

UNISON

Historia Geología y Tectónica
del Distrito Minero de Cananea
y Alteración y Mineralización de
los Tajos, Colorada-Veta y Kino.

GEOLOGO

Presentan:

Alberto Navarro Mayer

L. Hilario Ochoa Landin

Hillo, Son.

Agosto 1979

Universidad de Sonora

Repositorio Institucional UNISON



"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"



Excepto si se señala otra cosa, la licencia del ítem se describe como openAccess

Agradecimiento

Agradecemos en forma muy especial al Dr. Ariel Echavarrri P., por sus acertadas sugerencias y opiniones que nos ayudaron a realizar este trabajo:

A la Compañía Minera de Cananea, S.A., por el apoyo brindado durante el período que se llevó a cabo el trabajo de campo y muy especialmente a los señores Ings. Ramón Ayala y Mario Apon-te, y a todo el personal que labora en dicha institución que de una u otra forma nos brindaron su apoyo.

Agradecemos a la Universidad de Sonora y en especial al Dr. Guillermo A. Salas Jefe del Depto. de Geología y a todo el personal que labora en él por el gran apoyo que nos brindaron para concluir en forma satisfactoria este trabajo.

La realización final de la presente investigación se realizó, en parte, bajo los auspicios de la Subdirección de la Investigación y Superación Académica de la SEP por lo que los autores expresamos nuestra gratitud a ese organismo.

Agosto 1 de 1979

SR. ING. GABRIEL IBARRA FELIX
Coordinador Ejecutivo de la
Escuela de Ingeniería
P r e s e n t e

Los suscritos integrantes de la comisión revisora del tema de tesis que lleva como título: "HISTORIA GEOLOGICA Y TECTONICA DEL DISTRITO MINERO DE CANANEA Y ALTERACION Y MINERALIZACION DE LOS TAJOS COLORADA-VETA Y KINO", que presentarán para recibir el título de Geólogo los pasantes Lucas Hilario Ochoa Landín y Alberto Navarro Mayer, nos dirigimos a Usted de la manera más atenta con el fin de comunicarle que habiéndosenos designado dicha revisión y después de haber revisado, corregido y discutido su contenido, lo hemos encontrado satisfactorio.

Asimismo, le comunicamos que estamos de común acuerdo en que presenten su examen profesional el día 4 de agosto a las 10:30 horas en el Aula Magna de esta Escuela de Ingeniería.

A T E N T A M E N T E

DR. GUILLERMO A. SALAS

DR. ARIEL ECHAVARRI PEREZ

ING. J. RUBEN VELASCO

C.C.P. Dr. Guillermo A. Salas, Jefe Depto. de Geología
C.C.P. Archivo

C O N T E N I D O

Página

RESUMEN -----	1
INTRODUCCION -----	3
HISTORIA GEOLOGICA DEL DISTRITO MINERO DE CANANEA-----	3
GEOLOGIA, ALTERACION Y MINERALIZACION DE LOS TAJOS KINO Y COLORADA-VETA -----	15
Unidades Litológicas y Petrografía-----	15
Rocas Extrusivas-----	15
Rocas Intrusivas-----	17
ESTRUCTURA-----	19
Alteración Hidrotermal-----	
Tipos e intensidad de alteración-----	21
Turmalinización-----	23
Silicificación-----	23
Mineralización-----	24
Tipos de Mineralización-----	24
Paragénesis-----	25
Distribución de Mineralización-----	27
Modo de presentación de los sulfuros-----	28
Relación entre alteración y mineralización-----	28
Alteración Supergénica-----	29
Brechas Mineralizadas-----	30
Brechas en el parea de estudio y génesis-----	30
Brecha La Colorada-----	31

	Página
Brecha La Colorada-----	31
Brecha 755-----	31
Brecha 244 y Brecha del Norte-----	32
Brecha 703-----	32
Zonas de contacto ó zonas parcialmente brecha- das-----	33
BIBLIOGRAFIA-----	34

F I G U R A S

	Entre las páginas
Figura 1: Localización de el Area de Estudio-----	3 y 4
Figura 2: Mapa Geológico del Distrito de Cananea-----	4 y 5
Figura 3: Fotomicrografía del Granito Cananea-----	5 y 6
Figura 4: Fotomicrografía del Granito Cananea-----	5 y 6
Figura 5: Pseudo estratificación del Granito Cananea-----	7 y 8
Figura 6: Panorámica del Granito Cananea y áreas adyacentes-----	7 y 8
Figura 7: Sección 6-6, mostrando los colgantes de rocas metamórficas en la Granodiorita Cuitaca en el área del West-----	8 y 9
Figura 8: Fotomicrografía de una Riodacita de la Formación Elenieta-----	9 y 10
Figura 9: Traquiandesita de la Formación Henrrieta-----	9 y 10
Figura 10: Fotomicrografía de la Sienita Torre-----	9 y 10
Figura 11: Fotomicrografía que muestra la textura porfídica de la "Diabasa" Mariquita en su parte media-----	10 y 11
Figura 12: Fotomicrografía mostrando la textura "Diabásica" de la "Diabasa" Mariquita-----	10 y 11
Figura 13: Fotomicrografía de la parte inferior de la "Diabasa" Mariquita-----	11 y 12
Figura 14: Toba vitroclástica de la Formación La Mesa-----	11 y 12
Figura 15: Fotomicrografía de la Diorita Tinaja-----	11 y 12
Figura 16: Fotomicrografía de la Granodiorita Cuitaca-----	11 y 12
Figura 17: Fotomicrografía de la Riolita Elisa-----	13 y 14
Figura 18: Panorámica mostrando los extensos valles al W del Distrito de Cananea-----	14 y 15
Figura 19: Historia Geológica y Tectónica del Distrito Minero de Cananea-----	14 y 15
Figura 20: Columna Estratigráfica del Distrito Minero de Cananea-----	14 y 15

	Entre las páginas
Figura 21: Mapa Geológico del Tajo Colorada-Veta nivel 1912---	15 y 16
Figura 22: Mapa Geológico del Tajo Kino, nivel 1764-----	15 y 16
Figura 23: Sección 508, Tajo Colorada-Veta, Geología-----	15 y 16
Figura 24: Sección 9 + 100, Tajo Kino, Geología-----	15 y 16
Figura 25: Fotomicrografía de roca volcánica del Tajo Kino----	16 y 17
Figura 26: Fotomicrografía mostrando sericitización fuerte en una roca volcánica del Tajo Colorada-Veta-----	16 y 17
Figura 27: Tabla mostrando las características generales de los pórpidos de los Tajos Colorada-Veta y Kino, indicando la nomen- clatura utilizada durante el estudio y aquella de Cía. Minera de Cananea-----	17 y 18
Figura 28: Fotomicrografía del "Pórfido Feldespático"-----	17 y 18
Figura 29: Fotomicrografía del "Pórfido Tipo 8-110"-----	17 y 18
Figura 30: Fotomicrografía del "Pórfido tipo 755"-----	18 y 19
Figura 31: Fotomicrografía del "Pórfido Tipo Colorada"-----	18 y 19
Figura 32: Fotomicrografía del "Pórfido Feldespático de grano grueso"-----	19 y 20
Figura 33: Plano Estructural del Tajo Colorada-Veta, nivel 1912	19 y 20
Figura 34: Plano Estructural del Tajo Kino, nivel 1764-----	19 y 20
Figura 35: Andesita mostrando posible alteración potásica en rocas volcánicas de la Formación Henrieta-----	21 y 22
Figura 36: Tabla que muestra la relación de Sílice vs Sericita, dispuesta en rangos específicos-----	22 y 23
Figura 37: Histograma para los diferentes tipos de roca que aflo- ran en los Tajos Kino y Colorada-Veta mostrando el valor frecuente de la resistencia a la compresión-----	22 y 23
Figura 38: Clasificación de la alteración de las rocas en función del contenido relativo de minerales-----	23 y 24
Figura 39: Fotomicrografía de una vetilla constituída principal- mente de calcocita reemplazando a calcopirita aún presente en la parte media-----	25 y 26

Figura 40: Fotomicrografía de microvetillas de pirita cortando a vetillas anteriores de cuarzo en "porfido Feldespático(secuencia paragenetica normal)-----	25 y 26
Figura 41: Secuencia de la mineralización en los Tajos Colorada-Veta y Kino de acuerdo a la secuencia de intrusiones-----	26 y 27
Figura 42: Sección 508, Tajo Colorada-Veta, Alteración Hidrotermal-----	29 y 30
Figura 43: Sección 9 + 100, Tajo Kino, Alteración Hidrotermal--	29 y 30
Figura 44: Secuencia de eventos intrusivos en los Tajos Colorada-Veta y Kino-----	33 y 34

HISTORIA GEOLOGICA Y TECTONICA
DEL DISTRITO MINERO DE CANANEA
Y ALTERACION Y MINERALIZACION
DE LOS TAJOS COLORADA-VETA Y
KINO

A. Navarro Mayer,
L. H. Ochoa

RESUMEN:

Trabajos recientes sobre tectónica y geocronología regional en el Noroeste de México, han dado margen para llevar a cabo una nueva interpretación de la evolución geológica de la región, dentro de la cual se encuentra el Distrito Minero de Cananea, donde afloran rocas de edad precámbrica, paleozóica, mesozoica y terciaria.

Las rocas precámbricas están representadas por el Granito Cananea, y las rocas paleozoicas por una gruesa secuencia de rocas detríticas y carbonatadas que se encuentran sobreyaciendo discordantemente al Granito Cananea. Estas rocas han sido agrupadas en cinco formaciones: Bolsa, Abrigo, Martín, Escabrosa y Horquilla (Mulchay y Velasco, 1954). Estas rocas infrayacen a las formaciones Elenita y Henrieta pertenecientes al Triásico-Jurásico y a la Formación Mesa de edad Terciario Inferior.

Toda la secuencia fué intrusionada por rocas abisales e hipabisales de edad Laramídica, siendo éstas las responsables directas de la mineralización.

El patrón estructural del Distrito Minero de Cananea es complejo debido a que las principales fallas precedieron a las intrusiones abisales. Estas estructuras que tienen un rumbo general NE-SE y están representadas por desplazamiento como la Ricketts, son cortadas por fallas más jóvenes, originadas durante el emplazamiento de los cuerpos intrusivos. Estas a su vez fueron desplazadas por estructuras más recientes, causadas durante la Formación de sierras y valles paralelos.

Los depósitos de cobre porfídico ocurren principalmente en rocas volcánicas de las formaciones Henrrieta y Mesa, las cuales fueron intrusionadas por cuerpos hipabisales de composiciones que varían de monzonita de cuarzo a monzodiorita y a una granodiorita. Muy relacionado con éstas intrusiones se observan numerosas zonas brechadas y brechas formales en el área de los tajos. La alteración hidrotermal y mineralización subsecuentes muestran una relación muy estrecha con los cuerpos intrusivos.

La alteración en el área de los tajos es predominantemente fílica (czo-ser-pi) con gran "penetrabilidad" a profundidad y una gran extensión horizontal. Abarca toda la zona de interés económico, y disminuye en intensidad a medida que uno se aleja de ésta zona. Estudios detallados mostraron que el contenido relativo de sílice vs sericita, junto a la estructura y textura de la roca, actúan directamente sobre el comportamiento de cualquier tipo de roca en el área de los tajos al aplicarse esfuerzos de compresión. Evidencias de alteración potásica se notaron en la Formación Henrrieta y en barrenos muy profundos.

La mineralización es notablemente simple consistiendo de pirita, calcopirita, molibdenita y de esfalerita y galena como trazas. El contenido de sulfuros varía de 2 a 3% por volúmen, con pirita-calcopirita en una relación global de 4 a 1. Los sulfuros principales, pirita y calcopirita, se encuentran acompañados con cuarzo en vetillas y diseminados ó rellenando otro tipo de cavidades.

El emplazamiento de los cuerpos hipabisales fué en intervalos de tiempo relativamente cortos si no contemporáneos, cada uno con soluciones mineralizantes características, produjo traslape mineralógico, el cual se manifiesta por relaciones paragenéticas donde vetillas más antiguas (Tipo A) son cortadas por vetillas más jóvenes (Tipo B ó Tipo D).

INTRODUCCION

El área de estudio comprende la porción del Distrito Minero de Cananea que se localiza en la parte Norte-central del Estado de Sonora, aproximadamente 250 kms al Noroeste de Hermosillo- y 40 kms al Sur de la línea divisoria internacional con Estados Unidos de América (ver Fig.1).

Diversos trabajos se han llevado a cabo en esta región, entre los que destacan los de Emmons (1910), quién llevó a cabo el primer estudio geológico regional del distrito agrupando los diferentes tipos de rocas en formaciones. Valentine (1936), reafirma el estudio llevado a cabo por Emmons haciéndolo más detallado y conciso. Mulchay y Velasco (1954), correlacionan estratigráficamente la secuencia Paleozoica de Cananea con la de Bisbee, Naco y el Sur de Arizona. Varela (1972), estudió sobre la turmalina y reafirma la secuencia paragenética entre vetillas. Meinert (1978), estudia los depósitos de skarn en el distrito y da una relación histórica de éstos. Nuestro trabajo tuvo como fin realizar una interpretación de la evolución geológica del distrito tomando como base trabajos anteriores y complementándolos con un estudio regional muy general, que consistió en la elaboración de secciones geológico-estructurales estratégicamente localizadas y un trabajo más detallado en el área de los tajos Kino y Colorada-Veta para definir patrones de alteración y mineralización.

HISTORIA GEOLOGICA DEL DISTRITO MINERO DE CANANEA

Para Sonora Septentrional Anderson y Silver (1971), describen un basamento precámbrico compuesto por un complejo inferior de esquistos y - -

gneisses y uno posterior discordante sobre el inferior y consistente en una gruesa serie de rocas carbonatadas y detríticas. Durante el Precámbrico anterior los esquistos y gneisses en el área de Caborca fueron intrusionados por diques estrato de diorita de hornblenda y latita de cuarzo porfídica - con una edad de 1750 ± 20 m.a. (Anderson y Silver, 1978). Los mismos autores encuentran una edad de 1745 ± 15 m.a. para los monzonitas de cuarzo y grano dioritas del Cerro del Tecolote al suroeste del Rancho Bámori, localizado al sur de Caborca.

En el distrito de Cananea el basamento sobre el que descansa una gran columna de rocas sedimentarias y volcánicas está constituido por el Granito Cananea, de edad Precámbrica (1440 m.a., Anderson y Silver, 1976) que se localiza en la parte central del distrito y se extiende en una forma alargada con rumbo NW-SE a pocos kilómetros al oeste de la Ciudad de Cananea - (ver Fig.2). Este cuerpo intrusivo presenta características muy especiales - tales como:

- 1) Por efecto de la alteración hidrotermal presenta dos tipos diferentes de fases. Una poco alterada que predomina en el flanco norte y se le llamó por conveniencia monzonita de cuarzo y la otra confinada al flanco sur, estando ésta muy alterada y describiéndose como granito de grano grueso.
- 2) En el flanco norte el contacto entre la monzonita de cuarzo y las rocas sedimentarias paleozoicas no parece intrusivo sino más bien erosional.(Fig.2 sección 1-1). Por el contrario en el flanco sur presenta características aparentemente muy distintas donde Valentine (1936) lo describe como un contacto intrusivo entre el granito y las rocas sedimentarias (Fig.2, sección 2-2).

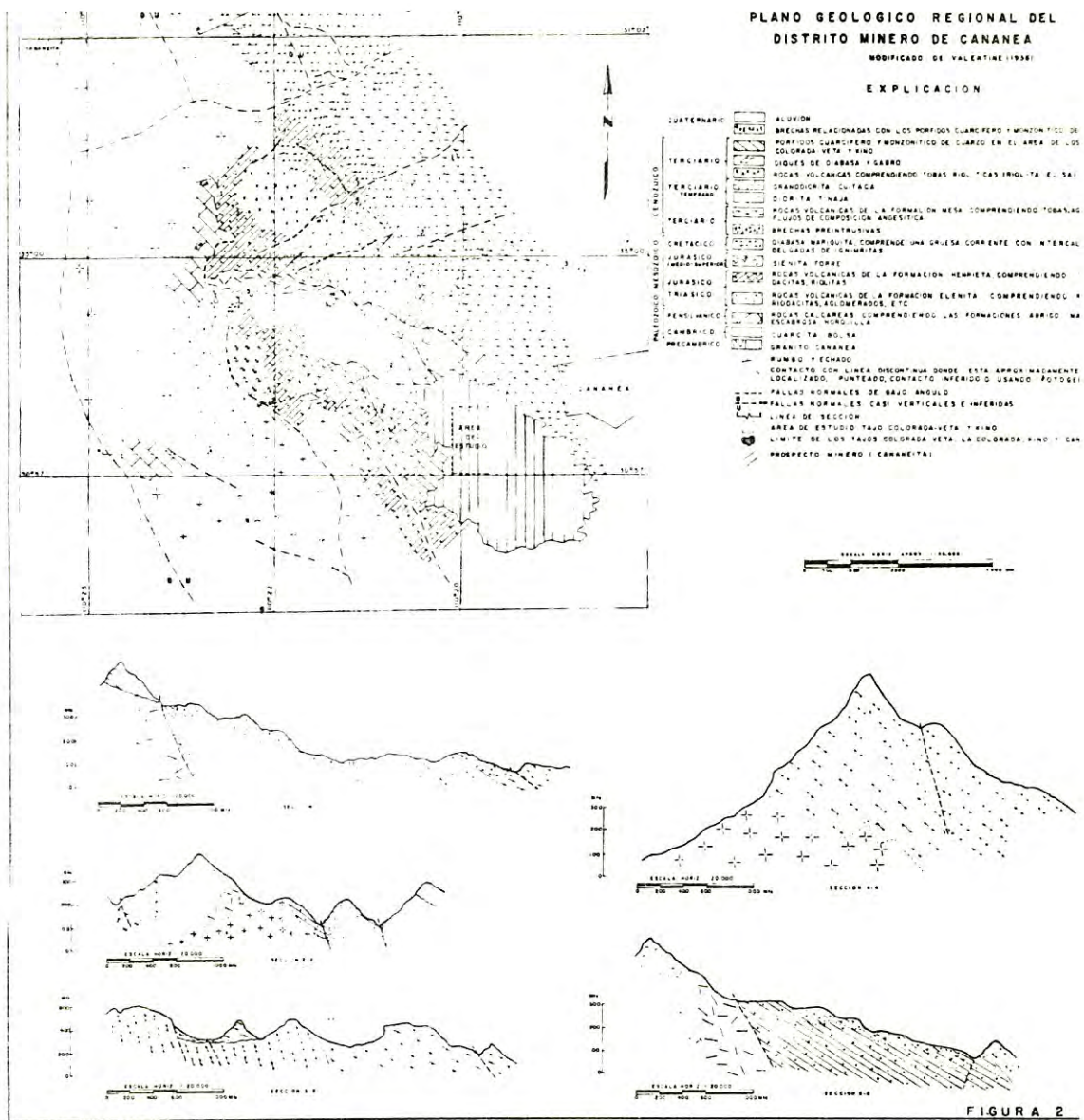


Figura 2: Mapa Geológico del Distrito de Cananea.

3) El contacto entre la monzonita de cuarzo y las rocas volcánicas es muy difícil de apreciar. Valentine (1936) lo interpretó como un contacto estructural.

4) Ninguna de las fases presenta lineación o foliación megascópica, aunque en sección delgada se observaron cizallamientos que fracturaron en gran parte a los minerales (Figs. 3 y 4). Se observó además una ligera inclinación de las estructuras al Noroeste producida según Valentine (1936), durante el período de emplazamiento.

Anteriormente Emmons (1910) enfatizó que el "Granito" Cananea es la roca más antigua del distrito y que forma el basamento sobre el cual se depositaron los sedimentos más antiguos basado en la discordancia erosional entre el granito y el conglomerado basal que forma el piso de la Cuarcita Capote. Posteriormente Valentine (1936) modificó la edad del Granito Cananea con base a nuevos descubrimientos en superficie y relaciones intrusivas en la Mina Capote, llegando a las siguientes conclusiones:

1) "Although there is a marked tendency for the quartzite bedding to parallel the granite contact from Capote pass to Kirk Peak, there are embayments into the quartzite, which cannot be explained without the assumption of faulting, of which there is no evidence".

2) "Along this same contact there is at least one place where a granite dike intrudes the quartzite.

3) "The granite is definitely intrusive into the Henrietta Formation near the point where the sawmill road crosses Huajolote Creek".

4) "The granite in the Capote and the Oversight mines is detinetely intrusive into sediments and volcanics and is so intimately associated with quartz porphyry and diabase as to suggest that these later formations were the residual concentrates from the magma wich produced the granite".

En 1954 Mulchay y Velasco presentaron una correlación detallada entre el Paleozoico de Cananea y afloramientos del área de Bisbee y Montañas Swisshelm, Arizona quedando de acuerdo con Valentine sobre la edad post-Precámbrica del Granito Cananea.

Recientemente Anderson y Silver (1977) dataron este cuerpo intrusivo en 1440 ± 15 m.a. confirmando la idea de Emmons sobre su edad Precámbrica. Considerando este resultado y las observaciones antes mencionadas, el Granito Cananea presenta un problema muy especial al mostrar características que pueden ser interpretadas como intrusivas o en la forma de un basamento sobre el que se depositaron rocas detríticas y carbonatadas de edad Paleozoica. Esta última consideración está basada en observaciones de campo. Por ejemplo, en el flanco Norte del afloramiento donde el cuerpo intrusivo es de composición de monzonita de cuarzo y su contacto con la Cuarcita Capote es discordante, se observó en la parte inferior de las rocas sedimentarias clásticas un conglomerado de cuarzo con fragmentos alargados y redondeados que alcanzan hasta .5 cms de largo y que desaparecen hacia las partes superiores de la formación. En el flanco Sur ésta masa intrusiva, en el contacto Cuarcita-granito se observa que próximo a la cuarcita aparecen granos de cuarzo subredondeados de .5-1 cm de diámetro, muy similares a los del granito dentro de un cemento silicio de cuarcita, desapareciendo estos cristales a medida que nos alejamos del contacto con la

roca ígnea. A lo largo del contacto cuarcita-granito donde Valentine (1936) hizo parte de las observaciones que le permitieran concluir las relaciones intrusivas del granito con la cuarcita, los autores no pudieron, después de observar detenidamente algunos afloramientos, llegar a una conclusión semejante. Lo que sí es claro, es que en las partes cercanas al Capote Creek se observó claramente que el Granito Cananea fué intrusionado por rocas porfídicas mineralizadas, que alteraron al propio granito. Además, un recorrido por el Arroyo de la Sílica permite estudiar sistemáticamente los afloramientos de la cuarcita en un nivel topográfico superior. Ninguna apófisis del Granito Cananea dentro del paquete sedimentario fué observado.

Por otra parte, el hecho de que en el flanco Sur las intrusiones hipabisales mineralizantes afloren y corten o se aproximen al Granito Cananea indican que éstas fases de granito de grano grueso y la fase del flanco Norte donde se observan troncos mineralizantes no sean sino parte de un solo plutón en el que la erosión ha mostrado una zona alterada por procesos hidrotermales y otra fresca o casi inalterada, que llamamos monzonita de cuarzo. Además pensamos que toda ésta unidad presenta buzamiento originado por los diferentes movimientos tectónicos a que ha estado sujeta el área (Figs. 5 y 6).

En la cuenca Capote sobreyaciendo al Granito Cananea en forma discordante se encuentra una serie muy gruesa de rocas detríticas y carbonatadas. Rocas similares se encuentran en las áreas de Puertecitos y del West, al Oeste del Distrito de Cananea (Fig.7), caracterizándose éstas últimas por formar colgantes dentro de la Granodiorita Cuitaca y estando las primeras en



Fig. 5 Pseudo estratificación en el Granito Cananea. Flanco Norte de este cuerpo intrusivo.



Fig. 6 Afloramiento del Granito Cananea, Flanco Norte. Al fondo los grandes valles característicos de esta región y parte de la Sierra de San José (NE de Cananea).

contacto por fallas con las rocas volcánicas de la Formación Henrrieta, indicando además que gran parte de la unidad, la cual fué cartografiada por Valentine (1936) como rocas calcáreas corresponden a rocas volcánicas fuertemente metasomatizadas (Fig. 7).

Se han efectuado algunos trabajos con relación a las rocas paleozoicas del distrito. De éstos destacan el de Mulchay y Velasco (1954) quienes las clasificaron en cinco formaciones, basadas en comparaciones estratigráficas con rocas del Sur de Arizona y sugiriendo que son correlacionables con las formaciones Bolsa, Abrigo, Martín, Escabrosa y Naco que se encuentran aproximadamente 80 kms al Norte de Bisbee, Arizona. Posteriormente Zendejas (1973) confirma que cada formación se puede distinguir, basándose en las características litológicas dominantes. Recientemente Meinert (1978) estudió en detalle las rocas de la Cuenca Capote, redefiniendo las formaciones anteriormente establecidas y mencionando extensivo fallamiento de empuje seguido por fallamiento normal, siendo el primero de menor escala. Estos movimientos junto con un local e intenso metamorfismo dificultan determinar los espesores reales de las formaciones.

Es importante hacer notar el fuerte plegamiento de las rocas paleozoicas, y es probable que estos pliegues estén muy relacionados con los esfuerzos de compresión que Longoria y otros (1978) infieren para el Paleozoico en el área de Caborca.

Desde los finales del Triásico y continuándose durante el Jurásico-Cretácico hasta el Cenozoico un arco volcánico aparece en la costa Oeste del

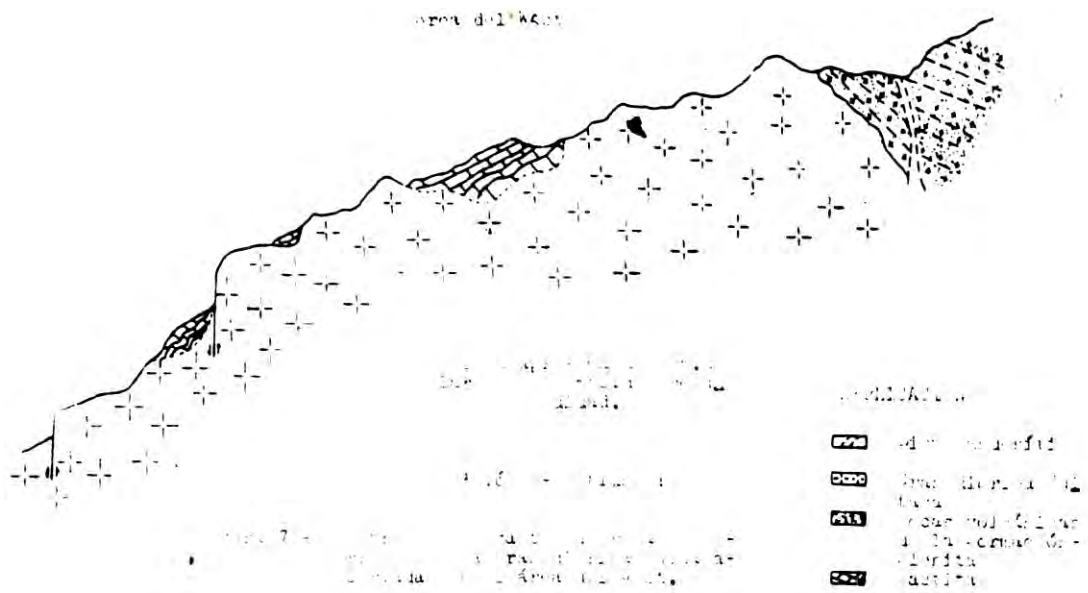


Figura 7: Sección 6-6, mostrando los colgantes de rocas metamórficas en la Granodiorita Cuitaca en el área del West-----

Norte de México donde grandes volúmenes de roca fueron sumados a la corteza (Gastil, 1978). Así mismo, Drewes (1977) señala volcanismo e intrusiones de varios troncos de granito, monzonita y monzonita de cuarzo que fueron emplazados en el Sur de Arizona a lo largo de un complejo de fallas con dirección Noroeste durante el Triásico y continuándose en el Jurásico y Cretácico.

Anteriormente, Lowell (1974) ya había señalado que una orogenia Jurásica ocasionó diastrofismo con exhalaciones volcánicas y emplazamiento de cuerpos intrusivos y mineralización de cobre en la región de Bisbee, Arizona; en el Distrito de Cananea algunos de éstos episodios volcánicos y magmáticos están representados por las rocas volcánicas de las formaciones Elenita y Henrrieta, descritas por Valentine (1936). La primera está formada por rocas volcanoclásticas con intercalaciones de riolita-traquita, flujos esferolíticos, tobas y grauvacas (Fig. 8). La formación Henrrieta comprende una serie de dacitas, flujos de latita, aglomerados y tobas muy finas en su parte basal y flujos muy gruesos de riolita en la parte media. En la parte superior consiste de flujos traquiandesíticos, brechas de flujo y tobas (Fig. 9). Meinert (1978) incluye a la Sienita Torre (Fig.10) dentro de ésta secuencia de eventos basándose en datos radiométricos obtenidos por Anderson y Silver (1978) quienes fijan una edad que varía de 175-150 m.a. Las observaciones de campo muestran que una edad relativa con respecto a las demás unidades es muy difícil de establecer debido en gran parte a que la Sienita Torre se encuentra aislada ya que intrusionó únicamente a rocas volcánicas metasomatizadas (Fig.2). Sin embargo su emplazamiento fué posterior al de las rocas volcánicas de las formaciones Elenita y Henrrieta.



Figura 8: Fotomicrografía de una Riodacita de la Formación Eienita

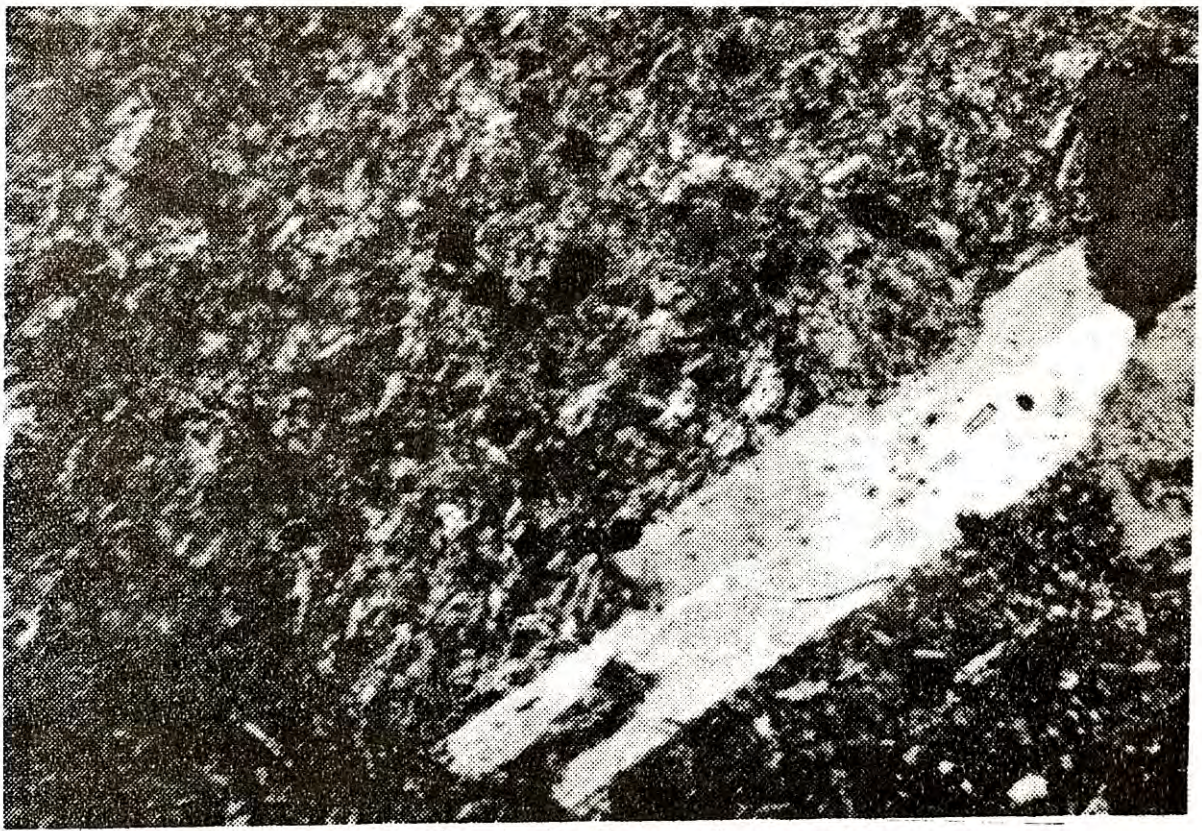


Fig. 9.- Traquiandesita de la Formación Henrrieta mostrando textura porfídica en una matriz de microlitos alineados de plagioclasa. Luz polarizada.

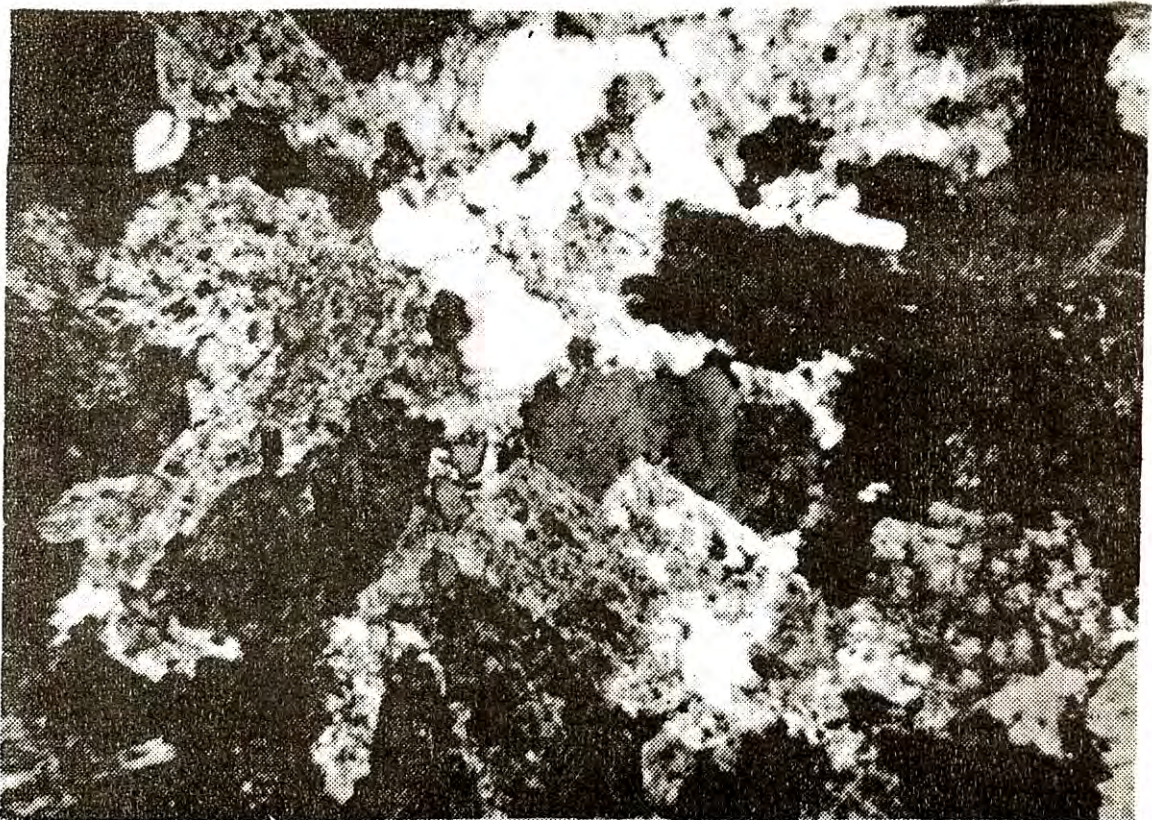


Fig. 10.- Sienita Torre. Granito-calcoalcalino, con textura hipidiomorfa granular de cuarzo, hornblenda y plagioclasa. Luz polarizada x 2.5.

Lowell (1974) indica que durante el emplazamiento de las rocas ígneas se produjo un patrón estructural regional durante el Jurásico, continuándose posiblemente en el Cretácico y Drewes (1977) dá conocimientos de grandes movimientos tectónicos al Sur de Arizona en éste tiempo. Así mismo Meinert (1978) indica un mayor período de deformación seguido por el emplazamiento de la Sienita Torre en las rocas volcánicas de la región de Cananea. El resultado de éstos grandes movimientos a nivel regional son fallas de ángulos muy grandes evidenciándose en el distrito de Cananea por las fallas Elisa, Paso Capote y Arroyo de la Tinaja y Fallas Ricketts cortando a las rocas Triásicas-Jurásicas, pero no a las rocas Cretácicas (Fig.2 sección 2-2).

Posterior a la Formación Henrrieta se depositó una gruesa corriente de composición andesítica que constituye la Diabasa Mariquita la cual, debido en gran parte a su posición estratigráfica, sus cambios texturales en distancias relativamente cortas, y por encontrarse en afloramientos aislados (Fig.2) ha levantado discusiones en lo que a su origen se refiere. Valentine (1936) estableció diferencias texturales dentro de la misma unidad y le asignó caracteres tanto intrusivas como de corriente.

Estudios de campo y de microscopio petrográfico mostraron que ésta unidad es una gruesa corriente la cual presenta características muy peculiares como son:

- 1) Textura porfídica más o menos uniforme en la parte media (Fig.11) graduando en algunas partes a textura ofítica, diabásica (Fig.12) y afanítica, compuesta por andesina en una matriz de microlitos de plagioclasa y ferromagnesianos.



Figura 11: Fotomicrografía que muestra la textura porfídica de la "Diabasa" Mariquita en su parte media

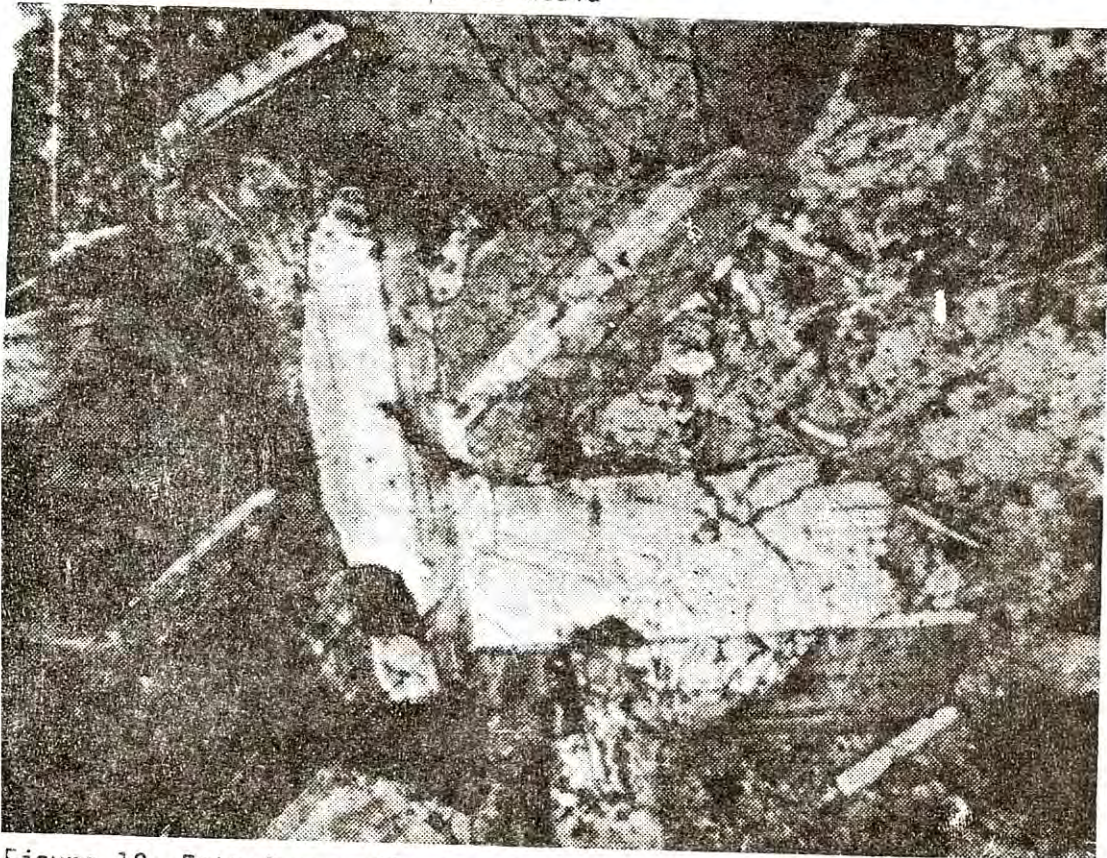


Figura 12: Fotomicrografía mostrando la textura "Diabasica" de la "Diabasa" Mariquita

2) Estructura vesicular en la parte basal se formó durante su emanación al contacto con la roca más fría ó el aire. Las vesículas formaron amigdalas cuando fueron rellenas con cuarzo, zeolitas y epidota (Fig. 13). Es común encontrar en toda la unidad cantidades notables de biotita y magnetita que son indudablemente de origen tardío o secundario. Al parecer éste evento culminó con el depósito de una brecha volcánica con fragmentos angulosos que varían desde unos milímetros hasta 10 cms ó más de diámetro en una matriz de andecita. Los fragmentos se componen de tobas, andesitas y la misma diabasa. Este evento marca el inicio del depósito de la Formación La Mesa.

Las rocas volcánicas y volcanoclásticas del Cretácico Terminal 67.4 ± 3.4 m.a. (Meinert 1978) están representadas en el Distrito de Cananea por la Formación La Mesa y consisten de tobas y aglomerados andesíticos (Fig.14). Plutonismo importante granodiorítico a cuarzo monzonítico que emigró de Oeste a Este y variando en edades de 80-97 m.a. a 60-70 m.a. en Sonora es indicado por Anderson y Silver (1974) en base a isotopos de U-Pb en zircones. En el Distrito de Cananea éste plutonismo es confirmado por la presencia de la Granodiorita Cuitaca y Diorita Tinaja siendo ambas de textura muy semejante (Fig. 15 y 16). Anderson y Silver (1977) fechando la Granodiorita Cuitaca dando una edad de 64 ± 3 m.a.

Fallamiento normal casi vertical con rumbo WNW-ESE, acompañado de fallas normales de ángulos pequeños con rumbo NNW-SSE es evidenciado en la parte NE del Distrito. El primer sistema corta claramente a las fallas producidas durante el Jurásico Cretácico, y éstas están desplazadas por fallas más recientes pertenecientes a la estructura de sierras y valles paralelos



4
110

Fig. 13: De la parte basal de la unidad Mariquita de un borde enfriado, mostrando la textura de amigdalas rellenas con cuarzo, zeolitas y epidota. Luz natural x 2.5.



Fig. 14: Toba vitroclástica andesítica con vesículas rellenas de epidota y con fragmentos de vidrio anguloso como matriz. Nótese que algunos fragmentos de roca se encuentran alterados y otros aún presentan su textura original Luz natural x 2.5.



Figura 15: Fotomicrografía de la Diorita Tinaja

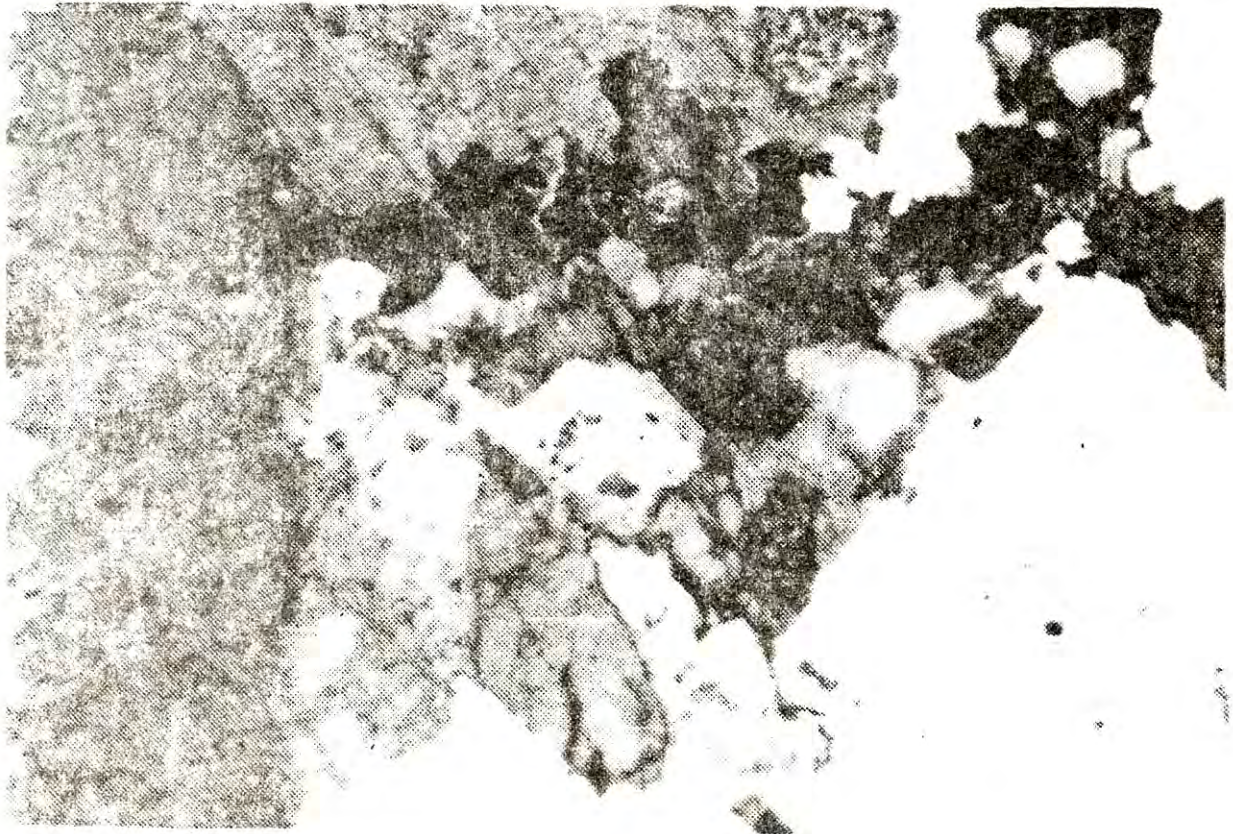


Figura 16: Fotomicrografía de la Granodiorita Cuitaca

(Figura 2). Esto indica que un evento tectónico importante debió haber ocurrido entre el Cretácico y el Terciario Medio. El fallamiento con rumbo NNW-SSE se afecta a la Diabasa Mariquita y Formación La Mesa lo cual nos reduce el tiempo de especulación con respecto a la edad de éstas fallas, siendo éstas posiblemente del Terciario Temprano al Terciario Medio Tardío. El único proceso importante en el Distrito de Cananea capaz de producir éstas deformaciones en el supuesto intervalo de tiempo fué la intrusión de la Granodiorita Cuitaca y Diorita Tinaja, la que probablemente ocasionó un levantamiento general del área, acompañado de subsidencia de bloques a lo largo de fallas normales casi verticales (Fallas WNW-ESE), quedando de esta forma representada la Orogenia Laramide en el Distrito de Cananea.

Evidencia de éste posible suceso es muy difícil de apreciar en el campo, aunque Rangin (1978) menciona cizallamientos locales en el Noroeste de Sonora durante la fase Laramide. En el Distrito de Cananea ésta Orogenia se representa por el emplazamiento de éstos plutones seguidos por la intrusión de pequeños cuerpos hipabisales con direcciones preferentes ($N40^{\circ}W$ y $N60^{\circ}-80^{\circ}W$). Las observaciones de campo muestran que dichos cuerpos intrusionaron a todas las unidades anteriormente mencionadas, observándose en ellas mayor deformación que consiste en dislocamientos de bloques por fallas normales con distintas direcciones. Es indudable también que estas intrusiones fueron responsables directas de la formación de yacimientos de tipo skarn con mineralización principal de cobre en el área de Puertecitos y el West, además de ser las causantes en gran parte de la mineralización diseminada en las rocas volcánicas que la circundan. Los cuerpos hipabisales presentan pequeñas variaciones en composi-

ción variando desde monzodiorita de cuarzo a monzonita de cuarzo y aún a granodiorita. Por características de campo y observaciones petrográficas éstas intrusiones se llevaron a cabo en un intervalo de tiempo relativamente corto, teniendo el mismo foco de origen (Fig. 46). Muy relacionado con éstos eventos intrusivos están las numerosas zonas de brecha, algunas de las cuales alojan el mayor contenido de mineralización en el Distrito. El tiempo entre el emplazamiento de los plutones de granodiorita y diorita y los troncos monzoníticos de cuarzo es difícil de definir, aunque Meinert (1978) señala una diferencia de 10-15 m.a. en base a dataciones de muestras alteradas de pórfido de cuarzo del Teocalli (52.9 ± 2.3 m.a., Damon y Mauger 1966) y de la Brecha La Colorada (58.9 ± 2.1 m.a., Varela 1972, K-Ar de flogopita). Es aparente además que entre el emplazamiento de una y otra secuencia intrusiva hubo un levantamiento y posterior erosión extensiva como lo demuestra la diferencia en textura de las rocas entre las más antiguas (granodiorita, diorita) que son de emplazamiento profundo y los cuerpos hipabisales más jóvenes.

Muy relacionada a éstas intrusiones hipabisales es la Riolita Elisa (Fig. 17) la cual inicialmente fué definida como intrusiva, denominándosele pórfido de cuarzo Elisa por Emmons (1910). Posteriormente Valentine (1936) la define como flujo riolítico en la parte media de la Formación Henrrieta. Meinert (1978) señala que es el equivalente eruptivo de alguno de los cuerpos hipabisales de monzonita de cuarzo. Estudios de campo muestran que ésta roca sobreyace en forma discordante a las volcánicas de la Formación Henrrieta y que al parecer no se encuentra afectada por ninguno de los movimientos tectónicos anteriormente mencionados (Figura 2, sección 6-6).

NO
f

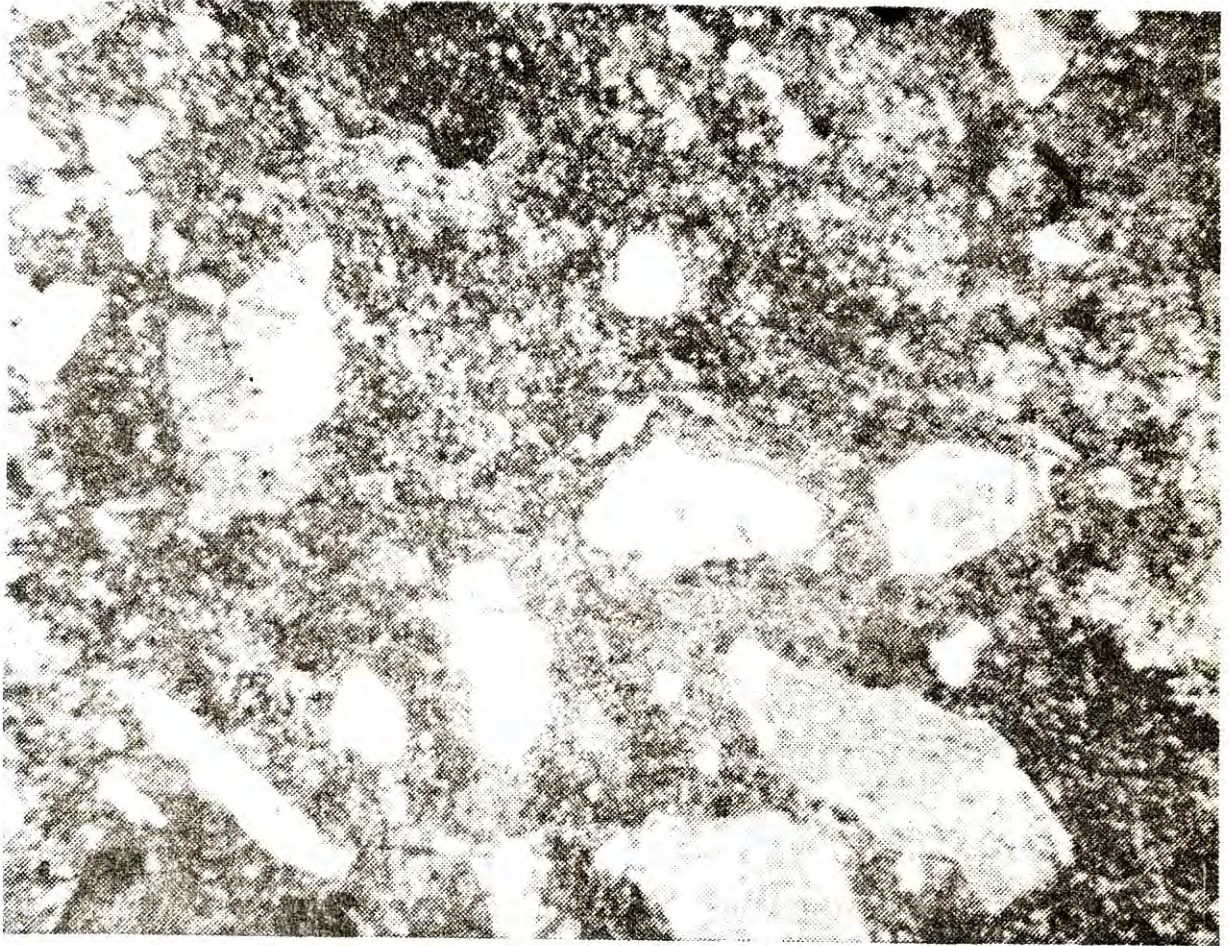


Fig. 17: "Riolita" Elisa. Esta roca es una toba riolítica de textura piroclástica con cristales de cuarzo y plagioclasa angulares en una matriz alterada de cuarzo y sericita. Luz polarizada x 2.5.



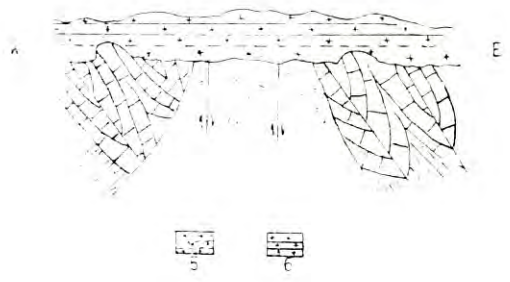
Grandes fallas con dirección NNW-SSE están expuestas al W y E del Distrito de Cananea, estando posiblemente relacionadas con la apertura del Golfo de California, originando con ello las estructuras de Sierras y Valles Paralelos en las que grandes depresiones fueron rellenas rápidamente por potentes espesores de sedimentos continentales como lo demuestran los extensos valles al W y E del Distrito (Fig. 18). Posiblemente a éste episodio se debe el basculamiento de 15° al NE de la Formación Mesa (Valentine, 1936), Brecha La Colorado (Perry, 1961) y la Brecha Capote (Meinert, 1978). El último evento en el Distrito de Cananea fué el depósito de conglomerado con fragmentos de roca cementado con limonita que aflora en toda la región principalmente a lo largo de los arroyos en forma de pequeñas terrazas, y que nos señala el Cuaternario.

La figura 19 muestra esquemáticamente la probable evolución geológica y tectónica en la región de Cananea.

C/10

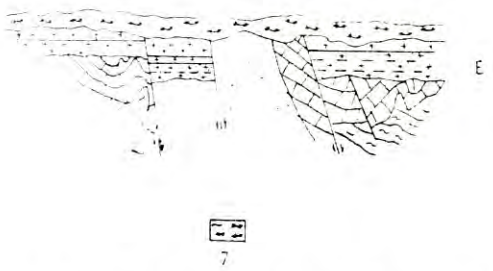


Figura 18: Panorámica mostrando los extensos valles al W del Distrito de Cananea



Triásico - Jurásico

Depósito de una gruesa secuencia de rocas volcánicas de composición felsica constituyendo las formaciones Elenita (5) y Henrieta (6) a partir de un arco insular al Oeste de Sonora.

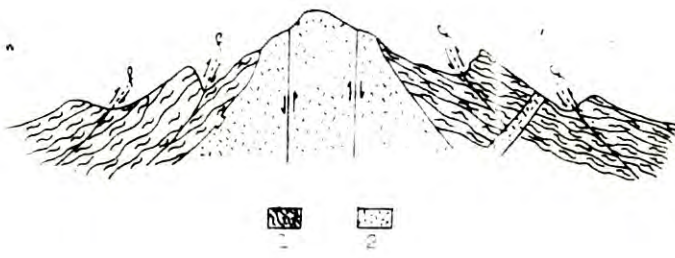


Jurásico Tardío-Cretácico

Inmediatamente al depósito de las rocas volcánicas, ajustes tectónicos a nivel regional produjeron fallamiento normal. Posteriormente se depositó una gruesa corriente andesítica formando la unidad Mariquita(7).

Figura 19 Continuación.- Historia Geológica y Tectónica del Distrito Minero de Cananea durante el Triásico-Jurásico y Jurásico Tardío-Cretácico.

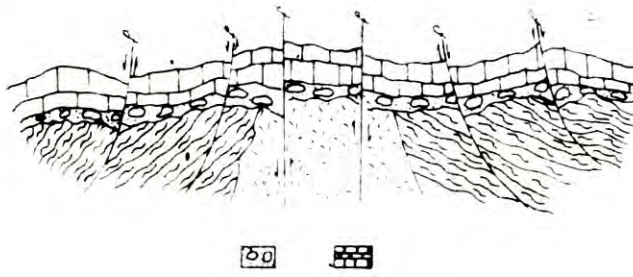
[Handwritten scribbles]



Precámbrico Tardío

Basamento Precámbrico constituido por esquistos y gneisses intrusivos, cada por diques de monzonita de cuarzo y ilorita de hornblenda.

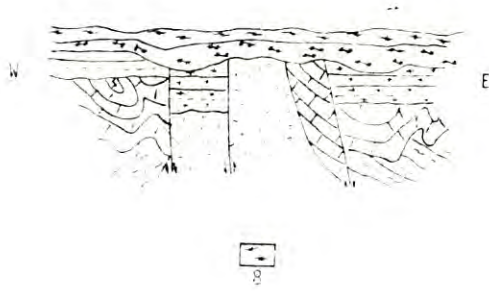
- 1.- Esquistos y gneiss
- 2.- Monzonita de cuarzo



Paleozoico

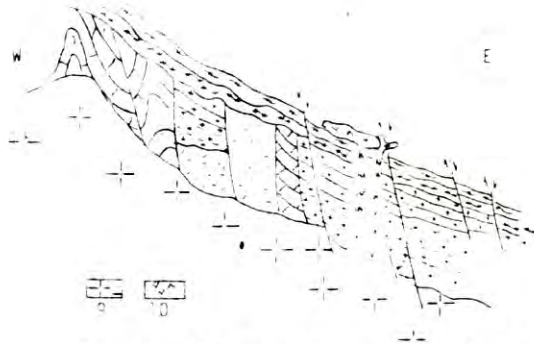
Epóclito discordante de una gruesa secuencia de rocas detríticas y carbonatadas (3,4). Esfuerzos de compresión produjeron grandes pliegues y fallas.

Figura 19: Historia Geológica y Tectónica del Distrito Minero de Cananea.



Cretácico Tardío


Depósito de rocas volcánicas de la Formación La Mesa (8) compuesta por flujos de tobas y aglomerados de composición andesítica.



Terciario Temprano

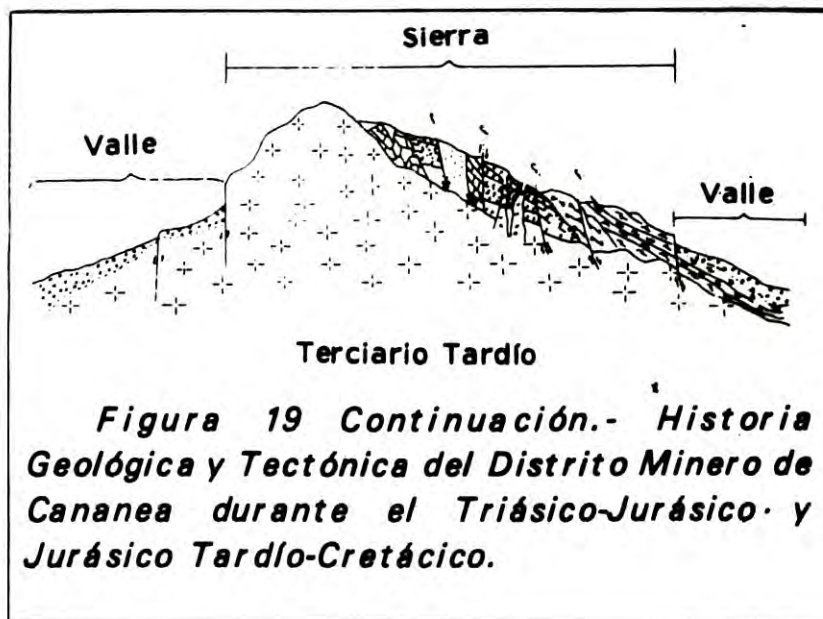
Intrusión de la Granodiorita Cuitaca (9) y Diorita Tinaja produciendo levantamientos en el Distrito y por consecuencia fallas normales. Subsecuente intrusión de cuerpos hipabisales que mineralizaron el área de los tajos. Depósitos de la "riolita" Elisa (10), en discordancia con las rocas volcánicas anteriores.

Figura 19 Continuación.- Historia Geológica y Tectónica del Distrito Minero de Cananea durante el Triásico-Jurásico y Jurásico Tardío-Cretácico.



Terciario Medio

Figura 19 Continuación.- Historia Geológica y Tectónica del Distrito Minero de Cananea durante el Triásico-Jurásico y Jurásico Tardío-Cretácico.



GEOLOGIA, ALTERACION Y MINERALIZACION DE LOS TAJOS COLORADA-VETA Y KINO

El depósito de cobre diseeminado en el Distrito minero de Cananea es el de mayor importancia en el país desde el punto de vista económico. La mineralización ocurre principalmente en "stockworks" de vetillas de cuarzo con sulfuros localizados en zonas de contacto entre cuerpos intrusivos porfídicos y rocas volcánicas. El intenso fracturamiento provocado por las diferentes intrusiones originó zonas de cizallamiento y requebrajamiento donde, por efectos de aguas ascendentes o descendentes se concentraron zonas de alta ley, constituyendo la base de la actual explotación.

Diferentes estructuras brechadas localizadas en el área de los tajos y muy relacionadas a las diferentes etapas intrusivas, originaron grandes concentraciones de mineral explotable. Así la Colorada y la brecha 755 muestran evidencias de diferentes pulsaciones mineralizantes causando trasplantes de mineralización y alteración comprobables por relaciones paragenéticas entre vetillas.

Unidades Litológicas y Petrografía. (Ver Figs. 21,22,23 y 24).

Rocas Extrusivas.- Las rocas extrusivas están representadas por las Formaciones Henrrieta y La Mesa las cuales, debido a la intensa alteración hidrotermal que han sufrido, han eliminado practicamente las diferentes características de una y otra formación, adjudicándoseles sólo el nombre de rocas volcánicas. Estudios petrográficos han revelado la existencia de andesitas, dacitas, riolitas y aglomerados en mayor proporción. Las andesitas son de

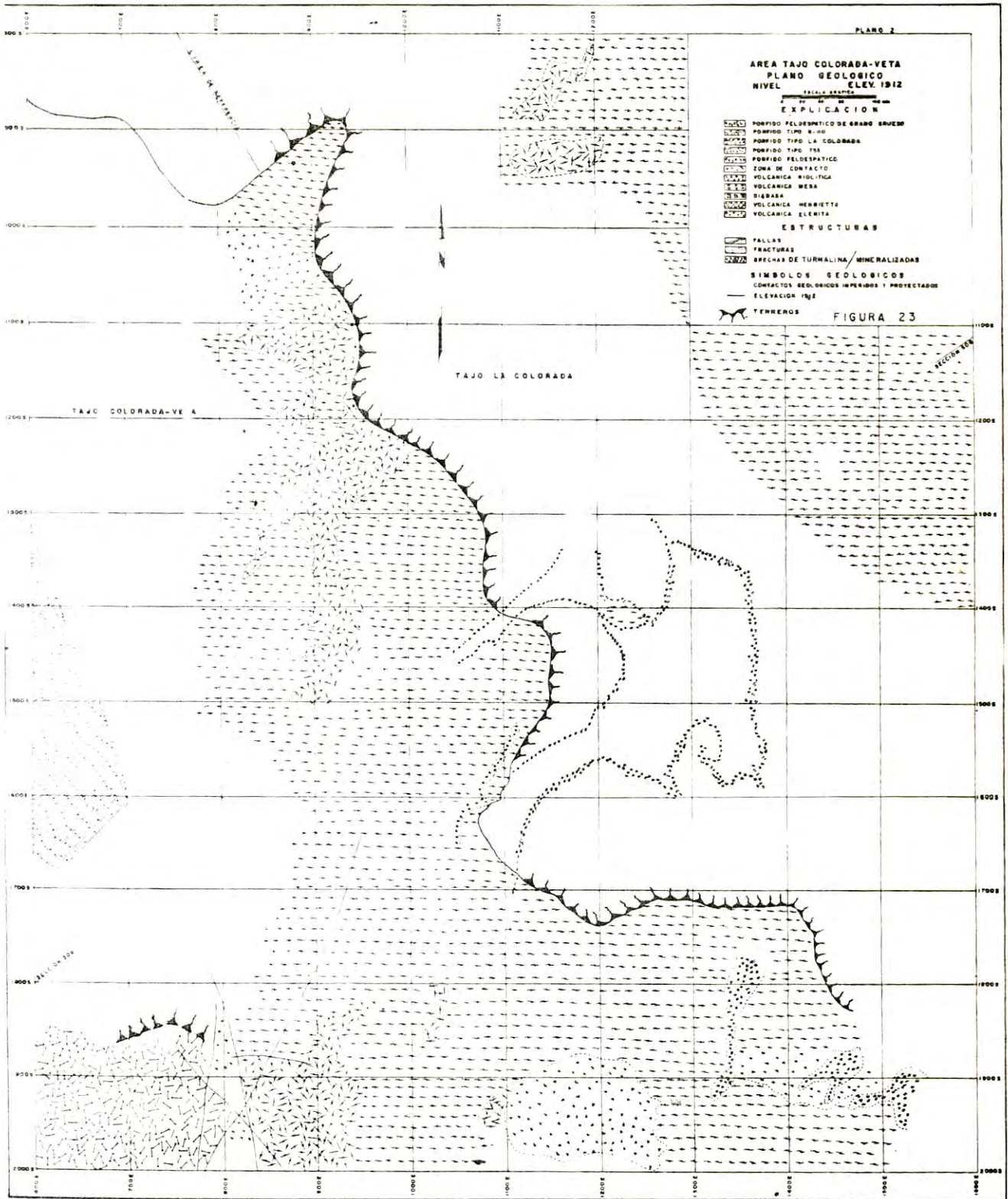


Figura 21: Mapa Geológico del Tajo Colorado-Veta nivel 1912---

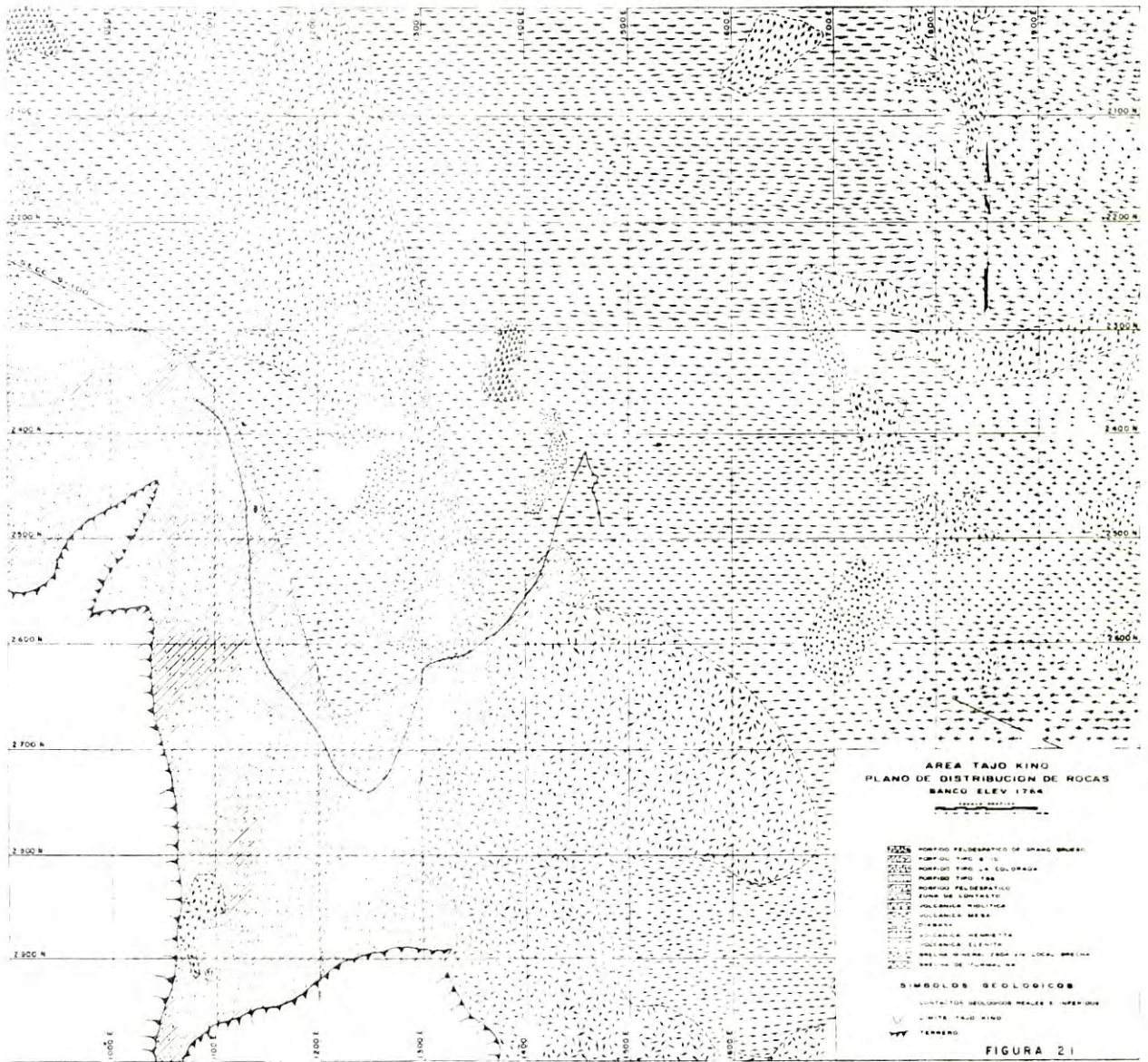


Figura 22: Mapa Geológico del Tajo Kino, nivel 1764---

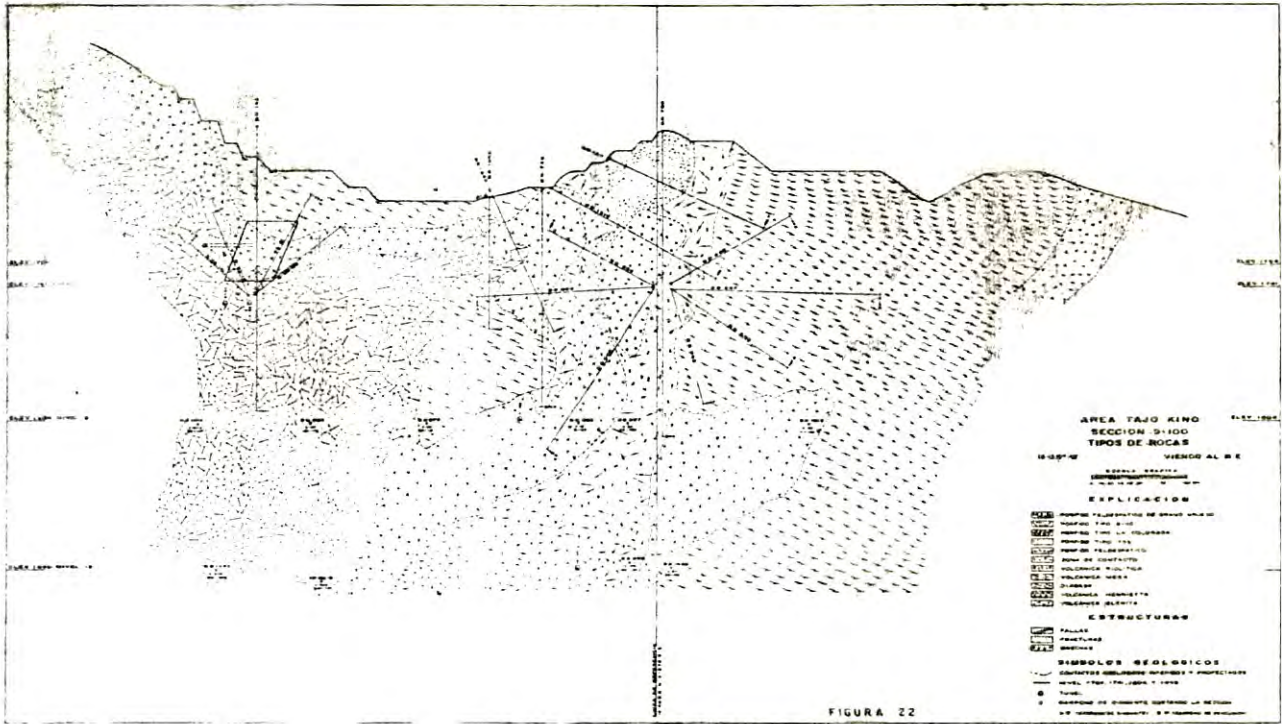


Figura 24: Sección 9 + 100, Tajo Kino, Geología

color gris claro a blanco causado por la fuerte alteración hidrotermal de cuarzo-sericita, y son por lo general **afaníticas** y compactas. Al microscopio se observan compuestos de sericita gruesa, posiblemente derivada de la alteración de biotita preexistente; este tipo de sericita se caracteriza por incluir gránulos de rutilo derivado de la misma mica teniendo un color pardo-rojizo con relieve muy alto y alcanza a formar el 3% del volúmen total de la roca. Sericita fina forma agregados reemplazando parcial ó totalmente a los feldespatos de la matriz, donde coexiste con el cuarzo hidrotermal formando un conjunto de un 80 a 90% del volúmen total de la roca. Circón, turmalina y arcillas. El circón es subhedral y forman cristales pequeños distribuidos en toda la roca ó como inclusiones dentro del cuarzo. La turmalina se presenta en rosetas diseminadas y en fracturas, es incolora ó verde pálido y se hace acompañar algunas veces por minerales arcillosos, sulfuros o cuarzo, ocupando del 3 al 5% del volúmen de la roca (Fig. 25). Las arcillas son montmorillonita y caolinita. La montmorillonita es de un color café pálido en forma de agregados microcristalinos y se le encuentra principalmente en fracturas y mezcladas con la colinita. La caolinita se presenta en masas de microcristales finos, en forma de mosaicos y reemplazando a los feldespatos. Es común encontrar principalmente en la zona de óxido y zona de transición óxidos-sulfuros, concentraciones de sericita, caolinita y montmorillonita correspondiendo éstas a un 40% del volúmen total de la roca. Sin embargo ocasionalmente es tal el grado de alteración en la roca que éstas alcanzan a formar hasta un 80% del volúmen total de la roca (Fig.26).

Las rocas volcanoclásticas localizadas en el área de los tajos, pre-



Figura 25: Fotomicrografía de roca volcánica del Tajo Kino.

1/20

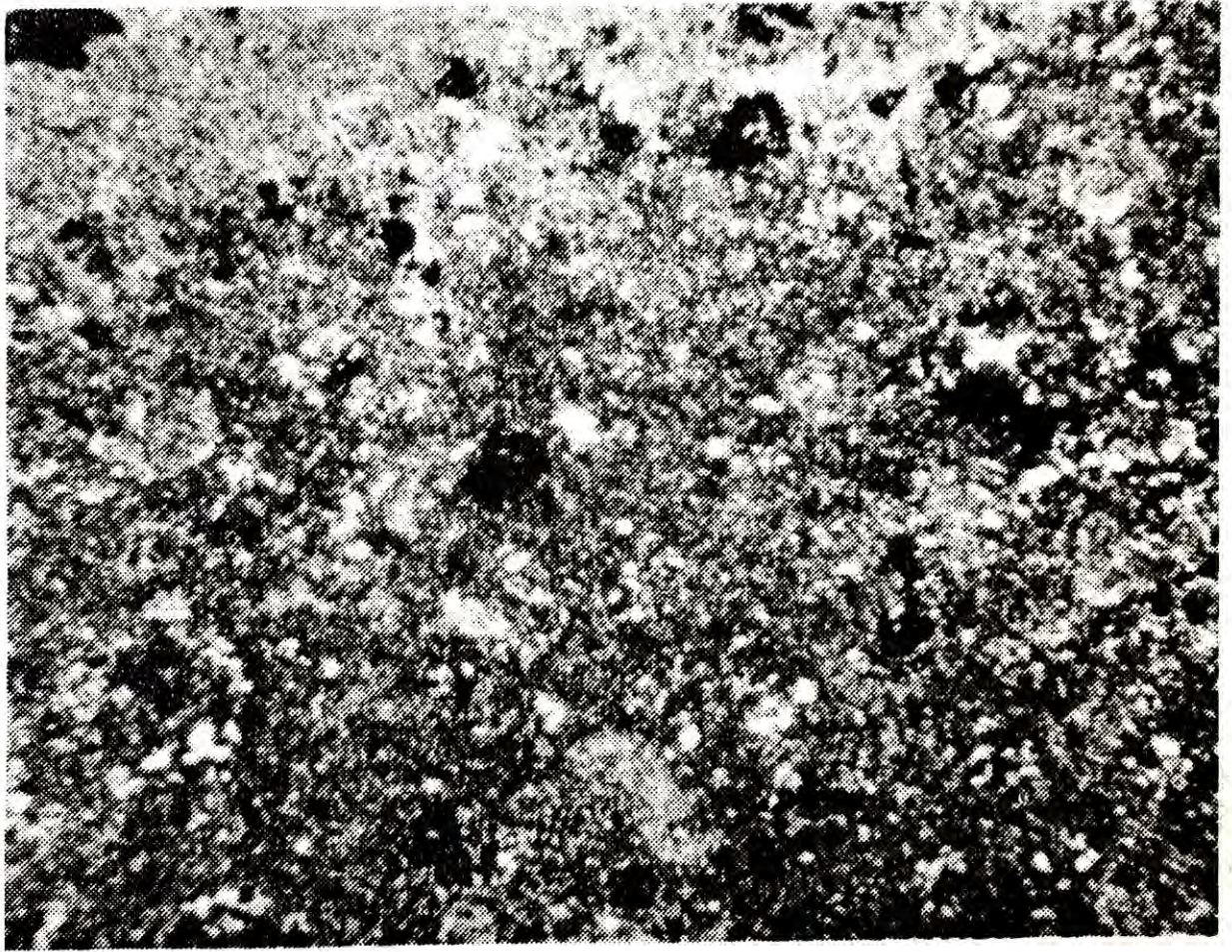


Figura 26: Fotomicrografía mostrando sericitización fuerte en una roca volcánica del Tajo Colorado-Veta

sentan características mineralógicas similares a las rocas descritas anteriormente. En sección delgada se observan fragmentos de roca alterados a cuarzo-sericita contenidos en una matriz de cuarzo-sericita, montmorillonita y caolinita. En algunas rocas se observaron texturas originalmente vitroclásticas que corresponden a tobas soldadas; en éstos casos los minerales se encuentran aplanados y alargados. Los minerales presentes en menor proporción son turmalina, circón, rutilo, apatita y arcillas supergénicas, caolinita principalmente. Estas rocas presentan una penetrante alteración de cuarzo-sericita-pirita.

Rocas Intrusivas.- En el área de los tajos se han reconocido tres tipos de rocas hipabisales emplazadas una tras otra en un intervalo de tiempo relativamente corto y presentando cambios mineralógicos bien definidos: Monzodiorita de cuarzo (Pórfido-feldespático), monzonita de cuarzo (Pórfido cuarzo feldespático de grano gureso), granodiorita (Pórfido cuarcífero tipo 8-110; 755 y Colorada , Fig.27).

La monzodiorita de cuarzo se localiza en la parte Occidental del Tajo Colorada-Veta ensanchándose a profundidad y alargándose hacia el Sur dentro del Tajo Kino abarcando la parte central de dicho tajo. Se caracteriza por su textura porfídica constituída de fenocristales de cuarzo de un milímetro de diámetro de forma anedral y corroídos, constituyendo el 1% del volúmen total de la roca; y por feldespatos alterados a sericita con un tamaño promedio de 1-2 mm que constituyen de 35-40% del volúmen total de la roca, contenidos en una matriz de cuarzo sericita. Los minerales secundarios son los sulfuros, y en menor proporción rutilo y caolinita (Fig. 28). La granodiorita presenta

Nomenclatura utilizada en este estudio	Localización	Textura	Mineralogía, %	Alteración	Nomenclatura utilizada en Cía. Minera
Pórfido feldespático (monzodiorita de cuarzo)	Parte oeste y centro de los Tajos Colorada-Veta y Kino	Porfídica con matriz equigranular	Cuarzo primario, 1% Feldespatos alterados a sericita, 35-40%	si > ser	Pórfido cuarzo feldespático normal
Pórfido cuarzo feldespático de grano grueso (monzonita de cuarzo)	Parte occidental donde colindan los Tajos Colorada-Veta y Kino	Porfídica	Feldespatos alterados a montmorillonita. Turmalina, cuarzo primario, 5%	si ≈ ser	Pórfido 8-110
Pórfido cuarcífero tipo 8-110 (granodiorita)	Parte occidental donde colindan los Tajos Colorada-Veta y Kino	Porfídica con matriz equigranular	Cuarzo primario, 10%. Feldespatos, 40%. Turmalina	si ≈ ser	Pórfido 8-110
Pórfido tipo 755 y Pórfido tipo Colorada (granodiorita)	Parte central del área de los Tajos Kino y Colorada-Veta	Porfídica	Cuarzo primario 3-5% feldespatos 30-40%	si ≈ ser	Cuarcífero Cuarcífero

Figura 27: Tabla mostrando las características generales de los pórfidos de los Tajos Colorada-Veta y Kino, indicando la nomenclatura utilizada durante el estudio y aquella de Cía. Minera de Cananea.



Figura 28. Fotomicrografía del "Pórfido Feldespático"



Figura 29: Fotomicrografía del "Pórfido Tipo 8-110"

diferencias leves en textura y casi nula en composición, pudiéndose distinguir tres posibles fases apreciables megascópicamente. Así el pórfido cuarcífero tipo 8-110 se encuentra en la parte Suroeste del área en afloramientos extensivos, se caracterizan por fenocristales de feldespatos automorfos de 1 a 2 mm de diámetro máximo y abundancia de 40% del volúmen total de la roca, y megacristales de cuarzo que alcanzan hasta 5 mm de tamaño en un 10%. La matriz es afanítica y se compone de cuarzo y sericita presentando turmalina diseminada en pequeñas cantidades (Fig.29). El pórfido cuarzo feldespático tipo 755 aflora principalmente en la parte central del Tajo Kino y corta al pórfido feldespático y a la brecha 755. Está constituido por ojos de cuarzo de aproximadamente de 2 a 3 mm de tamaño (2-5%) feldespatos alterados a sericita (20-30% del volúmen total de la roca) contenidos en una matriz fina de cuarzo-sericita y silicificada (Fig.30). El pórfido cuarzo feldespático tipo Colorada aflora en la porción Este del Tajo Colorada-Veta como pequeños apófisis de extensión limitada, aunque a profundidad se homogeiniza comportándose como un tronco de emplazamiento profundo. Contiene fenocristales de feldespatos (20-30%), megacristales de cuarzo de 3 mm de diámetro subhedral, y se observa sericita gruesa derivada de la alteración de biotita. Localmente ésta sericita incluye minerales de mena dentro de sus planos de foliación (Fig.31).

Existe una relación tanto en espacio como en tiempo entre los tres tipos de pórfidos mencionados 8-110,755 y tipo Colorada, pudiendo existir a profundidad una comunión y lo que se observa actualmente solo sean diferentes fases de un mismo cuerpo emplazados todos ellos en un período de tiempo relativamente corto. El pórfido cuarzo feldespático de grano grueso aflora únicamente

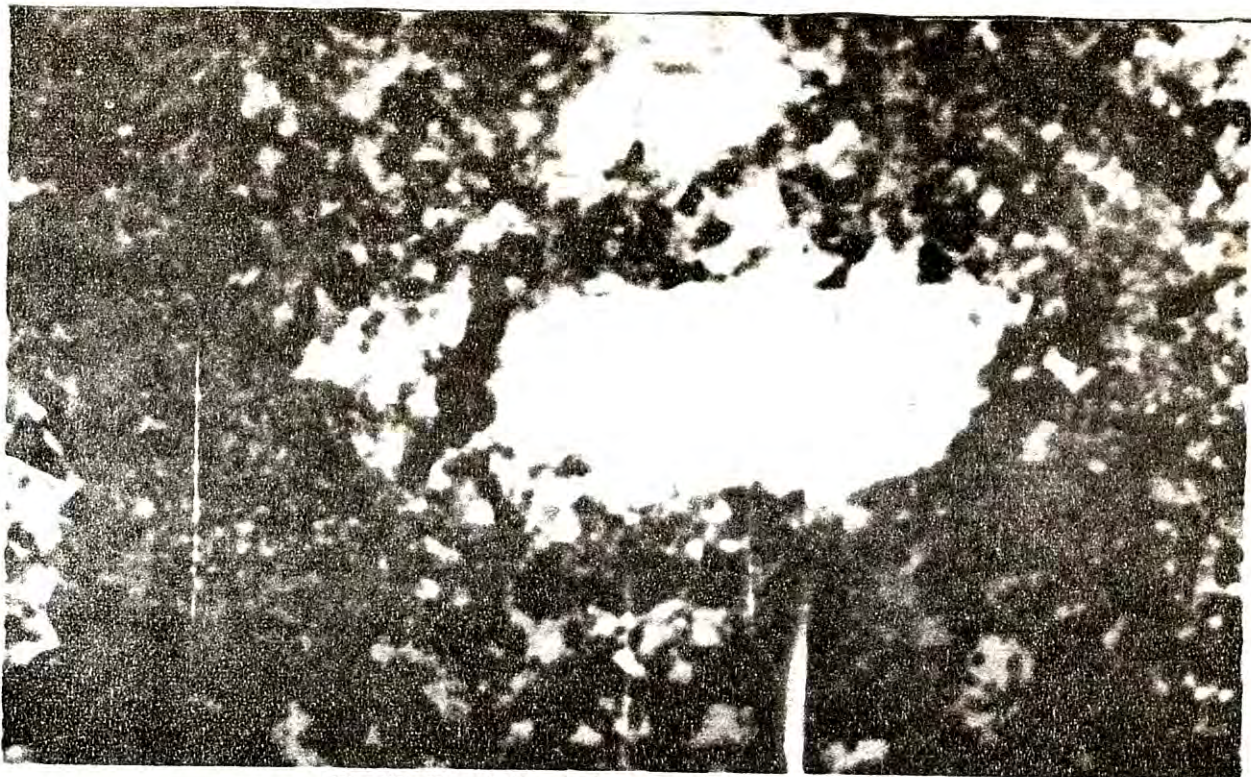


Fig. 30: De pórfido 755. Fenocristales e cuarzo corrolado en una matriz fina de cuarzo sericita. Luz polarizada x 2.5.



Fig. 31: Pórfido tipo Colorada. Cristales de cuarzo sobredondeadas y corroidos. Feldespatos y biotita, en la parte superior derecha, alterados en una matriz muy fina de cuarzo-sericita. Luz polarizada x 2.5.

en la parte Oeste donde colindan los Tajos Colorada-Veta y Kino y se encuentra emplazado dentro del pórfido cuarcífero tipo 8-110. Contiene fenocristales eudrales de feldespatos hasta de 2 cm de ancho por 4 cm de largo, alterados a montmorillonita, alunita, sericita y turmalina. El cuarzo es subarredondado y corroído con un diámetro promedio de 5 mm (Fig. 32).

ESTRUCTURA

El patrón estructural del área de los tajos se sujeta al patrón estructural del Distrito Minero de Cananea, el cual es complejo debido a que las fallas principales son preintrusivos mineralizadores ó contemporáneas con los cuerpos intrusivos abisales que sellaron y ocultaron antiguas zonas de debilidad regional. El fracturamiento intenso con múltiple orientación incrementó grandemente la permeabilidad de las rocas encajonantes facilitando el depósito de minerales de mena. Fracturas tanto premineral como postmineral influyeron en la mineralización supergénica a todo lo largo del yacimiento. Estudios petrográficos han demostrado que éstas fracturas se extienden a escala microscópica y lo que aparentemente en algunos casos es mineralización diseminada ocurre como granos muy pequeños distribuidos a lo largo de diminutas vetillas.

Las fracturas predominantes tienen orientación Noroeste, Norte-Sur y en menor proporción Este-Oeste (Figs. 33 y 34). Las fracturas NW-SE (NW 40° a 50°) permitieron emplazamiento del pórfido de monzodiorita de cuarzo (Pórfido feldespático), siendo éstas muy notables en el Oeste de los tajos y caracterizándose por fallas que alcanzan varios metros de longitud. El patrón estructural Norte-Sur sirvió para el emplazamiento de cuerpos hipabisales de composición

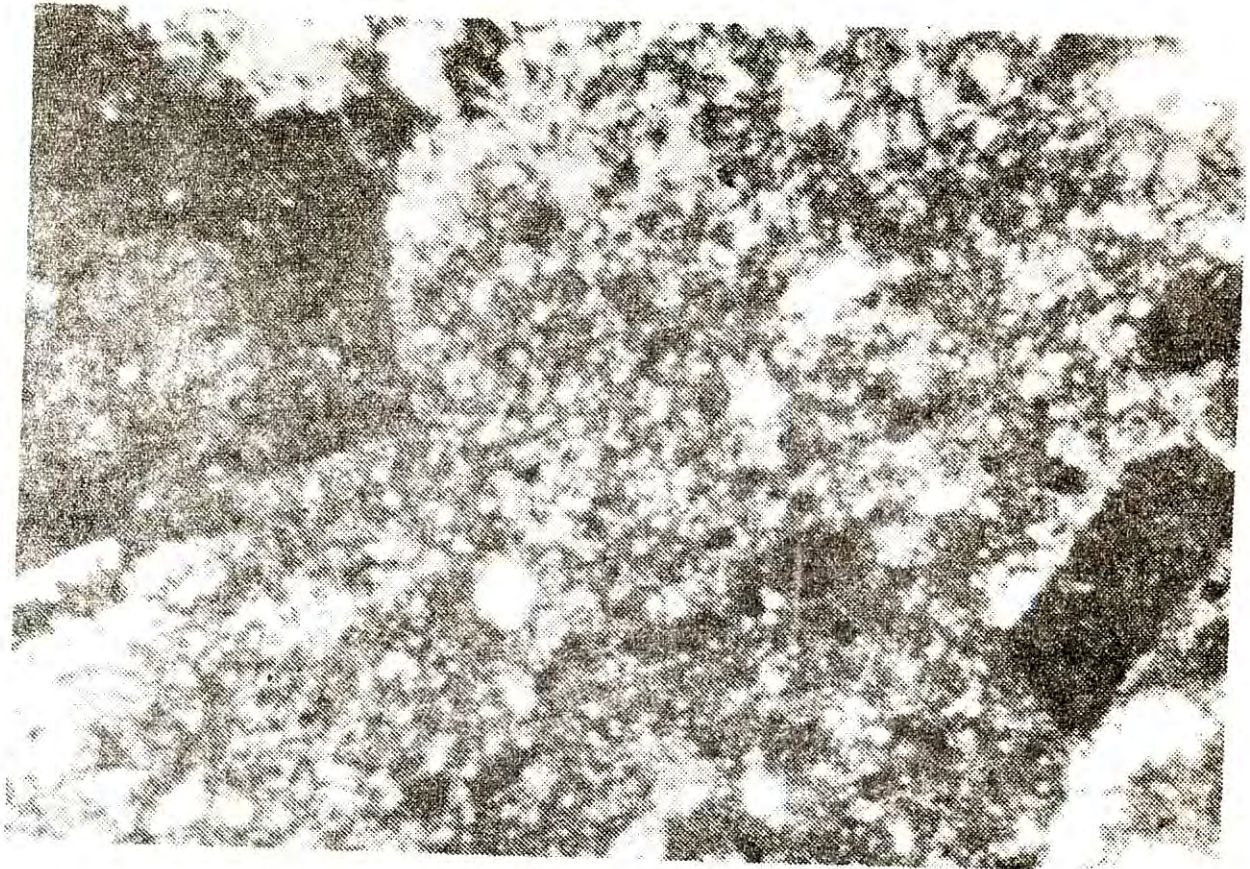


Fig. 32.- Pórfido cuarzo feldespático de grano grueso. Se puede apreciar una parte del feldespato potásico alterado en la parte inferior derecha, en una matriz de cuarzo sericita. Luz polarizada x 70.

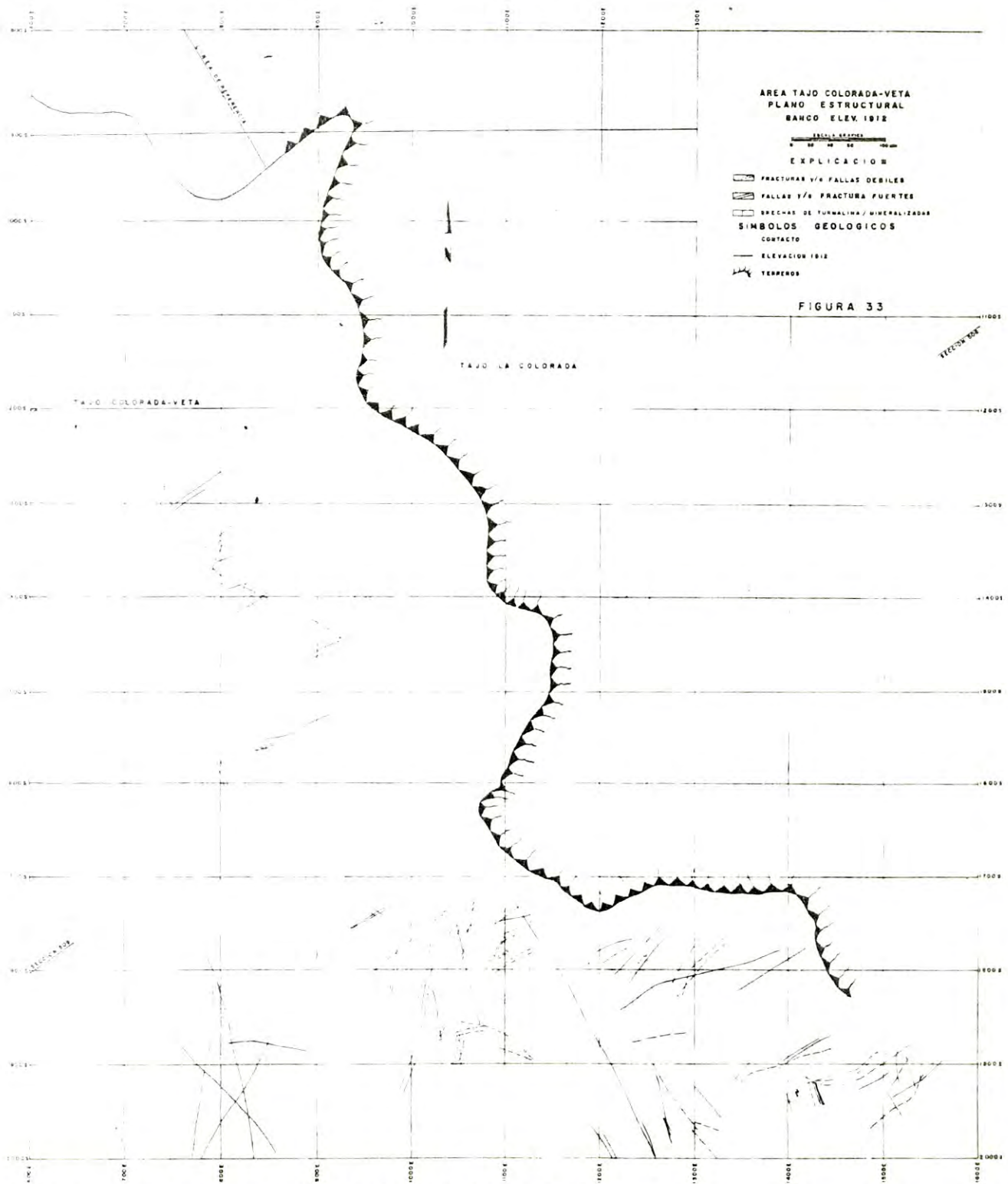


Figura 33: Plano Estructural del Tajo Colorado-Veta, nivel 1912.

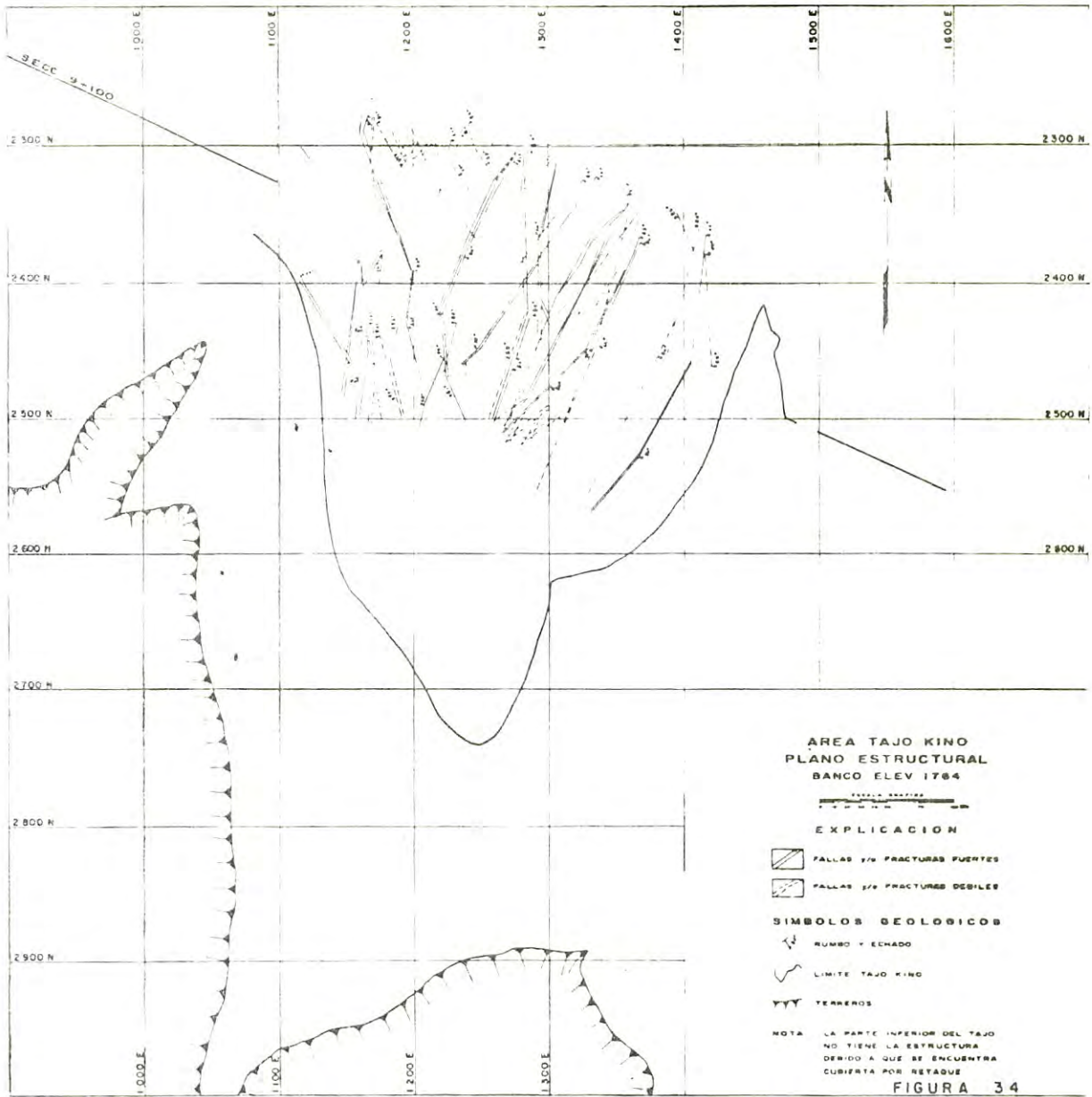


Figura 34: Plano Estructural del Tajo Kino, nivel 1764.

granodiorítica (Pórfido 8-110, 755 y Tipo Colorada). Este sistema se caracteriza por tener menor longitud que el Noroeste Sureste e intersectar a éste. Menos notable es el sistema Este-Oeste el cual se manifiesta más claramente en la parte central de los Tajos Kino y Colorado-Veta. Por lo anterior es evidente que la intersección de importantes juegos de fracturas en una área considerable (Porción Noroeste del Tajo Cananea a el área Guajolote y de la Brecha Cananea Duluth al Cerro del Teocalli) delimita la zona con mayor concentración de mineralización económica en el Distrito.

Alteración Hidrotermal

La alteración y mineralización en los últimos años han sido estudiadas y enmarcadas en modelos representativos asignándoseles un comportamiento similar en todos los depósitos de cobre diseminado. Así tenemos el modelo propuesto por Lowell and Guilbert (1970) que adjudica una zonación concentrica alrededor de un núcleo central. Las zonas de alteración son la potásica, la fílica, la argilíca y la propilítica; sin embargo es difícil que en un depósito existan las cuatro zonas definidas anteriormente. Es común encontrar dos o tres de dichas zonas y en ocasiones solamente una de ellas junto con evidencias de otras. Posteriormente el modelo fué levemente modificado atendiendo a ciertos factores geológicos no tomados en cuenta en el anterior (Lowell y Guilbert 1974). Aún así de todos los modelos descritos hasta hoy ninguno trata específicamente las variaciones en tiempo, siendo solo modelos estáticos. No toman en cuenta la influencia que tienen intrusiones múltiples que originan diferentes eventos magmático-hidrotermales y causan sobreposiciones de zonas de alteración y mineralización y por consiguiente problemas para enmarcarlos en modelos repre-

sentativos (Gustafson 1978).

La alteración en el Distrito Minero de Cananea fué causada por soluciones hidrotermales acompañadas de sulfuros mineralizantes; éstos efectos son notables en una franja que se extiende desde el Tajo Cananea hasta la Sierra del Cobre, continuándose hacia el Capote y las Catalinas. Las rocas de ésta franja mineralizada fueron alteradas a sericita y también a biotita, clorita, carbonatos y epidota (Zendejas, 1972) con notable alteración propilítica en el área de las Catalinas. Recientemente Meinert (1978) señala la alteración potásica en la Granodiorita Cuitaca que continúa en las rocas carbonatadas de Puertecitos. Esta consiste de biotita secundaria que reemplazó a hornblenda verde y de pequeñas cantidades de magnetita y esfena ó rutilo a lo largo de la hornblenda reemplazada. La alteración potásica dentro de las rocas volcánicas y principalmente dentro de la Formación Henrrieta puede observarse a lo largo del Arroyo de la Tinaja. Aquí comprende biotita en agregados y en vetillas acompañada con cuarzo y feldespato potásico y mineralización compuesta por pirita, calcopirita, calcosita y magnetita (Fig. 35).

Tipose intensidad de alteración.- En el área de los tajos se reconoció un solo tipo de alteración predominante la cual por sus características mineralógicas fué definida como filica. Evidencias de alteración potásica se observaron en el Tajo Cananea en los niveles 1524 y 1512 donde se observó una roca volcánica posiblemente equivalente a la Formación Henrrieta muy similar en mineralogía a la que aflora a lo largo del Arroyo de La Tinaja, pudiendo ésta ser una continuación en el área de los tajos. Anteriormente Varela (1972), notó alteración sericítica de leve intensidad a profundidad, con abundante feldespato

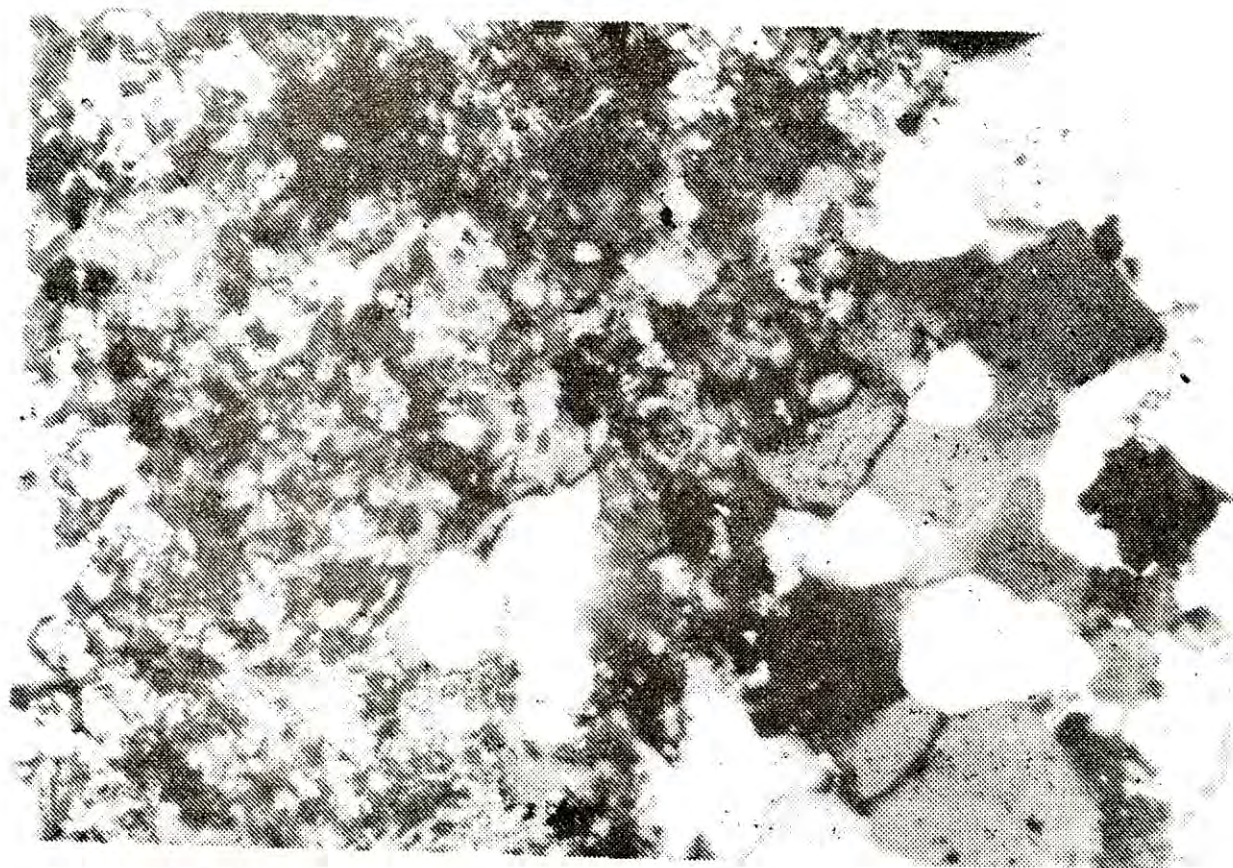


Figura 35: Andesita mostrando posible alteración potásica en rocas volcánicas de la Formación Henrieta

potásico fresco y biotita y donde ésta última fué parcialmente reemplazada por parches altamente coloreados de probable flogopita, en la parte Sur del pórfido 8-110, dando indicios de alteración potásica a profundidad.

Debido a que la alteración fílica es la más importante desde el punto de vista económico en el área de los tajos, se hizo un estudio detallado, diferenciándose las zonas con mayor contenido de sílice vs sericita y relacionándolas con la intensidad o grados de alteración para obtener rangos específicos como se muestra en la figura 36. Conjunto a éste estudio de alteración se llevó a cabo un análisis de resistencia de la roca a la compresión utilizando una máquina Forneyn modelo LT-1150 con capacidad para 150 toneladas sobre áreas aproximadamente de 2 a 8 cms² para medir la resistencia a la ruptura. Se seleccionaron muestras de diferentes barrenos y ejemplares de mano colectados en los avances de los tajos. Al correlacionar los resultados del análisis con las características litológicas se aprecia que la resistencia a la ruptura que experimenta una roca al ser sometida a esfuerzos de compresión está muy relacionada a su composición, textura y estructura, estando principalmente muy ligada al contenido de cuarzo y sericita, ésto es en función directa de la variación en su composición y muchas veces independientes de sus otros dos parámetros (Textura y estructura). Con los resultados obtenidos se pudo establecer la dureza media de las rocas en los Tajos Kino y Colorada-Veta en base a gráficas estadísticas (Fig. 37). Existe un valor predominante (valor máximo en la curva) para dureza de roca y consiste de una dureza media de $X = 299.8 \text{Ks/cm}^2$ comprendiendo rocas moderadamente duras caracterizadas por textura afanítica, granular o porfídica compactas con sílice en valores similares a sericita

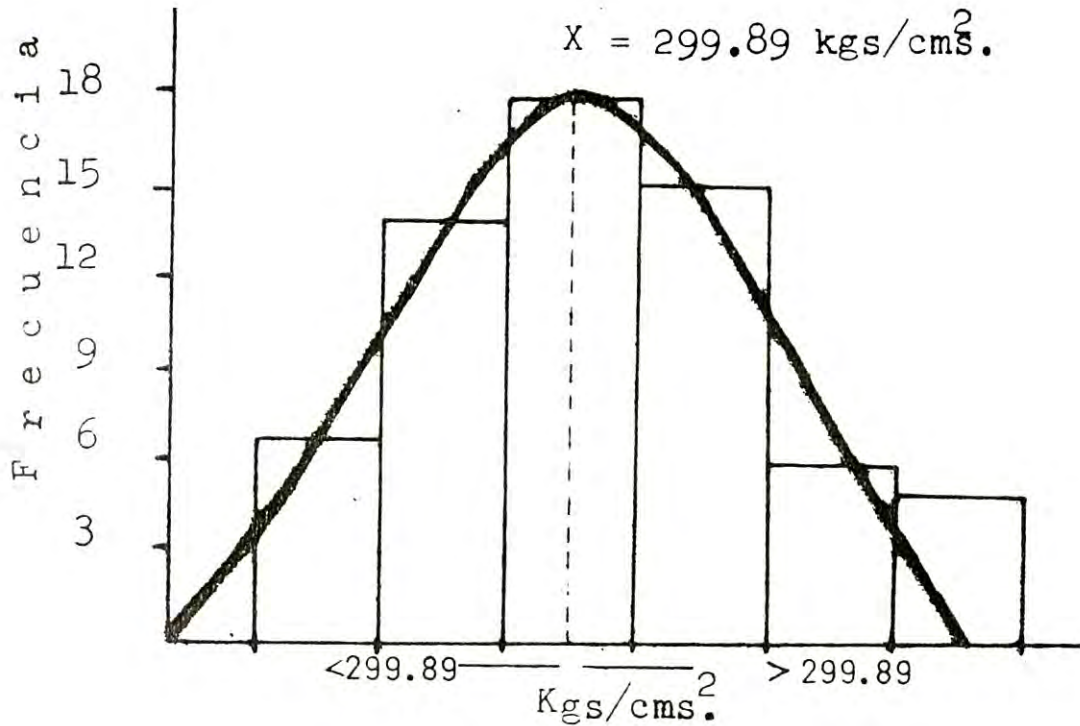


Figura 37: Histograma para los diferentes tipos de roca que afloran en los Tajos Kino y Colorada-Veta mostrando el valor frecuente de la resistencia a la compresión.

si	Silicificación	90 a 100%	si
si >> ser	Sílice mucho más abundante que Sericita	75 a 90%	si
si > ser	Sílice más abundante que Sericita	60 a 75%	si
si \approx ser	Sílice equivalente ó igual que Sericita	40 a 60%	ser
ser > si	Sericita más abundante que Sílice	60 a 75%	ser
ser >> si	Sericita mucho más abundante que Sílice	75 a 90%	ser
ser	Sericitización	90 a 100%	ser

si - Sílice ser- Sericita

Figura 36: Tabla que muestra la relación de Sílice vs Sericita, dispuesta en rangos específicos.

(Silise = Sericita) y mineralización principalmente diseminada, pocas fracturas, y turmalina local en vetillas. En base a todas éstas características se puede explicar en forma diagramática las variaciones en intensidad de alteración de los diferentes tajos en el Distrito (Fig. 38).

Turmalinización.- La turmalina es un mineral escaso pero notable en el área de los tajos y constituye del 3 al 5% del volúmen total de las rocas incrementando localmente su contenido en algunas zonas de contacto pórfido-volcánicas y disminuyendo en otras. Es común encontrarla en agrupaciones muy finas aciculares así como en vetillas y en forma de rosetas diseminadas. Se presenta muy comunmente acompañada con cuarzo o relleno de cavidades en una variedad de colores desde negro (chorlito) que es la más común dravita (café castaño) y elbaita (de gran variedad de colores). Es muy abundante en la parte Occidental del área de los tajos muy especialmente dentro y fuera del pórfido tipo 8-110, actuando en éstas partes como el cementante principal de las brechas que allí se encuentran. Con base en esto es posible que gran parte de la turmalina ha sido aportada durante el emplazamiento de éste pórfido, aunque no se descarta la posibilidad de que los demás cuerpos intrusivos hipabisales la hayan aportado en una forma menos notable (Fig. 41).

Silicificación.- En el área de los tajos se manifiesta a manera de impregnaciones o substituciones parciales y de vetillas siendo más notorios en la parte centro y Oriente. Está muy relacionada con las etapas intrusivas; observándose una mayor afinidad de zonas silicificadas con el pórfido feldespatico (Monzodiorita de cuarzo) que fué la primera intrusión hipabisal. Es muy probable que gran cantidad de sílice haya sido aportada simultáneamente con

si-Cuarzo de origen hidrotermal
ser- Sericita de origen hidrotermal
ar- Arcillas supergénicas (montmorillonita y caolinita)

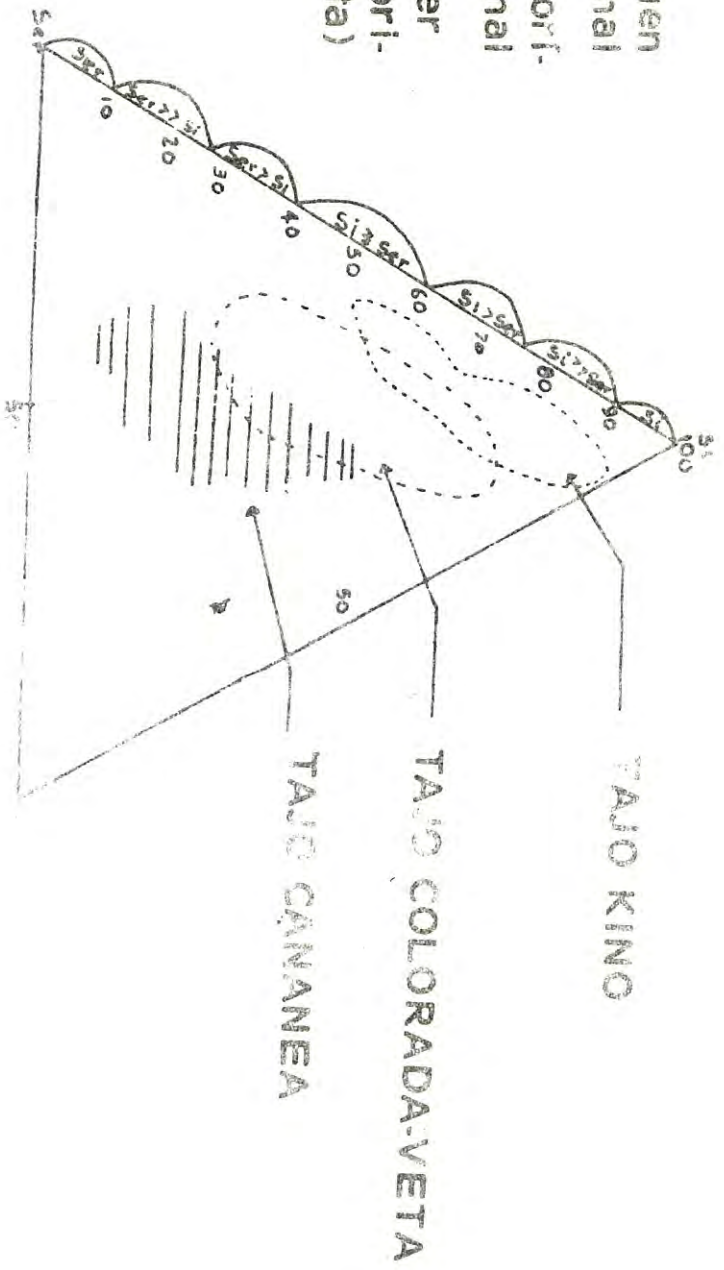


Figura 38. Clasificación de la alteración de las rocas en Tajo Kin...

los diferentes cuerpos intrusivos emplazados durante la historia tectónica-intrusiva en el área de los tajos (Fig. 46). La sílice se presenta en las brechas sellando a los fragmentos movidos o rotos, o bién cortando a la roca a manera de vetillas entre cruzadas como una red acompañada por pirita principalmente y en menor proporción por turmalina, molibdenita y sericita.

Mineralización

Tipos de mineralización.- En el área de los tajos existe mineralización tanto hipogénica como supergénica. Los principales minerales hipogénicos son de orden decreciente de abundancia: Pirita, calcopirita, molibdenita y esfalerita y galena como trazas. La pirita es por mucho el sulfuro más abundante y extenso presentándose en cantidades que alcanzan del 2-3% del volúmen total de la roca, ocurriendo como granos discretos y en vetillas con cuarzo y calcopirita. La calcopirita, presente en una relación de 1:10 respecto a la pirita haciéndose más notable debajo de la zona de enriquecimiento secundario, es de origen hipogénico exclusivamente. La molibdenita, se encuentra restringida a la zona central del área encontrándose muy relacionada genéticamente a los pórfidos 755 y tipo Colorada en especial. Su presentación es a manera de vetillas con espesores que varían de unos cuantos milímetros a dos centímetros. Por lo regular se asocia con cuarzo, presentándose en menor proporción diseminada. La esfalerita y la galena han sido observadas megascópicamente en barrenos profundos de los Tajos Kino y Colorada Veta, estando presente en trazas dentro del cuerpo de mena sin llegar a constituir valores de importancia económica.

La calcosita y covelita son los únicos sulfuros supergénicos, siendo la calcosita el mineral de mena más importante. Ocurre reemplazando a la piritita ó cubriéndola a manera de finas películas pero también se observa reemplazando parcialmente a la calcopirita (Figs. 39 y 40).

Paragénesis.- Es indudable que en el Distrito de Cananea y mejor expuestas en el área de los tajos han existido intrusiones múltiples produciendo fracturamiento y traslape de zonas de alteración y mineralización reflejándose como vetillas cortadas ó desplazadas por otras vetillas. El presente trabajo ha confirmado y completado algunas de las observaciones paragenéticas estudiadas por Varela (1971). Siguiendo aquella utilizada por Hunt, Gustafson, Langerfeldt y otros (1971) para el Salvador, Chile, y modificada y ampliada por los geólogos de Cananea la terminología paragenética es como sigue:

Vetilla tipo A: Presentan cuarzo y suhedral y anedral.

Vetilla tipo B: Cuarzo con sulfuros y cuarzo con óxidos, guardando tanto los sulfuros como los óxidos una simetría concentrica respecto al cuarzo.

Vetilla tipo Bm: Cuarzo con molibdeno guardando éste último una simetría concentrica respecto al cuarzo.

Vetilla tipo M: Molibdeno.

Vetilla tipo D: Sulfuros y óxidos de fierro.

Vetilla tipo Dm: Sulfuros y molibdeno.

Vetilla tipo D1: Sulfuros con una franja de alteración de sericita en los bordes.

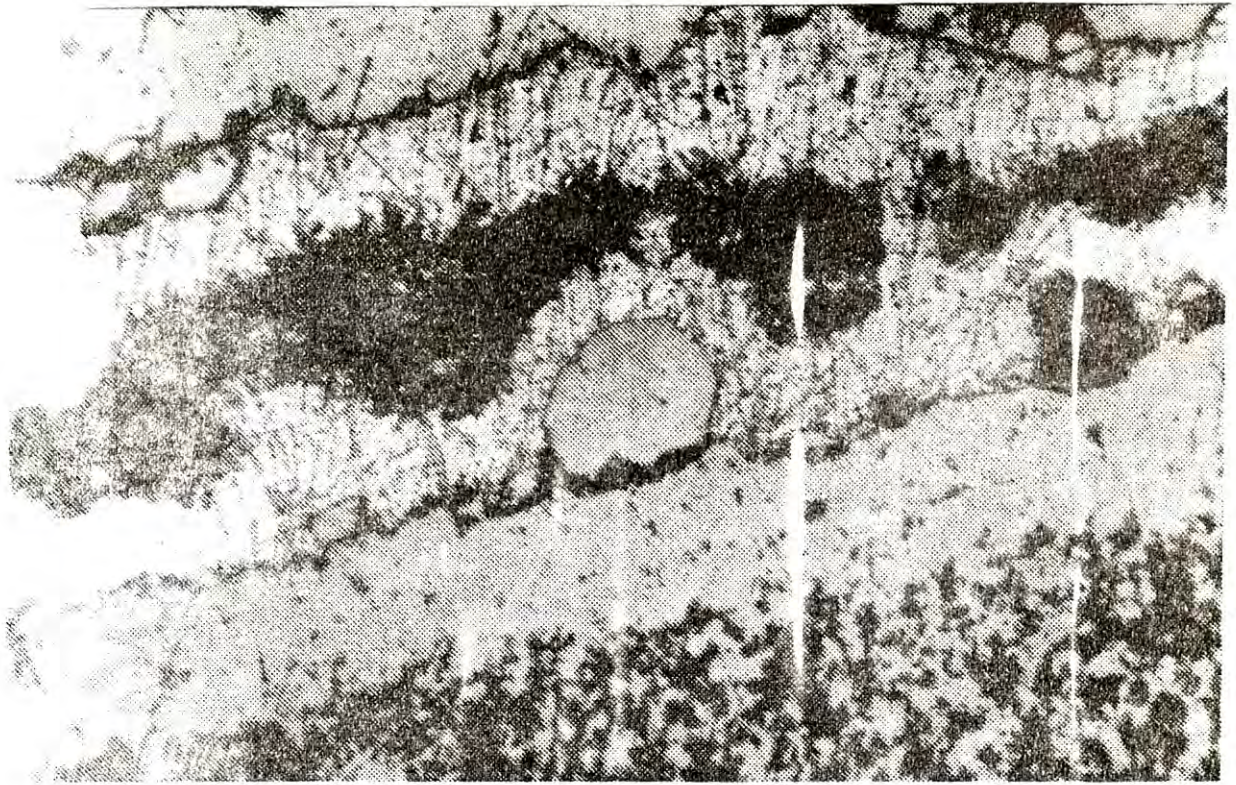


Fig. 39 Fotomicrografía de una vetilla constituida principalmente de calcocita reemplazando a calcopirita, aún presente en la parte media. Luz natural 5 X.



Fig. 40: Fotomicrografía de microvetillas de pirita cortando a vetillas anteriores de cuarzo, en porfido feldespático. Luz natural 5 X.

Las vetillas más abundantes son las A, B, Bm, D y D1. Varela (1971) concluyó que las vetillas tipo "A" son cortadas por "B" y ambas están cortadas por "D" siendo ésta la relación más frecuente en el Distrito. En base a éstas características determinó la edad relativa de las brechas mineralizadas respecto a las brechas de turmalina, siendo las primeras posteriores a las segundas.

Dentro de un ámbito más restringido como el área de los tajos se ha observado que vetillas tipo "A" son cortadas por "B" y ambas cortadas por "D" aunque ésta secuencia puede variar debido a que a las diferentes etapas intrusivas crean traslapes de mineralización alrededor de los diferentes centros de intrusión. Así tenemos vetillas "Bm" y "Dm" cortando a las diferentes vetillas arriba mencionada, observándose ésta relación con más frecuencia en las inmediaciones de los pórfidos 755 y Tipo Colorada.

Las vetillas tipo "Bm" y "Dm" no fueron cortadas por ningún otro tipo de vetillas, aunque es posible que esto suceda.

La secuencia paragenética que a continuación se presenta está basada de acuerdo a las diferentes etapas intrusivas partiendo del hecho de que cada intrusión se caracterizó por contener en forma más notable ciertas soluciones mineralizantes (Fig. 41). Así tenemos una etapa de cuarzo (formación de vetillas A), seguida por depósito de pirita y en menor cantidad calcopirita con poca turmalina y molibdenita y marca el inicio de la época de mineralización económica. Esta etapa está muy relacionada en tiempo y espacio con la intrusión del pórfido feldespático (monzodiorita de cuarzo). Posteriormente y a consecuencia de intrusiones subsiguientes más félsicas (pórfido granodiorítico)

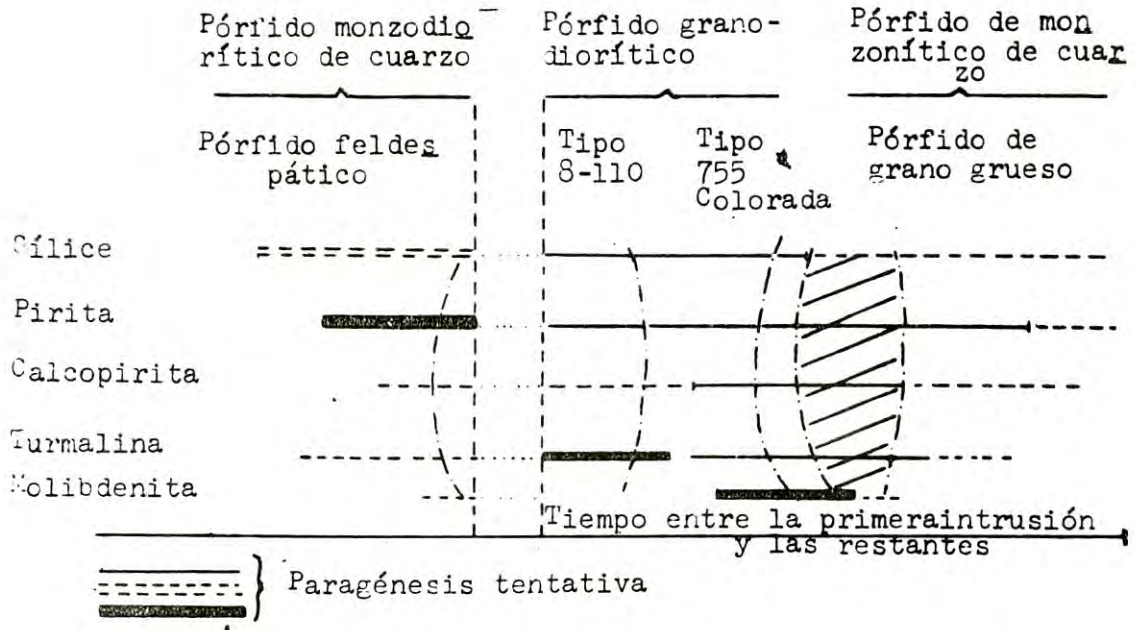


Figura 41: Secuencia de la mineralización en los Tajos Colorada-Veta y Kino de acuerdo a la secuencia de intrusiones-----

prosiguió la etapa mineralizante, depositándose cuarzo, pirita y cantidades más notables de calcopirita y estando ésta última muy relacionada al pórfido 8-110. Al final de la segunda etapa mineralizante se depositó la molibdenita que junto con la calcopirita están estrechamente relacionadas a los pórfidos 755 y Tipo Colorada. La secuencia de mineralización hipogénica en el área de los tajos es como se observa en la figura 41.

Distribución de mineralización.- Es muy difícil definir una zoneación concentrica ó elíptica con sulfuros cambiantes, lo que se reconoce son variaciones en abundancia de pirita, calcopirita, molibdenita, galena y esfalerita; pudiéndose especular de concentraciones de uno y otro mineral respecto a la posición que guardan con los cuerpos intrusivos y estructura. Por ejemplo, la molibdenita se encuentra principalmente en la parte Sur-central y centro del área, abundando en las porciones profundas del cuerpo mineralizado y estando genéticamente relacionada a los pórfidos 755 y Tipo Colorada. Esta distribución es simultánea respecto a la de la calcopirita durante la primera etapa intrusiva (pórfido monzodiorita de cuarzo) ya que se encuentran íntimamente asociadas en diseminaciones. Sin embargo en la segunda etapa intrusiva la molibdenita con cuarzo no se asoció con la calcopirita. La calcopirita y molibdenita aumentan parcialmente a profundidad y están íntimamente ligadas a los pórfidos 755 y Tipo Colorada. La calcopirita diseminada se encuentra en la parte Oeste Noroeste y Sur de los Tajos Kino y Colorada-Veta, cercana a los pórfidos feldespáticos.

La esfalerita y la galena se encuentran en trazas. Ambas se observan en la parte más profunda del cuerpo mineralizado, principalmente en los niveles 12 y 13.

Modo de presentación de los sulfuros.- Los sulfuros generalmente se presentan en forma de vetillas, diseminaciones y rellenando cavidades, siendo las vetillas las más abundantes alcanzando aproximadamente 60% del volumen total de la mineralización. Las vetillas cortan a diferentes tipos de rocas y varían en espesor desde unas cuantas micras hasta varios centímetros. Los sulfuros se encuentran asociados con cuarzo en vetillas donde el cuarzo soporta a los sulfuros y los separa de las paredes de la vetilla ó donde los sulfuros rellenan casi completamente la vetilla con el cuarzo habiendo materialmente invadido o reemplazado las paredes de la roca a los lados de la fractura. Es común encontrar en las vetillas la pirita subhedral mientras que la calcopirita siempre se presenta en forma anedral.

Los sulfuros diseminados son pirita y en menor proporción calcopirita y molibdenita en la zona de minerales primarios mientras que en la zona de oxidación se observan pirita y calcopirita parcial o totalmente reemplazadas por calcocita y menos frecuentemente por covelita.

La mineralización en las cavidades de las brechas se encuentran principalmente en la zona central y constituye el cuerpo de mayor importancia económica en el área (Brecha 755). Estas cavidades están rellenas por pirita, calcocita, cuarzo y muy esporádicamente molibdenita aumentando el contenido de ésta última a profundidad.

Relación entre alteración y mineralización

La alteración y mineralización se encuentran últimamente relacionadas

por contemporaneidad y génesis. Las mejores concentraciones de sulfuros hipogénicos de cobre y molibdeno se encuentran a los lados de los cuerpos intrusivos, disminuyendo en abundancia a medida que nos alejamos de ellos. Así sucede con el pórfido cuarzo feldespático tipo Colorada y con el pórfido cuarzo feldespático 755, los cuales presentan una alteración similar (Figs. 44 y 45).

Alteración supergénica

En la zona de oxidación, los sulfuros hipogénicos fueron alterados a limonitas hematíticas, gohetíticas y jarositicas ó una mezcla de ellas, con una gran penetrabilidad vertical debido al intenso fracturamiento el cuál sirvió como conductos para los soluciones ascendentes y descendentes que controlaron el transporte y depósito de los minerales tanto hipogénicos como supergénicos. Es común encontrar caolinita, motmorillonita, sericita, cuarzo y menos frecuentemente alunita como minerales de alteración, reduciéndose éstos a medida que avanzamos a la zona de minerales primarios. La alunita se encuentra en la parte Occidental del área, en el pórfido 8-110, como vetillas de pocos milímetros de espesor y acompañando localmente a la pirita.

Parte de la zona de oxidación aún puede ser apreciada en el Tajo Colorada-Veta donde tiene espesores de aproximadamente 125 metros en la parte central del tajo disminuyendo hacia la parte Norte, con espesores de pocos metros. En el Tajo Kino aunque las operaciones de minado han removido casi por completo la zona de oxidación aún se observa un fracturamiento fuerte y profundo relleno por limonitas hematíticas y gohetíticas asociadas con cuarzo.

Brechas mineralizadas

Las brechas hidrotermales de colapso son estructuras comunes de los depósitos de cobre diseminado. En las zonas mineralizadas de Cananea se caracterizan por contener mineralización económica y otras por carecer de ella. Entre las chimeneas brechoides de mayor importancia económica en el Distrito destacan la Colorada, El Capote, Cananea Duluth, Demócrata, Oversight, 5-35 725 y 755. Estas estructuras brechadas en sección horizontal tiene forma ovalada o circular y echados casi verticales. Sus dimensiones verticales son muchas veces mayores a las horizontales (Perry 1961).

La génesis de las brechas en el área de Cananea fué descrita por Rosales (1954) considerando que se debe a una estrecha relación entre éstas y los cuerpos intrusivos cuarcíferos. La primera intrusión de pórfido cuarcífero es un paso crítico en el establecimiento del punto clave de la diferenciación de fluidos acuosos dentro del magma. La cristalización del pórfido cuarzo feldespático grano grueso cerró el sistema magmático permitiendo una segregación posterior y una concentración de fluidos mineralizantes. En Butte, Montana, éstos fluidos fueron cortados por etapas sucesivas de fisuración mientras que en Cananea hubo una falta de fisuración regional fuerte, pero al mismo tiempo el vapor que se levantaba a puntos altos debajo del cuerpo intrusivo originó un proceso de colapso que obró simultáneamente con la introducción de mineralización.

Brechas en el área de estudio y génesis.- Existen cinco brechas formales y numerosas zonas de contacto.

Brecha La Colorada.- Se emplazó en la porción Noroeste del Tajo Colorada-Veta y fué estudiada por (Perry 1961) quien señala que el rasgo más característico es la estructura dómica de rocas volcánicas brechadas cubiertas por pórfido masivo, dividiendo a la brecha mineralizada en elementos estructurales superior e inferior que cuando fueron rebrechados formaron un domo arqueado, el cual se convirtió en el punto central para la acumulación de fluídos mineralizantes. Aquí los fluídos se separaron en sílice, silicatos y sulfuros que fueron inyectados sucesivamente en un cono de fractura secundario, de aproximadamente 35 Mts de altura, que se formó como resultado de fuerzas producidas por acumulación de presiones de vapor arriba del punto de diferenciación. Posteriormente cristalizó cuarzo pegmatítico con una corteza externa alrededor de la periferia de la estructura. Los sulfuros de cobre y molibdeno siguieron al cuarzo y fueron depositados como enrejado de vetillas. Esta brecha ha sido minada por completo.

Brecha 755.- Se localiza en la parte central del área de estudio y probablemente fué generada por dos eventos intrusivos. El primero está representado por el emplazamiento del pórfido feldespático (monzodiorita de cuarzo) que al intrusionar a las rocas volcánicas de la Formación La Mesa logró fracturarla y asimilar algunos fragmentos de ella. Esto vino acompañado de fluídos hidrotermales poco importantes mineralizando la roca encajonante y a los mismos fragmentos de la brecha con pirita, escasa calcopirita y trazas de molibdenita. El segundo evento intrusivo está representando por el emplazamiento del pórfido cuarcífero 755, el cual intrusionó al pórfido feldespático y a la misma brecha. Esta segunda contribuyó una mayor abundancia de soluciones mineralizantes que

rellenaron cavidades y fisuras.

La brecha presenta forma oval en su parte superior y disminuye a profundidad adoptando generalmente la forma de un cono invertido con su eje vertical orientado casi Norte-Sur con ligeras desviaciones Noroeste-Sureste y buzamientos fuertes entre 80° y 85° al Sur.

Brecha 244.- Se encuentra en la parte Norte Central del área y está íntimamente asociada al pórfido feldespático (monzodiorita de cuarzo), el cuál intrusionó a las rocas volcánicas de la Formación La Mesa logrando fracturarlas para que posteriormente sufrieran un colapso formando una brecha que puede ser clasificada como una combinación de intrusión y colapso. La etapa intrusiva estuvo acompañada por mineralizante pobre, logrando alterar a la roca encajonante, a los mismos fragmentos de la brecha, y sirviendo como cementante con pirita, escasa calcopirita, y cuarzo. La brecha del Norte que se localiza en la porción Norte del Tajo Colorada-Veta presenta las mismas características que la brecha 244.

Brecha 703.- Aflora en la porción Sur-Oriental del Tajo Kino con forma alargada irregular, pero no se conoce que forma toma a profundidades. Los fragmentos que la constituyen son de roca volcánica muy alterada y silicificada y de fragmentos de pórfido feldespático presentándose en forma subangular principalmente. La mineralización presente en el cemento consiste de cuarzo y limonitas hematíticas y jarosíticas y en menor proporción goetíticas. Sus contactos están bien definidos con las rocas volcánicas que la encajonan y se observaron algunas vetillas rellenas con óxido y cuarzo en la periferia de la brecha.

Zonas de contacto

Estas estructuras se forman en la periferia de los pórfidos y se presentan como zonas intensamente fracturadas y localmente brechadas, Se localizan principalmente hacia la parte Sur y Central. La mineralización en la zona de oxidación está representada por limonitas hematíticas y gohetíticas. En la zona secundaria está representada por pirita, calcocita, y menos frecuente molibdenita en la zona primaria por pirita, calcopirita, y molibdenita y trazas de calcocita. Su alteración característica varía de cuarzo mayor que sericita a cuarzo mayor o igual que sericita.

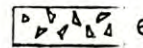
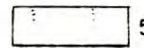
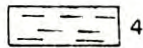
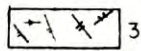
En base a todas las características mencionadas, la evolución geológica y tectónica en el área de los tajos se sumariza en la figura 46.

EXPLICACION DE LA FIGURA 44

A).- Depositación y fallamiento de rocas volcánicas de la Formación Henrrieta (1) y Mesa (2).

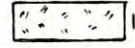
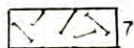


B).- Emplazamiento del pórfido feldespático (Monzodiorita de Cuarzo) (3), acompañado con alteración cuarzo-sericita (4) y mineralización principalmente de pirita y mucho menor calcopirita (5) y consecuente generación de las brechas 755 y 244 (6).

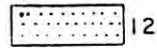


C).- Emplazamiento del pórfido tipo 8-110 (granodiorita) (7) acompañada esta intrusión por notable cantidad de turmalina (8) y generando brechas (9) que son cementadas por la misma turmalina.

Casi simultáneamente a esta intrusión se emplazan los pórfidos tipo 755 (10) y Tipo Colorada (11) y durante estos episodios las rocas preexistentes son más fuertemente alteradas a agregados de Cuarzo y Sericits (4).



D).- Durante el emplazamiento de los pórfidos Tipo 755 y Tipo Colorada se generan estructuras muy importantes como son la brecha La Colorada la cual es mineralizada por soluciones tardías provenientes de estas últimas intrusiones, siendo estas ricas en Calcopirita, Pirita y Molibdenita (12) posteriormente se emplaza el pórfido cuarzo feldespático de grano grueso (13), siendo ésta, la última intrusión importante en el área de los tajos.



E).- Sección idealizada SW-NE en el área de los tajos, mostrando los tipos de roca y mineralización.

- GASTIL, G. KRUMMENCHER, D.
1978. The Migration of the Axis of Pacific Margin Magmatism across Baja California, Sonora and Chihuahua, Resúmenes, 1er. Simposio sobre Geología y Potencial Minero del Estado de Sonora. pp. 63-64.
- GUSTAFSON, L.B.
1978. Some Factors of Porphyry Copper Génesis. Econ. Geol., Vol. 73.
- GUSTAFSON, L. B. y HUNT, J. P.
1975. The Porphyry Copper Depist al El Salvador, Chile. Econ. Geol., Vol. 20, pp. 856-912.
- LOWELL, J. D. and GUILBERT, J. M.
1970. Lateral and vertical Alteration Mineralization Zoning in Porphyry ore Deposits. Econ. Geol., Vol. 69.
- LOWELL, J. D.
1974. Regional Characteristic Copper Deposits of the Southwest, Econ. Geol., Vol.69, No. 5, pp. 601-617.
- MULCHAY, B. ROLAND y VELASCO RUBEN
1954. Correlación de las Rocas Sedimentarias en Cananea; Trans. American Inst. Min. Mefall. Eng.
- MEINERT, D. LAWRENCE
1978. Progress Report. Skarn Cananea, (Im publicado).
- OCHOA, H., ECHAVARRY A.
1978. Observaciones Preeliminaries sobre la secuencia de las Intrusiones Hipabisa en el Tajo Colorada-Veta del Distrito Minero de Cananea; Bol. 1, Depto. Geol. Uni-Son. Vol. 1, pp.57-60.
- PERRY, V. D.
1961. The Significance of Mineralizad Breccia Pipes Mining Engineer., Vol. 13.
- RANGIN, C.
1978. Consideraciones sobre la evolución Geológica de la parte septentrional del Estado de Sonora, Instituto de Geología, U.N.A.M., Libreto guía. 1er. Simposio sobre la Geología y Potencial Minero en el Estado de Sonora, pp. 35-55.
- TOLDEN, A., SOLANO, R. B.
1978. Contribución a la Estratigrafía de las Rocas Volcánicas del Estado de Sono Bol. Depto. Geol. Uni-Son., Vol. 1, pp. 19-20.
- SILLITOE, R. H.
1972. A plate Tectonic Model for Origin of Porphyry Cooper Deposits. Econ. Geol. Vol. 67, pp. 184-197.
- SILLITOE, R. H.
1972. A plate Tectonic Model for Origin of Porphyry Cooper Deposits. Econ. Geol. Vol. 67, pp. 184-197.

SILLITOE, R. H.
1973. The tops and Bottoms of Porphyry Copper Deposits. Econ. Geol., Vol. 68,
pp. 799-815.

VALENTINE, W. G.
1936. Geology of the Cananea Mountains, Sonora, Mexico, Geol. Soc. of Am. Bull,
Vol. 47, pp. 53-86.

VARELA, F. E.
1972. Toumaline in the Cananea Mining District Sonora, Mexico, Unpublished
Master of Science Thesis, University of California at Berkeley, 79 p.

VELASCO, J. R.
1968. Mineralización Primaria y Secundaria en los Pórfidos Cupríferos. Cía.
Minera de Cananea, (no publicado).

ZENDEJAS, S.
1972. Exploración de Cobre Diseminado, en el Proyecto Catalinas, de el Distrito
Minero de Cananea, Sonora. Tesis Profesional? E. S. I. A., I.P.N.