

PETROLOGIA, ALTERACIONES Y OCLUSIONES FLUIDAS EN EL STOCKWORK DE MOLIBDENO "LOS CHICHARRONES", NOCORIBA, MPIO. DE BADIRAGUATO, SINALOA.

Ing. Demetrio Silva Macedo
José Gamifio Ochoa

R E S U M E N

El estudio fué efectuado con el objeto de determinar el zoneamiento de la alteración mineralización y contar así, con un parámetro de apoyo para la evaluación económica del depósito y como guía para la prospección y extensión de nuevas áreas mineralizadas. El yacimiento se localiza en la sindicatura de Otatillos, porción Central del Mpio. de Badiraguato, Sinaloa.

El estudio del yacimiento consistió en un análisis petrológico, microsonda y oclusiones fluidas, métodos con los cuales, se reconoció el arreglo zonal de la alteración-mineralización y algunas de las características petrogenéticas de las rocas ígneas intrusivas asociadas.

El intrusivo principal que contiene la mineralización de molibdeno, forma un lacolito compuesto de características epizonales e hipabisales que intrusión a una serie volcánica a subvolcánica compuesta por pórfidos de latita-andesita, diques andesíticos y diques granodioríticos.

La composición química y mineralógica del intrusivo y fases correspondientes, revela un carácter calci-alcalino con valores normales en K_2O .

La edad del intrusivo es de 56 m.a. y corresponde al grupo postectónico consistente con los emplazamientos de dioritas de cuarzo, granodioritas y cuarzomonzonitas para esa zona.

La molibdenita es el único mineral económico y se presenta principalmente en vetas que forman un stockwork característico y aparece de formas y tamaños variables, asociada comunmente, al feldespato K, cuarzo y apatito.

El arreglo zonal de la alteración consiste en zonas concéntricas que van de la más central a la más externa: Zona silícica, Zona feldespática, Zona de biotita, Zona filica y Zona propilítica. La mineralización de molibdeno principal se encuentra en la zona silícica y tiene una forma de embudo. La mineralización asociada a la zona feldespática y filica, adquiere la forma de estas que es la misma que la del intrusivo.

Este arreglo zonal de la alteración-mineralización en el depósito, se entiende en términos de dos eventos de alteración originados a partir de un primer cambio progresivo del sistema magmático hidrotermal más interno y su interrupción eventual causado por la incursión de aguas del subsuelo.

La temperatura de formación de la mena y la distribución de los fluidos en el tiempo y en el espacio son semejantes con los modelos de Cu-Mo disseminados.

Finalmente, con los parámetros aquí determinados, el yacimiento es comparado con los grandes sistemas de molibdeno del tipo Climax, Urad-Henderson, etc., notándose características muy similares en la naturaleza de la alteración-mineralización y diferencias marcadas en las dimensiones del cuerpo intrusivo y tonelaje económico.

I INTRODUCCION

El stockwork de molibdeno "Los Chicharrones", se localiza en la sindicatura de Otatillos, porción central del Mpio. de Badiraguato, Sinaloa (Fig. 1).

Este yacimiento, empezó a ser estudiado por la Residencia de Sinaloa en 1977 y el resultado del mismo estudio, fué la publicación del trabajo en la memoria del Consejo, F. Yáñez (1978). A partir de este trabajo, se llevó a cabo un programa de barrenación exploratorio; el cual, empezó en Enero de 1979 y se terminó en Diciembre del mismo año. Junto con los trabajos de la barrenación, se realizó un estudio petrográfico de la alteración, Harper (1979), reconociéndose algunas de sus características.

El presente trabajo se inició en Mayo de 1979 y su objetivo principal fué el de estudiar y definir el zoneamiento de la alteración—mineralización y contar así, con un parámetro más de apoyo en la evaluación geológica — económica del depósito y como guía para la prospección de zonas mineralizadas en áreas adyacentes.

En el desarrollo del trabajo, los métodos empleados y trabajos realizados consistieron en:

a) Visitas de reconocimiento geológico y levantamiento de una sección representativa del yacimiento. Muestreo de la barrenación y posteriormente selección de las muestras para caracterizar el zoneamiento de la secuencia.

b) Petrografía auxiliada por difracción de rayos X para la identificación y clasificación de los tipos de roca, caracterización de los conjuntos minerales de alteración y la distribución espacial de los sulfuros.

c) Análisis termométrico para examinar las variaciones espacio temporales de la temperatura, presión y química de los fluidos de los diferentes tipos de vetas.

d) Análisis de microsonda para determinar las diferentes fases de composición de la mena e

identificación de elementos en trazas contenidos en ésta. Paragénesis de la mineralización.

e) Análisis químico de roca entera por el método de fluorescencia de rayos X, con el objeto de precisar las características y variaciones químicas que acompañan a los eventos de alteración principal.

f) Cálculo normativo y modales.

El estudio petrográfico fué en base a 120 láminas delgadas y 10 superficies pulidas de las cuales, cinco fueron analizadas por microsonda y las demás por métodos ópticos y microquímicos en el laboratorio de investigaciones metalogenéticas. En éste mismo laboratorio se prepararon 40 placas pulidas de cuarzo y se analizaron sus temperaturas de homogeneización.

Los análisis de microsonda se llevaron a cabo con el equipo de la Comisión de Fomento Minero y fueron de carácter cualitativo.

En el laboratorio químico del Consejo, se efectuaron los análisis químicos de roca entera utilizándose el método de fluorescencia de rayos X para la mayor parte de los óxidos y el método de flamometría para el Na₂O.

II GENERALIDADES

La zona de estudio se encuentra situada en la sindicatura de Otatillos, porción central del Mpio. de Badiraguato, Sinaloa (Fig. 1).

La vía de acceso es a partir del poblado de Badiraguato por un camino de tierra de 38 km hasta el rancho de Nocóriba. Las coordenadas geográficas que la limitan son los paralelos 25° 22' 30" y 25° 26' 32" de latitud norte y 107° 21' 56" y 107° 25' 34" de longitud oeste del meridiano de Greenwich: comprende una superficie de 49.1 km².

Fisiográficamente se localiza en la subprovincia denominada "Cordilleras Sepultadas" que corresponde a las primeras estribaciones de la Sierra Madre Occidental.

El Stockwork de molibdeno se localiza a 2.5 km al norte del rancho de Nocóriba a una altitud de 760 m.s.n.m. dentro del Cerro de Los Chicharrones, el cual corresponde al parteaguas que divide los afluentes del arroyo de Nocóriba y el de Baimosare.

III GEOLOGIA

III. 1 Marco Geológico Regional

En el primer trabajo geológico regional del área de Chicharrones F. Yáñez (1978), se reconocen:

- Un basamento de rocas mesozoicas formadas por sedimentos marinos y derrames andesíticos.
- Una secuencia discordante con éste basamento, compuesta por una serie andesítica integrada por andesitas porfídicas, andesitas y pórfidos dioríticos, las que a su vez, están intrusio-nadas por cuerpos granodioríticos y cuarzo monzoníticos, cuya edad oscila entre fines del me-sozoico y principios del Cenozoico.

La evolución en el espacio y en el tiempo de esta última secuencia expuesta en el área, es posible relacionarla con la secuencia inferior de la Sierra Madre Occidental, que se compone clásicamente de rocas batolíticas hacia la parte occidental de la Sierra y por abundantes andesitas a todo lo largo de la región (S. E. Clabaugh y F. W. McDowell, 1976).

La edad de las rocas batolíticas de acuerdo a los datos geocronométricos de Frederickson (1971) y posteriormente, Henry D., (1972), indican varias épocas de intrusión. La más importante por su relación con la mineralización, es la Epoca Concordia con 50 millones de años (Eoceno). Esta edad es corroborada por Damon y Shaffiqullah (1973) en las intrusiones de Temeapa, San Fernando, Bahuiza, Corral de Piedra, Malpica y Cuchicari, que forman

los principales yacimientos minerales. Todas las intrusiones están relacionadas con la granodiorita de la Epoca Concordia y tienen una edad promedio de 54.2 m.a.

La edad para la serie andesítica intrusio-nada por las fases plutónicas y que alcanzan un espesor mayor de 1,000 m, comprende 92-52 m.a. y a una distancia a partir de la posición de la paleotrinchera de 560 km (Clark 1976; McDowell y Keiser, 1977).

La secuencia superior de la Sierra Madre Occidental de acuerdo a Clabaugh y McDowell (Op cit), se compone predominantemente de ignimbritas y piroclastos. El vulcanismo ignimbrítico según estos autores, empezó hace 32 m.a. en respuesta a cambios mayores en la interacción de las dos placas, finalizando repentinamente hace 23 m.a. Esta edad difiere con la obtenida por Damon et al (1979) de 19 m.a. Posteriormente, a lo largo de las dos márgenes de la Sierra se produjo una tectónica de fallas normales originando la fisiografía actual de Sierras y Valles Intermontanos (Horst y Grabens, respectivamente).

Las rocas ígneas del Cerro de Chicharrones forman un pilar estructural (Horst), originado probablemente como consecuencia del fallamiento normal profundo; algunos de estos rasgos son señalados por F. Yáñez (Op cit).

Por otro lado, el tipo de vulcanismo para esta parte del área representa un carácter calci-alcali-no en donde la serie andesítica por ejemplo, se caracteriza química y mineralógicamente por:

1. Contener como minerales ferromagnesianos principales biotita y hornblenda.
2. Contener cuarzo normativo.
3. Los porcentajes $Fe/Fe + Mg$ y $Fe_2 O_3/Fe O$ que tienden a ser elevados.
4. El contenido de $K_2 O$ que es también elevado con respecto a las andesitas de arcos insulares.

Las mismas características están presentes en las rocas intrusivas, cuyo carácter calci-alcalino se ve aún más realzado por la predominancia de la fase ferromagnesiana, es decir, biotita como accesorio principal en la cuarzomonzonita y granodiorita. La Fig. 3 muestra el campo correspondiente de las rocas ígneas de Chicharrones con valores normales en potasio.

III. 2 Geología Local.

Las rocas que afloran en el área del depósito se muestran en el mapa geológico (Esc. 1:2000) y son en orden de edad de la más antigua a la más reciente: Pórfido de latita-andesita, dique andesítico, pórfido cuarzomonzonítico, aplitas y breccia intrusiva.

En la Fig. 2 se hace una interpretación esquemática de la geología del área y las relaciones estructurales respectivas, esto es en base a la información obtenida por barrenación y al estudio petrográfico y químico, lo que permitió distinguir dos secuencias ígneas: la primera volcánica a subvolcánica de composición calci-alcalina intermedia y la segunda compuesta de rocas intrusivas de composición calci-alcalina intermedia a ácida.

La secuencia volcánica se compone principalmente de pórfidos de latita-andesita y diques andesíticos a dioríticos. Como parte de esta misma secuencia pero aflorando fuera del área del yacimiento se encuentran las andesitas hacia el arroyo de Nocóriba. Estas rocas forman un pilar estructural horst (Cerro de Los Chicharrones) con una dirección prominente NW-SE semejante al de las estructuras principales de la Sierra Madre Occidental, lo cual es muy importante considerando que la mineralización de cobre diseminado en los cinturones del SE de EE.UU. guardan el mismo rumbo general (N 65° W a N 40° W).

Las relaciones estratigráficas, mapeadas fuera del área por Fredrikson (1974), F. Yáñez (1978), su-

gieren una edad del Cretácico Superior a Terciario Inferior.

La secuencia intrusiva compuesta principalmente por el pórfido cuarzomonzonítico y aplitas, se observan en contactos bruscos con la secuencia volcánica (pórfido de latita-andesita), mientras que la aplita ó latita de cuarzo, es en el área del yacimiento gradual con la cuarzomonzonita y representa un miembro diferenciado de éste. En ningún caso, se llega a observar zonas de enfriamiento pero sí ligero brechamiento en el contacto de la cuarzomonzonita con el pórfido de latita-andesita.

La edad determinada por P. Damon para el pórfido cuarzomonzonítico es de 56 millones de años, lo cual de acuerdo a los estudios de las rocas graníticas del complejo batolítico de Sinaloa por Henry (1975), Clark (1976) y McDowell y Keiser (1977) este intrusivo correspondería al grupo postectónico consistente con los emplazamientos de dioritas de varzo, granodioritas y cuarzomonzonitas.

Como último evento dentro del área del yacimiento se tiene la breccia Chicharrones considerada de origen intrusivo.

IV PETROLOGIA Y PETROGRAFIA

IV. 1 Rocas Volcánicas y Subvolcánicas.

Pórfido de Latita-Andesita.

Esta roca es la más extendida en el área; Yáñez (Op cit), la describe como andesita porfídica, lo que es congruente con las variaciones texturales que presenta de un lugar a otro, en el área forma la roca de caja principal.

En el presente estudio de acuerdo al análisis químico y petrográfico se le ha clasificado como pórfido de latita-andesita (Tablas 2 y 3), el análisis químico ha sido comparado con los presentados por S. R. Nockolds, et al (1978) y el nombre de latita-andesita concuerda también con las descripciones

nes que se tienen para estas rocas en áreas cercanas y más aún, para aquéllas descritas en la parte NW de Arizona, Buchanan et al (1979). Y con la clasificación de Streckesen.

Estas rocas se reconocen en el campo por su color gris verdoso a violeta y su textura porfídica, la cual es más prominente en el contacto con el intrusivo cuarzomonzonítico. Los fenocristales presentan un arreglo o alineamiento subparalelo y se componen principalmente de plagioclasa sódica.

Estructuralmente, se presentan en forma de derrames de gran espesor, conservando un rumbo aproximado de N 55° W, coincidente con el alineamiento general de la estructura principal.

Su contacto con la cuarzomonzonita es brusco y presenta desarrollo de fracturas en stockwork, rasgo que disminuye conforme se aleja del intrusivo.

Microscópicamente, presenta una textura porfídica (Fig. 8A), formada por fenocristales de plagioclasa subedrales con gemelación de Albita-Carlsbad, algunas de ellas zonadas y tabulares con ligera alteración sericitica fina en el centro de un tamaño variable desde 0.5 mm hasta 1 a 2 cm, y con una composición de An10-35, (Tabla 3). Como fenocristales accesorios se observa principalmente, hornblenda, la cual, en el contacto con el intrusivo ha sido alterada a biotita.

La matriz se compone principalmente de plagioclasa sódica y algo de feldespato potásico y cuarzo. En las partes cercanas al intrusivo y a profundidad, la matriz ha sido alterada completamente a biotita hidrotermal de carácter penetrativo, con un color café claro a café amarillento.

En la parte NE del intrusivo, la unidad conserva una matriz microlítica compuesta de plagioclasa y fenocristales de hornblenda.

El pórfido de latita-andesita ha sido alterado principalmente a biotita en una zona no mayor de 100 m. a partir del contacto con el intrusivo, mientras que hacia las partes más externas presenta una

alteración propilítica típica. Químicamente se caracteriza por valores altos en K_2O , lo que refleja la biotitización presente.

Dique Andesítico.

El dique andesítico intrusionado y deformado en parte por la cuarzomonzonita presenta un espesor variable. Superficialmente es de color gris oscuro y de textura afanítica a ligeramente porfídica. También ha sido afectado por un fracturamiento en forma de stockwork, (Fig. 7A).

El rumbo de este dique es N 50° W con una extensión aproximada de 800 m, y un grosor no mayor de 40 m.

Microscópicamente, se compone de escasos fenocristales de plagioclasa zonada de un tamaño no mayor de 1 mm, en una matriz microcristalina, la que en ocasiones se observa casi totalmente enmascarada por biotitización y en menor cantidad urilita, sericita, clorita, carbonatos y pirita. En ocasiones se observan también vetillas o hilillos formados por biotita, cuarzo y feldespato.

El análisis químico de esta roca, muestra una variación importante con respecto al pórfido de latita-andesita, principalmente en los porcentajes de SiO_2/K_2O y K_2O/CaO .

IV. 2 Rocas Igneas Intrusivas.

Las rocas ígneas intrusivas del Cerro de Los Chicharrones comprenden principalmente:

- 1) Una fase granodiorítica (que con los datos actuales no se sabe todavía si corresponde la fase más temprana del intrusivo principal o a una simple variación de este).
- 2) Una fase (la más importante por contener la mineralización de molibdeno) y que en el mapa geológico aparece como pórfido cuar-

zomonzonítico, se caracteriza por contener una textura variable, dividiéndose en este estudio en tres tipos: pórfido de cuarzo, pórfido cuarzomonzonítico de biotita y cuarzomonzonita de biotita que en conjunto, forman el cuerpo intrusivo de forma de lacolito inyectado.

- 3) Una fase más tardía representada en el área por pequeños cuerpos en forma de bloques (Bosses, para Yáñez, Op cit), formados por rocas de composición aplítica.

Estas rocas en contacto con la cuarzomonzonita es gradual, observándose una textura ligeramente porfídica, mientras hacia el NW (Cerro Bola), arroyo de Nocóriba y hacia el Norte en dirección a Baimosare las rocas se presentan en forma de bloques y con una textura aplítica típica, constituida principalmente por feldespato potásico y cuarzo (Tablas 2 y 3).

Granodioritas

Esta fase ha sido identificada a partir de los estudios petrográficos y químicos de las muestras de los barrenos 2, 3, y 6 a una profundidad de 55 m. desde la superficie.

La relación estructural de esta roca es aún imprecisa. Su contacto desde el punto de vista petrográfico es gradual con la cuarzomonzonita y brusco con la roca de caja, en este sentido puede en el primer caso constituir la fase intrusiva más temprana y presentar el mismo evento magmático o bien, puede ser una simple variación de la fase cuarzomonzonítica, comportándose a profundidad en forma de dique y por lo tanto ser más tardía que ésta última, tal y como se tiene en muchos intrusivos asociados a mineralizaciones de cobre y/o molibdeno diseminados, (p. ej. Climax).

Su interpretación y posición en el mapa geológico de alteraciones y bloque diagramático, debe tomarse con las reservas posibles considerando principalmente:

1. Que las muestras analizadas químicamente (B6) y estudiadas petrográficamente (B2 y B3) no son todavía del todo representativas, sin embargo, las diferencias texturales y de composición son significativas con respecto a la fase cuarzomonzonítica.
2. La poca profundidad de los barrenos, aunado a los cambios producidos por la alteración hidrotermal que enmascaran en gran parte la textura original de la roca, hacen más difícil la interpretación, cuando más en el contacto con la cuarzomonzonita.
3. Es posible por otro lado, que dada la expresión en superficie del intrusivo cuarzomonzonítico y los cambios químicos y texturales se presente a profundidad en forma de pequeños cuerpos pobremente desarrollados, formando una especie de lentes intrincados dentro de la zona mineralizada, lo cual es compatible con la intensidad y patrón de alteración.-

De acuerdo a los análisis químicos Tabla 2, y a la gráfica de los porcentajes de $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (Fig. 4), la roca cae en el campo de las dioritas con ligera tendencia hacia el de las granodioritas, mientras que con los datos de la composición modal (Tabla 3) la roca corresponde a una monzodiorita de cuarzo (Fig. 5). Estas diferencias obviamente, son debido a que no fué posible realizar el análisis químico en una muestra completamente fresca, por lo que el grado de alteración afecta el cálculo normativo preciso. Sin embargo nótese en la Tabla 3, la predominancia de las plagioclasas con respecto

al feldespato y una disminución de la Sílice con respecto a la cuarzomonzonita.

Petrográficamente, presenta una textura hipidiomórfica en donde las plagioclasas ocupan aproximadamente 2/3 del total de feldespatos y éstos, junto con el cuarzo constituyen del 10-20 por ciento.

El tamaño de los componentes varía entre 0.3 a 0.8 mm, la mayor parte presentan formas subedrales y el cuarzo como el feldespato se presentan intersticiales, observándose a veces algunos bordes metasomáticos, con un ligero brillo vidrioso oscuro del feldespato. Las plagioclasas (albita y Oligoclasa) presentan gemelación de albita y maclas polisintéticas, características de la albitización.

Los minerales accesorios principales son biotita y apatita, ambas de grano fino a medio y de forma subedral a eudral. El apatito de alteración hidrotermal aparece en vetillas principalmente, asociado a feldespato, cuarzo y a veces carbonatos. La biotita se observa alterada a clorita, presentando un color café verdoso a verde pálido, asociada principalmente a hidromuscovita y sericita de grano medio a grueso, ligeramente hojosa.

Cuarzomonzonita.

Aflora en un pequeño parteaguas con una extensión aproximada de 35,000 m² de forma irregular, alargada con un rumbo de 35° al NE.

Es la roca que contiene la mineralización de molibdeno, aunque de acuerdo a las facies que presenta, no es todavía posible establecer cual de éstas facies es la responsable o progenitora de la mineralización. Consiste principalmente de varios tipos de rocas ígneas formando un zoneamiento concéntrico en donde hacia el centro y coincidiendo con la alteración silícica se identifica un pórfido de cuarzo y hacia las partes extremas varía a una cuarzomonzonita de biotita típica, mientras que en las partes intermedias puede considerarse como pórfido cuarzomonzonítico de biotita que se diferencia

del primero por la presencia más predominante de los fenocristales de cuarzo en forma de ojo y por la sericitización más característica de la biotita. Estas facies debidas en parte a la alteración penetrativa que enmascara en gran parte la textura original de la roca, deben ser mapeadas en un estudio geológico de detalle considerando la importancia que tienen estos cambios respecto a la alteración y mineralización.

En los mapas del presente trabajo no se muestran estas facies; esto se debe principalmente a que tales diferencias fueron confirmadas con el análisis químico posterior a la realización de dichos mapas.

Petrográficamente, el pórfido de cuarzo se caracteriza por grandes fenocristales de cuarzo en forma de ojos (máximo de 1 cm); feldespato potásico, plagioclasa y biotita, en una matriz aplítica característica, la cual forma más del 50 por ciento del volumen total.

El pórfido cuarzomonzonítico de biotita presenta una textura fanerítica-porfídica a afanítica. Los fenocristales de cuarzo (ojos) son de forma sub-automórfica a sub-elíptica de grano fino a grueso y las plagioclasas se observan macladas y zonadas (Ver Tabla 3). El feldespato es principalmente microclina pertítica y ortoclasa con intercrecimientos locales de plagioclasas. La matriz está compuesta de feldespato y cuarzo, constituye entre un 40 y 50 por ciento; a veces, es posible observar desarrollos mirmekíticos en las márgenes de los cristales de plagioclasa. Los minerales accesorios principales son biotita en forma de libro, pero en gran parte decolorada y corroída por la alteración fílica; rutilo, apatito, zircón (Fig. 8B), óxidos de hierro y pirita de grano fino a medio.

Estas facies empiezan a cambiar texturalmente hacia profundidad (50-60 m), observándose una textura de carácter más hipidiomórfico y con un ligero predominio de la plagioclasa sódica sobre el feldespato potásico (granodiorita ?), y en la matriz es posible observar a veces intercrecimientos gráfi-

cos de cuarzo-feldespato. En superficie, el cambio de pórfido cuarzomonzonítico de biotita a cuarzomonzonita de biotita se nota hacia la altura que señala la Fig. 7B, observándose petrográficamente una textura seriada compuesta principalmente de cuarzo, feldespato K ($>$ que la plagioclasa), plagioclasa y biotita). La alteración feldespática es más prominente en esta facie.

Químicamente se nota en las muestras menos alteradas, la presencia de Ca), mientras que en las alteradas (pórfido de cuarzo), la carencia de este es total.

Los porcentajes modales Tabla 2, muestra el carácter félsico de estas facies.

Cuarzolatita.

Esta roca se le encuentra aflorando en distintas partes alrededor del yacimiento principalmente, hacia el NW y NE donde aparecen en forma de grandes bloques constituyendo las partes más elevadas del Cerro de Los Chicharrones. Los contactos de esta roca, son graduales en una área pequeña con el pórfido cuarzomonzonítico (NW Mapa Geológico) y hacia las partes alejadas (Cerro Bola) y Arroyo Nocóriba, se le observó en el primer caso, discordante con las rocas andesíticas y en el segundo discordante con éstas y con las tobas (?) que se encuentran constituyendo la parte superior de la cordillera al oeste del Cerro Chicharrones.

La clasificación de cuarzolatita o aplita, es aún imprecisa. Esto se debe principalmente a diferencias de observación de campo. Para los geólogos de la residencia de Sinaloa, es una riolita ignimbrítica; sin embargo, de acuerdo a las observaciones del autor, en ningún caso de los afloramientos mencionados arriba, se vió la estructura que caracteriza a tales rocas.

Desde el punto de vista químico y petrográfico la roca corresponde a un microgranito, que vie-

ne siendo un equivalente hipabisal de lavas silíceas e intrusivos graníticos. De acuerdo a S.R. Nockolds (1978), estas rocas son denominadas como pórfidos de cuarzo; pórfidos graníticos o porfíditas.

Megascópicamente, la roca presenta un color crema blanquecino con manchas ocre, masiva y textura afanítica. En sección delgada se observa compuesta principalmente, por cuarzo y feldespato potásico, ambas de grano fino y de forma anedral a ligeramente subedral con una textura aplítica típica. Contiene además fenocristales remanentes de plagioclasa alterados selectivamente a sericita. Los conjuntos de alteración principal son: cuarzo, sericita, caolinita, muscovita y biotita.

En el contacto con la cuarzomonzonita, la presencia de fenocristales de plagioclasa sericitizados es más notoria, lo que le da a la roca una textura porfídica característica.

Químicamente, la roca se caracteriza por un alto contenido en SiO_2 (76-78 %) y K_2O (4.8 %), en cambio los porcentajes de Na_2O y CaO , son bajos. Esto por un lado, se apega más a las características de los microgranitos y difiere con las riolitas ignimbríticas, en las que por lo general el porcentaje de Na_2O es considerable.

En conclusión, la importancia de estas rocas no está tanto en el nombre de las mismas, sino en la relación genética con las rocas intrusivas y más aún, su alto contenido en K_2O presupone una relación con magmas generados a grandes profundidades. La clasificación definitiva, será revisada en un estudio posterior con mayores datos de campo y laboratorio.

Breccia Chicharrones.

En este estudio preliminar, se considera a esta breccia relacionada a la fase intrusiva cuarzomonzonítica, observándose un predominio en su composición de fragmentos sub-angulosos a redondeados provenientes de las rocas ígneas locales.

La breccia constituye el evento más joven con relación a los diferentes eventos asociados al yacimiento, éste es en parte, a que contiene fragmentos de todas las fases ígneas además de fragmentos de pizarra.

Se encuentra aflorando y restringida a la vez, a través de los contactos entre el intrusivo cuarzo-monzonítico y el pórfido de latita-andesita formando una especie de cinturón lineal y en ningún caso se observa que corte o atraviese a la roca de caja. Este último rasgo apoya aún mas, su clasificación como breccia ígnea ó intrusiva, además de sus características litológicas, descartándose por un lado, su apariencia de chimenea ó breccia-pipe debido a sus dimensiones y por otro lado, a un origen hidrotermal por la composición en parte de su matriz. Sin embargo, a partir del análisis petrográfico, dicha alteración, es parte de los flúidos hidrotermales tardíos y no precisamente de los que depositaron el molibdeno.

La breccia se encuentra constituída por fragmentos redondeados y algunos angulosos con tamaños muy variables de menos de 1 mm hasta más de 1 m de diámetro. Petrográficamente se encuentra constituída por fragmentos de pizarra, pórfidos de latita-andesita, cuarzo-monzonita, y cuarzo en general. La matriz es principalmente silícica (Tabla 4) con un alto contenido de alumina (20 %) lo cual refleja claramente el tipo de alteración presente en esta roca dada por los conjuntos de minerales siguientes: cuarzo, sericita, piritita, así como plagioclasas completamente sericitizadas, calcita, clorita, feldespatización en los ojos de cuarzo provenientes de los fragmentos de cuarzo-monzonita y óxidos.

En los fragmentos mas grandes de cuarzo-monzonita pueden ser observados algunos hilillos o vetillas con trazas de molibdenita. En general, se considera con los datos actuales, pocas posibilidades de contener mineralización de molibdeno ya que ésta se desarrolló en la etapa hidrotermal temprana.

V ALTERACION

El patrón general de las alteraciones en el yacimiento de molibdeno "Los Chicharrones" está representado por un zoneamiento que difiere vertical y lateralmente, en gran parte difuso debido a los traslapes tardíos de conjuntos minerales que se presentan en forma penetrativa y reemplazando en gran parte a los minerales magmáticos como el cuarzo, feldespatos y biotita, lo cual modificó a la vez, la textura primaria de la roca cuarzo-monzonítica.

Es posible sin embargo, diferenciar por medio de los estudios petrográficos a detalle (Tabla 1) y en base a los análisis químicos y de oclusiones flúidas realizados en muestras de superficie y de barrenación tres etapas múltiples de alteración y de mineralización hidrotermal, estrechamente relacionadas en el espacio pero separadas y en gran parte distintas, en el tiempo.

Las etapas de alteración hidrotermal hipogénica reconocidas son la potásica, fílica y propilítica. La alteración potásica es la más temprana y se divide en este estudio en tres zonas: silícica, feldespática y biotita. Las dos primeras son coincidentes con la fase intrusiva cuarzo-monzonítica y su límite se traza donde disminuye el cuarzo abundante, de forma salpicada o de pimienta y la mineralización de molibdenita en vetas gruesas de la zona silícica. La zona feldespática se caracteriza por la asociación más definitiva del feldespato-sericita y cuarzo, y también por la presencia más abundante de los ojos de cuarzo con vetas e hilillos delgados de reemplazamiento metasomático.

La zona de la biotita, se presenta como una fase límite, relacionada al pórfido de latita-andesita y su carácter temprano se define aún más por la presencia de albita sustituyendo al feldespato potásico.

La alteración fílica se determina por un aumento en el contenido de piritita y afecta principalmente a las fases intrusivas tardías y breccias. La zona

propilítica se manifiesta traslapándose tanto en superficie como a profundidad, en este caso, donde el fractuamiento es más evidente habiéndose emplazado en vetas gruesas compuestas por minerales carbonatados, clorita, arcilla, cuarzo, pirita, etc. De hecho, esta zona muy irregular se manifiesta coincidente con el halo pirítico que es más abundante en la zona propilítica.

Otro evento de alteración que se ha podido distinguir en la última información obtenida a partir de las muestras del barreno B6 por la alteración deutérica más temprana que la feldespática, definida por la asociación: albita-cuarzo-feldespato potásico (principalmente en vetas), con muscovita-sericita, débilmente desarrollada en la fase inferior de la cuarzomonzonita pero más desarrollada en las partes inferiores de la roca de caja en contacto con la cuarzomonzonita y granodiorita.

La mineralización más importante se encuentra asociada a la etapa de alteración silícica donde son más abundantes las vetas con molibdenita en forma de lentes masivos (compuestas), las de bandas paralelas o azules y los hilillos tectonizados. Aquellas disminuyen en la zona feldespática, apareciendo en este caso en forma de vetillas e hilillos delgados y rectos con molibdenita de grano fino y bastante errática (Fig. 7B).

Con estas características, el zoneamiento resultante es posible compararlo con los depósitos de Climax y Urad-Henderson donde la secuencia se compone de una zona central feldespática que incluye en el centro a una zona silícica y una subzona de biotita, y rodeando a esta zona central se encuentra la zona sericita-cuarzo-pirita, le sigue la zona argílica y más extendida hacia la superficie la zona propilítica.

Por otro lado, la disminución de la temperatura en las muestras de los barrenos B4, B8 ?, comprueba que uno de los factores importantes en el zoneamiento de la alteración-mineralización fué el decrecimiento de la temperatura hacia las partes exter-

nas al cuerpo de mena, aunado a otros factores interdependientes dentro de los cuales se puede incluir: las variaciones químicas producidas durante la migración de los flúidos, la velocidad de mezclado del sistema magmático-hidrotermal con aguas meteóricas, la composición máfica de las rocas de caja y posiblemente la predominancia de la biotita hidrotermal.

V. 1 Descripción y Distribución de las Zonas de Alteración.

Alteración Potásica.

En términos generales y a partir de los datos con que se cuentan hasta el momento, la alteración potásica es dividida en base a las características petrográficas y químicas en tres zonas distribuidas del centro hacia afuera en: zona silícica, zona feldespática y zona biotita-uralita (ver mapa geológico de alteraciones). Las dos primeras zonas ocupan todo el cordón de la roca cuarzomonzonítica, mientras que la tercera afecta solamente, al pórfido de latita-andesita en contacto con la cuarzomonzonita.

La explicación de estas zonas de acuerdo a la edad aparente de formación de sus conjuntos minerales es como sigue:

a). Zona Feldespática.

En el campo esta zona se observa de un color gris verdoso a café amarillento o rojizo rodeando a la zona central silícica.

Hacia la parte más al norte del cordón mineralizado la roca cuarzomonzonítica se observa más fresca que con respecto a la parte sur y predominan las vetillas e hilillos delgados conteniendo molibdenita erráticamente diseminada (Fig. 7B).

Microscópicamente, se identifica en términos de un metasomatismo producido por flúidos magmáticos tardíos-hidrotermal temprano que produjeron una feldespatización (micropertitas), más feldespatización y silicificación de los ojos

de cuarzo en la cuarzomonzonita. La diferenciación exacta de estos conjuntos de reemplazamiento metasomático es difícil debido a la superposición e invasión por conjuntos minerales de alteración hidrotermal como la recristalización de la biotita magmática (actualmente hidromuscovita) y sericitización de las plagioclasas que caracterizan en gran parte a esta zona. El parámetro más importante e indicativo del metasomatismo como evento más temprano lo constituyen la presencia de vetas e hilillos delgados y rectos compuestos por cuarzo subedral de grano fino a mediano asociado con feldespato potásico y albita, ambos de forma subedral y eudral, además de apatito característico. La molibdenita asociada a estas vetas se observa de grano fino y de forma tabular prismática, intersticial entre granos de cuarzo, feldespato, apatito y en general muy errática.

Otro rasgo textural importante de estas vetas e hilillos es el reemplazamiento hacia sus bordes por flujos de sílice hidrotermal que hace que desaparezcan completamente en la matriz de la roca, esto es más característico aún, en las muestras estudiadas de los barrenos B2, B3 y B6 que corresponden a profundidades comprendidas entre los 50 y 70 m, en donde se empieza a observar además, fenocristales de albita con biotita hidrotermal finamente diseminada, y biotita magmática alterándose a clorita.

La feldespatización dada por la asociación de feldespato potásico (ortoclasa y micropertita) y cuarzo se presenta intensamente desarrollada hacia las partes superiores del intrusivo cuarzomonzonítico, observándose traslapada por los conjuntos de la alteración física más intensamente hacia la parte NW del intrusivo. A profundidad, la feldespatización disminuye en el contacto con la fase granodiorítica supuesta. Químicamente esta zona se caracteriza por una ganancia en K_2O y SiO_2 y una pérdida considerable de los óxidos de calcio, los que aumentan a profundidad donde empieza a disminuir la feldespatización.

Zona Biotita-Uralita.

Esta alteración se encuentra afectando preferencialmente a la roca de caja (pórfido de latita-andesita) y a los diques andesíticos, siendo más intensa en los contactos y de carácter selectivo a profundidad en donde también aparece de grano fino en los bordes de la cuarzomonzonita.

En superficie (ver mapa de alteraciones) bordea al intrusivo cuarzomonzonítico hacia las partes S, E y se extiende con cierta intensidad hasta una distancia aproximada máxima de 30 m.

En el perfil y-y', la biotitización gradúa de abajo hacia arriba y del centro hacia los lados, encerrando prácticamente las zonas del molibdeno, coincidentes éstas, con la feldespatización y silicificación. La distribución de la biotitización, permite bosquejar aún más, la forma del intrusivo cuarzomonzonítico y sus dimensiones más propias de un lacolito.

La biotitización antecede a la mineralización de molibdeno debido a que las vetas más tempranas con molibdenita diseminada se observan rodeadas de biotitización intensa, contemporánea con la feldespatización y más temprana que la silicificación.

Microscópicamente se identifican varias formas de presentación de la biotita: 1) en forma de fenocristales eudrales a subdrales; 2) diseminada en la matriz con apariencia salpicada o de pimienta; 3) reemplazando parcialmente a los fenocristales de plagioclasa, observándose de grano fino y de color verde manzana; 4) en forma penetrativa e intensa de grano fino a medio, formando a veces especie de manchones asociados a albita; 5) en vetas e hilillos asociada a actinolita y en partes a cuarzo y feldespato en forma de grumos y manchones reemplazando a la hornblenda y a veces parcialmente a las plagioclasas, (Figs. 8A-C).

Las formas 2 y 3 son de carácter selectivo y se presentan localmente en la cuarzomonzonita sobre todo en los bordes con el pórfido de latita-andesita y hacia las partes más profundas en transición con la fase intrusiva granodiorítica; en cambio la uno,

es exclusiva y forma parte de la composición modal de la roca cuarzomonzónica. Este tipo de biotita ha sido afectada por cambios químicos post-magmáticos observándose corroída por sílice, decolorada y recristalizada en los bordes y hacia los centros.

Las formas 4, 5 y 6 se presentan exclusivamente en el pórfido de latita-andesita y diques andesíticos, siendo la 4 más desarrollada en las partes profundas y medias de la roca de caja y la 5 y 6 más comunes en la superficie cercana al contacto con el intrusivo. De acuerdo a la intensidad de la biotitización, el color de la roca varía observándose un color gris oscuro para el pórfido latita-andesita y un color gris claro verdoso para las rocas más frescas.

Zona Silícica.

La alteración silícica representa la etapa hidrotermal más importante desde el punto de vista económico. Esta alteración en el sentido más amplio, se encuentra afectando a todos los tipos de roca, siendo más característica en la parte central del cuerpo intrusivo cuarzo-monzónico y su configuración geométrica coincide con la mineralización de molibdeno.

Petrográficamente, es posible diferenciar varias sub-etapas de alteración silícica, la primera se reconoce por la presencia de vetillas e hilillos compuestos de cuarzo-feldespato-albita, de forma recta y de un grosor no mayor de 5 mm (Fig. 78). Estas vetas e hilillos se consideran por su composición, textura hipidiomórfica y asociación con los ojos de cuarzo pertenecientes a la etapa de alteración magmática tardía-hidrotermal temprana. A esta misma etapa pertenecen la serie de hilillos tectonizados que en superficie se ven desplazados por las vetas de cuarzo-feldespato-molibdeno de paredes paralelas, (Fig. 7E).

La segunda sub-etapa de silicificación hidrotermal temprana forma prácticamente, la zona silícica a la que se hace referencia en esta parte. Se reconoce por un reemplazamiento selectivo en la roca

cuarzomonzónica, caracterizada por un desarrollo intenso en vetas multi-direccionales que enmascaran en gran parte la textura original de la roca. En superficie estas vetas se observan de grosor, tamaño y formas muy variables, sobresalen principalmente:

- 1) Vetas de cuarzo-feldespato-molibdeno \pm pirita de paredes paralelas, separadas por un halo feldespático-sericitítico muy delgado (Fig. 7E).
- 2) Vetas azules de cuarzo-molibdeno-feldespato-apatito identificadas como "dendríticas"* o de forma de chicharrón, (Fig. 7D).
- 3) Vetas compuestas formadas por cuarzo-molibdeno-pirita.

Las vetas del tipo uno se observan al microscopio de textura hipidiomórfica, compuestas principalmente por cuarzo, ortoclasa y a veces albita. El apatito es escaso y cuando se observa asociado es de forma euedral. La molibdenita se presenta en forma de pequeñas laminillas intersticiales entre granos de cuarzo-ortoclasa e incluida y diseminada preferentemente en la ortoclasa, (Figs. 7D, 7F, 9C-E).

*Nombre incorrecto ya que la formación de dendritos implica otro proceso.

Las vetas azules (Waterman, 1955) de cuarzo-molibdenita, presentan una textura sacaroide y la bundancia de molibdenita, les dá un color gris azulado, de aquí su nombre de vetas azules.

Alrededor de estas vetas pueden observarse, zonas más amplias de feldespaticización sericitización y su forma y tamaño son muy variables. La forma irregular o de chicharrón varía desde un cm. hasta 30 o 40 cm. Microscópicamente, presentan un contenido muy alto en cuarzo, observándose de grano medio a grueso e íntimamente asociado al feldespato potásico (Ortoclasa) y apatito abundante. Un rasgo sobresaliente de estas vetas, es el reemplazamiento hacia los bordes por la silicificación penetrativa, acompañada de sericitización. Esta re-

lación indica que el vetamiento principal que contiene al molibdeno, fue más temprano que esta silicificación en flujo o penetrativa y ligeramente posterior a la biotitización.

La molibdenita se observa de varias formas y tamaños variables. Sobresale principalmente la ramificada o plumosa, ligeramente prismática, junto con cristales laminados eudrales (Fig. 98). Es común también la molibdenita en forma o apariencia de vetas de cuarzo y asociada característicamente con apatito (Fig. 9C).

Vetas compuestas. Estas vetas se distinguen microscópicamente por contener cuarzo formando especie de masas o manchones, cuarzo brecciado y molibdenita preferentemente en fracturas de formas ramificadas y prismáticas, de grano más grueso que las anteriores con una distribución irregular. El contenido de apatito asociado al cuarzo como al feldespato es muy prominente, así como la sericitización donde aparece también la piritita. No se observa molibdenita diseminada.

Estos tres tipos de vetas forman el cuerpo o stockwork de molibdeno y en conjunto componen la zona silícica marcada en el mapa geológico de alteraciones, como una zona de forma irregular ligeramente elíptica y ocupa un área de 683 m².

A profundidad según se puede ver en el bloque diagramático, el cuerpo se comporta como una sábana o manto inyectado con un rumbo N 60° W e inclinación casi vertical (80-85°). En el perfil y-y' el cuerpo adquiere una forma de embudo a profundidad y los valores de sílice disminuyen así como las vetas azules las que casi no se observan.

La tercer y última etapa, esta determinada por flujos de sílice de carácter penetrativo sin molibdeno pero con piritita diseminada y por vetas de relleno de fracturas, asociadas principalmente, a las rocas más jóvenes. En estas vetas, es posible distinguir localmente molibdenita de grano fino y forma prismática, considerada como producto de remobilización.

Alteración filica

Por definición, la alteración filica se determina por la asociación cuarzo-sericitita-piritita y está siempre presente en los yacimientos de cobre porfídico. En el cerro de Los Chicharrones, a esta alteración se observa mejor desarrollada hacia la parte N-NW y S-SE traslapándose con la zona más externa de la alteración feldespática en la roca cuarzomonzonítica y se extiende a través de las breccias y parte de las aplitas en el contacto (Ver mapa geológico de alteraciones). En estas últimas rocas, los conjuntos de alteración característicos son cuarzo-piritita-sericitita y en menor cantidad clorita-carbonatos-arcilla y oxidación. Las vetas que acompañan a este conjunto, son principalmente las de relleno de fisuras con molibdenita (oxidada) acompañada de piritita abundante, principalmente diseminada de grano medio a grueso y a veces en vetillas. Forma prácticamente el halo pirítico co-extensivo con esta zona.

La alteración filica traslapándose con la feldespática es más característica hacia la parte N-NW y S-SE de la zona silícica y a profundidad (perfil y-y') se presenta más característicamente a través del B8 y hacia las partes de los B2 y B3. Los rasgos petrográficos sobresalientes de la alteración son: sericitización penetrativa de todos los silicatos con excepción del cuarzo hacia la parte más interna, observándose de forma escamosa hacia la superficie con oxidación superpuesta y de carácter punteado o afieltrado a profundidad, en este caso se encuentra más asociada a las hidrómicas formadas a partir de la biotita magmática (Figs. 7C, 8B, D y F).

El cuarzo es también del tipo penetrativo, grano fino a mediano, xenomórfico y de textura sacaroide en superficie. Se observa reemplazando hacia las partes más internas a las vetas azules y compuestas.

La piritita es más característica en la matriz de la roca que en las vetas asociadas, mientras que la molibdenita se restringe solamente a las vetas, en gran parte errática.

Los carbonatos y la clorita que se observan asociados a esta alteración son más característicos de la propilitización en vetas.

La biotita completamente recristalizada y alterada a hidromuscovita es característica de la alteración fílica, formándose en algunos casos circón y leucóxeno (?) o bien rutilo que representa presumiblemente el titanio de la biotita original. Hacia las partes externas de la zona no se observan estas características de la biotita, aunque aumenta un poco la arcilla (caolinita).

El apatito y rutilo aparecen en parte recristalizados y redistribuidos en la matriz, este último incluido en el cuarzo de las vetas y el primero es abundante tanto en la matriz como asociado a las vetas.

En general, los contactos de la alteración fílica son todavía difíciles de precisar a profundidad, ya que sólo con datos de radio isótopos es posible hacerlo, sin embargo, de acuerdo a los análisis químicos y petrográficos se ha podido delimitar los traslapes de la alteración fílica con la feldespática (como en las partes intermedias y más internas) y que corresponden prácticamente donde se observa una asociación de sericita penetrativa en forma escamosa con piritita de grano medio a grueso más definida y de acuerdo a los porcentajes de variación de SiO_2 - Al_2O_3 . La alúmina en general, es alta dentro de la zona indicada aún más con la presencia de hidrómicas y sericita.

Alteración Propilitica.

La alteración propilitica se observa en afloramientos irregulares hacia la parte NW del depósito y afecta principalmente al pórfido de latita andesita, andesitas y diques andesíticos.

Las muestras colectadas en superficie y estudiadas al microscopio (no incluidas en la Tabla 1), muestran una asociación característica de: clorita-epídota-sericita-calcita-caolinita (?) y opacos. La distribución de éstos conjuntos es variable, aunque la clorita siempre está presente y un rasgo sobresa-

liente de estos minerales es la de formarse en su mayoría a partir de las plagioclasas, especialmente la clorita.

La epídota es de grano medio a grueso con su color característico amarillo o pistache, mientras que la clorita presenta un color verde claro, de grano medio. La sericita es de forma punteada y aparece irregularmente en los fenocristales de plagioclasa, a veces sobresalen de estas últimas, algunos agregados de minerales amorfos, especies de nubes o grumos que no fueron identificados. La calcita se presenta en cantidades variables, sobresaliendo a veces en forma de vetillas o hilillos cortando a las plagioclasas en estos casos, se identifica solamente como carbonatos.

Dentro del área de depósito se observa en las partes borderas o interfases de la roca de caja e intrusiva respectivamente, traslapándose o graduando a la alteración fílica y/o probablemente con la propilitica. Esto es, no hay una asociación mineralógica característica y penetrativa, sino que, las relaciones son variables. Sobresalen principalmente las siguientes asociaciones en las muestras de barreración determinadas por difracción de rayos X:

B1-38: cuarzo-mica-dolomita-feldespato y caolinita

B6-47: cuarzo-feldespato-mica-clorita-calcita

B6-80: cuarzo-feldespato-clorita-mica-calcita.

De estos conjuntos y de acuerdo al análisis petrográfico respectivo, la asociación: dolomita-mica y caolinita en la muestra B1-38, se observa en una veta compuesta rellenando principalmente los inter-espacios, mientras que los conjuntos: mica-clorita-calcita y clorita-mica-calcita en las muestras B6-47 y B6-80 respectivamente, presentan variaciones texturales importantes representando de hecho, una especie de zona límite a profundidad para la mineralización de molibdeno. La asociación característica y con la cual ha sido posible determinar

esta zona como propilítica y con la cual ha sido posible determinar esta zona como propilítica y no como argílica, es la presencia en mayor cantidad de la clorita-carbonato con disminución conspicua de la sericita.

La sericita se observa en general formándose a través de los planos de clivaje de la biotita, presentando un color verde pálido, las partes remanentes de la biotita varían de verde pálido a café amarillento. En fracturas, la clorita se observa con luz polarizada, de color azul fuerte (alunitas?), de formas anedrales asociada estrechamente a la calcita y algo de sericita. Esta última asociación de calcita y clorita, se considera más bien supergénica mientras que la formación de clorita a partir de biotita magmática, la mezcla de agregados microcristalinos de carbonato-arcilla y la presencia de feldespato potásico-mica-caolinita en menor cantidad, se interpreta como de origen hipogénico.

La mezcla de aspecto sucio o terroso, compuesta de carbonato-arcilla se presenta más característicamente en la muestra B1-33, que se localiza en el contacto de la latita-andesita con la cuarzomonzonita.

Otros minerales que se observan en menor cantidad son pirita y cuarzo principalmente en los contactos del pórfido de latita-andesita con la cuarzomonzonita, donde se presentan además vetas de relleno de fracturas conteniendo cantidades interesantes de sulfuros minerales, cuyas texturas representan condiciones de formación mucho más tardías que el molibdeno.

La distribución de la zona propilítica a profundidad es coincidente en parte, con el halo pirítico y con la presencia de sulfuros minerales de pirita, calcopirita, esfalerita, galena y minerales de antimonio.

V.2 Química de las Alteraciones.

Los análisis químicos por elementos mayores realizados en 16 muestras representativas del área (Tabla 4), seis de las cuales fueron rocas consideradas como relativamente, inalteradas (Tabla 2) y 10 representativas de las zonas de alteración, ayudaron

en gran parte a delimitar estas zonas ya que las fronteras entre ellas no representaban cambios radicales en la mineralogía y su determinación con el solo estudio petrográfico era difícil.

Algunos de los cambios químicos producidos entre la roca fresca y la alterada son analizados a partir de las variaciones de sus elementos mayores y en este caso, se explica también alguno de los procesos hidrotermales que originaron las zonas de alteración. Si se observan los valores de los óxidos principales mostrados en la tabla 4, se encuentra una clara correlación entre las zonas mineralizadas y los porcentajes en SiO_2 y K_2O , esto es, para las zonas silícica y feldespática principalmente.

El contenido de SiO_2 es más alto en la zona silícica y disminuye ligeramente en la zona feldespática, preferentemente, donde hay más destrucción de esta zona debido a la alteración de la plagioclasa.

En la zona silícica se observa un contenido en CaO , Fe_2O_3 y MgO , mientras que aumentan en la zona feldespática y finalmente son abundantes en la zona de biotitización, esto último demuestra que tanto el Fe como el Mg entraron en el proceso de esta biotitización del pórfido de latita-andesita y que en las zonas principalmente la silícica, el Fe fue removilizado y utilizado en la formación de biotita, magnetita y sulfuros minerales, fijándose finalmente en la zona propilítica en forma de pirita (halo pirítico).

Por otro lado, la removilización del Ca durante la formación de la alteración potásica es más variada. En algunos yacimientos de cobre se llega a redepositar en vetillas en forma de anhidrita y es posible que este mineral se encuentre en algunas vetas de Chicharrones, pero no fue identificado.

Pérdidas en Na_2O durante la alteración del pórfido de latita-andesita parece haber tenido lugar del sistema hidrotermal ya que no se observa depositado en las otras alteraciones e inclusive, algo de Na se perdió durante la destrucción de la alteración feldespática (compárese por ejemplo, en la tabla 4, los valores del Na_2O para las muestras CH-19 con respecto a las B1-23 y B3-16).

Los valores de K_2O son en general mas altos en la zona feldespática pero también importantes en la silícica, variando para aquella entre 2.5 a 3.5 por ciento y para ésta entre 1.8 y 2.5. Esta distribución es similar a la observada en varios depósitos de Cu en Norteamérica (Davis y Guilbert, 1973; Olade, 1977) esto es, en estos yacimientos, el feldespato K se suma en gran parte a la biotitización de las andesitas e intrusivos, en el caso de Chicharrones, parte del K_2O fue necesario para la formación de la biotitización del pórfido de latita-andesita, observándose por ejemplo en la tabla 4, valores de K_2O en esta roca de 2 a 3.5 por ciento en peso. Una pérdida de K_2O se infiere a partir de la cloritización de la biotita a profundidad (B6-80), sumándose a la asociación de sericita-arcilla.

El molibdeno se observa disminuyendo a profundidad a partir del cambio de la alteración potásica a un halo propilítico reflejado esto, a partir del análisis de la fase considerada como granodiorítica.

Una interpretación sobre las variaciones de los elementos en trazas con respecto a las zonas de alteración, deberá hacerse cuando se tengan los análisis suficientes.

Los aspectos presentados en esta parte, son todavía de carácter cualitativo y en parte especulativas, pero la importancia de estos datos es fundamental para entender los procesos de formación de las alteraciones.

VI MINERALIZACION

Los diferentes aspectos de la mineralización y paragénesis fueron estudiados utilizando un microscopio petrográfico-minerográfico, microsonda y oclusiones fluídas. Con estas técnicas y las observaciones de interposición de las vetas en el campo, se identifican las diferentes etapas de mineralización principal, lo cual se describe más adelante.

El número total de superficies pulidas, preparadas y estudiadas al microscopio minerográfico fueron del orden de 40.

VI. 1 Minerales Hipogénicos.

Todos los sulfuros identificados en el presente trabajo son hipogénicos y la mayoría se presentan en vetas de cuarzo de varios tipos. Los siguientes son los más abundantes: molibdenita-pirita-ferrimolibdenita-esfalerita-calcopirita-wolframita-pirrotita(?) -minerales de antimonio (estibiconita, estibinita y bertierita) y galena.

La molibdenita es con mucho la más importante y en este trabajo se estima que más del 90 por ciento está en vetas y no fué observada diseminada.

Los principales tipos de veta que fueron identificadas con mineralización de sulfuros son:

1. Vetillas e hilillos tectonizados de cuarzo-feldespato \pm molibdenita.

Se presentan estos hilillos principalmente, en la zona feldespática y más comúnmente, en las muestras de los barrenos de mayor profundidad. Microscópicamente, se distinguen por contener feldespato potásico, plagioclasa (albita) y molibdenita erráticamente distribuida, de grano fino y forma laminar prismática (Fig. 9D, F). A veces, se observa a estos hilillos íntimamente asociados a fenocristales de plagioclasa a las que a veces atraviesan, así como también, ojos de cuarzo de tamaño menor de medio milímetro.

La mayor parte de estas vetillas e hilillos son de forma recta (Fig. 78), aunque, en la zona silícica las vetas posteriores deformaron y plegaron a éstos, observándose de formas irregulares (Fig. 7E).

Este tipo de vetillas fueron llamadas por Gustafson y Hunt en los yacimientos de Chuquicamata y el Salvador vetillas "B" y representan en estos yacimientos como en el de Chicharrones de acuerdo a los datos de temperatura y sus relaciones de interposición y mineralogía, la etapa de mineralización transicional entre la magmática tardía y la hidrotermal temprana.

La molibdenita en estas vetillas es errática pero aparece de grano fino e incluída y asociada al cuarzo principalmente.

2. Vetas de cuarzo-feldespato-molibdenita \pm pirita.

Presentan paredes paralelas, separadas por un halo delgado sericítico (Fig. 7E), consideradas como de reemplazamiento metasomático. Estas vetas junto con las vetillas e hilillos tectonizados son considerados de la etapa más temprana de fracturamiento que precede a la masa ígnea y en donde, flúidos de origen magmático son emplazados. Al microscopio se componen de cuarzo, feldespato potásico y albita. El apatito y la molibdenita son de grano fino y de formas euedrales, la última, es laminar y prismática y a veces va acompañada de pirita idiomórfica de grano fino.

3. Vetas Azules.

Fueron llamadas así por Waterman (1955) y en Chicharrones aparecen en la parte central del intrusivo. En superficie se observan de formas irregulares acompañadas casi siempre de una alteración feldespática-sericítica. El grosor de éstas vetas varía de unos milímetros hasta 30 y 40 cm. El color característico es la de un azul distintivo a gris, debido principalmente al contenido de molibdenita. Esta se presenta en agregados cristalinos de 1 a 20 mm. de tamaño, casi siempre en los bordes de la veta y/o diseminada en cuarzo, de formas bien desarrolladas, prismáticas (Fig. 7D-8C), a veces asociada a ortoclasa-apatito.

4. Vetas compuestas.

Estas vetas se restringen a la zona central del intrusivo al igual que las vetas azules y constituyen junto con éstas, las más importantes por el contenido de molibdeno.

Mineralógicamente, la asociación constituyente principal es: cuarzo-molibdenita; ortoclasa-molibdenita-apatito y cuarzo-pirita \pm sericita. La molibdenita es abundante y se presenta preferentemente de forma ramificada prismática y a veces en forma tabular o de vetilla no mayor de un centímetro. Asociada a la molibdenita se presenta pirita y algo de wolframita.

5. Vetas de relleno de fracturas.

Molibdenita en fracturas de relleno también llega a observarse y en estos casos, en asociación con algunos sulfuros más abundantes como pirita, esfalerita y wolframita, además de galena y minerales de antimonio.

VI. 2 Paragénesis.

Tal y como se estableció en la parte de alteraciones, es decir, de acuerdo al arreglo zonal de éstas, determinadas por los diversos conjuntos minerales y de acuerdo también a las relaciones de interposición de las vetas que forman el stockwork y su estudio minerográfico, así como a los datos de temperaturas, tres son las etapas hidrotermales en la que se formó la mineralización de molibdeno:

La etapa más importante está relacionada a la actividad hidrotermal más temprana, formándose en este caso las vetas azules y compuestas, con valores altos en molibdeno y las cuales componen al stockwork de molibdeno.

La primera etapa se considera transicional, es decir, correspondería a la etapa magmática tardía hidrotermal temprana donde se formaron las vetillas a hilillos que se presentan principalmente en la zona feldespática y en donde la molibdenita aparece asociada e incluida en cuarzo-feldespato potásico de grano fino.

La etapa más tardía corresponde las vetas de relleno de fracturas que en el yacimiento se presentan principalmente en los contactos de los intrusivos con las rocas de caja y en donde la molibdenita es errática y en cambio, los sulfuros de pirita, esfalerita y minerales de antimonio son más abundantes.

Las presiones estimadas a partir de los datos de oclusiones fluídas sugieren que este último fracturamiento fue producido en condiciones hidrostáticas intermitentes que permitieron el flujo (mezcla) de aguas no magmáticas más frías.

VI. 3 Zonación de la Mineralización.

Dado que durante el desarrollo del presente trabajo no se contó con un mapa base y con los datos de

valores químicos, no se pudo realizar mapas a escala pequeña que mostraran los cambios y traslapes de la mineralización observados con el presente estudio. Sin embargo, en el mapa geológico de alteraciones a detalle, sección y-y' y en el bloque diagramático, se pueden observar las variaciones de las distintas zonas de alteración identificadas, las cuales se encuentran íntimamente relacionadas con la mineralización de molibdeno.

El molibdeno se presenta principalmente en la zona o medio silícico más interno, ocupando un área de 68 x 10 m con un valor promedio de 0.25 por ciento. La relación aproximada de la molibdenita o pirita en esta zona es de 10:1 (Ver mapa geológico de alteraciones, sección y-y' y bloque diagramático).

Esta zona presenta una forma ligeramente alabeada (ver bloque diagramático) parecido a un manto inyectado con una inclinación casi vertical y rumbo S 60° E.

La molibdenita se presenta principalmente en las vetas azules y compuestas en forma de agregados aciculares diseminados en cuarzo de vetillas y asociada principalmente a cuarzo, ortoclasa y apatito.

Los valores de molibdeno en la zona feldespática/fílica disminuyen considerablemente, más aún en la zona fílica donde el tipo de vetas que contienen el molibdeno son las de la etapa hidrotermal tardía. La zona feldespática-fílica forma una especie de sombrilla coincidente con la forma de inyección del intrusivo cuarzomonzonítico. Los valores medios de Mo en esta zona son del orden de 0.02 por ciento. La molibdenita se presenta principalmente en vetillas e hilillos de cuarzo de la etapa magmático tardío y la relación y asociación con pirita es más característica. Los valores de molibdenita tanto en la zona silícica como en estas dos zonas varían también con respecto a la profundidad, aunque no se cuentan con los valores respectivos y solo los del barreno 6 (Tabla 4), donde se puede observar un cambio en una distancia muy corta.

La molibdenita en la zona de biotita se observa principalmente en las mismas vetillas de la zona feldespática, pero además erráticamente en las de relleno de fracturas.

En la zona fílica-propilítica, la mineralización consiste principalmente de sulfuros de pirita, esferulita y minerales de antimonio. Estos se presentan en proporciones variables en vetas del tipo de relleno de fracturas, principalmente alrededor del núcleo silícico.

La relación aproximada de molibdenita-pirita en esta zona es de 1:10, es decir, la pirita forma entre estas dos zonas un halo característico, en cierto modo irregular con respecto a otros yacimientos de tipo cobre diseminado. Este halo es en cierto modo, el reflejo de la concentración inicial del Fe en las rocas plutónicas, que como se vió anteriormente fue removilizado durante la formación potásica, fijándose en la zona de alteración propilítica.

VII OCLUSIONES FLUIDAS

La localización de los yacimientos de cobre diseminados en el espacio y en el tiempo, así como los patrones de alteración asociados a estos depósitos, ha sido objeto de un gran número de trabajos.

La aplicación más reciente de la técnica de oclusiones fluidas ha sido en el desarrollo de modelos físico-químicos, mediante los cuales se ha tratado de entender el medio ambiente de depósito de tales yacimientos, sobresalen principalmente los trabajos de Nash, 1971; Nash y Theodore 1971; Moore y Nash 1974; Roedder 1971-1973, Chivas y Wilkins 1977; Davis 1973, etc.

Uno de los objetivos planteados para el desarrollo del presente trabajo, se situaba en esta misma línea, es decir, desarrollar un modelo físico químico del depósito de molibdeno Los Chicharrones. Sin embargo, con el equipo actualmente disponible en este laboratorio se presentaron varias limitaciones en la obtención de la información específica requerida para dicho modelo, esto es, con respecto a los datos de las temperaturas y concentración de sales que son, básicos en el análisis de las condiciones de depósito.

En este sentido, no se presenta una descripción detallada de las características de las oclusiones y solo se hace a continuación un breve resumen de las observaciones microscópicas generales y de las temperaturas de homogeneización determinadas en algunas muestras.

VII. 1 Observaciones Microscópicas Generales de las Oclusiones.

Todos los tipos de oclusiones descritas en términos de las fases presentes (Roedder, 1971), se encuentran en los diferentes tipos de muestras analizadas.

Los tres tipos de oclusiones identificadas son principalmente:

- Oclusiones ricas en sales (Tipo A). Contienen uno o más cristales hijos ocupando las burbujas de un 20 a 30 por ciento en volumen.
- Oclusiones tipo B. Constituidas principalmente de líquido + vapor es decir, son en general de baja densidad.
- Oclusiones ricas en gas (Tipo C). La fase de vapores ocupa del 60 al 80 por ciento en volumen.

La tabla siguiente contiene los análisis de cuatro muestras estudiadas con el equipo de la Universidad de Arizona (abril 1980):

No. de Muestras	Descripción y Tipo de Oclusiones	Temperatura de Homog.
B3-5	Oclusiones abundantes de tamaño muy pequeño, principalmente secundarias con una composición aproximada de L + V = 80 - 90 % sales = 5 - 10 %.	TH fase Líq. = 266°C
	A)	TH sal = 318°C TH sal = 252°C
	B)	TH = 210 - 220°C
B1-14	Son sobresalientes las oclusiones ricas en sal, pero en general, son de tamaño pequeño y abundantes.	TH B = 412°C

B2-1	Oclusiones predominantemente ricas en L + V = 90 % baja salinidad.	TH B = 386°C
B4-4	En cuatro fragmentos de la muestra se observan:	TH B = 280°C TH S = 330°C Campo A
	Ocl. Ricas en Líq. + Sal = 5 - 10 %.	
	Ocl. Ricas en Líq. = 20 - 40 %.	
	Ocl. Ricas en Vapor = 10 - 20 %.	TH B = 500°C
	Ocl. Ricas en Líq. + V = 40-60 %.	TH S = 189°C Campo B
	las oclusiones ricas en líquido se observan principalmente en planos secundarios son muy abundantes.	TH S = 340°C TH B = 500°C Campo C

VII. 2 Temperaturas de Homogeneización.

Las temperaturas de homogeneización medidas en la platina de la sección de investigaciones metalogénicas, fueron siempre mayores de 350°C.

Sin embargo, con los análisis de la tabla anterior, se puede ver una gran variación en las temperaturas medidas lo cual es congruente con las de muchos depósitos de Cu diseminado. Por otro lado, las variaciones en las muestras analizadas fueron más marcadas debido a que fueron calentadas dos veces y en este caso, las razones para tales variaciones pudo deberse:

- Que se haya escapado líquido durante el calentamiento.
- Que la presión haya variado durante el depósito de la mineralización y en este caso, serán necesarias las correcciones por presión en algunas de las oclusiones.
- Que los fluidos hayan hervido y en este caso, varias oclusiones atraparon mezclas de vapor y líquido.
- Que las oclusiones sean secundarias y representen edades diferentes.

Varios de estos mecanismos seguramente influyeron en la variación de la temperatura, específicamente pueden suponerse a partir de la muestra

B4-4, de la tabla anterior, en la cual se observó un gran rango de variación 189° a mayor de 500°C.

En resumen, las oclusiones con salinidades altas son comunes en las vetas de la zona silícica, que son consideradas de la etapa hidrotermal más temprana, muestras con cristales hijos son observadas a profundidad, principalmente identificadas en el barreno 6.

Las temperaturas altas de formación para la zona silícica-feldespática son indicadas por la presencia de oclusiones abundantes ricas en las fases de vapor y en líquido (20:80 por ciento), principalmente en las muestras de las vetas de cuarzo azules y compuestas. La temperatura de homogeneización en estas muestras fue en general, mayor de 350°C.

El estudio termométrico, refleja para las vetas de la etapa tardía, un desarrollo muy pobre, son en general muy erráticas y dispersas y extremadamente pequeñas (menores de 5 μ).

La presencia de oclusiones primarias ricas en sal (con cristales de halita observados en el microscopio electrónico de barrido), junto con oclusiones ricas en vapor, pudieran sugerir hervimiento, sin embargo, no es posible a la luz de los datos actuales tener una conclusión definitiva.

La temperatura de formación del depósito de molibdeno de acuerdo con los datos de homogeneización y las relaciones paragenéticas y de composición mineral de las vetas, se estima entre 330° a 450°C.

VIII INTERPRETACION DE RESULTADOS

La historia de los eventos magmáticos e hidrotermales en el área es compleja.

El vulcanismo andesítico fue seguido por erupciones en fisuras de pórfidos de latita-andesita y diques andesítico-granodioríticos que junto con el afallamiento normal configuran estructural y fisiográficamente un Horst.

Como evento subsecuente se tiene el emplazamiento de cuerpos ígneos intrusivos de caracte-

rísticas hipabisales y de composición granítica, diferenciándose texturalmente tres fases: granodiorita, cuarzomonzonita y aplitas.

La cuarzomonzonita forma el intrusivo principal y muestra una relación espacio-temporal con el evento de alteración-mineralización primaria muy estrecha, considerándose ligados genéticamente.

El reconocimiento de la fase intrusiva a profundidad (granodiorita) es aún imprecisa y se ha inferido a partir de los análisis químicos y texturales, en muestras de los barrenos 2, 3 y 6. Químicamente y de acuerdo a la clasificación de Macnab (Fig. 4), la roca cae en el campo de las dioritas con tendencias a granodiorita, mientras que con los datos de composición modal, corresponde a una monzonita de cuarzo (según clasificación de Streickeisen, 1976), en el segundo caso, la textura seriada ligeramente hipidiomórfica, puede deberse simplemente al metasomatismo incipiente identificado a partir de la diferencia en K_2O . En general, el rango de variación química de K_2O a Na_2O es sobresaliente, mientras que la textura no es definitiva para la presencia de esta fase, así que su posición en el tiempo y relación petrogenética es aún discutible y más datos petrológicos son requeridos para una conclusión definitiva.

La fase cuarzomonzonítica constituye el evento magmático principal y probable progenitora de la alteración-mineralización. Se compone de tres facies diferentes en la textura, pero de composición química y mineralógica semejantes y son: cuarzomonzonita, pórfido cuarzomonzonítico y pórfido de cuarzo.

Texturalmente, varían de equigranular a porfídicas de biotita seriada (cuarzomonzonita) y a una textura porfídica característica con abundantes fenocristales subautomórficos y tamaño variables de cuarzo en forma de ojos (pórfido cuarzomonzonítico) en una matriz aplitica. Mineralógicamente se compone de cuarzo que es común a todas y en proporciones idénticas; albita, microclina, micropertita y biotita, ésta más abundante en la cuarzomonzonita). La facie pórfido de cuarzo, representa la par-

te central del intrusivo en donde el cuarzo ocupa el 50 por ciento del volumen, constituyó probablemente el centro o conducto por donde se emplazaron las soluciones hidrotermales que depositaron la mineralización de molibdeno.

La fase intrusiva tardía clasificada como cuarzolatita sería más correcto clasificarla como microgranito o en su caso, como aplita dada su composición y textura característica.

Representa el equivalente diferenciado de la cuarzomonzonita y químicamente, presenta valores mucho más altos de K_2O que Na_2O y muy bajos en CaO . En general, el índice de diferenciación para el pórfido cuarzomonzonítico y ésta última fase, muestra un carácter félsico y viene siendo prácticamente la suma de cuarzo, albita y ortoclasa.

De la relación y variación de los porcentajes de los óxidos y minerales normativos se infiere en general:

1. La cuarzomonzonita (y facies correspondientes), así como la fase de cuarzolatita son más félsicos que los grupos granodiorita y pórfido de latita-andesita.

2. La granodiorita y pórfido de latita-andesita de acuerdo al índice de diferenciación de Na_2O , muestra una tendencia significativa y sistemática de la composición, esto es, en relación a la litología.

3. El patrón en las variaciones de composición entre los grupos litológicos (granodiorita-cuarzomonzonita) sugiere al menos un posible enlace genético.

4. Las facies porfídicas del intrusivo cuarzomonzonítico, representan una acumulación del mismo magma primario de composición similar al de los granitos; y las cuarzolatitas son un miembro diferenciado de dicho magma primario.

Las facies pórfido de cuarzo y pórfido cuarzomonzonítico, se consideran intrusiones someras y constituyen el cuerpo intrusivo cuya forma a partir de los datos de barrenación, es la de un "Lacólito" o sombrilla, tal y como se puede ver en la sec-

ción y-y, más característica aún, hacia la altura de los barrenos 7 y 8. La fase cuarzolatítica por otro lado, representa a cuerpos plutónicos tardíos e intrusiones subvolcánicas. La brecha ígnea o de intrusión, de acuerdo a las observaciones de campo denota una alineación rectilínea y se restringe al contacto con las rocas ígneas. Este control geométrico y composición sugieren un origen relacionado al mecanismo de levantamiento y su efecto a través de la parte central de la masa ígnea.

La edad del intrusivo cuarzomonzonítico es de 56 millones de años (dato proporcionado a la Residencia por P. Damon), lo que significa suponer algunas características metalogenéticas del depósito semejantes a los sistemas disseminados de Cu-Mo de la Provincia de Cuencas y Cordilleras de Norteamérica.

En esta Provincia, la mineralización varía en edad de 72-38 millones de años y refleja la mineralización hacia el Este de la actividad magmática presentándose algunos depósitos no económicos a través de la margen continental y por lo tanto, diferentes a los depósitos típicos de stockwork de Mo localizados en las partes centrales de Colorado y Sur Central de Nuevo México, donde éstos sistemas están asociados a series calci-alcalinas altas en K o alcalinas que fueron emplazadas durante el intervalo de 30-20 m.a., Keith (1978). Estos aspectos habrán de ser investigados y discutidos en otro escrito, en cuanto se tenga mayores datos petrológicos.

La interpretación de la edad de las alteraciones varía de un depósito a otro y de un autor a otro. La mayoría coinciden en que todas las alteraciones son virtualmente sincrónicas (Breskey, 1976), algunos otros observan repetición de tipos y traslapes (McMillan, 1976). En el depósito de Chicharrones, de acuerdo a los datos petrológicos, químicos y oclusiones fluídas y de las relaciones de interposición de vetas observadas en el campo, todos los tipos de alteración determinadas se traslapan en el tiempo y en el espacio. Su distribución y arreglo zonal aquí presentadas es producto del control ejer-

cido por la composición, tamaño y nivel de emplazamiento del intrusivo cuarzomonzonítico.

En general, sobresale un zoneamiento lateral de la alteración, coincidente con el modelo de Lowell y Guilbert, en el que, la alteración potásica más central ha sido destruida en gran parte por los conjuntos de alteración silícica y fílica, formando ésta última un combamiento característico alrededor de la zona feldespática, (Fig. 6).

Esta zona feldespática se caracteriza por conjuntos minerales en vetillas que sugieren un origen magmático tardío-hidrotermal temprano, en donde las oclusiones presentan una salinidad moderada y temperaturas mayores de 350°C. Su origen magmático hidrotermal temprano se ve aún más evidenciado por la alteración de biotita en las zonas borderas de la cuarzomonconita y la granodiorita en donde se indica el halo de alteración propilítica. Esta alteración se entiende a partir de la reacción: Biotita + andesina + cuarzo = clorita + ortoclasa + $(\text{Fe Mag})^{2+} + (\text{Na ca})^{2+}$.

De acuerdo a Henley y Montoya (1971), esta asociación es estable a temperaturas menores de 500°C a una presión de un kilobar. En este sentido, este tipo de alteración débilmente desarrollado en la cuarzomonconita-granodiorita antecede a la mineralización de molibdeno, mientras que la biotitización intensa en la roca de caja se puede considerar ligeramente más tardía o contemporánea.

Esta zona contiene la mineralización económica de molibdeno y se formó a temperaturas mayores a 350°C y menores de 500°C; de acuerdo al contenido de salinidad relativamente alta estimada a partir de los minerales hijos en oclusiones del cuarzo de las vetas, involucra fluidos hidrotermales magmáticos.

El Mo, S y K_2O fueron depositados principalmente por fluidos hidrotermales que dieron lugar a la cristalización de piritita, molibdeno, cuarzo, feldespato y biotita secundaria más rica en magnesio y Fe^{+3} que en la biotita de cristalización magmática.

El contenido alto en Fe^{+3} de la biotita hidrotermal y la presencia de sulfuros oxidados (hematita) sugiere que los fluidos hidrotermales que formaron la zona de biotita, fueron relativamente oxidantes.

La zona de cuarzo-piritita dentro y alrededor de la zona feldespática, se produjo como una consecuencia de la expulsión de los fluidos magmáticos hidrotermales del intrusivo, los cuales llegan a mezclarse con los fluidos meteóricos en circulación de las rocas. Se ha observado en algunos sistemas diseminados que con el enfriamiento gradual del intrusivo, los fluidos de convección meteórica caen dentro del sistema y producen la alteración penetrativa retrógrada de clorita-carbonato. Esto corresponde a un decrecimiento gradual del cociente de K^+/H^+ con el tiempo, de la actividad hidrotermal, lo cual es compatible con los datos de Meyar y Hemley (1957).

Las vetas de cuarzo y los ojos de cuarzo parcialmente recristalizados en las rocas de la zona potásica, contienen abundantes oclusiones fluidas. En las oclusiones con salinidad alta con cubos grandes de halita y en algunos casos silvita (?), están asociados estrechamente a oclusiones ricas en gas y con oclusiones alineadas (?) de más baja temperatura y que contienen pequeñísimas burbujas de vapor.

Las relaciones relativas de las oclusiones, así como el porcentaje en sales aproximado permite inferir una temperatura de formación de la mena en la alteración potásica de 330 a más de 430°C, mientras que para la zona más externa y que comprende gran parte de la fílica, las temperaturas varían de 200 a no mayores de 350°C.

La presencia de oclusiones de vapor dominante es importante en muchos depósitos como un índice de hervimiento, sin embargo, aunque en el presente estudio, se observó en la mayoría de las muestras de cuarzo, oclusiones abundantes y predominantes de gas en asociación con oclusiones ricas en líquido, el hervimiento es todavía indefinido, sin embargo, ésta característica de las oclusiones en las partes más altas del depósito, son un indicio de las

condiciones de formación somera del depósito y del fractuamiento en la parte central.

El amplio rango de salinidad y las presiones internas de las oclusiones portadoras de halita, sugieren cambios posteriores al atrapamiento, lo que originó un desequilibrio entre los fluidos actuales y la salmuera original. Las altas temperaturas de homogeneización de las oclusiones de vapor dominante, son debidas probablemente al atrapamiento del líquido con vapor. Esto nos sugiere a la vez, que dos líquidos estuvieron involucrados en la formación del yacimiento, tal y como se identifica también a partir de las asociaciones minerales de los tipos de alteración correspondiente.

IX CONCLUSION

En base a los estudios y parámetros reconocidos, el modelo de la alteración-mineralización en el yacimiento, puede ser comparado con los grandes sistemas de molibdeno (climax, Urad-Henderson y Endako) y los de Cu típicos (Tabla 5).

La principal similitud del depósito con estos sistemas, se encuentra en el arreglo zonal de la alteración (Tabla 5 y Fig. 6) y en la forma de presentación de los sulfuros; sin embargo, en cuanto hace a las diferencias, éstas constituyen dos factores económicos muy importantes y son: las dimensiones del intrusivo y el tonelaje.

Una comparación más detallada habrá de establecerse en otro estudio, apoyado éste, con una mayor cantidad de datos cuantitativos —lo cual se facilitará con la información que se obtenga de la barrenación profunda programada y su estudio cuidadoso con las técnicas de microsonda y oclusiones fluidas.

BIBLIOGRAFIA CITADA

- Brimhall George, H. Jr., Lithologic determination of mass transfer, mechanisms of multiple-stage porphyry copper mineralization at butte, montana: Vein formation by hipogene leaching and enrichment of potasium-silicate protore. *Econ. Geol.* 1979. Vol. 74 No. 2 P. 556.
- Buchanan, L.J., et al; 1980. Exploration procedure and controls of mineralization in the catman mining district, oatam, arizona. A preprint prepared for the 109 th. AIME annual meeting.
- Chivas Allan, R., Porphyry copper mineralization at the koloula igneous complex guadalcanal, salomon islands. *Econ. Geol.* 1979, Vol. 73 No. 5 p. 645.
- Clark, F., 1976, Geological section across sierra madre occidental chihuahua to topolobampo Mexico, New Mexico, Geological society spee. Pub. No. 6 p. 26-38.
- Clark, K. F., Damon, P. E., Shaffiqullah, M. and Schutter, S. R., 1978, Continuity of magmatism in norther mexico, 130 m y B. P. to present: *Geol. Soc. america*, v. 10, No. 7 p. 381 (abs).
- Clabaugh, S. E. and McDowell, F. W., 1972, Edades potasio-argón de rocas volcánicas en la sierra madre occidental, al noroeste de mazatlán (abstract) en Córdoba, D. A., Arenal, C. R., Rodríguez-Torres, R., and Segura V., L. R. eds., memoria de la 11a. Convención Nacional de la Sociedad Geológica Mexicana; Mazatlán, Soc. Geol. Méx. p. 182-185.
- Damon, P.E., 1978, Mineralization in time and space in northwestern Mexico and southwestern United States: 1er. simp. geol. pet. min. ed. Sonora. (Res., p. 41-44).
- Damon, P.E., and Shafiqullah, M., (Unppo), K-Ar determinations, igneous rocks and mineral deposits: cooperative progrm., Cons. Rec. Min., Mexico en memoria XIII Convención Nacional de la AIMMGM.
- Davis, J.D., 1973, Geothermometry geochemistry and alteration at the San Manuel Arizona; un publ. en *Econ. Geol.* v. 78.
- Fredrikson, G. y Henry Ch., D., (1972), Geología del área de Mazatlán Sur de Sinaloa, Soc. Geol. Mex. II Conv. Nacional.
- Gustafson, L.B. and Hut, J.P., 1975, The porphyry copper deposits at El Salvador, Chile: *Econ. Geol.* v. 70 p. 857-912.
- Henry, C.D., 1975, Geology and geochronology of the granitic batholith complex, sinaloa, Mexico; unpub. Doctoral dissert, Univ. Texas, Austin (tomado de la memoria XIII Convención Nacional de la AIMMGM).
- Keith, S., 1978, Paleosubduction geometrics infered from cretaceous and tertiary magmatic patterns in southwestern north america. *Geology* v. 6 p. 516-521.
- Kesler Stephen, E., Evolution of porphyry copper mineralization in an oceanic island arc: Panama—A Reply. *Econ. Geol.*, 1979, v. 73 No. 5.
- Lowell Davis, J. and Guilbert, J.M. Lateral and vertical alteration mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Eco. Geol.* 1970, v. 65 No. 4, p. 373.
- McMillan, W.J., (1976), The highland valley ore deposits and the Guichon creeek batholith canadian Inst. Min. Met. Sp. v. 15 paper 11.
- McDowell, F.W., and Keizer, R.P., 1977, Timing of mid-tertiary volcanism in the sierra madre occidental between Durango city and Mazatlán, México: *Geol. Soc. Amer. Bull.* v. 88 p. 14791487.
- McNabb, A., and Henley, R.W., 1978, Magmatic vapor plumes and granodiotic interaction in porhyry copper emplacement: *Eco. Geol.*, v. 73, p. 1-20.

- Moore, W.J., and Nash, J.T., 1974, Alteration and fluid inclusion studies of the porphyry copper ore body at bingham, Utah. *Eco. Geol.* v. 69 p. 631-645.
- Montoya, J.W., and Hemley, J.J., 1976, Activity relations and stabilities in the alkali feldspar and mica alteration reactions. *Eco. Geol.* v. 70 p. 557-583.
- Nash, J.T., and Theodore, T.C., 1971, Ore fluids in the porphyry copper deposits at copper canyon, Nevada, *Eco. Geol.* v. 66 p.385-399.
- Nash, J.T., 1976, Fluid inclusion petrology-data from porphyry copper data deposits and application to exploration: U.S. Geol. Survey prof. paper 907-D, 16 p.
- Nozkolds, S.R., Knox R.W.O.B., Chinner, G.A., *Petrology for students.* Cambridge University Press, 1978.
- Olade, M.A., 1877, Major element halos in granitic wall rocks of porphyry copper deposits, guichon creek batholith, british columbia: *Journal Geochem. Exploration*, v. 7 p. 59-71.
- Roedder, E., 1967, Fluid inclusion as samples of ore solutions, in barnes, H.L., ed. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits:* New York. Rinehart and wistron, p. 515-574.
1971. Fluid inclusion studies on the porphyry-type ore deposits of binham, utah, butte montana and climax, colorado, *Econ. Geol.* v. 66 p. 98-120.
- Streckeisen, A.L., 1973, I.V.G.S. Subcommission on the systematics of igneous rocks: Classification and nomenclature of pluthonic rocks: *Geotimes* Oct. 1973, p. 26-30.
- Waternam, C.J. (1970), A petrogenic study of the guichon creek batholith, *Econ. Geol.* v. 63 p. 301-335.
- Yáñez Calors, F., Estudio preliminar del stockwork de molibdeno de los Chicharrones en Nacoriba, Mpio. de Badiraguato, Sinaloa, consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Exploración, 1978.
-

FIGURAS ---->