

dos y a veces fracturados, alteradas a clorita del tipo pennina y a limonita, presenta también bordes de corrosión con agregados microcristalinos de óxidos de hierro. Como una característica importante se observa la presencia de casiterita microcristalina arracimada, ampliamente difundida (Fotomicrografía Nº 3).

El cuarzo es poco abundante, con formas redondeadas y enfolgamientos con bordes de corrosión, originados por desequilibrios térmico composicionales.

Las inclusiones corresponden a hileras de burbujas secundarias y a primarias fluidas y ocasionalmente con fase sólida, Además se observa la presencia de apatito y magnetita.

La pasta es microcristalina, compuesta por feldespatos, alterados parcialmente a sericita, con sílice subordinada. Ocasionalmente se observan prismas cortos de biotita y hornblenda con coronas de reacción.

La alteración es esencialmente supergena y está representada por la formación de óxidos de hierro produciendo la limonitización. También está presente la caolinización proveniente de los feldespatos; la existencia de una posible alteración propilítica previsa, esta señalada por la cloritización y por la presencia ocasional de calcita. Es evidente que esta fase de alteración ha sufrido una sobreposición de la supérgena que ha actuado con mayor intensidad.

Las consideraciones sobre la fábrica de la roca y la asociación mineralógica, nos llevan a la conclusión de que el descenso de temperatura y presión ha sido gradual impidiendo una fábrica cuasi seriada o en su defecto el magma ha sufrido una movilización ascendente lenta; la pasta microcristalina en lo referente al

proceso de cristalización, nos habla de un punto de enfriamiento tardío, Cox (1976). Sin embargo, los bordes de reacción de las biotitas, indican un desequilibrio entre la pasta y la fase intratelúrica, que ha sido ocasionada por un descenso demasiado rápido de temperatura que no permitió consolidar la fase de la biotita, o que la consolidó como una fase inestable en desequilibrio con las otras fases mineralógicas, Rittman (1973).

Finalmente, la denominación de la roca establecida en base a varios análisis modales es coincidente, se la define como una fenandesita cuarzosa.

Las rocas que afloran en el cerro Cerrato, al este del complejo, son de carácter profíritico, de color gris verdos, las que se encuentran alteradas a óxidos de hierro, produciendo tonalidades marrón rojizas.

Microscópicamente presentan una fábrica traquítica, una la fase intratelúrica representada por fenocristales de plagioclasa, biotita, y cuarzo.

Existe también sílice secundaria en la pasta que es criptocristalina a vitrea de composición feldespática calcosódica.

Los fenocristales de plagioclasa, han sido medidas en la planina universal por el método de Slemmons (1972) y oscilan entre An_{32} a An_{46} , es decir cubren una gran parte del recorrido de la andesina, sin embargo, la An_{36} es la más frecuente correspondiente a una andesina acida, aunque ligeramente más básica que la del Cerro San Pedro. Estos cristales presentan hábitos tabulares subhedrales a euhedrales, los que están Fracturados y zonados.

Las maclas más frecuentes son la Carlsbad, carlsbad-albita y la

periclina albita. La zonación es normal e inversa y a veces oscilatoria, implicando un elevado dinamismo de las fases sólidas y fluidas del magma en la cámara magnética.

La alteración más frecuente asociada, es la carbonatización, presentándose la calcita en forma de parches, con sericita subordinada y ocasionalmente con parches de sílice.

La biotita presenta formas tabulares subhedrales, pseudo-hexagonales a eu-hedrales fracturadas y flexadas normalmente reabsorbidas, transformadas a un agregado de clorita de tipo clinocloro, también se puede observar alteración a óxidos de hierro.

Existe presencia ocasional de epidoto y allanita. Las inclusiones más abundantes son de circon y apatito.

El rasgo más notable de estas rocas, es la presencia de casiterita, de tamaños que varían entre 0.0025 mm y 0.0075 mm de tipo microcristalina presentándose en agregados arracimados, asociados normalmente a las biotitas cloritizadas y ocasionalmente a las plagioclasas sericizadas, localizadas fundamentalmente en las trazas de exfoliación u en los bordes de los cristales.

La presencia del cuarzo es subordinada, con formas redondeadas reabsorbidas en sus bordes, bastante fracturadas y con inclusiones fluidas, como apatito y circon.

La sílice secundaria es abundante en forma de agregados microcristalinos que reemplazan algunos de los cristales y rellenan vesículas, con amplia distribución, sobre todo, en la pasta.

La asociación de los minerales de alteración, define un modelo propilítico, esencialmente clorítico-carbonático ampliamente distribuido.

La determinación de la roca, por medio de varios análisis modales, corregidos en los referente al efecto de anamarcamiento, según Rittmann y Vighi (1947), nos definen la roca como una fenoandesita cuarzosa, Streckeisen (1976), Rittmann (1973).

IV.3 Brechas

Los otros componentes del complejo magmático están representados por al menos tres tipos de brechas. Estas se diferencian entre sí, por su génesis, y por su estructura. Tenemos en primer lugar la brecha clástica o de colapso, que debe su origen a los esfuerzos constantes originados por los procesos de reajuste de tensiones y presiones coincidentes con la consolidación de la roca cuarzo porfirítica y que afecta fundamentalmente a los bolsones de pizarra, así como a las zonas de contacto entre las pizarras y el pórfido cuarzoso. Tienen rumbos coincidentes con las del sistema de vetas y, suponen zonas de debilidad primigenias que fueron posteriormente rellenos por aquellas.

Sus características descriptivas particulares, muestran una estructura cataclástica, con clastos pizarrosos angulares grandes, rodeados de pizarras milonitizada que oficia de matriz, en algunos lugares muestra hasta 3 mts. de potencia mientras que en otros, se acuña hasta hacerse sumamente delgada.

En segundo lugar, tenemos la brecha hidrotermal de intrusión originada por la acción de fluidos hidrotermales o que fué emplazada debido a la acción corrosiva de tales fluidos, L. Bryner (1968). El mecanismo de formación de esta brecha, es el de la expulsión de los fluidos hidrotermales acumulados en las partes superiores del cuerpo magmático en su fase de su consolidación, cuando la presión hidráulica de dichos fluidos se hizo mayor a la presión

listostática, ó presión de carga, hecho que genera una explosión o brechación de la corteza magnética ya solidificada y en las paredes de la roca encajonante, Sillitoe, Halls, Grant (1975). Este mecanismo es también conocido como ebulición retrogresiva, Burnhan.

Este tipo de brechas está presente, asociada en algunos casos a la brecha clástica anteriormente descrita, y en otros atravesándola oblicuamente dando lugar al fenómeno de brecha en brecha.

Su forma es irregular, presentándose en lentes, vetillas, diques, etc. Litológicamente esta compuesta por clastos subangulares a subredondeados de pórfido cuarzoso y de pizarra, en una matriz formada de molinita, finalmente pulverizada producida por artición y cementado de sílice secundaria, observándose en algunos casos drusas de turmalina radiada y simplectitas de sílice.

Finalmente, se observa en superficie, en la zona de contacto del pórfido cuarzoso y las lavas del cerro Pie de Gallo, una microbrecha ígnea de contacto (protoclástica), situada entre ambas rocas, con una potencia aproximada de 4 ms. la que esta compuesta por clastos de pizarra, en una matriz de composición ígnea alterada, las que conserva todavía sus fenocristales de plagioclasas, de cuarzo de formas irregulares. Los clastos de pizarra son subangulares a redondeados de hasta cuatro mm. de diámetro en proceso de asimilación ya que la sericita y muscovita originales están en proceso de transformación a biotita.

La denominación indica que esta brecha debe su origen a procesos de fricción, atricción y arrastre de la roca encajonante (formación Unica) de los niveles inferiores hasta la superficie del

afloramiento. Hipótesis que es confirmada por la presencia de pequeños clastos y de formas subangulares a subredondeadas.

IV.4 Rocas de la Zona de Contacto

La zona de contacto está representada, básicamente por lutitas de la formación Uncía, que ofician de roca encajonante del complejo magmático. Infrayacen a una delgada cubierta sedimentaria de arenas eólicas y localmente de rocas calcáreas, denominadas calizas Minchin de edad cuaternaria reciente.

Las rocas sedimentarias más importantes son las lutitas de ambiente marino, intercaladas con delgados bancos de arenisca y de pizarra, A. Fernandez (1970). En la zona de estudio, se presenta fundamentalmente como una secuencia pelítica y pizarrosa.

En torno al complejo, se manifiesta un delgado halo de metamorfismo térmico que afecta a las lutitas, introduciendo ligeras cambios texturales y mineralógicos.

La roca no metamorfozada tectónicamente presenta superficies de esquistosidad en muestra de mano, de color gris oscuro, de aspecto ceroso más lutítica que pizarrosa. Al microscopio presenta una fábrica lepidoblástica y mineralógicamente está compuesta de cuarzo, moscovita, sericita, phenjita y clorita, con una ligera cantidad de feldespatos. Las arcillas presentes son del tipo illítico, se observa también materia orgánica carbonosa, además de abundantes opacos dispersos como pirita, hematita y magnetita.

Esta asociación mineralógica corresponde a la zona de clorita, facies de esquistos verdes, subfacie moscovita-clorita, Heinrich (1972).

En el concepto de Miyashiro (1973), es decir de los tres tipos baricos, son susceptibles de su localización en el metamorfismo regional de más baja presión en el extremo más bajo de la zona de esquistos verdes. Esta zona está representada por la asociación albita-clorita-actinolita, moscovita y epidota, Annells (1978), de la cual en nuestra roca solo tenemos la clorita moscovita, sericita y ocasionalmente albita. Así, la roca sería más propiamente una pizarra, producto del metamorfismo regional del tipo más bajo, de grano fino, con perfecta esquistosidad planar pero sin bandeamiento de segregación.

El halo de metamorfismo de contacto, en torno al complejo magnético es débil en intensidad y afecta solo a un delgado anillo de la roca pelítica, ésta presenta fábrica mosqueada en muestra de mano, constituyendo así una pizarra mosqueada de color gris, oscuro y más compacta y dura que la original, atravesada por delgadas vetillas de pirita y presenta además, una fuerte silicificación. Al microscopio muestra una fábrica de grano lipodoblástico, con trazas de afieltramiento, además de grumos de material carbonoso y clorítico de formas poligonales generalmente tetragonales.

La mineralogía es básicamente la misma de la roca original con ligero incremento en el contenido de sericita y sílice y la recristalización del material carbonoso a grafito. Esta asociación mineralógica de cuarzo, mica blanca, sericita, phenjita, clorita y pirita, corresponde a la zona de más bajo grado de metamorfismo, Winkler (1979).

En la roca se observa biotita, por lo que su ubicación en la zona de muy bajo grado de metamorfismo, está definitivamente

confirmada, excluyendo la quistolita como mineral presente.

Sobre este aspecto hay que puntualizar que la asociación biotita-andalucita, típica de los hornfels de baja temperatura, presupone que la formación de andalucita como mineral solo es viable después de la formación inicial de la biotita, Deer, Howie, Zussmann (1965).

La afirmación de que la pizarra mosqueada corresponde a la zona de muy bajo grado de metamorfismo estaría confirmada por datos de inclusiones fluidas que establece temperaturas de homogeneización de 490 - 500°C para inclusiones primarias en cuarzo del pórfido cuarzoso, lo que supone una baja temperatura de equilibrio en la zona de contacto.

V. PETROQUIMICA

Las consideraciones petroquímicas sobre las rocas del complejo están basadas en el análisis de elementos mayoritarios de tres muestras tomadas en superficie, cerro San Pedro, Caja de Agua, cerro Cerrato, y en los valores citados por Walter Thormann, (1966) de cinco muestras de lo que denominamos porfido fresco, localizadas tres en el cerro San Pedro y dos al extremo Sur de Oruro; Thorman saca un promedio de las mismas que es el que hemos utilizado para su respectivo tratamiento.

La metodología empleada para el análisis ha sido variada, la muestra del cerro San Pedro, ha sido analizada por análisis químico de vía húmeda, y las otras dos por métodos combinados de análisis químico de vía húmeda, absorción atómica y espectrofotometría, de colorimetría.

V.1 Elementos mayoritarios

Los valores de los elementos mayoritarios, expresados en porcentaje de óxidos, se encuentran en la tabla N^o-1. Algunas disgre-

gaciones sobre estos valores son necesarias; así el contenido de SiO_2 en las cuatro muestras es casi similar, variado entre 65.00% y 66.60% situándose exactamente sobre la línea divisoria de las rocas ácidas e intermedias, Turner, Verhoogen (1978). Según Nokolds (1954) el valor de 66% de SiO_2 corresponde a una granodiorita, cuyo equivalente volcánico es la dacita, que se sitúa en el campo N° 4 del triángulo de Streckeisen. El valor de la alunita oscila entre 13.60% y 17.26%; el término inferior es comúnmente para las riolitas y el superior lo es para especies alcalinas como las traquitas y las sienitas. Sin embargo, este amplio margen de variación de casi cuatro por ciento, a tiempo de reflejar la complejidad de facies de la asociación ígnea, es también coincidente con la amplia del variación del contenido de alcalis, particularmente de potasa, que lo hace entre 3.41% y 5.48% notándose que este incremento sugiere el decremento en sodio. El valor de 5.48% de K_2O se aproxima a la norma química de las traquitas, y desde 3.41% está situado entre los correspondientes a las riolitas y andesitas de 4.58% y 2.04% respectivamente.

Los valores de CaO varían entre 1.05% y 3.25% cubriendo los campos de las riolitas y traquitas. Los valores de los máficos son también altamente variables, así MgO oscila entre 0.07% y 2.52%, finalmente los valores de Fe_2O_3 varían entre 1.12% y 5.87%. Este comportamiento tan inestable refleja el alto grado de alteración hidrotermal y supérgena a que han sido sometidas las rocas del complejo y también el alto grado de variación en las facies máficas de las rocas.

La norma CIPW, Cross, Iddings, Pirson y Washington (1903), y la clasificación de las rocas en base al doble triángulo de Stre-

ckeison (1967), se hallan tabulados y graficados para cada muestra. Los valores moleculares de los minerales se hallan expresados junto con su porcentaje en peso y sirven de base en el caso de anortita, albita, ortoclasa y cuarzo, para la ubicación de las rocas en el triangulo correspondiente. Las muestras estudiadas caen dentro del campo 3a, (Fig. N^o 2), que corresponde a las riolitas, aunque presentan un alto grado de dispersión como consecuencia de su relativa variabilidad química.

VI. PETROGENESIS

La discusión de la génesis y evolución de las rocas del complejo, se basa en argumentos tectónicos regionales, relacionados al proceso de subducción de la subplaca de Nazca, ligados al fenómeno de la orogenia andina, con sus fases compresivas y distensivas, al análisis geocronológico de las rocas del area, al estudio estructural del complejo y final a las consideraciones petrográficas y petroquímicas que presentan las diferentes facies ígneas del mismo.

VI.1 Modelos petrogenéticos

Los modelos petrogenéticos que a continuación presentamos, son basicamente esquemas clasificatorios del complejo, que consideran elementos petrogenéticos relativos a la evolución de las rocas asociadas. Estos esquemas estan referidos en lo fundamental a la génesis del yacimiento como tal y no a la génesis de las rocas de caja.

Sin embargo, en vista de no existir una hipótesis o postulados referidos concretamente a las rocas del complejo, creemos necesario citar los anteriores aportes para, en base a ellos, se pueda postular un modelo evolutivo más concreto referido a la fase ígnea.

El modelo clasificatorio de Grant et al. (1980) propuesto para los yacimientos subvolcánicos del Sud del cinturón estanífero es similar al presentado por Sugaki et al. (1981) establece que los parametros clasificatorios son las asociaciones ígneas, stocks someros y complejos eruptivos, que varían en carácter desde asociaciones puramente volcánicas con la sólo presencia de diques, hasta pequeños cuerpos intrusivos y brechas. Dentro de esta gradación el yacimiento de Oruro, sería un complejo volcánico-intrusivo en el cual la erosión ha removido parcialmente la superestructura volcánica y ha expuesto las rocas intrusivas del conducto central.

Este conducto central está relleno normalmente por stocks porfídicos y brechas que por lo general presentan un diámetro de 1 a 2 Kms. en superficie con conos invertidos en sección vertical. Las facies volcánicas lo rodean parcialmente y estan en contacto con el stock en la superficie. La composición del intrusivo y de las rocas volcánicas varía de dacita a riolita. El stock y las vulcanitas adyacentes están por lo general intensamente afectadas por alteración hidrotermal. Los ensambles de alteracion incluyen cuarzo-turmalina; cuarzo-sericita y los ensambles cloríticos y argílicos.

En algunos casos existe una zonación de la alteración muy bien desarrollada. La mineralización en vetas y la diseminación están presentes simultaneamente. Las vetas se encuentran normalmente dentro del stock, pero pueden extenderse hacia afuera, dentro de las vulcanitas periféricas y a veces dentro de las rocas sedimentarias. La mineralización de las vetas es de cuarzo-casiterita, ó de cuarzo-casiterita-sulfurosa y sulfosales, puede

también incluir, mineralización argentífera,

La mineralización porfirítica consiste de casiterita diseminada y en vetillas, y de sulfuros en las rocas alteradas. Por otra parte es conveniente especificar, que el complejo de Oruro, fué también clasificado como un yacimiento de estaño porfirítico, de acuerdo a Sillitoe et al. (1975), según estos autores, cumple con las condiciones básicas que definen a dichos yacimientos.

Por las evidencias presentes en la zona, concluimos que el complejo magmático de Oruro corresponde a un complejo eruptivo, con asociaciones subvolcánicas, ya que se observan coladas de lava adyacentes a los cuerpos subvolcánicos juntamente con facies de brechas hidrotermales y brechas magmáticas.

Es necesario, sin embargo, puntualizar que no se observan facies piroclásticas que señale la existencia de estratovolcanes, solamente se puede afirmar que ha habido actividad efusiva de coladas de lava, evidenciada por las formaciones lávica del cerro Cerrato al Este y, de los cerros del extremo sur cerro Santa Barbara.

Es también posible demostrar la existencia de cuerpos subvolcánicos adyacentes a las chimeneas como en el cerro de San Pedro, Viscachani, La Chancadora en el extremo norte.

Creemos que el modelo evolutivo presentado por F.I. Volfson y P.D. Yakolev (1975) es el que mas se adecua a este complejo. Establece que durante la actividad volcánica la formación de las rocas transcurre en distintas condiciones. Cerca del volcán, en la superficie, se acumulan los productos efusivos, diversas rocas clásticas y corrientes de lava. Los conductos volcánicos también se rellenan con lavas y rocas clásticas. A profundidades someras, cerca de los aparatos volcánicos, se produce siempre la

intrusión y solidificación de diversos cuerpos magmáticos. En correspondencia con las condiciones de emplazamiento, hay que destacar las tres facies volcánicas presentes: La propiamente efusiva, la de chimenea y la subvolcánica. La facie programente efusiva esta representada por coladas lávicas, cuyos remanentes son los cerros Cerrato y Santa Barbara.

Luego de terminada la actividad volcánica, en el foco magmático quedan fundidos, cuyo enfriamiento genera la formación de macisos intrusivos, que se consolidan a profundidades mayores que la de las rocas subvolcánicas.

La facie efusiva de chimenea está compuesta por lo general por lavas esferoidales y fluidas, lavas tobaceas y brechas de lava. Además, como resultado de la acción de gases y fluidos hidrotermales confirmados, que explotan y ebullicionan posteriormente por la descomposición violenta, se forman las llamadas brechas hidrotermales o de explosión, de formas tabulares o de diques.

Las rocas de la facie subvolcanica se general durante el movimiento de la lava hacia la superficie y su solidificación se produce a una profundidad pequeña, de varios centenares de metros a uno o dos Kms. Generalmente la intrusión se lleva a cabo despues de la obturación de la chimenea y por eso se ubican alrededor de la misma, en un area mucho mas considerable. A este modelo que explica en lineas generales la evolución de los eventos magmáticos para los yacimientos asociados a complejos extrusivos-subvolcanicos, solo nos resta añadir que la formación del aparato volcánico, del tipo de cupula volcanica, comenzo con la actividad magmática efusiva, representada por los remanentes

riolíticos del Cerro Cerrato y del extremo Sur. (Fig. Nº 6). Cabe mencionar que de esta fase efusiva solo se tienen las evidencias anteriormente citadas y no así rocas piroclásticas, brechas, tobas o ignimbritas que den pie a la postulación de un estrato volcánico como el aparato volcánico original.

Inmediatamente después, se produjo el relleno de las chimeneas del aparato volcánico, por rocas semejantes a las anteriores, del tipo riolítico, que unían el foco profundo del volcán con la superficie de la tierra. Este relleno, rompe la secuencia encajonante y presenta, con ella contactos secantes. En el complejo, las chimeneas están representadas por el porfido cuarzoso mineralizado en estructuras y son del tipo conico invertido.

Simultáneamente el proceso de intrusión y de formación del aparato volcánico, se produce el stress tectónico, dando lugar a las fallas o zonas de debilidad en el material de relleno de las chimeneas; evento ligeramente posterior al anterior, causando por el enfriamiento ligado a la liberación de esfuerzos concomitantes a la formación y consolidación del aparato volcánico. Estas zonas de debilidad representadas por fallas, zonas de falla o simplemente zonas de debilidad, son las que posteriormente fueron utilizadas por las soluciones mineralizantes que conforman las estructuras mineralizadas del yacimiento.

El posterior enfriamiento de las chimeneas, fue seguido por el fenómeno de la segunda ebullición o ebullición retrograda, que dió lugar a la formación de las brechas hidrotermales de intrusión, Bryner (1968) llamadas también por otros autores,

Sugaki et al. (1981) como brechas de explosión, que se localizan en los contactos del pórfido y las rocas pelitas, atravesando las brechas de falla de las rocas de caja, o a veces paralelamente a las vetas mineralizadas.

La alteración hidrotermal penetrativa, surge a partir de este momento, generando las estructuras mineralizadas y posteriormente la mineralización de casiterita diseminada tanto en las rocas de la facie de chimenea como en las facies lavicas, asociadas a los fenómenos de cloritización.

El emplazamiento de los stocks subvolcánicos asociados es posterior al fenómeno de la mineralización, entendiendo que la fase de casiterita diseminada no está presente en los mismos, ya que por lo general esta intrusión es posterior a la obturación de la chimenea. Estos cuerpos están representados en el área por los cerros situados al Norte, como ser el Cerro San Pedro, Chancadora, Viscachani y Caja de Agua, que por lo demás representan una facie felsica diferente, por su alto contenido de megacrístales de sanidina y sus variaciones en la facie máfica.

AGRADECIMIENTOS

Los autores del presente trabajo, agradecen al Gobierno del Japón , que a través de su Agencia Internacional JICA, ha donado moderno equipo que permiten la otención de datos actualizados en las Ciencias Geológicas, especialmente en el campo de la Geología Económica.

Un especial agradecimiento a la Corporación Minera de Bolivia por las facilidades otorgadas en el yacimiento, a través de sus autoridades y los técnicos Ings. Roberto García y David Salinas, geólogos de la Empresa Minera San José.

B I B L I O G R A F I A

- ANNELLS R.N., (1978):
"GUIA AL ESTUDIO PETROLOGICO DE ROCAS METAMORFICAS"
Instituto de Ciencias Geológicas
Londres
- AVILA W., (1979) :
"CONSIDERACIONES SOBRE EL VOLCANISMO CENOZOICO EN LA
CORDILLERA OCCIDENTAL DE BOLIVIA"
Rev. GEOBOL A (II) Nº 1
- BALCAZAR J.F., (1979) :
" RELACION GEOLOGICA DEL YACIMIENTO DE SAN JOSE"
IV Convención Nacional de Geología, Anales
Vol. VI, Tomo I
- BATES & JACKSON (1980) :
" GLOSARY OF GEOLOGY "
American Geological Institute, Falls Church
Virginia.
- COIRA B., KOUKHARSKY M., (1976) :
" EFUSIVIDAD TARDIO-HERCINICA EN EL BORDE ORIENTAL DE
LA CORDILLERA FRONTAL, ZONA DE ARROYO DEL TIGRE, PRO-
VINCIA DE MENDOZA, REPUBLICA ARGENTINA"
1er Congreso Geológico Chileno
Actas. Santiago de Chile
- COX K.G., BELL J.A., PANKHYRST R.J., (1978):
" THE INTERPRETATION OF IGNEOUS ROCKS"
George Allen S. Univ. - London

- DOSTAL J., ZENTILLI M., CAELLES J.C., CLARK A.M. (1977) :
 "GEOCHEMISTRY AND ORIGIN OF VOLCANIC ROCKS OF ANDES"
 (26° 28° S) Contr. Mineral., Petrol. 63, 113-128
- FERNANDEZ A., (1970) :
 "ESTUDIO GEOLOGICO DE LA REGION DE ORURO, PARIA SOLEDAD"
 (Hoja Geológica N° 6140).
 Servicio Geológico de Bolivia
- GRANT J.N., HALLS C., SHEPPARD S.M.F., AVILA W., (1980) :
 "EVOLUTION OF THE PORPHYRY TIN DEPOSITS OF BOLIVIA
 GRANITIC MAGMATISM AND RELATED MINERALIZATION"
 Mining Geology Special Issue N° 8
- HEINRICH W., (1965) :
 "MICROSCOPIC IDENTIFICATION OF MINERALS"
 Mc. Graw Hill. Block Company, New York
- PALACIOS C., LOPEZ L., (1979) :
 "GEOQUIMICA Y PETROLOGIA DE ANDESITAS CUATERNARIAS DE LOS
 ANDES CENTRALES"
 Segundo Congreso Geológico Chileno
 Actas
- RITTMANN A., (1973) :
 "STABLE MINERAL ASSEMBLAGES OF IGNEOUS ROCKS:
 Springer Verlag Berlin, Heidelberg.
 New York
- SLEMMONS D., (1962) :
 " DETERMINATION OF VOLCANIC AND PLUTONIC PLAGIOCLASES
 USING A THREE OR FOUR AXIS UNIVERSAL STAGE"
 Special G.S.A. Paper. New York
- STRECKEISEN A., (1976) :
 "CLASIFICACION AND NOMENCLATURE OF IGNEOUS ROCKS"

(Final report of an inquiry)

Nº 16. Miner, Abh. 2, 144-214

STRECKEISEN A. (1976) :

"CLASIFICACION OF THE COMMON IGNEOUS ROCKS BY MEANS OF
THEIR CHEMICAL COMPOSITION"

A provisional attempt.

N. Jb. Miner. M.H.H.J.

SUGAKI, UENO, SHIMADA, KITAKAZE, HAYASHI, SHIMA, SANJINES, SAAVEDRA(1981):

"GEOLOGICAL STUDY OR POLIMETALLIC HIDROTHERMAL ORE DEPOSITS
IN THE ORURO DISTRICT BOLIVIA"

Faculty of Science, Tohoku University.

Seandai - Japan

TURNER F.S., VERHOOGEN J., (1978) :

"PETROLOGIA IGNEA Y METAMORFICA"

Ediciones OMEGA, Barcelona

VARGAS E., (1970) :

"ESTUDIO GEOLOGICO DEL AREA DE LLALLAGUA"

Geobol, La Paz - Bolivia

VOLFSON F.I., YAKOLEV P.D. (1982) :

"ESTRUCTURAS DE LOS CAMPOS Y YACIMIENTOS METALIFEROS"

Editorial Mir. Moscú

WINKLER H. (1979) :

"PETROGENESIS OF METAMORPHIC ROCKS"

Springer - Verlag, New York

Heidelberg - Berlin

PLANO DE UBICACION

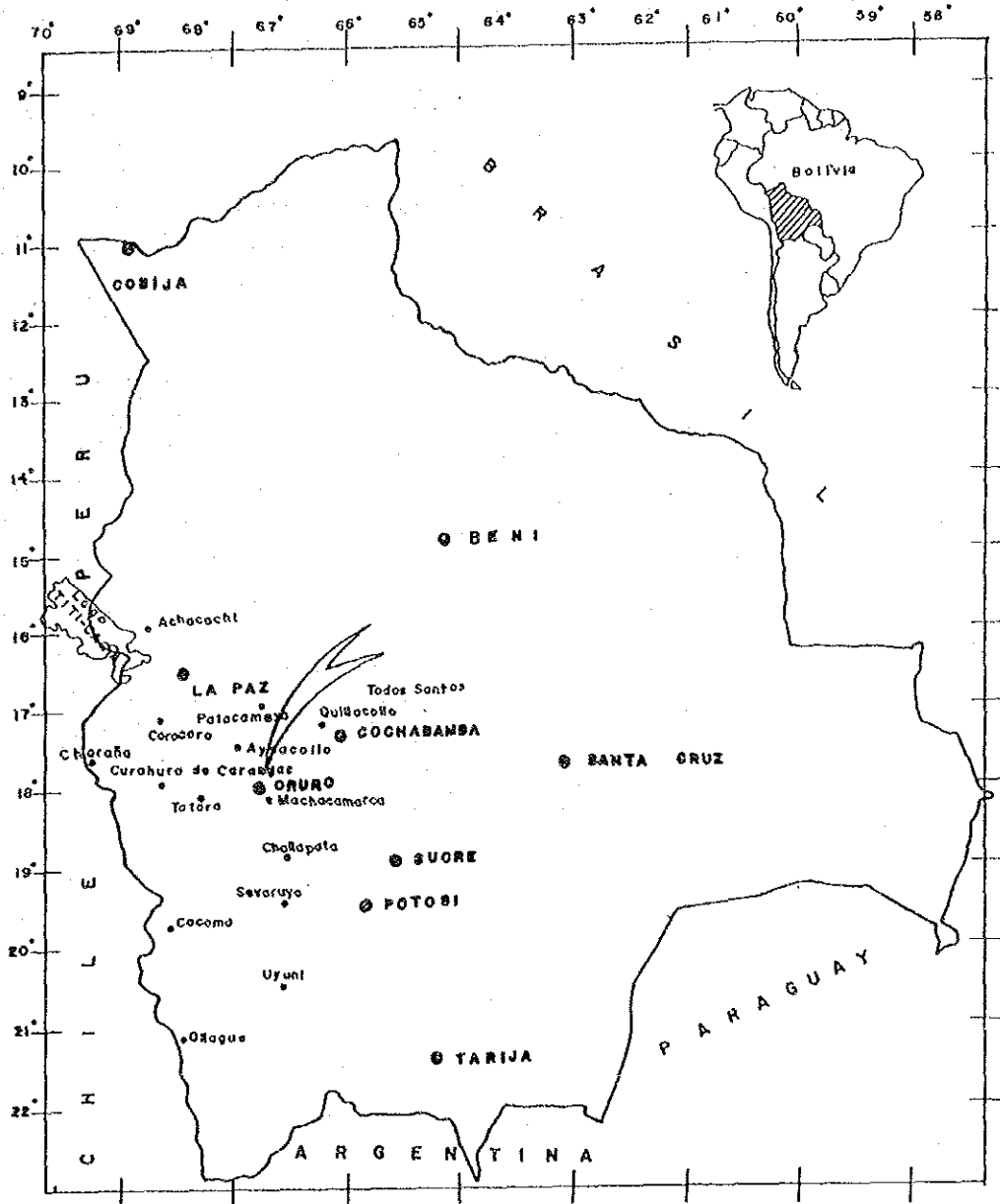
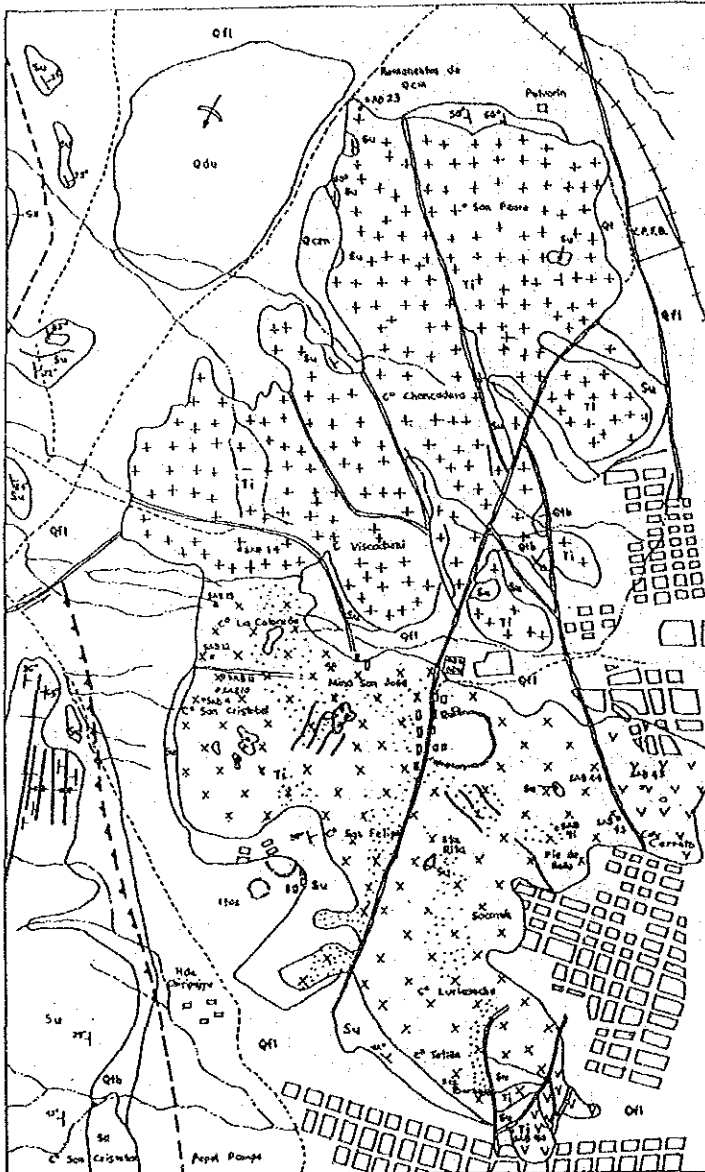


Fig. N° 1

MAPA GEOLOGICO DEL COMPLEJO



REFERENCIAS

- Qdu Dunas
- Qfl Deposito fluvio-lacustr
- Qcm Formacion Minchin
(Calizas organogenas)
- Qtb Tolas blanqueadas
Pre-Minchin
- +++ Riolita porfirica Nipabasca
- +X Riolitas porfiricas y brechas
- VVV
VVV Lavas rioliticas
- Su Formacion Uncia
Lutitas parcialmente
metamorficadas
- Sll Formacion Litalagua
(Arenisco-cuarzito)
- Sh Formacion Huonuni
(Filitas)
- Falda
- ▲▲▲ Falda inversa
- ~ Veta
- Zona de alteracion
- Muestras petrograficas
- * Mina
- ✕ Relaves

Escala

0 100 200 300 400 500

FIG. Nº 2

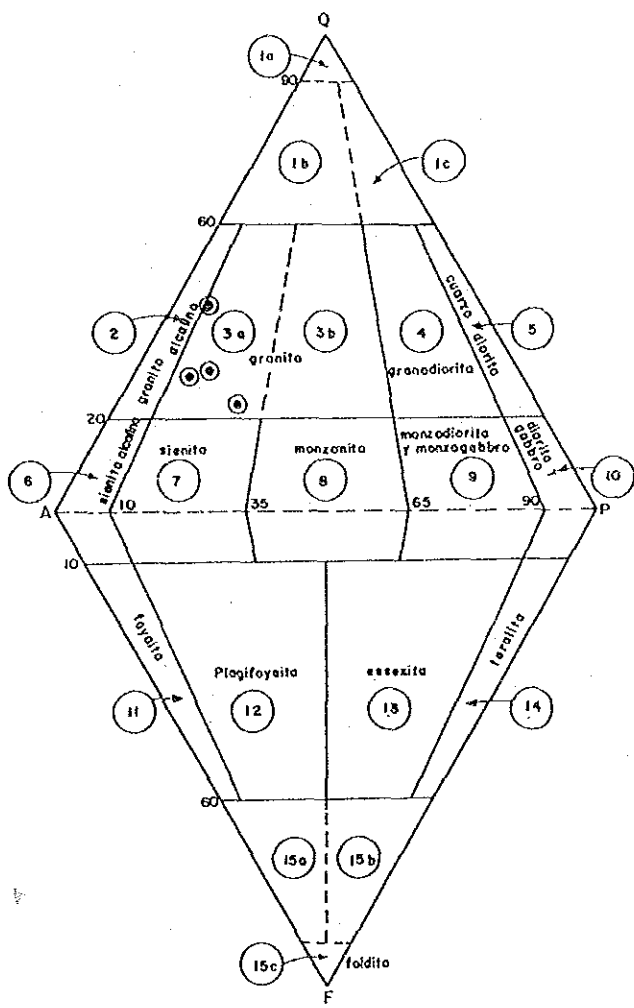


FIG. N° 3 Ubicación de las muestras en el doble triángulo Q.A.P.F. de Streckeisen (1976).

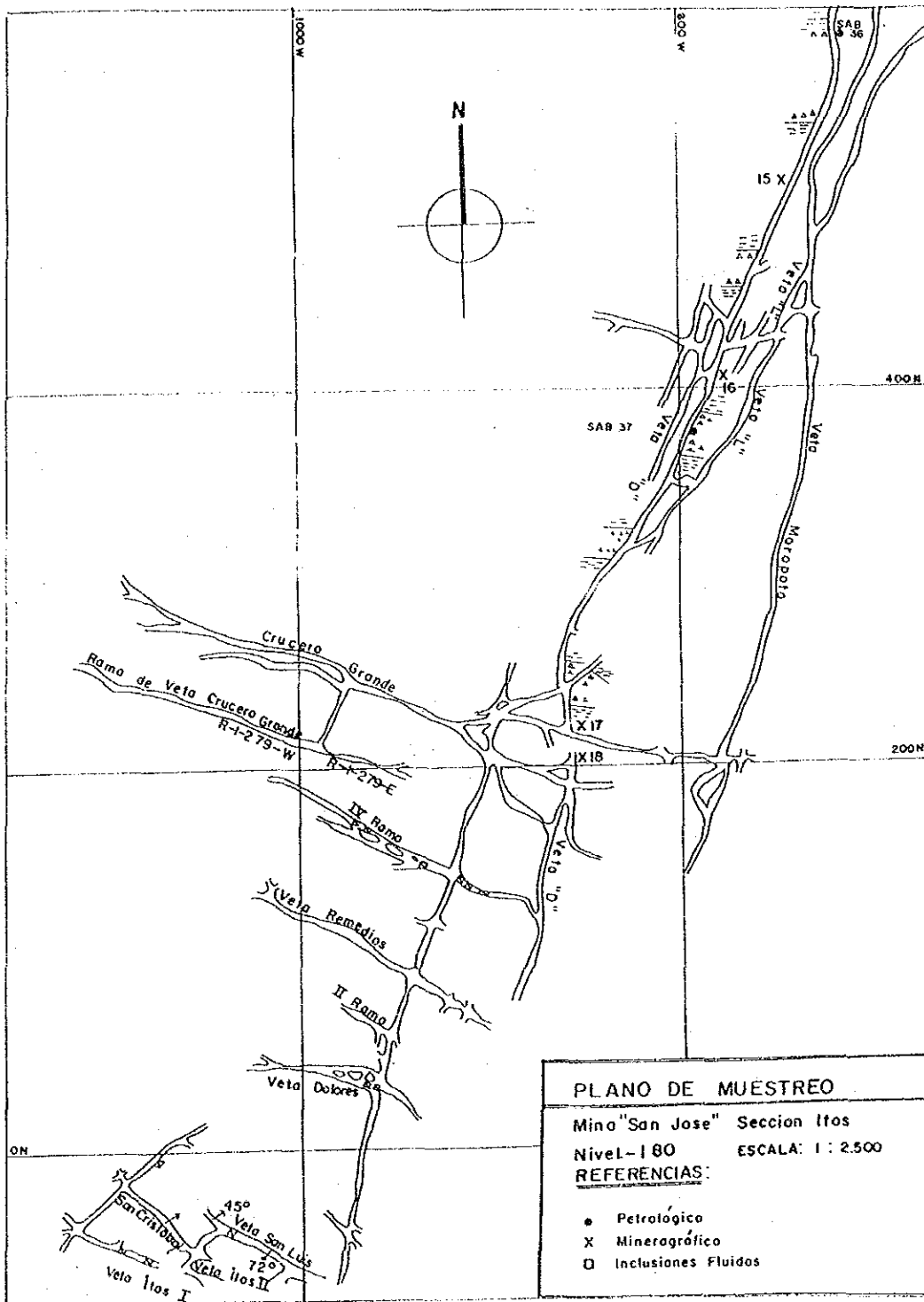
TABLA DE PORCENTAJE DE OXIDOS EN PESO

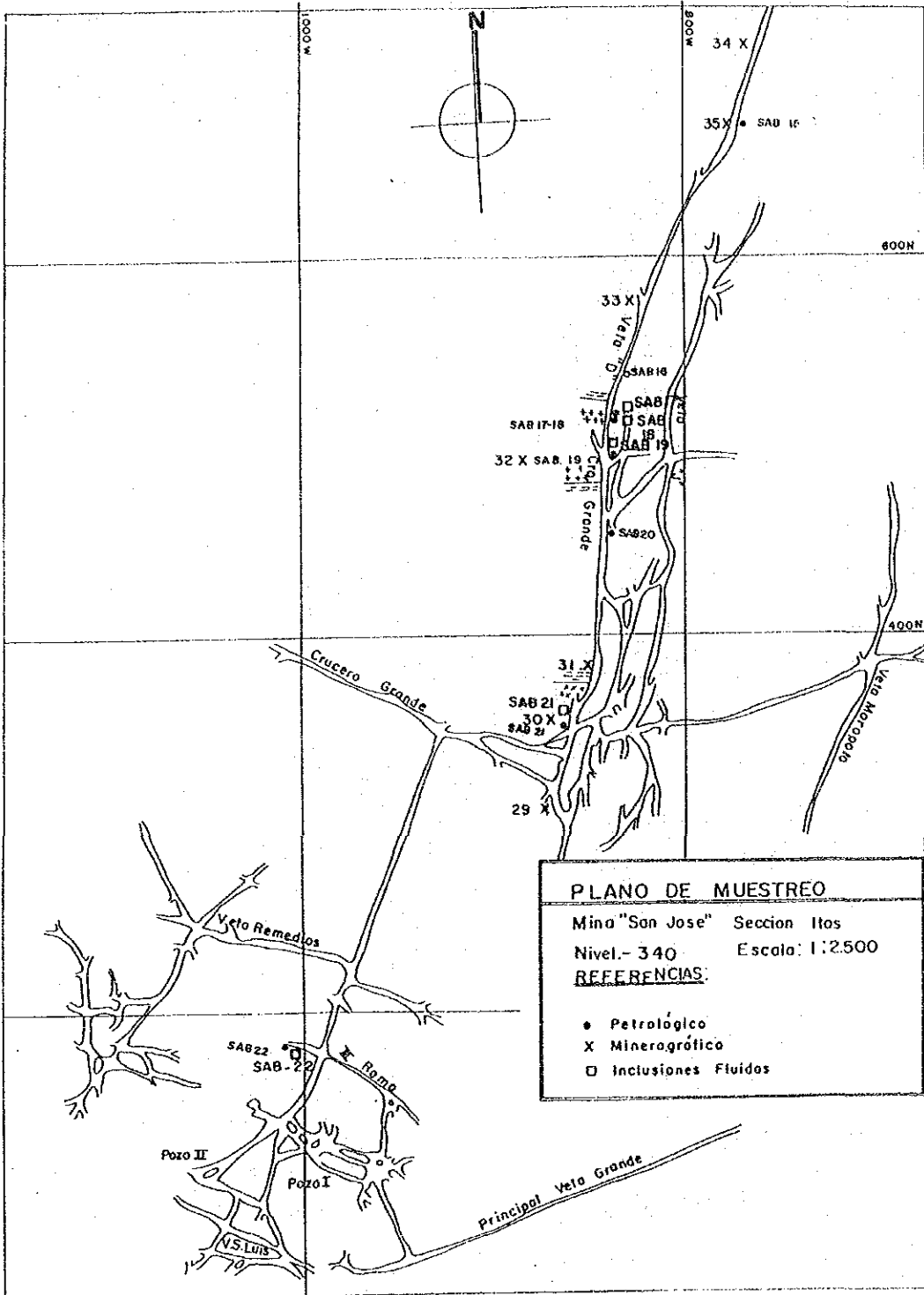
OXIDOS	SAB 14	SAB 23	SAB 43	W. T.
Si O ₂	65.00	66.55	66.50	66.60
Ti O ₂	0.06	0.13	0.08	0.94
Al ₂ O ₃	15.64	17.26	15.97	13.60
Fe ₂ O ₃	5.87	1.19	1.12	1.55
Fe O	0.80	2.52	1.65	2.34
Mn O	0.10	0.04	0.21	0.09
Mg O	0.07	1.13	0.13	1.38
Ca O	1.05	1.95	2.08	3.25
Na ₂ O	1.04	3.83	2.13	3.88
K ₂ O	5.40	3.41	3.48	3.79
H ₂ O	3.86	0.95	4.14	2.32
P ₂ O	0.03	0.08	0.07	0.37
S	—	—	—	0.01
TOTAL	96.92	99.04	99.56	100.12

PORCENTAJES MOLECULARES NORMA C. I. P. W.

Q	86.08	24.02	27.60	22.06
C	6.25	8.92	2.92	—
or	31.89	20.15	32.39	22.37
ab	8.81	32.40	18.04	32.82
an	5.02	9.12	9.86	8.51
di	—	—	—	4.21
wo	—	—	—	2.18
en	0.17	2.81	0.32	3.27
fs	—	3.50	2.37	1.61
hv	0.17	6.31	2.70	2.85
mf	2.38	1.74	1.62	2.25
il	0.12	0.26	0.15	1.79
hm	4.23	—	—	—
ap	0.07	0.20	0.08	0.87
py	—	—	—	0.02
TOTAL	94.96	98.12	95.44	97.76

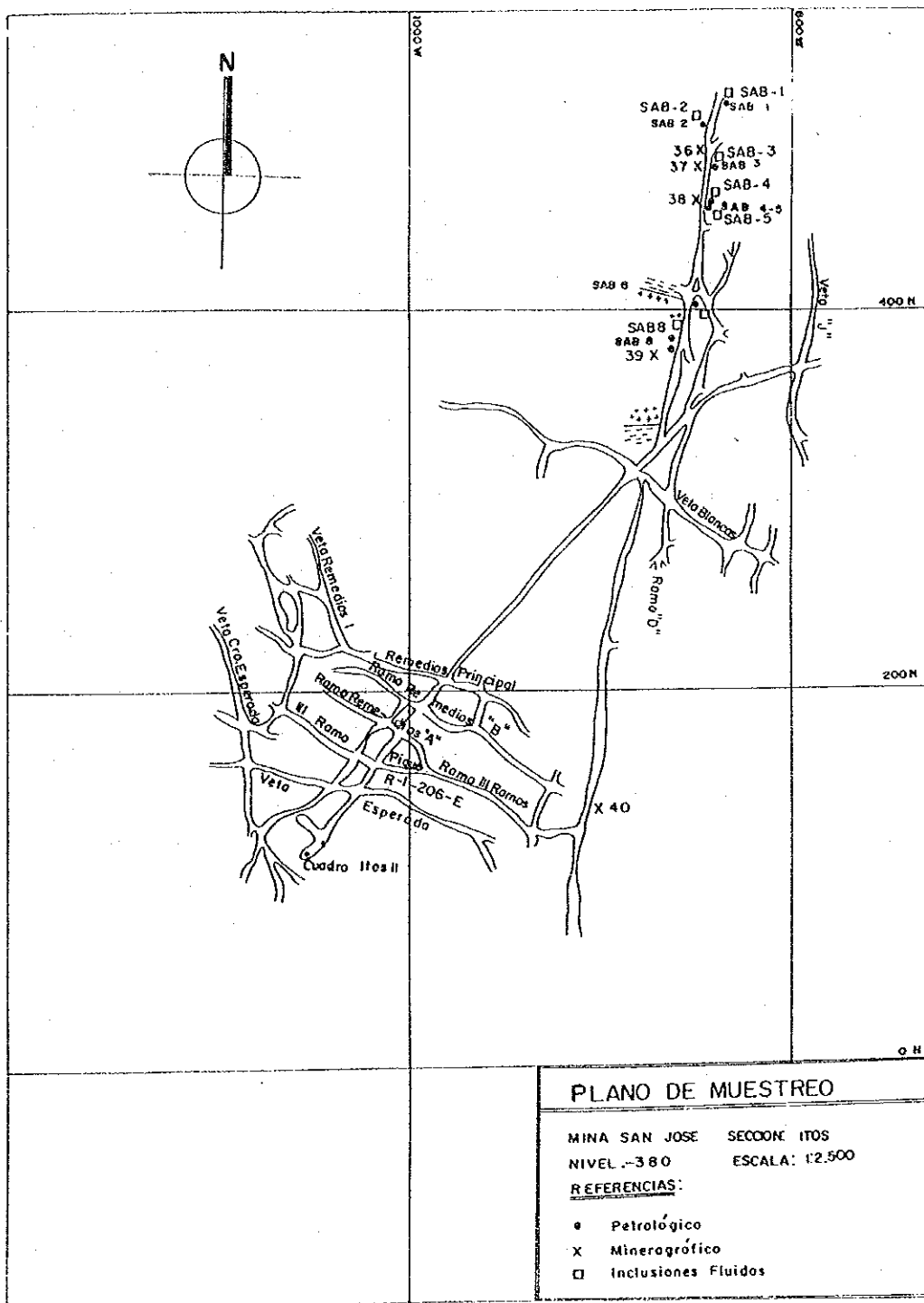
TABLA N° 1





PLANO DE MUESTREO
 Mina "San Jose" Seccion Itos
 Nivel.- 340 Escala: 1:2.500
REFERENCIAS:

- Petroológico
- X Mineralográfico
- Inclusiones Fluidas



MICROTECTONICA DE LA SECCION "ITOS" VETAS
"J" y "D" MINA SAN JOSE

A. C. SANCHEZ

* Instituto de Geología Económica, UMSA, La Paz, Bolivia

C A P I T U L O I I I

MARCO ESTRUCTURAL DE LA ZONA

Este acápite está referido a los eventos tectónicos mayores así como a la microtectónica que han regido el desarrollo estructural del área, así como a las conclusiones a que se han arribado en torno a los estudios obtenidos en la zona.

Partiendo del hecho de que la tectónica de placas ofrece un modelo adecuado para explicar e integrar los procesos tectono-magnéticos ligados a la formación de las cordilleras en los ambientes de convergencia de placas, Willie P.J. (1973), más propiamente en el de convergencia de placa oceánica y continental, hacemos nuestras estas disgresiones y conceptos, para enmarcar regionalmente el proceso evolutivo del tectonismo en la región de San José.

1.- EVENTOS TECTONICOS

Los eventos tectónicos desarrollados en el área están íntimamente relacionados con el fenómeno de subducción y consumo de la placa oceánica pacífica, más concretamente de la subplaca de Nazca, en el borde occidental del continente.

Este fenómeno de subducción, posterior a la deposición marina que actualmente configura los metasedimentos de la cordillera Oriental, comenzó no más tarde del Triásico Superior o del Jurásico Inferior. El comienzo de la subducción, debió coincidir con el comienzo de la separación de la corteza marina en el dorsal del Pacífico Oriental, hace 135 a 140 m.a., que precedió a la separación de Sud América del África, marcada por la manifestación de un magnetismo básico (125 m.a. y 147 m.a., Trapp del Parana y Bacia de Paraíba en el Brasil; 142 m.a., Chaco de Argentina) Martínez C., Tomás P., (1978). (Fig. N° 2)

Durante el Triásico Superior y el Jurásico Inferior, un incipiente arco volcánico se desarrolló en el océano, al oeste del escu-

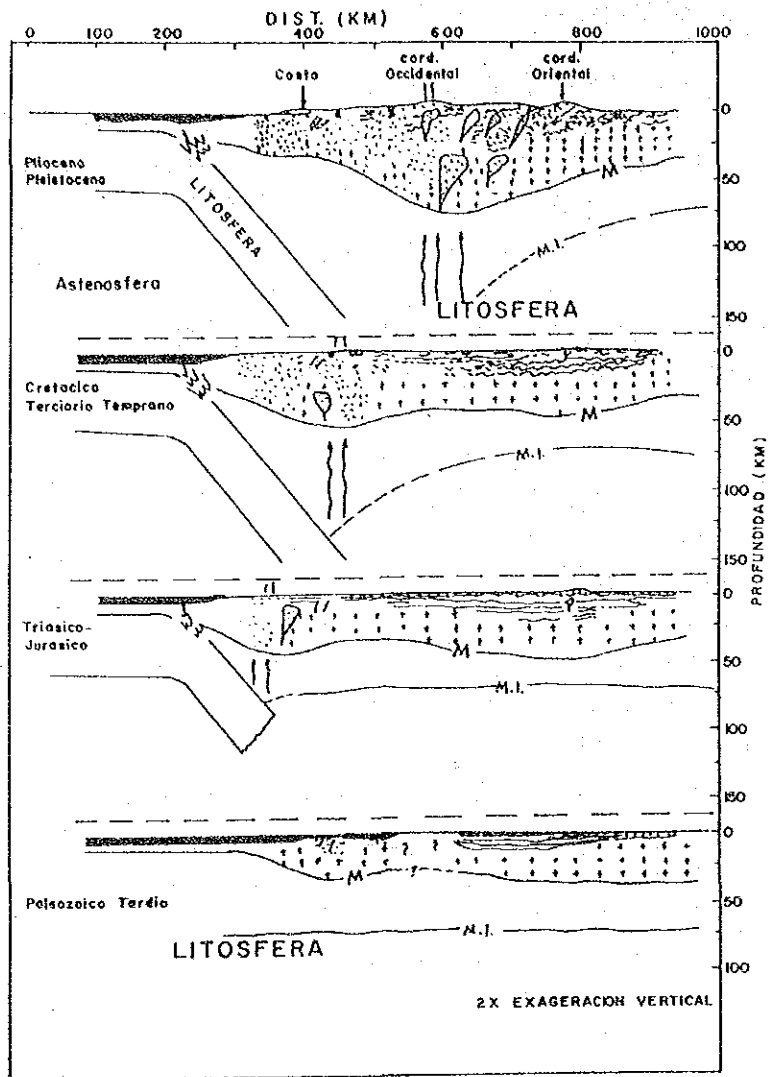


FIG: N° 2 Modelo de la evolución de los Andes Centrales
Según James (1971).

do continental del paleozoico, con la erupción de basaltos submarinos y lavas andesíticas cerca de la costa del Norte Chileno, y probablemente a lo largo del actual escudo continental al Sud del Perú. Posiblemente, el emplazamiento de pequeños cuerpos plutónicos graníticos, en la Cordillera Oriental, fue contemporáneo con el anterior fenómeno de volcanismo, James D.E., (1971). Estas consideraciones se encuentran confirmadas por dataciones K-Ar de los batolitos de la Cordillera Oriental (Triásico a Jurásico Inferior) Grant, Halls, Salinas y Snelling (1979), los que no pueden ser considerados como sintectónicas, Scheneider-Scherbina (1961), sino como post tectónicas, y están en relación con un plegamiento Hercínico tardío en el Permico, Martínez et.al.(1971) o simplemente como atectónicos, Michel H., Reutter, Villalpando A. (1977).

Una intensa fase de orogenia se sucedió durante el Cretácico Superior y el Terciario Inferior (Eoceno-Oligoceno) fase incaica. La actividad está claramente desplazada hacia el Este, en relación con la sucedida en el Jurásico y Triásico, y es la más importante manifestación de plegamiento de esta región de los Andes. Los pliegues y las fallas inversas asociadas, ligadas a esta fase de comprensión se hallan presentes a todo lo largo de la cadena desde el altiplano hasta la zona Subandina. Los pliegues son estructuras simples y concéntricas, a veces complicados por niveles de disarmonia, factores de cabalgamientos y desplazamientos principalmente en Altiplano Norte, Martínez C., Tomasi P. (1978) y Martínez C. et.al. (1973).

Al final del Mioceno, se produce la segunda fase de plegamiento andino, conocida como fase Quechua entre 8 a 6.4 m.a. Se observa en el Norte y centro del Altiplano y se caracteriza por pliegues con grandes radios de curvatura y por fallas inversas que son a menudo resultado de la reactivación de antiguas fallas profundas.

En el Plioceno se reconoce un último plegamiento en la región de La Paz, centro del Altiplano Norte y sobre todo en las sierras Sub-andinas. Es muy superficial y se la puede considerar como una subfase de la precedente. Martínez et.al. (Ibid).

Otras consideraciones importantes tienen que ver con la intrusión de fundidos en la corteza continental, por debajo de la cordillera y la resultante dilatación de la misma, que produce compresiones hacia el continente de los sedimentos paleozoicos que forman un cinturón plegado y fallado de montañas.

Igualmente, hay que considerar que a medida que se produce la subducción y el consumo de la placa oceánica descendiente, se ocasiona una migración hacia el este de los focos magnéticos, perpendicularmente a la fosa Perú-Chilena y de los focos volcánicos y de emplazamiento de intrusivos.

Las edades K-Ar dan una medida más concreta del grado de migración, si es que consideramos que dichas edades corresponden a los periodos de emplazamiento y cristalización de las rocas. Los datos de Farrar (1970) y otros, citado en James D.E. (1971) para el norte de Chile, indican que las rocas más viejas son del triásico inferior y afloran muy cerca de la costa. Desde esa época, la actividad ígnea ha migrado hacia el este con una velocidad de aproximadamente 1 Km/m.a., James et.al. (1971).

II.- RELACIONES TECTONOMAGNÉTICAS

Estas relaciones están definidas básicamente, por las expresiones magnéticas presentes en la zona y sus asociados estructurales, que a la luz de los acápites anteriores son más fácilmente entendibles.

En primer lugar, es necesario puntualizar que la actividad magnética, expresada por los stocks de Oruro, San Pablo, los diques aflorantes en Santa Fé, y el stock de la Salvadora en Llallagua, son relativamente contemporáneos, y su edad (excepción del complejo de San José) oscila entre 20.0 ± 0.38 m.a. y 24.8 ± 0.44 m.a. Grant, Halls, Avila, Snelling (1979).

La edad de 23.3 ± 0.4 m.a. para el stock de San Pablo es tal vez la más adecuada para la mínima edad de emplazamiento del mismo. La edad media del stock de la Salvadora es de 20.9 ± 0.4 m.a. De

acuerdo a los mismos autores, el emplazamiento de los batolitos de Quimsa Cruz (23 m.a.) Santa Vera Cruz (22 a 23 m.a.) e Illimani, junto con los centros subvolcánicos de la región Centro de Oruro, hasta Colquechaca, pertenecería a una misma provincia de edad Mioceno Inferior.

Al mismo tiempo, los autores anteriormente nombrados sugieren que los depósitos de Oruro, Huanuni y Colquiri, podrían también ser incluidos en ésta, por su emplazamiento geológico similar y por su ubicación geográfica. Es necesario hacer notar que, bajando hacia el Sur, dentro de esta provincia, se observa una tendencia de disminución de la edad de emplazamiento, siendo las rocas más viejas del extremo norte, y más jóvenes las del extremo Sur. Por estas consideraciones, asumimos que la edad probable para el complejo de Oruro sería de \pm 22 m.a., es decir en la transición Oligoceno a Mioceno.

Desde el punto de vista de la evolución tectónica, éste emplazamiento de cuerpos se realizó en una fase francamente distensiva, entre la fase Orogénica Incaica y Quechua.

Los cuerpos subvolcánicos (al Sud de Quimsa Cruz y Santa Vera Cruz) serían congruentes con la anterior afirmación, ya que la mayoría de ellos está asociado a fenómenos efusivos. Sin embargo, los cuerpos plutónicos del extremo norte merecen otra explicación, que podría ser perfilada por la diferencia geométrica de la placa de Nazca, que origina diferencias espaciales en la presión-distensión contra la placa Sudamericana, y que produciría zonas compresivas y zonas distensivas simultáneamente.

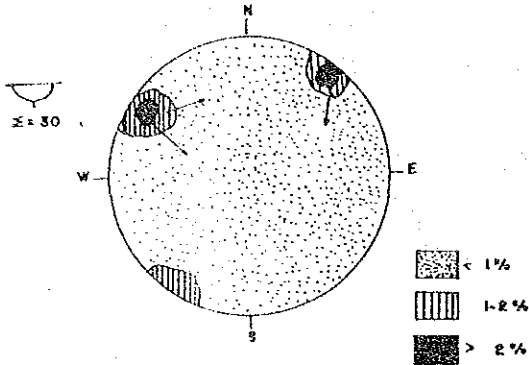
III.- MICROTECTONICA

En el trabajo, se exponen los resultados del análisis estadístico de fracturas de la sección "Itos", para lo cual se utilizó la proyección estereográfica de los polos de planos hkl. Este método es de mucho interés para conocer las características y la historia estructural de éste sector. Además la aplicación de este método a la investigación minera a fin de conocer la geometría -

DIAGRAMA DE DENSIDAD DE POLOS Y DE FRACTURAS
DE LOS DIFERENTES NIVELES, SECCION ITOS

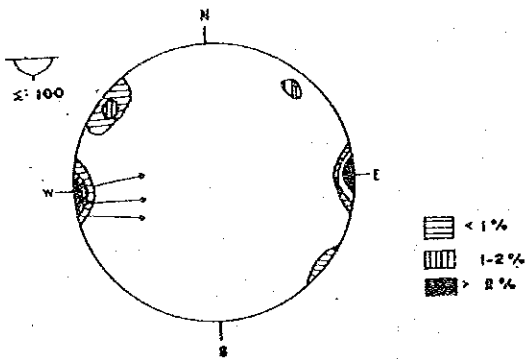
"SAN JOSE"

DIAGRAMA DE DENSIDAD
POLOS DE PLANOS NKL
VETA "D" NIVEL - 220



a

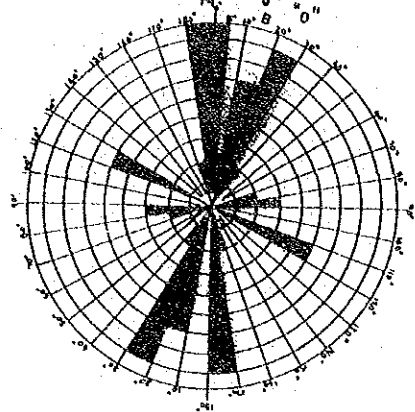
DIAGRAMA DE DENSIDADES DE POLOS
DE PLANOS NKL
VETA D NIVEL - 280



c

DIAGRAMA DE FRACTURA
NIVEL-220

Cantidad de mediciones=30
DENSIDAD DE OCUPACION



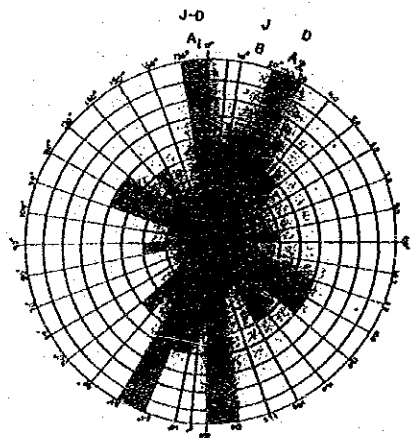
b

DIAGRAMA DE FRACTURA

NIVEL - 280

CANTIDAD DE MEDICIONES: 100

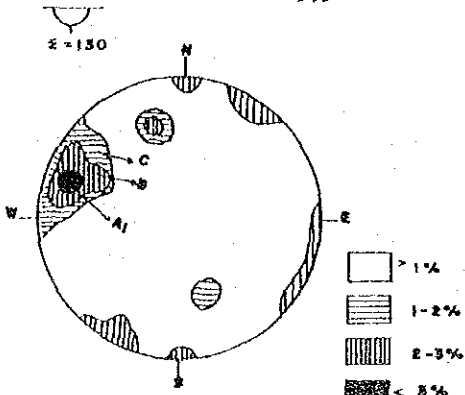
DENSIDAD DE OCUPACION



d

FIG. N° 4

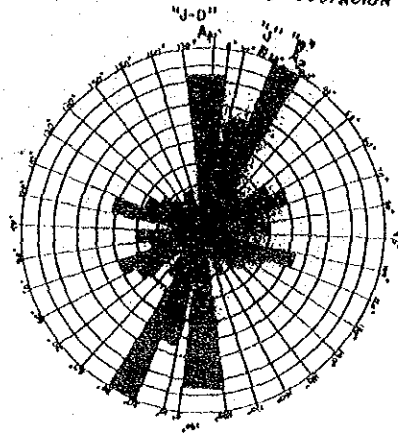
DIAGRAMA DE DENSIDAD
 POLOS DE PLANOS
 VETA "D" - 340



A, B, C, Máximas prominentes

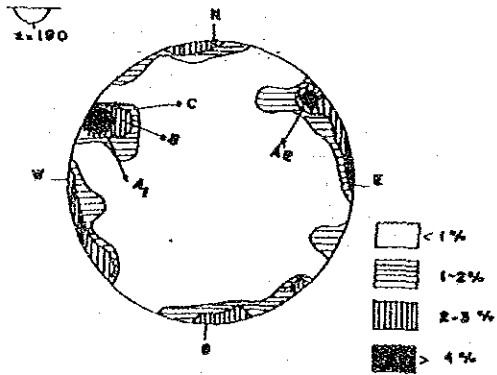
e

DIAGRAMA DE FRACTURA
 NIVEL - 340
 CANTIDAD DE MEDICIONES: 130
 DENSIDAD DE OCUPACION



f

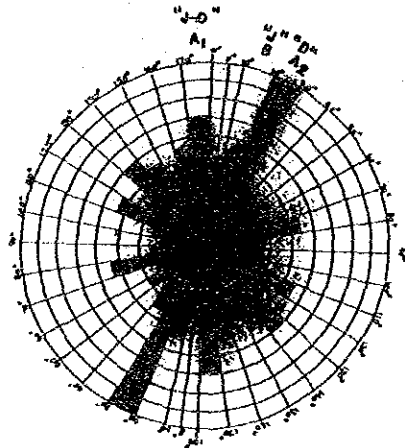
DIAGRAMA DE DENSIDAD DE
 POLOS DE PLANOS RKI
 VETA D NIVEL-350.



A, B, C, Máximas prominentes

g

DIAGRAMA DE FRACTURA
 NIVEL - 350
 CANTIDAD DE MEDICIONES: 190
 DENSIDAD DE OCUPACION



h

FIG. N° 4

FIG. N° 5

DIAGRAMA DE DENSIDAD DE POLOS
DE PLANOS hkl (Red de SCHMIDT)
SECCION ITOS ORURO

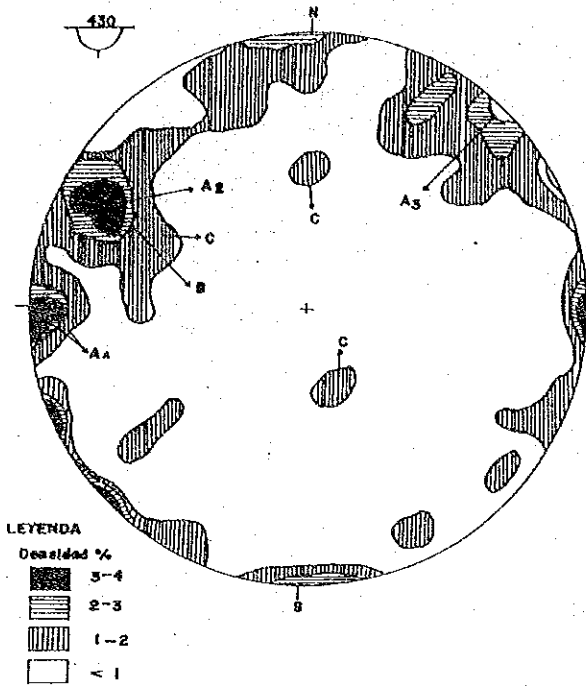
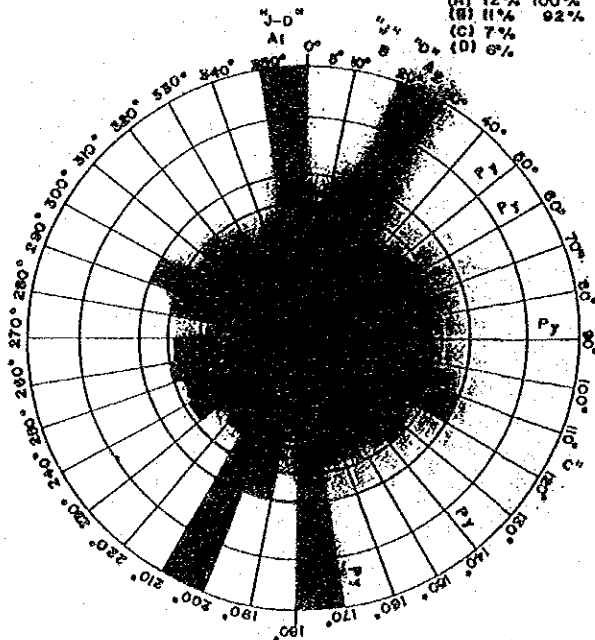


DIAGRAMA DE FRACTURA
(Red CLOSS)

Lugar: San José (Itos).

Cantidad de mediciones
Densidad de ocupacion

(A) 12% 100%
(B) 11% 92%
(C) 7%
(D) 6%



del yacimiento, así como los fenómenos estructurales relacionados con el control de la mineralización, para este fin se han tomado 500 medidas de campo y se han realizado 10 estereogramas para su interpretación.

El resultado de los datos ha dado un sistema conjugado de diaclasas, sistema de fracturas que ha tenido lugar por efectos de dos grandes fases de deformación: La Fase Incaica en el Oligoceno y La Fase Quechua en el Mioceno.

III.1 Características de la Zona

De acuerdo a la correlación entre los datos paleontológico, y las edades radiométricas así como las fases de compresión en el Altiplano boliviano, la tectónica que ha dado lugar a las fracturas en las que se han emplazado el stock de la Mina San José y las fracturas del mismo stock correspondería al Oligoceno (segunda fase de compresión: Fase Incaica). Estas fracturas se observan tanto en el Norte, como parte central del Altiplano. Sin embargo estas estructuras estarían afectadas y complicadas por la superposición de fases posteriores, Martínez y Tomasi (1978).

La mineralización de Sn-Ag correspondería a la fase inicial del vulcanismo medio (Mioceno) de \pm 13 m.a., según McNamee (1980), por consiguiente se ubicaría entre la segunda y tercera fases de compresión; Fases Incaica y Quechua de Martínez y Tomasi (1978)

III.2 Metodología

Los escasos antecedentes en el campo de la microtectónica han permitido considerar solo algunos aspectos generales de fracturamiento y su estrecha relación con la mineralización, por lo tanto y en carácter experimental se ha elegido una zona reducida para tal efecto.

En el registro de datos de diaclasas se ha utilizado como instrumento auxiliar la brújula de fábrica tipo Freiberg,

muy apropiada y práctica para la toma de medidas de este tipo de fracturas, puesto que se mide la dirección del buzamiento y perpendicular a la misma y se obtiene el rumbo de la estructura medida.

Con los datos obtenidos, se han preparado diagramas para representar la posición de los planos de diaclasas (hkl) y sus respectivos polos; estos son los diagramas de puntos, diagramas de frecuencia y diagramas de fracturas. La red de SCHMIDT, cuyo principio se basa en la proyección estereográfica sobre uno de los hemisferios, permite la representación de las relaciones geométricas o de la repetición estadística de direcciones y ángulos sin tener en cuenta su posición topográfica.

Luego de esta representación todos los polos de los planos de diaclasas se obtiene el diagrama de puntos, los cuales ploteados sobre la circunferencia, indican inclinaciones verticales, y están ubicados en los dos extremos sobre un mismo diámetro.

El diagrama de puntos se puede convertir después en un diagrama de frecuencia, donde el achurado denso en los diagramas en la red de SCHMIDT, representa áreas de mayor ocupación.

III.3 Discusión de los diagramas y conclusiones

En la mina San José sección "Itos", vetas "D", "J" en los niveles -380, -340, -280, -220 se tomaron datos de fracturas cuyos resultados han permitido establecer una serie de máximos destacables, los mismo que parecen representar un sistema conjugado de diaclasas y muestran tendencias de algunos de estos sistemas a la mineralización.

El total de medidas en diaclasas alcanzó a 500, la representación en los diagramas parciales (Fig. N° 3) en el que se marcaron las densidades de los polos, permiten reconocer una serie de máximos prominentes. Estos máximos prominentes son A, B, y C, expresados en las diferentes figuras

donde A y B parecen estar formados por un proceso primero de compresión en dirección NW - SE y de posterior distensión en el sentido NE - SW, perpendicular al esfuerzo anterior. Todo este conjunto es aproximadamente paralelo a la dirección de fracturamiento de la Cordillera Oriental.

El máximo A, para una mejor interpretación, ha sido dividido en máximos A_1 , A_2 , A_3 que tienen, de acuerdo al diagrama de fracturas, una densidad del 12% y rumbos variables desde NS y N 30' E, cuyos buzamientos varían entre la vertical y 70' al E y W respectivamente, el máximo B tiene una densidad del 11% y el máximo C su densidad alcanza el 7%.

El juego de diaclasas del máximo A_1 probablemente este relacionado con las vetas "J" y "D" y/o pueden o no coincidir con ellos. Esta interpretación puede observarse en los mapas de mensura de galerías y vetas. El máximo A_2 según el diagrama de fracturas (red de CLOS) esta comprendido entre los 20' y 30' NE, por lo tanto correspondería a la orientación en promedio de la veta "D", pero en los diferentes niveles estas fracturas y la veta adquieren valores oscilatorios.

El juego de diaclasa del máximo A_1 probablemente este relacionado con esfuerzos de compresión y sigue la orientación de la veta "J", es decir comprendido entre los 10' a 20' NE en promedio; pero en los diferentes niveles se puede advertir que las fracturas de este sistema y la veta misma adquieren valores de más o menos NS - 35' NE, sin embargo, hay que advertir que en el nivel -220 la veta "J" se une a la veta "D" sin cambio de mineralogía, en los niveles superiores las estructuras tienen las mismas características.

En el diagrama de fracturas (Fig. N- 3) se puede observar claramente la tendencia de este tipo de fracturas que mantienen los rumbos indicados, haciendo difícil la identificación exacta de cuales son las fracturas que contienen a las vetas "J" y "D", ya que estas varían dentro de los parámetros anteriormente mencionados. Por otra parte si se

observa los planos de menzura, estas estructuras evidentemente son paralelas, con diferencias de rumbos no muy acen-
tuados.

Por otra parte, los máximos B y C pueden considerarse como correspondiente a grietas de tensión. En el muestreo se ha podido comprobar que estas fracturas están mineralizadas - principalmente con pirita, cuarzo y alunita, sobre todo las diaclasas que tienen rumbos comprendidos entre 50°-80° NE y entre 100° - 150° SE.

Del análisis de los diagramas confeccionados para el área - estudiada se obtienen los siguientes resultados:

- a) Las dos direcciones principales en la distribución del diaclasamiento del stock, correspondería a los planos ac y bc, según el modelo de (SANDER 1930), actuando los esfuerzos de compresión en la dirección del eje a. (Fig. 5a)
- b) Los elipsoides de deformación analizados, representan a un cuerpo ideal y homogéneo en sentido tectónico. Los esfuerzos de tensión y compresión, desarrollan un esfuerzo de cupla que producen fracturas de cizalla según las superficies S_1 y S_2 . Además, estas superficies son susceptibles de rotar en el sentido que indican las flechas de la figura 5b, según el modelo de (SANDER 1930).
- c) Las diaclasas distribuidas estadísticamente en el área pueden coincidir con fallas o encontrarse paralelas a éstas, y en general, están orientadas con las fracturas que contienen la mineralización.
- d) El emplazamiento del stock ha tenido lugar durante la segunda fase de compresión "Fase Incaica" del tectonismo Andino.
- e) De manera general, la mineralización estaría relacionada con la última etapa de la segunda fase de compresión Fase Incaica y definida con más intensidad durante la tercera fase de compresión Fase Quechua.

f) De acuerdo a observaciones de campo, efectuadas en el yacimiento, se ha podido constatar que la secuencia de las diferentes etapas de mineralización y que coinciden con la mecánica de fracturamiento analizados en los diagramas sería la siguiente:

1. Etapa de compresión Vetas "D" y "J" NS -N 35' E
2. Etapa de distensión Vetillas de pirita de dirección NE - SW

TRABAJOS PRESENTADOS EN EL PRIMER COLOQUIO
DEL INSTITUTO DE GEOLOGIA ECONOMICA

- ABSTRACTO -

REALIZADO EN LA CIUDAD DE LA PAZ - BOLIVIA,

ENERO 1985

SULFUR ISOTOPE RATIOS OF ORE DEPOSITS IN BOLIVIA

Hirotomo UENO and Kenichiro HAYASHI

Sulfur isotope study on ore deposits which consists of different types has been done.

Whole sets of equipments belonging to Instituto de Geología Económica - IGE, for this study were used. Separated sulfide minerals are solved by the Kiba reagent, and sulfur is changed to zinc sulfide in zinc acetate solution. Zinc sulfide precipitate is converted to silver sulfide, this and Cu_2O is heated in vacuum until $800^{\circ}C$, and finally SO_2 gas is obtained. SO_2 gas is measured using Micromass 602 E to get sulfur isotope ratios.

From these sulfur isotope ratios the origin of each ore deposit and forming temperatures are discussed. For example sulfide minerals from the Matilde mine show the aspect of sedimentary origin.

The Tasna deposits have the different sulfur isotopic ratios from other deposits as Tasna, Animas, Siete Suyos, Gran Chocaya, Chorolque, Tatasi and San Vicente. The Huanuni, Poopo, Santa Fé and Morococala deposits have some sulfur isotopes ratios as the Avicaya and Bolívar deposits, therefore may have the genetical relation to some kinds of the subvolcanic rocks. The pair sulfur isotope ratios of galena and sphalerite give the forming temperatures of $280^{\circ}C$ for the San Vicente deposits, of $235^{\circ}C$ for the Tatasi deposits, and of $230^{\circ}C$ for the Gran Chocaya deposits.

ESTUDIO PETROGRAFICO Y MINERALOGICO DEL
YACIMIENTO DE COLQUECHACA

ALBERTO C. SANCHEZ

El distrito minero de Colquechaca se desarrolla íntegramente en un cuerpo ígneo dentro de la zona más íntegramente plegada de la Cordillera Oriental Andina. Las rocas volcánicas del Terciario emanaron sobre rocas sedimentarias paleozoicas y mesozoicas falladas y plegadas íntensamente.

La primera actitud ígnea está marcada por el pórfido Gallofa, de composición dacítica y riolítica CARO (1970). Esta actividad ocurrió a lo largo del eje de la falla regional indicando una erupción por fisura del pórfido Gallofa. La actividad final está marcada por las rocas volcánicas del Yanakaka.

Los análisis tectónicos de estas rocas ígneas muestran dos sistemas de fracturamiento Nor-Oeste, Sud-Este y Nor-Este, Sud Sud Oeste siendo ambas coincidentes con las vetas principales, el primer sistema está desarrollado en el pórfido Gallofa y es donde se ha llevado a cabo el presente trabajo.

Luego del análisis mineralógico se ha podido describir la paragénesis y/o asociación de los minerales formados en el curso del proceso geológico y caracterizados por una determinada composición de minerales:

Cuarzo - Casiterita

Pirrotina - Galena - Esfalerita - Estannina

Siderita - Calcopirita - Pirita

Haciendo uso del análisis por microsonda se ha podido determinar la composición química y sus porcentajes de un determinado mineral.

Del análisis químico de elementos mayoritarios por vía húmeda y del análisis petrográfico se desprende que el pórfido Gallofa corresponde a un *magma* dacítico con enriquecimiento de K y Na con evidencias de alteraciones posteriores.

RESULTADOS PRELIMINARES SOBRE LA
MINERALOGIA Y PARAGENESIS DE LA PARTE CENTRAL DEL
YACIMIENTO DE SAN JOSE - URURO

ORLANDO SANJINES
HUGO ALARCON

Estudios mineralógicos en general en muestras de las vetas "Grande", "San José", "San Juan" y "San Isidro" del yacimiento de San José permiten observar una mineralogía compleja la que ocurre en vetas polimetálicas formadas principalmente dentro el sistema ternario - $PbS - Sb_2S_3 - Ag_2S$ y en el sistema cuaternario $Pb - Sn - 2Sb - (Fe, Cu)$, estos minerales se encuentran íntimamente asociados al stock dacítico mioceno.

La secuencia paragenética en las vetas, indican un proceso telescópico con secuencias complejas que podrían indicar varias etapas de mineralización y como consecuencia una zonación mineralógica que indicaría varias pulsaciones del proceso hidrotermal relacionado a la actividad ígnea.

PHILLIPSITES FROM MANGANESE NODULE

Kazuo YOSHIKAWA

Phillipsite crystals were found in the interstice between botryoidal iron manganese oxide layers in a manganese nodule which was collected at 13°55'S, 150°33'W and 3775m of depth. This manganese nodule has a subround shape, and is about 15mm in diameter. Phillipsites are colorless prismatic crystals. Some of them are twinned crystals. The largest crystals is about 60 μm in length. Chemical analysis is made by means of electron probe microanalyzer for metallic elements and by means of penfield method for water. Chemical formulaes $(\text{K}_{1.50}\text{Na}_{2.10}\text{Ca}_{0.40}\text{Mg}_{0.04})(\text{Fe}_{0.02}^{+3}\text{Ti}_{0.02}\text{Al}_{3.02}\text{Si}_{11.02}\text{O}_{32}) \cdot 7.84\text{H}_2\text{O}$. Unit cell parameters, $a = 9.984(7) \text{ \AA}$, $b = 14.23(1) \text{ \AA}$, $c = 14.27(1) \text{ \AA}$, are obtained by diffractometer with graphite monochromator, using CuK radiation. Refractive indices are $n_x = 1.477(2)$, $n_y = 1.480(2)$ and $n_x - n_y = 0.003$. Calculated density is 2.017 g/cm^3 . The chemical composition and physical properties of this sample are different from those of phillipsites from volcanic rocks, and indicate that this phillipsite has intermediate characters between phillipsites from sea bottom sediments and from saline lake deposits.

This phillipsite has sodium content in excess of potassium and slightly higher calcium content than the average content in phillipsites from sea bottom sediments. These features show that this sample is very similar to phillipsites which occur at the initial stage of paragonitization of basaltic glass in contact with sea water. This phillipsite also has higher Si/Al ratio (3.089) than all phillipsites from sea bottom sediments reported so far. It is shown in this paper that a decrease in the density of phillipsite correlates with an increase in the Si/Al ratio, and an increase in the density correlates with an increase in the water content, especially, more appatently in phillipsites from sea bottom sediments. The phillipsite

studied has the smallest density among all phillipsites from volcanic rocks and from sea bottom sediments. This results from the low water content and the high Si/Al ratio. The low water content of this phillipsite might reflect on the physical and/or chemical environment under which it occurred.

ESTUDIO MINERALOGICO DEL DISTRITO MINERO

SAN VICENTE

OSCAR VELARDE

En el mes de Julio de Agosto de 1984 se realizó el trabajo de campo del área de Quechisla; como parte de este trabajo; como parte de este trabajo se muestreo la mina San Vicente. Las muestras mineralógicas de dicha mina fueron procesadas y analizadas en la Universidad de Tohoku de la ciudad de Sendai, Japón.

Los análisis consistieron principalmente en: mineragrafía, Rayos X y análisis químico por via seca, como complementación se hicieron medidas de microdureza y cálculos de celdillas elementales.

Para esta disertación se considerará el estudio comparativo entre el análisis elemental por medio de fluorescencia de Rayos-X y su correspondencia mineralógica por medio del análisis mineragráfico en microscopio de polarización, identificando así la composición mineralógica y los elementos minoritarios acompañantes, algunos de ellos de importancia económica como el Indio y el Cadmio, en el caso de la esfalerita; y la plata en el caso de tetrahedrita.

ORIGEN DE LA PARTE NOR ESTE DEL JAPON

Koji MINOURA

La geología de la actividad marginal ha despertado mucho interes en investigadores de la geología.

Ideas atractivas explican el desarrollo tectónico del área del borde consumido, los mismos que fueron explicados en algunos trabajos científicos. El Nor-Este del Japón es una de las áreas típicas de esta actividad marginal. Se encontró estratos deformados muy complejos, materiales oceánicos alóctonos, rocas ultrabásicas y tipos de metamorfismo de alta presión sobre éstos.

No han sido dadas ideas claras capaces de explicar los fenómenos en su totalidad. Yo he estado estudiando la geología del Nor-Este del Japón durante los últimos diez años, y he encontrado algunos datos importantes los cuales me han permitido obtener una nueva interpretación del tectonismo. Yo mostraré la geología de la parte Nor-este del Japón.

El origen del arco Nor-Este discutiremos basados en los numerosos datos geológicos que tenemos.

PRIMERA COMUNICACION SOBRE LA PRESENCIA DE DOMOS
Y ESPINOS VOLCANICOS EN EL COMPLEJO IGNEO DE ORURO

Gary BECCAR M.

El complejo ígneo de Oruro, yacimiento polimetálico de estaño-plata, ubicado en el borde occidental de la ciudad del mismo nombre, está conformado por riolitas potásicas y riolitas potásicas porfiríticas de emplazamiento posterior. Ambas corresponden a las series calcoalcalinas promedio a fuerte y están asociadas a vulcanismo de regiones orogénicas de borde activo continental.

La mineralización, tanto en estructuras como diseminada, se localiza en las facies de riolita potásica asumidas como remanentes de un aparato volcánico parcialmente desmantelado.

La presencia verificable de un domo endógeno del tipo cúmulo y de una espina asociada en su margen sud-occidental (ligeramente al Sud Este de la cantera de "caolín" de la Universidad Técnica de Oruro y brevemente desplazada al Norte del Cerro Tetilla), así como la ausencia de facies piroclásticas o de cualquier manifestación de tefra en el conjunto de las rocas expuestas, nos induce a postular que el complejo volcánico original (facies de riolita potásica solamente) pudo ser una coalescencia de domos endógenos del tipo cúmulo de moderadas dimensiones.

ANDORITA $\text{AgPbSb}_3\text{S}_6$ - DEL YACIMIENTO DE

SAN JOSE - ORURO

ORLANDO SANJINES V.
HUGO ALARCON B.

La andorita es un mineral muy raro, pero aún así es característico de yacimientos bolivianos de tipo subvolcánico de composición argento-estañífero, el mismo que se presenta en San José en cantidades comerciales importantes. Por primera vez fué descrito por Broegger como "Sundtita", posteriormente Stelzner en base a nuevos análisis propuso el nombre de "Webnerita" finalmente Prior y Spencer definieron e identificaron a las especies anteriores como la Andorita, conocida hasta ese entonces solamente en Felsöbanya, Transilvania.

La andorita es común en muchas vetas en San José, como ser en San Isidro, Moropoto, San Luis, Veta D y J, Purísima, Bronce y otras, lo mismo que a veces se presenta en forma de vetillas, asociada principalmente con casiterita, estanita, zinckenita, jamesonita y cuarzo.

La andorita pertenece a los minerales del Sistema $\text{PbS-Ag}_2\text{S-Sb}_2\text{S}_3$, cuyo contenido de Ag, varía entre 10.5 a 11.8 %, el Pb de 24.2 a 27.8% y el antimonio entre 40.0 a 42.1%, se realizaron análisis de sus componentes, determinándose y corroborando su composición química como $\text{AgPbSb}_3\text{S}_6$ - (cuya relación m:n=1), también se determinó sus datos cristalográficos definiéndose como ortorombico su sistema de cristalización de acuerdo a los parámetros de su celda-elemental, asimismo, por el estudio de secciones pulidas se define que los cristales son de clase bipiramidal en formas prismáticos gruesos con estriación, de anisotropismo moderado.

OPAQUE MINERALS IN HYDROTHERMAL ALTERATION

ZONE

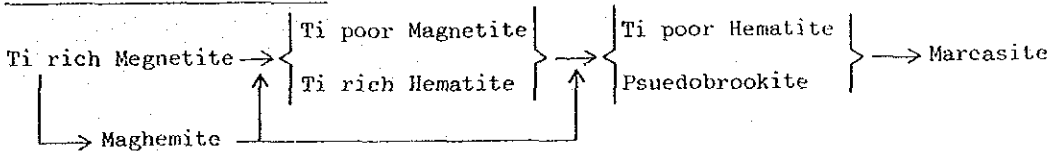
Hiroto UENO

The hydrothermal alteration has been studied using clay minerals by many investigators. Now opaque minerals as indicators of the alteration degree are treated.

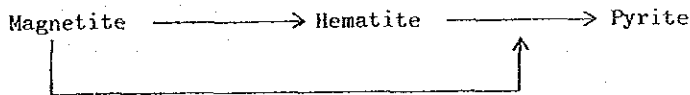
Opaque minerals are Fe-Ti oxide minerals as rock forming minerals, and also sulfide minerals as alteration products.

The occurrence of these opaque minerals show different alteration process in each type of ore deposits. The results up to now as follows.

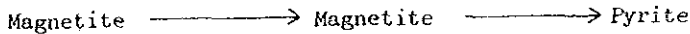
VOLCANIC SULFUR DEPOSITS



KUROKO DEPOSITS



SKARN DEPOSITS



ALTERACION HIDROTHERMAL EN TORNO A LA VETA "D"

STOCK ITOS

GARY BECCAR MONTAÑO
ANTONIO SAAVEDRA MUNOZ

El complejo ígneo de Oruro está profundamente afectado por alteración hidrotermal penetrativa de carácter zonal. Fundamentalmente se estudia los ensambles presentes en el stock de Itos, en torno a la veta "D" y se perfila los otros ensambles que existen alrededor del mismo.

La alteración presenta un núcleo avanzado, con asociación de pirofilita, alunita, caolín, turmalina, sericita, cuarzo y pirita en las salvas de la veta, transita gradualmente a alteración sericítica penetrativa, que afecta la totalidad del stock, con la asociación, sericita, cuarzo, pirita, turmalina y clorita magnésica de carácter ocasional.

Finalmente se observa el ensamble propilítico, que afecta los márgenes externos del complejo, con la asociación de clorita, epidoto, clinzoisita, clacita, sericita, pirita subordinada y óxidos de hierro.

Se postula una relación directa de la mineralización en estructuras con alteración argílica avanzada y la presencia de casiterita diseminada en la roca de caja (pórfido cuarzoso) con un ensamble sericítico. Por otra parte se establece la presencia de casiterita diseminada en la zona propilítica, propiamente en las biotitas cloritizadas de las facies lávicas extremas.

THE OBSERVATION OF CRYSTALLIZATION
MORPHOLOGICAL-PROCESSES AND DETERMINATION OF GENETICAL
CONDITION OF K-Na ZEOLITES THROUGH THE HYDROTHERMAL
EXPERIMENTS

Morihiro AOKI

The genetical condition were examined under the hydrothermal reaction system having variation of Na/(Na+K) ratio in reaction solution and also the crystallization processes of synthesized mineral phases observed under scanning electronmicroscope.

Experimental condition are as follows:

Starting material: a) Fresh glass from Lake Tecopa, California and
b) Fresh glass from Futatsui, Northeastern Japan.
200 mesh (-). 0.5 g.

Reaction solution: H₂O and 0.1 M K₂CO₃ - Na₂CO₃
mixed solution, (Na/(Na+K) x 100 = 0, 100, 15 ml.

Temperature: 125 - 300° C. Total pressure: 200 Kg/cm²

Reaction duration: 3 hrs. to 2 months

Mineral assemblages of synthesized mineral phases such as analcime, clinoptilolite, mordenite and K-feldspar obtained from present systems show the similar inclination of mineral association in the alteration zone surrounding Kuroko-ore deposits.

Geological significance are discussed through the hydrothermal model-experiments for the clarification of genesis of alteration zone concerning Kuroko-ore mineralization.

K-Ar ages of mineralization at the Caracoles, Siglo XX,
Colquechaca, Colavi, Huari Huari, Unificada, Tasna,
Inocentes and Buena Vista mines in Bolivia

Abstract

The K-Ar ages on sericite from the Caracoles, Siglo XX, Colquechaca, Colavi, Huari Huari, Unificada, Tasna, Inocentes and Buena Vista mines in Bolivia are determined. The results are as follows; Caracoles 23.0 ± 1.1 , Siglo XX 19.6 ± 1.0 , Colquechaca 21.3 ± 1.1 , Colavi 166 ± 8 , Huari Huari 20.1 ± 1.0 , Unificada 12.8 ± 0.6 , Tasna 155 ± 8 , Inocentes 13.1 ± 0.7 and Buena Vista 11.3 ± 0.6 . The K-Ar ages of sericite from the Colavi and Tasna mines indicate middle and late Jurassic respectively. Others indicate ages of Tertiary.

Introduction

Geochronological studies on Bolivian igneous rock (Clark and Farrar, 1973; Evernden et al., 1977; Kussmaul et al., 1975; Grant et al., 1979 a,b; JICA and MMAJ, 1977, 1978 and 1980) have shown that magmatism and associated hydrothermal mineralization occurred in two episodes of late Triassic to Jurassic and Tertiary. Because available chronological data are obtained only from igneous rocks, there still remain obscurities in age of mineralization. In this project, we made efforts to determine age of mineralization for some Bolivian deposits. The first report (JICA and UMSA, 1984) presented seven geochronological data obtained from samples collected from Morococala, Avicaya, Bolivar, Unificada, Chorolque and Tasna mines. JICA and UMSA (1984) reported K-Ar ages of sericite, biotite, jarosite and alunite, but age data from sulfate minerals of alunite and jarosite showed rather young values. In this study, nine K-Ar ages of sericite from Caracoles, Siglo XX, Colquechaca, Colavi, Huari Huari, Unificada, Tasna, Inocentes and Buena Vista mines were determined.

The sericite samples for the age determination were collected during field surveys in 1983 and 1984. Figure 1 shows the location of the mines where samples were collected. Sericite, $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$, were separated under binoculars or by the hydraulic elutriation method. They were examined by a X-ray diffractometer to check purity. K-Ar age determination was done at the Teledyne

Isotopes Inc. The constants for the age calculation used in this report are as follows; $^{40}\text{K}_{\lambda\beta} = 4.962 \times 10^{-10} / \text{yr.}$, $^{40}\text{K}_{\lambda\epsilon} = 0.581 \times 10^{-10} / \text{yr.}$, $^{40}\text{K}/\text{K} = 0.01167$ atom% (Steiger and Jager, 1977).

Occurrence

The occurrence of minerals for K-Ar dating are as follows. The samples were collected from mines indicated in Figure 1.

Sericite from Caracoles mine; Within quartz-tourmaline-pyrite-chlorite-sericite vein of 10 cm in width in granodiorite, Ramo 2 Ali vein, 89 level, Gran Recorte Section.

Sericite from Siglo XX (Catavi) mine; Within pyrite-quartz vein in sandstone of Cancaniri Formation, Polvorin vein, 250 level.

Sericite from Colquechaca mine; Within footwall side clay zone contact to sphalerite-pyrite vein of 10 to 15 cm in width. Although this part is thought to be argillized part of dacite, but the argillization has very intimate relation to the mineralization. Gabia vein, 355 level.

Sericite from Colavi mine; Sample was separated from light brown colored clay layer containing pyrite within alternation of black colored pyrite bed and clayey beds of several colors as gray, brown and yellow. It contains small amount of quartz and hematite. Manto Cristina, Garcia level.

Sericite from Huari Huari mine; Sample was collected from Anton Bravo vein, 55 level, where vein consists mainly of

massive aggregate of pyrite and sphalerite whose width is about 50 cm. Sericite is found as clay band of several mm in width.

Sericite from Unificada (Potosi) mine; Sample was collected from white colored clay rich part within pyrite-wolframite-quartz vein of Bolivar Ramo 1 vein, 0 level. Also alunite fills central part of the vein. Sample contains small amount of kaoline.

Sericite from Tasna mine; Within wolframite-arsenopyrite vein, Rosario section, Huascar vein, +40 Gabriela level.

Sericite from Inocentes (Gran Chocaya) mine; Sericite was separated from altered dacite contacts to Nueva Ramo C vein, 132 level. Vein consists of pyrite, sphalerite and galena showing banding structure. Wall rock of dacite was altered strongly about 50 cm in width from the contact to the vein.

Sericite from Buena Vista mine; Sericite was separated from altered dacitic tuff contacts to pyrite-galena vein of 4 cm. Color of altered tuff changes to dark gray because of dissemination of pyrite. Sample contains small amount of quartz.

Results and discussion

The results of age determination are shown in Table 1.

The Caracoles mine is situated within the Tres Cruces (Quimsa Cruz) granite batholith. Geochronological data for biotite separated from granite given by Clark and Farrar (1973) and Evernden et al. (1977) are 23.8 ± 1.6 and 26 Ma

respectively. The sericite age of 23.3 ± 1.1 Ma is contemporaneous or a little younger than those of igneous rock.

The veins of Siglo XX mine, whose another names are Catavi or Llallagua, are embedded in quartz porphyry of the Salvadora stock, and some of which extend out into surrounding sedimentary rocks (Turneure, 1960; Sugaki et al. 1981). Grant et al. (1979 a,b) dated four samples of the stock and they range from 21.6 to 20.6 Ma (mean age is 20.9 ± 0.4 Ma). Also Evernden et al. (1977) gave two K-Ar ages of 7.3 and 9.4 Ma from the Salvadora stock. Sericite age of 19.6 ± 1.0 Ma from the Siglo XX mine is very close to data of Grant et al. (1979 b).

The ore deposit of the Colquechaca mine is embedded in volcanic complex (Grant et al., 1979 b). Three geochronological data for biotite and whole rock from quartz latite or altered lava given by Grant et al. (1979 b) are 22.6 ± 0.42 , 21.5 ± 0.35 and 21.7 ± 0.37 Ma. Evernden et al. (1977) also reported two K-Ar data for dacite as 21.8 and 19.8 Ma. The sericite age, 21.3 ± 1.1 Ma, is contemporaneous with them.

The ore deposit of Colavi mine is known as Manto type tin deposit, develops as the stratabound form in the Cretaceous formation (Sugaki et al., 1983). The age of sericite from the Manto Cristina is 166 ± 8 Ma, which is correspond to middle Jurassic.

The veins of the Unificada (Potosi) mine are embedded

in dacite stock of Cerro Rico, Miocene dacite tuff and tuff breccia, and Ordovician slate. Grant et al. (1979 b) has dated altered porphyry from Cerro Rico, and those are ranges from 14.1 to 13.2 Ma. K-Ar age of 12.8 ± 0.6 Ma for sericite from the mine is a little younger than values reported by Grant et al. (1979 b). The age of alunite from the mine reported by JICA and UMSA (1984) is 7.5 ± 1.2 Ma.

The sericite age of 15.5 ± 0.8 Ma from the Tasna mine is roughly same as previous work (14.9 ± 0.7 Ma, JICA and UMSA, 1984). These ages indicate late Jurassic and differ from the data for altered dyke at Tasna mine reported by Grant et al. (1979 b). It is 16.4 ± 0.3 Ma, corresponds to Miocene.

Grant et al. (1979 b) reported six K-Ar ages for four samples from Chocaya volcanic complex. They range from 14.4 to 12.5 Ma. Also two K-Ar ages of dacite given by JICA and MMAJ (1980) are 12.1 ± 0.6 and 11.7 ± 0.6 Ma. The ore veins at the Inocentes (Gran Chocaya) mine are embedded in volcanic complex (Sugaki et al., 1984). The sericite age of 13.1 ± 0.7 Ma is contemporaneous with those for igneous rocks.

References

- Clark, A. and Farrar, E., 1973, The Bolivian tin province: Note on the available geochronological data. *Econ. Geol.*, 68, 102-106.
- Evernden, J.F., Kriz, S.J. and Cherroni, M.C., 1977, Potassium-argon ages of some Bolivian rocks. *Econ. Geol.*, 72, 1042-1061.
- Grant, J.N., Halls, C., Avila, W. and Snelling, N.J., 1979a, Potassium-argon ages of some Bolivian rocks - a discussion. *Econ. Geol.*, 74, 702-703.
- Grant, J.N., Halls, C., Avila, W. and Snelling, N.J., 1979b, K-Ar ages of igneous rocks and mineralization in part of the Bolivian tin belt. *Econ. Geol.*, 74, 838-851.
- JICA (Japan International Cooperation Agency) and MMAJ (Metal Mining Agency of Japan), 1977, Informe de investigacion geologica en area San Vicente, Republica de Bolivia, 1.
- JICA and MMAJ, 1978, Informe de investigacion geologica en region Sur, Republica de Bolivia, 2.
- JICA and MMAJ, 1980, Informe de investigacion geologica en area Gran Chocaya, Republica de Bolivia, 1.
- JICA and UMSA (Universidad Mayor de San Andres), 1984, K-Ar ages of mineralization at the Morococaya, Avicaya, Bolovar, Unificada, Chorolque and Tasma mines in Bolivia. Ann. Rept. IGE proj. UMSA, part II, 1, II62-II70.
- Kussmaul, S., Jordan, L. and Ploskonka, E., 1975, Isotope

- ages of Tertiary volcanic rocks of SW Bolivia. Geol. Jharb., 14, 111-120.
- Turneure, F.S., 1960, A comparative study of major ore deposits of central Bolivia. Econ. Geol., 55, 217-254, 576-606.
- Steger, R.H. and Jager, E., 1977, Subcommittee on Geochronology: Convention on the use of decay constant in geo- and cosmo-chronology. Earth Planet. Sci. Letters, 36, 359-362.
- Sugaki, A., Ueno, H., Shimada, N., Kitakaze, A., Hayashi, K., Shima, H., Sanjines, O.V. and Saavedra, A.M., 1981, Geological study on polymetallic hydrothermal deposits in the Oruro district, Bolivia. Sci. Rept. Tohoku Univ. Ser. 3, 15, 1-52.
- Sugaki, A., Ueno, H., Shimada, N., Kusachi, I., Kitakaze, A., Hayashi, K., Kojima, S., and Sanjines, O.V., 1983, Geological study on the polymetallic ore deposits in the Potosi district, Bolivia. Sci. Rept. Tohoku Univ. Ser. 3, 15, 409-460.
- Sugaki, A., Ueno, H., Shimada, N., Kusachi, I., Kitakaze, A., Hayashi, K., Kojima, S., Sanjines, O.V., Sanchez, A.C. and Veralde, O.V., 1984, Geological study on the polymetallic ore deposits in the Quechisla district, Bolivia. Sci. Rept. Tohoku Univ. Ser. 3, 16, 35-129.

Table 1

K-Ar ages and analytical data on the Bolivian ore deposits

Figure 1

Location of the mines investigated.

Mine	Sample No.	Locality	K (wt%)	^{40}Ar rad. (scc/g $\times 10^{-5}$)	^{40}Ar		Age and error (Ma)
					Rad.	Total	
Caracoles	84071420	Ramo 2 Ali vein 89 level	4.78	0.434	64.8	23.0 \pm 1.1	
			4.89	0.436	56.1		
Siglo XX (Catavi)	84071802	Polvorin vein 250 level	5.28	0.407	60.7	19.6 \pm 1.0	
			5.35	0.410	51.8		
Colquechaca	84071715	Gabia vein 355 level	7.10	0.595	54.9	21.3 \pm 1.1	
			7.13	0.589	62.3		
Colavi	8370544	Manto Cristina Garcia level	1.50	0.996	68.0	166 \pm 8	
			1.52	1.04	85.3		
Huari Huari	8381215	Anton Bravo vein 55 level	4.27	0.337	49.8	20.1 \pm 1.0	
			4.31	0.338	54.9		
Unificada (Potosi)	8370406	Bolívar Ramo I vein 0 level	4.63	0.233	38.7	12.8 \pm 0.6	
			4.72	0.235	53.1		
Tasna	84101001	Huascar vein +40 Gabriela level	4.47	2.72	85.2	155 \pm 8	
			4.55	2.80	78.3		
Inocentes (Gran Chocaya)	8372808	Nueva Ramo C vein 132 level	5.45	0.278	45.2	13.1 \pm 0.7	
			5.50	0.282	45.9		
Buena Vista	8380315	Once vein -40 level	5.29	0.232	32.4	11.3 \pm 0.6	
			5.33	0.234	51.2		

$\lambda_{\beta} = 4.962 \times 10^{-10}/\text{yr}$, $\lambda_{\epsilon} = 0.581 \times 10^{-10}/\text{yr}$, $^{40}\text{K}/\text{K} = 0.01167$ (atomic %)

