita, cuarzo y pirita; también ocurrió por relleno de cavidades. También existen algunos argumentos de origen sinéctico por la aparente estructura sedimentaria, por los sobrecrecimientos de los granos de cuarzo con silicé secundaria, etc.

4.8. - OTROS DEPOSITOS:

Como depósitos de menor ocurrencia tenemos los siguientes tipos: 1) Cobaltita-eskuterudita-argentita-bismutinita, 2) Monacita-rutilo-columbita-xenotima-parisita, 3) Cuarzo-calcopirita, 4) Cuarzo-uraninita, 5) Siderita y cuarzo-hematita, 6) Cuarzo-pirita-(baritina)-oro, 7) Enargita-oro, 8) Calcopirita-enargita-calcocita y 9) Opalo-cinabrio.

4.8.1. - DEPOSITOS DE COBALTITA-ESKUTERUDITA-ARGENTITA-BISMUTINITA.

Estos depósitos están ampliamente distribuidos en zonas de escudo y en las regiones de orogenia Herciniana. El depósito típico es Erzgebirge en Alemania y Checoslovaquia. También se les encuentra en Cobalt, South Lorrain, Bear Lake y Elk Lake-Canadá; Bu Azzer-Maroco; Black Bird y Cowboy-EEUU; Dashkesan, Seimcham y Laba-Rusia; Kongsberg-Noruega, Joachimstal-Checoslovaquia, etc. También se conocen pequeñas ocurrencias en Batopilas-Chile y Rapi y Vilcabamba-Perú. Tectónicamente ocurren en arcos magmáticos y en arcos magmáticos interiores en los márgenes continentales.

Están asociados principalmente a intrusiones máficas y ultramáficas (Cobalt, y algunos a diferenciados graníticos (Taver-Suecia), raramente a silla de diabasa. Ocurren como relleno de fallas y juntas o por reemplazamiento metasomático. Generalmente las fracturas son de emplazamiento profundo mostrando señales de rejuvenecimiento repetido. Los cuerpos filoneanos son del tipo rosario-circoidal, presentando una potencia promedio de 60 centímetros, y un ancho máximo de 150 centímetros. La roca de caja generalmente tiene impregnaciones de mineral. Se conocen dos tipos de depósitos: 1) Cobaltita-eskuterudita(-argentita-bismutinita-pitchblenda), y 2) Cobaltita-arsenopirita.

DEPOSITOS DE COBALTITA-ESKUTERUDITA-(ARGENTITA-BISMUTINITA-PITCHBLENDAS). Son los depósitos más conocidos, siendo los más típicos Erzgebirge y Cobalt. La mineralización ocurre a lo largo de fracturas secuenciales, presentándose también en ramales de la falla principal. A veces ocurren en un sistema de fallas paralelas estrechamente, o como redes entrelazadas en transición a estructuras stockwork. En rocas serpentinizadas el mineral se distribuye en forma de lentes, y columnas de vetas paralelas a las fallas principales; y como bolsonadas y vetas-vetillas relativamente delgadas.

Se pueden reconocer 3 fases paragenéticas en este tipo de depósito, estos son: 1) Cuarzo-carbonatos-pitchblenda-(hematita), 2) Arseniuros de Ni-Co y 3) Sulfuros. Estas 3 fases ocurren en Erzgebirge y Bear Lake. En Cobalt no ocurre la primera fase, o se presenta reemplazada por una fase débil de brannerita. La segunda fase ocurre en casi todos los depósitos como sulfoarseniuros: Cobaltita CoAsS , eskuterudita $(\text{Co, Fe, Ni})\text{As}_3$, glaucodote $(\text{Co, Fe})\text{AsS}$, safflorita CoAs_2 , lollingita FeAs_2 , esmaltita CoAs_{3-2} , cloantita NiAs_{3-2} , gersdorffita NiAsS y arsenopirita. Entre los sulfuroarseniuros predominan esmaltita-eskuterudita y safflorita-lollingita, algunas rammelsbergita NiAs_2 y nicolita. El bismuto ocurre en forma nativa o como bismutinita en forma libre, o como bismutinita asociada a los arseniuros y de precipitación tardía. Los minerales acompañantes son carbonatos (dolomita, ankerita, calcita y menos frecuentemente siderita), clorita y cuarzo. En las rocas ultramáficas talco, crisotilo-asbesto y serpofita. Estos depósitos tienen una relación Co/Ni de 10:1, 1:10 a 1:50. La fase de sulfuros está constituida por pequeñas cantidades de minerales de cobre, zinc y plomo, a veces molibdeno. La plata se presenta en forma nativa y

en parte como argentita y sulfosales, generalmente acompañada de antimonio y mercurio. Algunos depósitos contienen oro. El depósito de Echo Bay-Canadá (Robinson y Ohmoto, 1973), ocurren en una zona fracturada en tufos andesíticos de 1,800 millones de años en edad. Presentan la secuencia paragenética siguiente: 1) Cuarzo-hematita, 2) Pitchblenda, 3) Arseniuros de Co-Ni con plata y bismuto nativos, 4) Acantita, 5) Sulfuros y dolomita (acantita, calcopirita, bornita, esfalerita, galena), 6) Plata nativa tardía y 7) McKinstrita. Los estadios de mineralización 1,2,3 y 4 ocurren a una temperatura promedio de 120°C, los estadios 5 y 6 a 200°C y el estadio 7 a una temperatura menor de 95°C. Su profundidad de formación está calculada en 2.5 a 4.5 kilómetros. (Fig.6.24)

DEPOSITOS DE COBALTITA - ARSENOPIRITA. Ocurren en regiones asociadas a rocas clásicas y volcano-sedimentarias y a intrusiones graníticas (a veces máficas y ultramáficas). Están representados por los depósitos Blackbird-EEUU, Mount Cobalt-Australia y Dashkesán-Rusia. La mineralización ocurre como relleno de fisuras y juntas a lo largo de los contactos fallados, de diques de composición máfica. En las fases iniciales ocurren procesos de cuarzificación y cloritización intensa en la roca de caja, algunas veces turmalinización y biotización. El ensamble característico del primer estadio de mineralización está constituido por cobaltita-glaucodote y arsenopirita cobaltífera. En las últimas fases ocurren sulfuros de hierro-cobre y pequeñas cantidades de esfalerita y galena, etc. Parte de los depósitos contienen minerales de bismuto y menos frecuentemente oro, plata, selenio, telurio, etc. Tienen una relación Co/Ni de 50:1 a 10:1.

4.8.2.- DEPOSITOS DE MONACITA-RUTILO-COLUMBITA-XENOTIMA-PARISITA

Están asociados a granitos alcalinos y subalcalinos, granosienitas y sienitas. Se les encuentra en zonas orogénicas y regiones reactivadas dentro de las plataformas, o también relacionadas a la presencia de puntos magmáticos calientes intracontinentales. Estos depósitos tienen una composición compleja, presentan una mineralización telescópica y pueden subdividirse en los siguientes tipos de depósitos: 1) Monacita-parisita-ilmenorutilo, 2) Monacita-columbita-galena-esfalerita, 3) Xenotima-parisita-bastnaesita, y 4) Hematita-bastnaesita.

LOS DEPOSITOS DE MONACITA-PARISITA-ILMENORUTILO son conocidos en Bokan Mountain-EEUU. Son depósitos filoneanos que ocurren en filitas, lutitas y calizas intruidos por granitos gneísicos. Están constituidos principalmente por cuarzo y calcita, menos frecuentemente por siderita, segirina y glaucofana. Entre los minerales económicos los más importantes son monacita, carbonatos y fluorcarbonatos de tierras raras (parisita, bastnaesita, etc.) e ilmenorutilo. También ocurren en pequeñas cantidades biotita, apatito, microclina, fluorita, barita, muscovita y clorita como minerales de relleno de vetas. Como minerales de mena accesorios ocurren ferritorita, galena, molibdenita, rutilo, torita, titanomagnetita y allanita. Raramente ocurren prehnita, zircon y turmalina como minerales de veta; y wolframita, esfalerita, calcopirita y oro como minerales de mena. También pueden encontrarse las tierras raras del grupo Itrio.

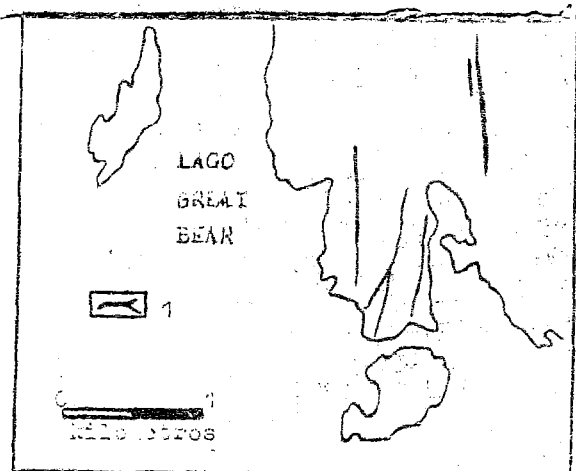


Fig. 6. 24: Vetas de la mina Echo Bay-Canadá. 1- Vetas (Robinson y Ohmoto 1973).

Los cuerpos mineralizados en estos depósitos son vetas verticales de pocos centímetros a 3 metros de ancho o más, extendiéndose a lo largo del rumbo por 400 a 600 metros y 600-800 metros en profundidad. El proceso de formación de estos depósitos ocurre en 4 estadios separados. En el primer estadio se deposita el cuarzo, en el segundo estadio ocurre una variedad de minerales (entre ellos Nb, Th y tierras raras), en el tercer estadio están los sulfuros en cantidades insignificantes, y en el cuarto estadio ocurre una manifestación débil de cuarzo con calcita.

LOS DEPOSITOS DE MONACITA-COLUMBITA-GALENA-ESFALERITA ocurren como chimeneas de brecha en los domos de granitos subalcalinos. La mineralización ocurre en una primera fase constituida por cuarzo pegmatóide y cuarzo-sericita-muscovita. Luego una segunda fase constituida por columbita-albita, biotita-monacita, ferritorita-ortosa, sulfuros-cuarzo y fluorita-calcita-cuarzo. La mineralización de columbita-albita y está acompañada de albitización, silicificación y biotización en la roca de caja, y está asociada con una mineralización de zircon y en parte de niobio. La mineralización de biotita-monacita está acompañada por una intensa biotitización, ortoclasicación, y algo de cloritización de la roca de caja; está asociada con tierras raras del grupo cerio. La mineralización de ferritorita-ortosa está acompañado de una alteración ortósica, biotítica y algo clorítica; está asociada a minerales de tierras raras del grupo itrio. La mineralización de sulfuros-cuarzo está acompañada de silicificación, galena y esfalerita.

LOS DEPOSITOS DE XENOTIMA-PARISITA-BASTNAESITA ocurren como estructuras filoneas en los exo y endotacto de intrusiones graníticas. Están constituidos por xenotima, parisita, bastnaesita, monacita, hematita y sulfuros, acompañados comúnmente por fluorita. Se han reconocido 3 tipos de mineralizaciones: En la primera predominan las tierras raras del grupo itrio, y en la segunda y tercera las tierras raras del grupo cerio.

LOS DEPOSITOS DE HEMATITA-BASTNESITA están asociados a granosienitas de biotita subalcalina. Ocurren como chimeneas de brecha en los endo y exocontactos. Están constituidos por una asociación temprana de fluorita-baritina-siderita y tardía de bastnaesita-hematita y celestina-estroncianita. La roca de caja ha sufrido un intenso metasomatismo del tipo greisen y carbonatización, también sericitización y silicificación.

4.8.3.- DEPOSITOS DE CUARZO-CALCOPIRITA :

Ocurren asociados a rocas intrusivas hipabisales moderadamente félsicas. Tectónicamente se les encuentra en los arcos magmáticos de los márgenes continentales o en los estadios medio y tardío geosinclinal y en las plataformas reactivadas. El cobre es transportado principalmente como cloruros complejos en soluciones conteniendo salinidades de 5 a 50% NaCl. En soluciones ácidas a casi neutrales es transportado como CuCl y CuCl_2 , en soluciones ligeramente alcalinas en forma de Cu(OH)Cl y Cu(HS)_2 . La calcopirita es el principal mineral de cobre y se precipita en el rango de 320 a 200°C de temperatura depositándose por decremento de la temperatura, por cambios en la acidez; por variación del contenido de azufre, de los cloruros y del hierro en las soluciones (Mann y Deutscher 1977, Kudrin y otros 1984).

La mineralización se presenta en forma filoneana principalmente en grietas de ruptura. El principal mineral mena es la calcopirita acompañado de cuarzo como ganga principal. Entre los minerales accesorios ocurren magnetita, pirita, hematita, galena, esfalerita, etc. La molibdenita a veces ocurre en cantidades comerciales. Relacionados a este tipo de ensamble ocurren las siguientes variedades paragenéticas: 1) Cuarzo-calcopirita-hornita, 2) Cuarzo-magnetita-calcopirita-pirita, 3) Cuarzo-actinolita-calcopirita-pirita (Cobrepampa-Perú), 4) Cuarzo-calcopirita-pirita-hematita-turmalina, 5) Cuarzo-carbonatos-calcopirita (Chatyrkul-Rusia), 6) Cuarzo-calcopirita-casiterita (San Rafael-Perú, Cornualles-Francia), 7) Calcopirita-scheelita-turmalina (Yakuoji-Japón) y 8) Calcopirita-pirrotita-molibdenita-turmalina (Cobar-Australia). Se conocen reservas en Caraiha-Brasil de 90 millones de toneladas con 1.4-1.5%Cu y Cobrepampa-Perú con 0.5 millones de toneladas con 2.7%Cu (Valera 1981).

4.8.4.- DEPOSITOS DE CUARZO-URANINITA

Estos depósitos ocurren como relleno de fallas o fracturas y a veces como di-seminaciones. Por su temperatura de formación, en especial de la uraninita, entre 100 y 350°C, son considerados como del grupo meso-epitermal (Lindgren 1933, Nash y otros 1981). Estos depósitos se presentan principalmente en Fay Ace Berna y Beaver lodge-Canadá y Front Range-EEUU. Ocurren en granitos principalmente de biotita o de dos micas, en rocas sedimentarias o metamórficas (gneis o esquistos), etc. Estos depósitos se presentan como vetas que pueden profundizar de 300 a 1,500 metros. Están constituidos principalmente por uraninita (variedad pitchblenda), y cuarzo, acompañados por carbonatos (calcita y ankerita), hematita, adularia, pirita, etc.

Las soluciones mineralizantes generadoras de estos depósitos pueden ser hidrotermales o supergea. Estas soluciones lixivian el uranio contenido en la biotita. La biotita ocurre como un constituyente de los granitos y al ser invadidos por las soluciones se altera a clorita o muscovita. Los granitos pueden contener entre 2 a 15ppm de uranio y 4ppm en promedio. Las soluciones uraníferas precipitan el uranio en ambientes alcalinos en presencia de sulfuros, hierro en estado ferroso o hidrocarburos, precipitándose el uranio como pitchblenda (Nash y otros 1981).

4.8.5- DEPOSITOS DE SIDERITA Y CUARZO-HEMATITA

Se presentan principalmente como depósitos de siderita y menos comunmente como depósitos de cuarzo-hematita. Los depósitos de siderita se encuentran principalmente en Siegerland en Europa central y occidental, en el masivo Variscano Rhenis-Alemania, Bilbao-España, Erzberg-Austria, etc. (tabla 6.16). Tectónicamente están relacionados al estadio final del geosinclinal. Son generados a partir de soluciones minerales que precipitan su contenido entre 300 y 100°C al final del ciclo magmático tardío o postorogénico. La mineralización ocurre principalmente como relleno de fisuras y también como reemplazamiento.

TABLA 6.16 : TONELAJE Y LEYES DE LOS DEPOSITOS DE SIDERITA

MINA	TONELAJE millones de TM	LEYES	
		%Fe	%Mn
Bakal-Rusia	1,000	32.0	--
Styrian-Austria	450	32.0	2.0
Ljubija-Yugoeslavia	300	37.7	1.8
Bahariya y Oases-Egipto	250	50.	--
Siegerland-Alemania	175	30.0	5.3
Bilbao-España	150	40.0	--
Gemerides-Austria	150	28.0-36.0	1-4

Como vetas ocurren en Siegerland y en Rhenis. En Rhenis ocurren vetas de varios kilómetros de largo en una franja de cientos de metros de ancho, con dos a seis metros en promedio. Su contenido de mineral varía de 70 a 90% de siderita. En su composición puede encontrarse contenidos de manganeso. Como minerales accesorios ocurren pirita, calcopirita, galena, esfalerita y hematita. Como mineral ganga ocurre principalmente el cuarzo y además calcita. Los cuerpos de reemplazamiento son conocidos en Bilbao, Erzberg, Ljubija y Bakal.

Los depósitos de cuarzo-hematita son conocidos principalmente en Harz Mountains-Alemania con 42-49%Fe. Conforman un ensamble típico cuarzo-hematita, acompañados por baritina, calcita, pirita, calcopirita y fluorita.

4.8.6.- DEPOSITOS DE CUARZO-PIRITA (BARITINA) -ORO:

Conocidos como depósitos del tipo Carlin. Se les encuentra en Carlin, Cortez, Getchell y Gold Acres-EEUU; Yakutia-Rusia y Salsigne-Francia. La mineralización ocurre por procesos de reemplazamiento metasomático en calizas, dolomitas, areniscas y lutitas calcáreas. Estos depósitos metasomáticos generalmente se encuen-

tran en terrenos altamente fallados, especialmente relacionados a fallas de alto ángulo. Los cuerpos mineralizados son manteados o estratiformes, presentando una mineralización diseminada (Fig.6.25, Radtke 1985). La mineralización de mena está constituida principalmente por oro. El oro se presenta en forma nativa y diseminada a través de todo el cuerpo mineralizado. También puede encontrarse valores bajos de plata, proveniente de los sulfuros y sulfosales. Los sulfuros y sulfosales se presentan en forma accesorias, entre ellos tenemos: cinabrio, rejalgar, oropimente, estibina, lorandita, tenantita, getchellita, gratonita, galena, esfalerita, calcopirita, covelita, calcocita, molibdenita, etc. Entre los minerales ganga ocurren principalmente el cuarzo y la pirita, acompañados de caolín, sericita, baritina y fluorita. También se observa algunos minerales redistribuidos o residuales como calcita, dolomita, illita y material carbonáceo.

Las soluciones hidrotermales generadoras de este tipo de depósito están relacionadas a una actividad ígnea, a través de fallas de alto ángulo. La actividad ígnea genera la fuente de calor y desarrolla procesos de circulación convectiva, sobre los fluidos altamente meteóricos o meteórico-comatos. Posiblemente muchos componentes fueron derivados de las unidades sedimentarias infrayacentes al depósito. La deposición de la mineralización ocurre sobre las rocas carbonatadas, adyacentes a las fallas de alto ángulo, a partir de soluciones ácidas con 2-4% en peso de NaCl y a temperaturas entre 150 y 200°C. El cuarzo y la baritina se depositaron entre 250 y 300°C de soluciones conteniendo 17% en peso de NaCl, promedio (Harris y Radtke 1976, Boyle 1979, Radtke 1985).

4.8.7.- DEPOSITOS DE ENARGITA-ORO:

Son conocidos en el Indio-Chile, Dizon-Filipinas y Jarhuarazo-Perú. Se les encuentra en los arcos magmáticos en arcos insulares y en márgenes continentales. Están asociados a zonas volcánicas de composición andesita-dacita, relacionados estructuralmente a cúpulas volcánicas. La mineralización está constituida principalmente por enargita aurífera, a veces argentífera. La alteración asociada principal es argílica avanzada y propílica, a veces ocurre el ensamble alunita-ópalo. La mineralización ocurre en forma de vetas y cuerpos principalmente. En el Indio-Chile existen reservas de 3.1 millones de toneladas métricas con 3.5% Cu, 12.4 grs. Au y 140 grs Ag.

4.8.8.- DEPOSITOS DE CALCOPIRITA-ENARGITA-CALCOCITA:

Se les encuentra en Bor-Yugoeslavia, Braden-Chile y Cerro de Pasco-Perú (parcialmente). Se les encuentra en los arcos magmáticos interiores de los márgenes continentales, asociados a un vulcanismo andesítico. Presentan una mineralización confinada a las aberturas volcánicas, radiales, anulares y tubulares. Los depósitos de minerales están controlados por fallas y ocurren principalmente en derrames lávicos y tufos. Los cuerpos mineralizados ocurren como vetas, en chimeneas de brecha y en stockworks. Estos cuerpos generalmente son pequeños y rápidamente adelgazan en profundidad. El depósito de Bor-Yugoeslavia tiene 4 millones de toneladas en reservas con 5-6% Cu, y 1-4 grs. Au.

Fig. 6.25 - Sección cruzada del cuerpo mineralizado Carlin-EEUU. 1- Formación Popovich, dolomitas y calizas limosas de estratificación delgada (Devoniano), 2- Formación Roberts Mountains del Siluriano; calizas limosas, calizas dolomíticas y limolitas, 3- Formación Vinini del Ordoviciano; chert de estratificación delgada, lutita negra, cuarcita y algo de caliza, 4- Mena y 5- Fallas (Harris y Radtke 1976).



Fig. 6.25 - Sección cruzada del cuerpo mineralizado Carlin-EEUU. 1- Formación Popovich, dolomitas y calizas limosas de estratificación delgada (Devoniano), 2- Formación Roberts Mountains del Siluriano; calizas limosas, calizas dolomíticas y limolitas, 3- Formación Vinini del Ordoviciano; chert de estratificación delgada, lutita negra, cuarcita y algo de caliza, 4- Mena y 5- Fallas (Harris y Radtke 1976).

4.8.9.- DEPOSITOS DE COBRE NATIVO

Ocurren muy raramente. Se les encuentra en Michigan-EEUU, Azerbaidzhan-Rusia, Copper Mine River y Bathurst-Canadá, Brasil, Colombia, Noruega, Alemania, etc. Se presentan asociados a las rocas basálticas y subvolcánicas. Presentan características similares a los depósitos de calcopirita-enargita-calcocita. La mineralización ocurre en las amígdalas de las lavas basálticas, conformando una mineralización diseminada en cuerpos concordantes con la estratificación volcánica. También ocurren en juntas y lentes conglomerádicos. El mineral principal es el cobre nativo, que se presenta asociado con cuarzo, epidota, calcita, clorita, etc. (Cornwall 1956). El depósito de Lago Superior-EEUU alcanzó reservas de 800 millones de toneladas con - 1.12%Cu.

4.8.10.- DEPOSITOS DE URANINITA-FLUORITA-MOLIBDENITA

Son conocidos en McDermitt-EEUU y Maureen-Australia. Están asociados a rocas andesíticas, traquíticas y riolíticas subvolcánicas y volcánicas, que se presentan bajo la forma de apófisis, domos, lavas, tufos, etc. Estructuralmente pueden estar relacionados a calderas volcánicas, con el bloque cilíndrico central huzado (tipo Silverton-EEUU), depositándose en chimeneas y tubos volcánicos originados por la penetración de los gases. También pueden ocurrir en las cúpulas volcánicas asociadas a chimeneas lineales extendidas a lo largo de las fallas. Estos depósitos tienden a enriquecerse en fluor, molibdeno, berilo, litio y mercurio. Posiblemente el uranio, fluor, berilo y mercurio sean de origen magmático.

4.8.11. DEPOSITOS DE OPALO-CINABRIO

Están asociados a rocas andesíticas, traquiandesíticas y riolíticas. El mineral principal es el cinabrio, además podemos encontrar metacinabrio, mercurio nativo, rejalsar, oropimente, estibina, marcasita, pirita, argentita, pirargirita, oro nativo, esfalerita y calcopirita. El mineral ganga típico es el ópalo. También ocurre azufre nativo, alunita, caolín, yeso, baritina y algunas rocas halloysita, zeolitas, carbonatos, etc. Las alteraciones presentes son opalización, alunitización, zeolitización y caolinización. Se observa una clara asociación genética entre el ensamble paragenético ópalo-cinabrio con el azufre nativo, oro-plata, antimonio y arsénico; algunas veces con la riolita estafiada, con oro-teluro-bismuto, oro-baritina y con las menas de plomo-zinc (Smirnov 1977).

LECTURA RECOMENDADA :

- BARNES H.L. (1979): Geochemistry of hydrothermal ore deposits; Ed. Wiley Interscience, 798p.
- BOYLE R.W. (1979): The geochemistry of gold and its deposits; Geol. Surv. Canadá, bull. 280
- LINDGREN W. (1933): Mineral deposits; New York, Mc Graw Hill Co.
- SMIRNOV V.I. (1976): Geology of mineral deposits; MIR publisher, 520p.
- VOLFSON F.L. y YAKOVLEV P.D. (1982): Estructuras de los cuerpos y yacimientos metalesíferos; Ed. MIR, Moscú.
- WHITE D.E. (1974): Diverse origins of hydrothermal ore fluids; Ec. Geol. vol. 69, 954-973.
- WHITE D.E. (1981): Active geothermal systems and hydrothermal ore deposits; Ec. Geol. 75th Ann. vol. p. 392-423.

BIBLIOGRAFIA :

- ALMELA S.A. (1959): ESQUEMA GEOLÓGICO DE LA ZONA DE ALMADEN (CIUDAD REAL); INST. GEOL. Y MIN. DE ESPAÑA, BOL. 70, 315-330.
- ARENAS F.M. (1975): GEOLOGÍA DE LA MINA ORCOPAMPA Y ALREDEDORES, AREQUIPA; SOC. GEOL. PERÚ, BOL. 46, 9-24.
- BARSUKOV V.L. AND RYABCHIKOV I.D. (1980): ON THE SOURCE OF ORES; GEOCHIM INTERN. VOL. 17, Nº5, 95-103.
- BATEMAN M. (1951): ECONOMIC MINERAL DEPOSITS; 2ND. ED. NEW YORK, JOHN WILEY AND SONS, INC.
- BAZHEYEN YE D. (1980): EVOLUTION OF HYDROTHERMAL SOLUTIONS DURING FORMATION OF TUNGSTEN DEPOSITS (FOR THE CASE ON THE SOKTUY ORE NODE); GEOCHEM. INT. VOL. 17, Nº5, 114-119.
- BERGER B.R. (1985): GEOLOGICAL-GEOCHEMICAL FEATURES OF HOT-SPRING PRECIOUS-METAL DEPOSITS; U.S. GEOLOGICAL SURV. BULL. 1646, 47-53.
- BORISHENKO A.S. AND OTHERS (1975): COMPOSITION OF GAS-LIQUID INCLUSIONS IN MINERALS OF MERCURY DEPOSITS AND THE CHEMISTRY OF ORE BEARING SOLUTIONS; AKAD. NAUK SSSR DOKLADY, VOL. 214, 202-205.
- BOYLE R.W. (1968): THE GEOCHEMISTRY OF SILVER AND ITS DEPOSITS; GEOL. SURV. CANADA - BULL. 160, 264p.
- BRYANT D.G. (1968): INTRUSIVE BRECCIAS ASSOCIATED WITH ORE, WARREN (BISBEE) MINING DISTRICT; EC. GEOL. VOL. 63, 1-12.
- BUDDINGTON A.F. (1935): HIGH TEMPERATURE MINERAL ASSOCIATIONS AT SHALLOW TO MODERATE DEPTHS; EC. GEOL. VOL. 30, 205-222.
- BURNHAM C.W. (1967): HYDROTHERMAL FLUIDS AT THE MAGMATIC STAGE; IN GEOCHEMISTRY OF HYDROTHERMAL ORE DEPOSITS. L. BARNES (ED.), NEW YORK HOLDEN RINCHARDT AND WINSTON, INC., 166-235.
- CONDORI A. Y RODRIGUEZ J. (1984): SECCIONES LONGITUDINALES CONTORNEADAS DE LA VETA CALERA, XVII CONVENCION DE ING MINEROS, HUARAZ, PERU.
- CORNWELL (1956): A SUMMARY OF IDEAS OF THE ORIGIN OF NATIVE COPPER DEPOSITS; EC. GEOL. VOL. 51, P. 615.
- DORR J.V.N. (1969): PHISIOGRAPHIC, STRATIGRAPHIC AND STRUCTURE MINAS GERAIS, BRASIL; U.S. GEOL. SURVEY PROF. PAPER 641-A, 110p.
- ERMAKOV N.P. (1950): STUDY OF MINERAL-FORMING SOLUTIONS; KHARKOV IZVO, UN-TA.
- FLEISCHER R. AND ROUTHIER P. (1973): THE CONSANGUINEOUS" ORIGIN OF A TURMALINA-BEARING GOLD DEPOSIT PASAGEM DE MARIANA (BRASIL); EC. GEOL. VOL. 68, 11-22.
- GRATON L.C. (1933): THE DEPTH-ZONES IN ORE DEPOSITION; EC. GEOL. VOL. 28, 513-555.
- HAAPALA AND PAVO (1949): ON MOROCOOCHA BRECCIAS; VOL. JUBILEA SOC. GEOL. PERU, II PARTE, 1-11.
- HACKBARTH C.J. AND PETERSEN U. (1984): A FRACTIONAL CRYSTALLIZATION MODEL FOR THE DEPOSITION OF ARGENTIAN TETRAEDRITE; EC. GEOL. VOL. 79, 448-460.
- HARRIS M. AND RADTKE A.S. (1976): STATISTICAL STUDY OF SELECTED TRACE ELEMENTS WITH REFERENCE TO GEOLOGY AND GENESIS OF THE CARLIN GOLD DEPOSIT, NEVADA; U.S. GEOL. SURV. PROF. PAPER 960, 21p.
- ISHIHARA S. (1977): THE MAGNETITE-SERIES AND ILMENITE-SERIES AND ILMENITE-SERIES GRANITIC ROCKS; MIN. GEOL. 27, 293-305.
- JUAN C.K. (1972): CHARACTERISTICS FEATURES OF THE GOLD-COPPER DEPOSITS OF THE CHINKUA SSSHIH AREA, AND PROSPECT OF COPPER PRODUCTION IN TAIWAN; GEOL. SOC. CHINA PROC. NO. 15, 5-6.