



10  
24

**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO**

**FACULTAD DE INGENIERIA**

**ALTERACIONES Y PARAMETROS GEOQUIMICOS  
DEL CUERPO OESTE DEL PORFIDO DE COBRE  
DE LA VERDE, MICHOACAN**

**TESIS PROFESIONAL**

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE  
INGENIERO GEOLOGO  
P R E S E N T A :

**BARBARA MARTINY KRAMER**

México, D. F.  
1991

**FALLA DE ORIGEN**



## **UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso**

### **DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

## CONTENIDO

|  |    |
|--|----|
| CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN                           | 1  |
| 1.1 ANTECEDENTES                                   | 1  |
| 1.1.1 Razones del estudio                          | 1  |
| 1.1.2 Objetivo                                     | 1  |
| 1.1.3 Metodología                                  | 1  |
| 1.2 LOCALIZACIÓN Y VÍAS DE COMUNICACIÓN            | 1  |
| 1.3 ESTUDIOS PREVIOS                               | 3  |
| 1.4 CLIMA Y VEGETACIÓN                             | 4  |
| CAPÍTULO 2: FISIOGRAFÍA                            | 5  |
| CAPÍTULO 3: GEOLOGÍA REGIONAL                      | 10 |
| 3.1 ESTRATIGRAFÍA                                  | 10 |
| 3.1.1 Rocas metamórficas del Paleozoico y Triásico | 10 |
| 3.1.2 Mesozoico                                    | 11 |
| 3.1.3 Cenozoico                                    | 13 |
| 3.2 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL                           | 14 |
| 3.3 GEOLOGÍA HISTÓRICA                             | 15 |
| CAPÍTULO 4: GEOLOGÍA LOCAL                         | 18 |
| 4.1 GENERALIDADES                                  | 18 |
| 4.2 TIPOS DE ROCA DE LA LOMA OESTE                 | 22 |
| 4.2.1 Cuarzomonzodiorita                           | 22 |
| 4.2.2 Pórfido granodiorítico-tonalítico            | 23 |
| 4.2.3 Diques aplíticos                             | 23 |
| 4.3 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL                           | 24 |
| CAPÍTULO 5: PETROGRAFÍA                            | 25 |
| 5.1 INTRODUCCIÓN                                   | 25 |
| 5.2 DESCRIPCIÓN DE MINERALES                       | 28 |
| 5.2.1 Plagioclasa                                  | 28 |
| 5.2.2 Feldespato potásico                          | 30 |
| 5.2.3 Cuarzo                                       | 30 |
| 5.2.4 Clinopiroxeno                                | 34 |
| 5.2.5 Hornblenda                                   | 35 |
| 5.2.6 Biotita                                      | 35 |
| 5.2.7 Minerales opacos                             | 37 |
| 5.2.8 Apatita                                      | 38 |
| 5.2.9 Zircón                                       | 38 |
| 5.2.10 Actinolita                                  | 38 |
| 5.2.11 Clorita                                     | 40 |
| 5.2.12 Cuarzo                                      | 40 |
| 5.2.13 Feldespato alcalino                         | 40 |
| 5.2.14 Asociación de minerales de titanio          | 41 |
| 5.2.15 Clinozoisita                                | 43 |
| 5.2.16 Epidota                                     | 45 |
| 5.2.17 Albita                                      | 45 |
| 5.2.18 Sericita                                    | 45 |
| 5.2.19 Arcilla                                     | 46 |
| 5.2.20 Calcita                                     | 46 |

|   |           |
|---|-----------|
| 5.2.21 Sulfuros   | 47        |
| <b>CAPÍTULO 6: GENERALIDADES SOBRE LOS PÓRFIDOS CUPRÍFEROS</b>                                      | <b>56</b> |
| 6.1 DEFINICIÓN  | 56        |
| 6.2 AMBIENTE GEOLÓGICO  | 58        |
| 6.2.1 Fajas metalogénicas   | 58        |
| 6.2.2 Edad  | 60        |
| 6.2.3 Roca encajonante  | 60        |
| 6.3 CUERPOS INTRUSIVOS  | 61        |
| 6.3.1 Plutones productivos y estériles  | 62        |
| 6.3.2 Origen del magma  | 64        |
| 6.4 GÉNESIS   | 64        |
| 6.4.1 Origen de los metales   | 68        |
| 6.5 ESTRUCTURAS   | 68        |
| 6.6 ALTERACIÓN HIDROTHERMAL Y MINERALIZACIÓN  | 70        |
| 6.6.1 Alteración hidrotermal  | 70        |
| 6.6.2 Mineralización  | 72        |
| 6.7 TIPOS DE ALTERACIÓN   | 74        |
| 6.7.1 Alteración potásica o de silicato de potasio  | 74        |
| 6.7.2 Alteración propilitica  | 75        |
| 6.7.3 Alteración filica   | 75        |
| 6.7.4 Alteración argílica   | 76        |
| 6.7.5 Alteración silícica   | 76        |
| 6.8 AMBIENTES Y CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LOS PROCESOS DE ALTERACIÓN Y MINERALIZACIÓN HIPOGÉNICA | 76        |
| 6.8.1 Alteración pervasiva selectiva  | 77        |
| 6.8.2 Alteración pervasiva  | 77        |
| 6.8.3 Alteración controlada por vetas y vetillas  | 78        |
| 6.9 CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL AMBIENTE SUPERGÉNICO  | 79        |
| 6.10 ZONACIÓN MINERALÓGICA  | 80        |
| 6.11 INCLUSIONES FLUIDAS  | 81        |
| 6.12 ISÓTOPOS DE CARBONO  | 81        |
| 6.13 ISÓTOPOS DE AZUFRE   | 83        |
| 6.14 TONELAJE Y LEYES   | 84        |
| 6.15 EJEMPLOS EN MÉXICO Y EL MUNDO  | 84        |
| <b>CAPÍTULO 7: EL YACIMIENTO MINERAL</b>  | <b>87</b> |
| 7.1 HISTORIA MINERA Y DESARROLLO DEL PROSPECTO LA VERDE   | 87        |
| 7.2 FORMA Y DIMENSIONES DEL CUERPO MINERALIZADO DE LA LOMA OESTE                                    | 88        |
| 7.3 ESTRUCTURAS   | 89        |
| 7.4 TIPO Y ESTILO DE ALTERACIÓN DE LA LOMA OESTE  | 90        |
| 7.5 MINERALIZACIÓN Y PARAGÉNESIS EN EL CUERPO OESTE   | 92        |
| 7.6 EL CUERPO ESTE  | 92        |
| 7.7 GEOCRONOLOGÍA   | 93        |
| 7.8 RESERVAS  | 94        |
| <b>CAPÍTULO 8: PARÁMETROS GEOQUÍMICOS</b>   | <b>96</b> |
| 8.1 INCLUSIONES FLUIDAS   | 96        |
| 8.2 ISÓTOPOS DE CARBONO   | 96        |
| 8.3 ISÓTOPOS DE AZUFRE  | 99        |
| 8.4 BIOGEOQUÍMICA   | 99        |

|   |            |
|---|------------|
| <b>CAPÍTULO 9: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES</b> ..... | <b>103</b> |
| <b>9.1 CONCLUSIONES</b> .....                           | <b>103</b> |
| <b>9.2 RECOMENDACIONES</b> .....                        | <b>105</b> |
| <b>BIBLIOGRAFÍA</b> .....                               | <b>106</b> |
| <b>APÉNDICE I</b> .....                                 | <b>113</b> |
| <b>1. EXPLICACIÓN DE LAS TABLAS</b> .....               | <b>113</b> |
| <b>2. LISTA DE ABREVIACIONES</b> .....                  | <b>115</b> |
| <b>3. TABLAS PETROGRÁFICAS</b> .....                    | <b>116</b> |

## LISTA DE FIGURAS

|  |    |
|--|----|
| Figura 1.1.- Mapa de localización del depósito de cobre porfídico de La Verde, Michoacán (SAHOP, 1979) . . . . .   | 2  |
| Figura 2.1.- Provincias fisiográficas. (a) Provincias fisiográficas (Raisz, 1964). (b) Carta fisiográfica Guadalajara (DEGETENAL, 1981) . . . . .  | 6  |
| Figura 2.2.- Hidrografía de las cuencas Tepalcatepec-Balsas (SAHOP, 1979) . . . . .  | 7  |
| Figura 2.3.- Plano de localización del área de La Verde, Michoacán (DEGETENAL, 1981) . . . . .   | 9  |
| Figura 4.1.- Diagrama ternario (Streckeisen, 1976) que muestra las variaciones modales (% en volumen) de cuarzo (Qz), feldespático potásico (Or) y plagioclasa (Pl) para algunas rocas de La Verde, Michoacán, con la mínima alteración . . . . .  | 19 |
| Figura 5.1.- Plano de ubicación de los cuerpos mineralizados y los socavones de La Verde, Michoacán (Villasana-Hernández <i>et al.</i> , 1976) . . . . .   | 26 |
| Figura 5.2.- Localización de las muestras de barrenos estudiadas, La Verde, Michoacán (Villasana-Hernández <i>et al.</i> , 1976) . . . . .   | 27 |
| Figura 5.3.- Fotomicrografía del pórfido granodiorítico. Fenocristales de plagioclasa (Pl) parcialmente alterados a sericita. Plagioclasa de la matriz parcialmente alterada a clinzoisita (Czo). Luz paralela; x 47. . . . .  | 31 |
| Figura 5.4.- Fotomicrografía de la alteración filica con cuarzo (Qz), sericita (Ser) y minerales opacos (Op). Nícoles cruzados; x 47. . . . .  | 31 |
| Figura 5.5.- Fotomicrografía de la cuarzomonzodiorita que muestra la alteración de plagioclasa a sericita (Ser), en la parte inferior, y arcilla (Ar), en la parte exterior. Luz paralela; x 47. . . . .   | 32 |
| Figura 5.6.- Fotomicrografía de la cuarzomonzodiorita que muestra inclusiones de magnetita, ilmenita y augita en la parte central de la plagioclasa. Nícoles cruzados; x 47. . . . .   | 32 |
| Figura 5.7.- Fotomicrografía de la cuarzomonzodiorita, con alteración propilítica incipiente, que muestra plagioclasa (Pl) alterada, en sus bordes, a clinzoisita (Czo); augita alterada a actinolita y clorita, intercrecidas, en la parte inferior derecha y en la parte izquierda de la fotomicrografía; y cuarzo (Qz) intersticial en intercrecimiento con clinzoisita. (a) Luz paralela. (b) Nícoles cruzados. . . . .  | 32 |
| Figura 5.8.- Fotomicrografía de la cuarzomonzodiorita, con alteración propilítica, de un pseudomorfo de clinzoisita (Czo) formado a partir de plagioclasa y dos pseudomorfos de clorita (Cl) formados a partir de minerales máficos. (a) Luz paralela. (b) Nícoles cruzados; x 47. . . . .   | 32 |
| Figura 5.9.- Fotomicrografía que ilustra el tipo de alteración propilítica mostrando dos pseudomorfos de clinzoisita (Czo) formados a partir de plagioclasa, un pseudomorfo de clorita (Cl) desarrollado a partir de un mineral máfico, y en la parte inmediata al lado izquierdo inferior de la ilmenita (Ilm), de la alteración de este mineral que forma una rejilla consistente en los minerales secundarios de titanio. (a) Luz paralela. (b) Nícoles cruzados; x 47. . . . .                     | 33 |
| Figura 5.10.- Fotomicrografía de la cuarzomonzodiorita que muestra plagioclasa (Pl) parcialmente alterada a sericita, clorita y arcilla. La textura micrográfica corresponde a feldespato potásico, alterado a arcilla, y cuarzo. En la parte izquierda, existe un intercrecimiento de cuarzo (Qz) y epidota (Ep). Nícoles cruzados; x 47. . . . .   | 36 |
| Figura 5.11.- Fotomicrografía de la cuarzomonzodiorita que muestra augita alterada a clorita (Cl) y actinolita (Ac). Luz paralela; x 582. . . . .  | 36 |
| Figura 5.12.- Fotomicrografía de la cuarzomonzodiorita que muestra piraxeno alterado a actinolita (Ac); epidota (Ep); plagioclasa (Pl) alterada a clinzoisita, arcilla y sericita; ilmenita (Ilm) alterada a TiO <sub>2</sub> y esfena (Spn); y, al lado inmediato izquierdo superior de la epidota, el desarrollo de una rejilla consistente de los minerales secundarios de titanio con los huecos rellenos con clinzoisita, cuarzo y calcita. (a) Luz paralela. (b) Nícoles cruzados; x 47. . . . . | 39 |
| Figura 5.13.- Fotomicrografía que muestra una alteración selectiva de la cuarzomonzodiorita que consiste en augita alterada a clorita y actinolita, cuarzo intercrecido con feldespato potásico, alterado a arcilla, y plagioclasa relativamente fresca. (a) Luz paralela. (b) Nícoles cruzados; x 47. . . . .   | 52 |
| Figura 5.14.- Fotomicrografía de microscopio electrónico de barrido, de electrones secundarios, que muestra ilmenita (Ilm) alterada al mineral de TiO <sub>2</sub> y esfena (Spn). . . . .   | 52 |

|   |     |
|---|-----|
| Figura 5.15.- Fotomicrografía de microscopio electrónico de barrido, de electrones secundarios, que muestra cobaltita (Co), el primer mineral en formarse, rodeada por pirita (Py) que, a su vez, está rodeada por calcopirita (Ccp). En la sucesión sigue calcita (Ca) como relleno de oquedades. . . . .                            | 52  |
| Figura 5.16.- Fotomicrografía de microscopio electrónico de barrido, de electrones secundarios, que muestra cobaltita (Co) reemplazada por calcopirita (Ccp). . . . .   | 52  |
| Figura 5.17.- Fotomicrografía de microscopio electrónico de barrido, de electrones secundarios, que muestra una vetilla de esfalerita (Sp) y molibdenita (Mo) en calcopirita (Ccp), y una vetilla tardía de calcita (Ca). . . . .   | 52  |
| Figura 5.18.- Fotomicrografía de la cuarzomonzodiorita que muestra la alteración de ilmenita (Ilm) a un mineral de TiO <sub>2</sub> y esfena (Spn) y el desarrollo de una rejilla consistente en los minerales secundarios de titanio con los huecos rellenos por calcita (Ca) y clinozoisita (Czo). Nícoles cruzados; x 230. . . . . | 53  |
| Figura 5.19.- Fotomicrografía de cobaltita (Co) y pirita (Py) rodeadas por calcopirita (Ccp). El área dentro del cuadro corresponde al área de la Figura 5.15. Luz reflejada; x 87. . . . .   | 53  |
| Figura 5.20.- Fotomicrografía de la cuarzomonzodiorita, con alteración propilítica, que muestra plagioclasa (Pl) alterada a epidota (Ep) y, en numerosas vetillas, clorita. (a) Luz paralela. (b) Nícoles cruzados. x 47. . . . .   | 54  |
| Figura 5.21.- Difractograma de rayos X de la eritrita (radiación Cu $\alpha$ ) . . . . .  | 55  |
| Figura 6.1.- Franja de pórfidos cupríferos en México y la parte suoccidental de los Estados Unidos (Damon <i>et al.</i> , 1983). . . . .  | 59  |
| Figura 6.2.- Modelo de un pórfido cuprífero típico, en las raíces de un estratovolcán en el límite entre un ambiente plutónico y volcánico (simplificado de Sillitoe, 1973, y Sillitoe y Bonham, 1984) . . . . .  | 66  |
| Figura 6.3.- Resumen de las asociaciones mineralógicas de las alteraciones hidrotermales en San Miguel-Kalamazoo (Tomado de Lowell y Guilbert, 1970) . . . . .  | 71  |
| Figura 6.4.- Modelo de un pórfido cuprífero típico, según Lowell y Guilbert (1970) . . . . .  | 73  |
| Figura 6.5.- Distribución de los principales pórfidos cupríferos en el mundo . . . . .  | 86  |
| Figura 6.6.- Distribución de los principales depósitos de cobre en México (Damon <i>et al.</i> , 1983) . . . . .  | 86  |
| Figura 7.1.- Sucesión paragenética de los minerales de mena y de ganga del cuerpo mineralizado de la loma oeste, La Verde, Michoacán. . . . .   | 92  |
| Figura 8.1.- Datos termomicrométricos de la alteración potásica (González-Partida, 1985) . . . . .  | 97  |
| Figura 8.2.- Datos termomicrométricos de la zona de <i>stockwork</i> (González-Partida, 1985) . . . . .   | 97  |
| Figura 8.3.- Datos termomicrométricos de la zona de <i>stockwork</i> (González-Partida, 1985) . . . . .   | 98  |
| Figura 8.4.- Datos termomicrométricos de la alteración propilítica (González-Partida, 1985) . . . . .   | 98  |
| Figura 8.5.- Datos termomicrométricos de los filones tardíos (González-Partida, 1985) . . . . .   | 100 |
| Figura 8.6.- Comportamiento isotópico del carbono de algunos yacimientos minerales de tipo hidrotermal (Ohmoto y Rye, 1979) y de La Verde, Michoacán (Castillo <i>et al.</i> , 1988) . . . . .  | 100 |
| Figura 8.7.- Datos de isótopos de azufre de muestras provenientes del socavón 5 del cuerpo oeste de La Verde, Michoacán (González-Partida, 1985) . . . . .  | 101 |
| Figura 8.8.- Comportamiento isotópico del azufre en yacimientos de tipo pórfido cuprífero (datos tomados de Ohmoto y Rye, 1979; Vélez-Sánchez, 1984; González-Partida y Martínez-Serrano, 1979) . . . . .   | 101 |
| Figura 9.1.- Sucesión paragenética de los minerales de mena y de ganga del cuerpo mineralizado de la loma oeste, La Verde, Michoacán. . . . .   | 104 |

#### APÉNDICE

|   |     |
|---|-----|
| Figura 1.- Ejemplo del formato utilizado para minerales primarios y su alteración en el Apéndice I. . . . . | 114 |
| Figura 2.- Ejemplo del formato utilizado para los minerales secundarios en el Apéndice I. . . . .           | 114 |

#### LISTA DE TABLAS

|  |    |
|--|----|
| Tabla 4.1.- Composición química (óxidos, % en peso) de la cuarzomonzodiorita (34 y 48) y los diques porfídicos (6 y 71) de la loma oeste . . . . . | 20 |
| Tabla 4.2.- Norma CIPW e índice de diferenciación de la cuarzomonzodiorita (muestras 34 y 48) y los diques porfídicos (muestras 6 y 71). . . . .   | 20 |

|   |     |
|---|-----|
| Tabla 5.1.- Composición de piroxenos relativamente frescos (% en peso). Análisis semicuantitativo por microsonda electrónica. . . . . | 34  |
| Tabla 5.2.- Composición de la ilmenita (% en peso). Análisis semicuantitativo por microsonda electrónica. . . . .                     | 37  |
| Tabla 5.3.- Composición de la magnetita (% en peso). Análisis semicuantitativo por microsonda electrónica. . . . .                    | 37  |
| Tabla 5.4.- Composición de la esfena (% en peso). Análisis semicuantitativo por microsonda electrónica. . . . .                       | 43  |
| Tabla 5.5.- Composición de la clinozoisita (% en peso). Análisis semicuantitativo por microsonda electrónica. . . . .                 | 44  |
| Tabla 5.6.- Composición de la epidota (% en peso). Análisis semicuantitativo por microsonda electrónica. . . . .                      | 45  |
| Tabla 5.7.- Composición de la arsenopirita (% en peso). Análisis semicuantitativo por microsonda electrónica. . . . .                 | 47  |
| Tabla 5.8.- Composición de la cobaltita (% en peso). Análisis semicuantitativo por microsonda electrónica. . . . .                    | 48  |
| Tabla 5.9.- Composición de la pirita (% en peso). Análisis semicuantitativo por microsonda electrónica. . . . .                       | 49  |
| Tabla 5.10.- Composición de la esferita (% en peso). Análisis semicuantitativo por microsonda electrónica. . . . .                    | 50  |
| Tabla 5.11.- Composición de la calcopirita (% en peso). Análisis semicuantitativo por microsonda electrónica. . . . .                 | 50  |
| Tabla 8.1.- Valor de $\delta^{13}\text{C}$ en carbonatos secundarios de La Verde, Michoacán. . . . .                                  | 99  |
| Tabla 8.2.- Concentración de cinco elementos en <i>melampodium sericeum</i> Lag de La Verde, Michoacán. . . . .                       | 99  |
| Tabla 8.3.- Rango de concentración normal de cinco elementos encontrados en plantas (via seca) Walsh (1971) . . . . .                 | 102 |

## RESUMEN

El depósito de cobre de La Verde, Michoacán forma parte de una franja de cobre que se extiende, en México, desde los estados de Sonora hasta Guerrero. Se encuentra situado en la sierra del Marqués que consiste de dos cerros principales: la loma oeste, objeto de este estudio, y la loma este. La sierra está constituida por rocas intrusivas de composición cuarzomonzodiorítica cortadas por algunos diques de composición granodiorítico-tonalítica. La edad del intrusivo cuarzomonzodiorítico y la mineralización penecontemporánea es oligocénica. De La Verde, se observan varios conos cineríticos aislados que representan el vulcanismo cuaternario de la Faja Volcánica Transmexicana; las planicies alrededor de la sierra del Marqués están cubiertas por sedimentos clásticos que consisten en conglomerados, areniscas, rocas volcánicas y depósitos aluviales cuaternarios.

El desarrollo del depósito está relacionado al emplazamiento de un cuerpo intrusivo de carácter calcalcalino. Esta roca es producto de un arco magmático, resultado de la convergencia de la placa oceánica y la placa continental.

El cuerpo mineralizado de la loma oeste está encajonado en una cuarzomonzodiorita. Consiste en zonas lenticulares formadas de vetas, vetillas e hilillos y granos diseminados de calcopirita, pirita y arsenopirita, con cantidades menores de pirrotita, cobaltita, esfalerita y molibdenita en una ganga de cuarzo, feldespato, clinozoisita, epidota, clorita y calcita. Las zonas de vetas forman un cuerpo alargado en la parte NE de la loma. Las vetas son de orientación E-W principalmente, pero también ESE y ENE, formando un arco amplio abierto al sur; son verticales o tienen una inclinación fuerte al sur y sus espesores son muy variables.

La mineralización de la loma oeste está asociada a una alteración hidrotermal de tipo propilítica y esta es la alteración predominante en la loma oeste de La Verde; los principales minerales de alteración formados son clinozoisita, epidota, albita, calcita y clorita. En la zona mineralizada, se observó en algunos casos una ligera o moderada sericitización y/o argilización, y, además, la alteración de la ilmenita a los minerales secundarios de titanio acompañando la alteración propilítica. Se observó silicificación de la cuarzomonzodiorita y como relleno de fisuras en varias muestras. En una sola muestra se observó la alteración fílica.

Las zonas de roca estéril y sana se encuentran entre zonas de vetas de sulfuros en roca muy alterada. Las aguas hidrotermales estuvieron restringidas a un sistema de fracturas anteriores a la mineralización, principalmente de dirección E-W, resultando en una distribución irregular de la mineralización.

Se presenta el estudio petrográfico de los minerales formadores de roca, de alteración y de ganga; el estudio minerográfico y la asociación paragenética de los minerales de mena; y el análisis semicuantitativo de algunos de estos minerales en microscopio electrónico.

En el microscopio electrónico, se analizaron varios minerales. En la augita relativamente fresca, se detectó un contenido superior a 1% (en peso) de  $\text{TiO}_2$  en algunas muestras. La ilmenita y la magnetita presentan pequeñas cantidades de V sustituyendo a  $\text{Fe}^{+3}$ . Se detectó un cierto contenido de Ta y un bajo contenido de Nb en el mineral de  $\text{TiO}_2$  y en la esfena se encontró Mn sustituyendo a Ca, y Al, Fe,

Mg y V sustituyendo a Ti; estos dos minerales son productos de alteración de la ilmenita y los tres juntos forman un mosaico complejo en el sitio original de la ilmenita. En la arsenopirita se detectó un contenido máximo de 2.30% de Co sustituyendo a Fe. En la cobaltita, el contenido máximo de Fe fue de 3.70% y de Ni, 1.25% sustituyendo al Co. En los granos de esfalerita analizados, se detectó un contenido de 5% de Fe sustituyendo a Zn.

En La Verde, los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  determinados por Castillo y colaboradores (1988) varían de -6.3 a -2.1‰ y caen en el rango de valores previamente obtenidos por Ohmoto y Rye (1979) para yacimientos minerales hidrotermales. Los valores de  $\delta^{34}\text{S}$  en calcopirita obtenidos por González Partida (1985) varían de +1.15 a +2.50‰ y de igual manera caen dentro del rango establecido por Ohmoto y Rye (1979) para algunos pórfidos cupríferos de la cordillera americana.

Una zona de interés para futuros estudios está abajo del nivel actual de exploración en la loma oeste, abajo de los socavones 5 y 7, donde existe una moderada cantidad de sericita y arcilla, una moderada a intensa alteración propilitica y relativamente altas leyes de cobre; otra zona está en el socavón 3 de la loma este en, y abajo de, la zona de alteración potásica interpretada por González-Partida (1985).

## ABSTRACT

The La Verde, Michoacán copper deposit forms part of a copper belt that extends, in Mexico, from the State of Sonora to the State of Guerrero. It is located in the Sierra del Marqués which has two principal hills; the west hill, the object of this study, and the east hill. The west hill is comprised of intrusive rock of quartz monzodiorite composition and is cut by a few granodioritic-tonalitic dikes. The quartz monzodiorite and the mineralization is of Oligocene age. Several cineritic cones representing the Quaternary volcanism of the Transmexican Volcanic Belt can be observed from La Verde; the plains surrounding the Sierra del Marqués are covered by clastic sediments consisting of conglomerates, sandstones, volcanic rocks and Quaternary alluvial deposits.

The development of the ore body is related to the intrusion of a calc-alkalic stock which was produced by a magmatic arc formed by the subduction of the Pacific oceanic plate under the North American continental plate.

The west hill ore body is located in a quartz monzodioritic intrusive. Mineralization is mostly confined to lenticular zones of veins, veinlets and stringers but is also found as disseminated grains and consists of chalcopyrite, pyrite, arsenopyrite, with minor pyrrhotite, cobaltite, sphalerite, and molybdenite; gangue minerals are quartz, feldspar, clinozoisite, epidote, chlorite, and calcite. The vein zones form an elongated ore body in the northeastern part of the west hill and include principally E-W but also ESE and ENE-trending veins; these three systems form an arc open to the south. The veins are vertical or dip steeply south and are of variable width.

The mineralization in the west hill is associated with propylitic alteration which is the predominant alteration type in this hill; the principal alteration minerals formed are clinozoisite, epidote, albite, calcite and chlorite. In the mineralized zone, in some cases, a slight to moderate sericitic and/or argillic alteration and, in addition, the alteration of ilmenite to secondary titanium minerals were found to accompany propylitic alteration. Silicification of the quartzmonzodiorite and fissure filling with quartz was also observed. Phyllic alteration was observed only in one sample.

Zones of unmineralized and unaltered rock are found between zones of intensely altered rock that host the sulfide veins. Hydrothermal fluids were limited to an E-W-trending premineralization fracture system which accounts for the irregular distribution of the ore.

Petrographic studies of rock-forming, alteration and gangue minerals, ore microscopy and paragenetic studies were carried out. Semiquantitative analyses were done using the electron microprobe.

Several minerals were analyzed with the electron microprobe. In relatively fresh augite, a TiO<sub>2</sub> content above 1% (wt.) was detected in some cases. Small amounts of V substituting for Fe<sup>+3</sup> were found in ilmenite and magnetite. A small amount of Ta and Nb were found in the TiO<sub>2</sub> mineral and, in sphene, Mn substitutes for Ca, and Al, Fe, Mg and V replace Ti; these two minerals are alteration products of ilmenite and the three minerals together form a complex mosaic in the original site of the ilmenite. In arsenopyrite, a maximum of 2.30% Co replacing Fe was detected. In cobaltite, a maximum of 3.70% Fe and 1.25% Ni were found to replace Co.

The  $\delta^{13}\text{C}$  values from La Verde, determined by Castillo and others (1988), vary from -6.3 to -2.1‰ and are within the range of values obtained by Ohmoto and Rye (1979) for hydrothermal ore deposits. The  $\delta^{34}\text{S}$  values in chalcopyrite, determined by González-Partida (1985) vary from +1.15 to 2.50‰ and are also within the range of values previously established by Ohmoto and Rye (1979) for some porphyry copper deposits in the American Cordillera.

One zone of interest for future studies is located below the present exploration level in the west hill, below the no. 5 and 7 tunnels, where moderate amounts of sericite and clay, moderate to intense propylitic alteration and relatively high copper grades are found; another is located in tunnel no. 3 in the east hill in the area where González-Partida (1985) identified a potassic alteration zone.

## CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

### 1.1 ANTECEDENTES

#### 1.1.1 Razones del estudio

El estudio de la alteración hidrotermal permite determinar la zonación de la misma en sus diversos tipos, definidos por asociaciones mineralógicas características. El modelo de zonas de alteración hidrotermal de un pórfido cuprífero sirve para seleccionar los sitios favorables para contener las mayores concentraciones del elemento buscado, lo que constituye una útil herramienta de exploración. Este modelo, además, permite la estimación del potencial económico del depósito.

#### 1.1.2 Objetivo

La presente tesis tiene como objetivo estudiar los tipos de alteración presentes y determinar, con base en el modelo propuesto de zonas de alteración del depósito de cobre porfídico de la denominada loma oeste de la mina La Verde, Michoacán, las zonas con mayores posibilidades de contener mineralización económica.

#### 1.1.3 Metodología

Para efectuar el presente estudio, fueron elegidos ocho barrenos representativos del depósito mineral. Se hizo la elaboración de 97 láminas delgadas y una lámina pulida con el fin de realizar un estudio petrográfico detallado de los minerales del depósito. Se realizó el estudio minerográfico de nueve superficies pulidas y una lámina pulida con ayuda del microscopio de luz reflejada y del electrónico del Instituto de Geología (UNAM) para determinar las relaciones texturales, las asociaciones mineralógicas y la sucesión paragenética de los minerales metálicos. Además, fueron revisadas 63 láminas delgadas de los socavones de las lomas oeste y este, de muestras que fueron tomadas por los estudiantes de la materia "Metalogenia" del semestre 1983-2 de la Facultad de Ingeniería de la UNAM.

Una vez obtenidos los datos y contando con la información bibliográfica, se procedió a la interpretación de los resultados, lo que se presenta en este estudio.

### 1.2 LOCALIZACIÓN Y VÍAS DE COMUNICACIÓN

El prospecto La Verde se encuentra en el cruce de las coordenadas geográficas 19°05' de L. N y 102°03' de L. W de Greenwich. Se localiza dentro del municipio de Gabriel Zamora en el estado de Michoacán. En línea recta se ubica a 300 km aproximadamente al oeste del Distrito Federal, a 36 km al sur de la ciudad de Uruapan y a 126 km al norte de la ciudad de Lázaro Cárdenas (Figura 1.1).

De Uruapan a La Verde se llega por la carretera federal núm. 37 que va a Playa Azul. En la población de La Laguna, a 45 km al sur de Uruapan sobre esta misma carretera, se toma una desviación



hacia el oriente; la bodega del prospecto La Verde, en donde están almacenados los núcleos de barrenación, está a 4.5 km hacia el este sobre un camino de terracería.

El ramal de ferrocarril Uruapan-Apatzingán pasa al norte de La Verde. La estación Ralizával es la más cercana y está a 2 km al noroeste del almacén.

### 1.3 ESTUDIOS PREVIOS

Schulze (1954) realizó un estudio geológico-minero preliminar con muestreo en el que recomienda investigaciones más detalladas, incluyendo un muestreo más completo de los terreros y obras mineras existentes, y la realización de trabajos de exploración.

En 1958, el Consejo de Recursos Naturales no Renovables inició un programa de exploración en La Verde que incluyó un estudio geológico de Ojeda-Rivera (1958), en el que se concluye que la explotación de La Verde no sería económica debido a sus dimensiones en comparación con las de un depósito productivo y la presencia de grandes bloques de roca casi estéril situados entre las zonas mineralizadas, un estudio geofísico de Martínez-Bermúdez y Serna-Vigueras (1959), en el que se concluye que el área favorable para encontrar concentraciones económicas de minerales de Cu se extiende hacia el norte de la mina en una zona no explorada, así como un estudio geológico de Fernández-Oliván (1959).

Terrones-Langoné (1971) examinó las posibilidades del depósito y recomendó un estudio de factibilidad. Los estudios de Coochey (1971), geólogo de Lytton Minerals y geólogo residente en La Verde, y de Coochey y Eckman (1972, 1978), este último la gerente de exploración en México de la Patiño Mining Company, se basaron en buena parte en la información obtenida de la exploración realizada entre los años 1967 y 1972. En 1972, la compañía Ralph M. Parsons de México, Lytton Minerals y Minas de Otoño efectuaron estudios económicos de viabilidad, minado y beneficio del yacimiento y propusieron la explotación de la mina con una producción de 15,000 toneladas diarias.

Walker (1975), geólogo de la Cía. Cuprífera La Verde, recalculó el tonelaje del cuerpo mineralizado de la loma oeste con base en los trabajos mineros y los barrenos existentes y encontró diferencias significativas entre sus resultados y los que calcularon Coochey y Eckman (1972), ya que los de él correspondieron a un tonelaje inferior.

Sillitoe (1975) examinó todos los depósitos de cobre en pórfidos conocidos en México y expresó interés en el cuerpo intrusivo que es la roca encajonante de la mineralización en La Verde, San Isidro e Inguarán, como objeto de exploración futura de depósitos adicionales de cobre.

Villasana-Hernández y colaboradores (1976), efectuaron el cálculo de reservas de cobre del cuerpo mineralizado de la loma oeste. Posteriormente, García-Barajas y Moreno-Serrano (1976), en su proyecto para la explotación minera de La Verde, propusieron la explotación de la mina con una producción diaria de 12,000 toneladas y una vida de 15 años. Durán-Miramontes (1977), uno de los autores del trabajo de Villasana y colaboradores (1976), hizo un estudio geológico-minero en la loma oeste de La Verde como tema de tesis profesional en el que se recomienda cubicar reservas con leyes

mínimas de 0.8%, 1.0% y 1.5% Cu y que la explotación del depósito, en el caso de realizarse, sea por medio de tajo abierto.

#### 1.4 CLIMA Y VEGETACIÓN

Según el sistema de Köppen modificado por E. García (1973), la clasificación del clima es  $BS_1(h')w'(w)(i')g$  (DEGETENAL, 1980), es decir, un clima semiseco tropical con una época de lluvias de junio a septiembre y poca oscilación de temperatura anual. La temperatura media mensual más alta es de 30°C, en mayo, y la más baja es de 24.9°C, en enero; la media anual es de 26.9°C. La precipitación es de 700 a 800 mm anuales.

En algunas partes de las zonas planas alrededor de La Verde se realiza agricultura de temporal, que depende del agua de lluvia, y en otras partes, agricultura de riego. Los cultivos más comunes son caña de azúcar, arroz y frijol. Entre la vegetación típica de la cuenca del río Tepalcatepec están varias especies del género *Bursera*, particularmente las que se conocen localmente como "cujilotes", y también otras especies tales como bonete, cazahuate, guizache, brasil, cuachalalate y guayacán (Rzedowski, 1981).

---

## CAPÍTULO 2: FISIOGRAFÍA

De acuerdo con el plano de provincias fisiográficas de Raisz (1964), la zona de estudio se encuentra en la provincia de la Faja Volcánica Transmexicana cerca del límite con la provincia de la Sierra Madre del Sur (Figura 2.1a). Según la carta fisiográfica "Guadalajara" (1:1'000,000) de la Dirección General de Geografía del Territorio Nacional (1981), La Verde yace en el límite entre la Discontinuidad Depresión del río Tepalcatepec y la subprovincia Escarpe Limítrofe del Sur, la primera perteneciente a la provincia de la Sierra Madre del Sur y la segunda es una subprovincia de la Faja Volcánica Transmexicana (Figura 2.1b). La zona entre Uruapan (1,600 m sobre el nivel de mar) y La Verde (530 m) se puede considerar como de transición entre la meseta volcánica que constituye la provincia de la Faja Volcánica Transmexicana hacia el norte y el valle amplio hacia el sur que forma la cuenca del río Tepalcatepec; están presentes en ella características de ambas áreas.

La meseta volcánica se caracteriza principalmente por efusiones de andesita y basalto en forma de estratovolcanes, conos volcánicos, derrames de lava y depósitos cineríticos. El drenaje en la meseta es escaso, debido a la alta permeabilidad de las rocas volcánicas, y las cuencas endorreicas son representativas de esta área (Figura 2.2). La altitud promedio en esta zona es de 1,700 m.

La cuenca del río Tepalcatepec, de orientación este-oeste, es un valle amplio, de pendiente baja ( $<1^\circ$ ), localizado hacia el sur y sureste de Tepalcatepec y Apatzingán. En ella están presentes prominencias topográficas aisladas constituidas principalmente por rocas volcánicas e intrusivas del Terciario que cubren a rocas sedimentarias e ígneas del Mesozoico. La escasez de depósitos aluviales indica una etapa de juventud. La menor elevación de la cuenca es de 160 m en la desembocadura del río Tepalcatepec la presa El Infiernillo. La mayoría de los puntos topográficos altos no pasan de 600 m, aunque algunos llegan a tener hasta 800.

El río Tepalcatepec es afluente del río Balsas y toda la zona pertenece a la vertiente del Océano Pacífico. Los arroyos que afluyen al río Tepalcatepec tienen una orientación norte-sur y presentan un patrón de drenaje subparalelo. En el norte, los arroyos drenan la Meseta Tarasca (parte de la Faja Volcánica Transmexicana), cuya altitud promedio es de 1,700 m, y en el sur, a la Sierra Madre del Sur, cuya altitud promedio es de 1,900 m. El drenaje es integrado de densidad moderada. Los tributarios pueden ser perennes o intermitentes.

En la subprovincia Escarpe Limítrofe del Sur, el relieve es montañoso y escarpado en forma de mesas o aparatos volcánicos, y los ríos perennes que corren de la meseta volcánica al río Tepalcatepec excavan barrancas profundas. En la parte septentrional de la subprovincia, el nivel promedio es de 1,500 m y en su límite meridional es de 500.

El prospecto La Verde se encuentra situado en la sierra del Marqués, que tiene aproximadamente 5 km de longitud y una anchura promedio de 1 km. La sierra tiene la forma de un arco abierto al sur y consiste en dos cerros principales: las llamadas loma oeste o poniente, objeto de este estudio, y loma este, también conocida por los nombres cerro Mina Verde, cerro de la Verde o cerro de Camacho. Las

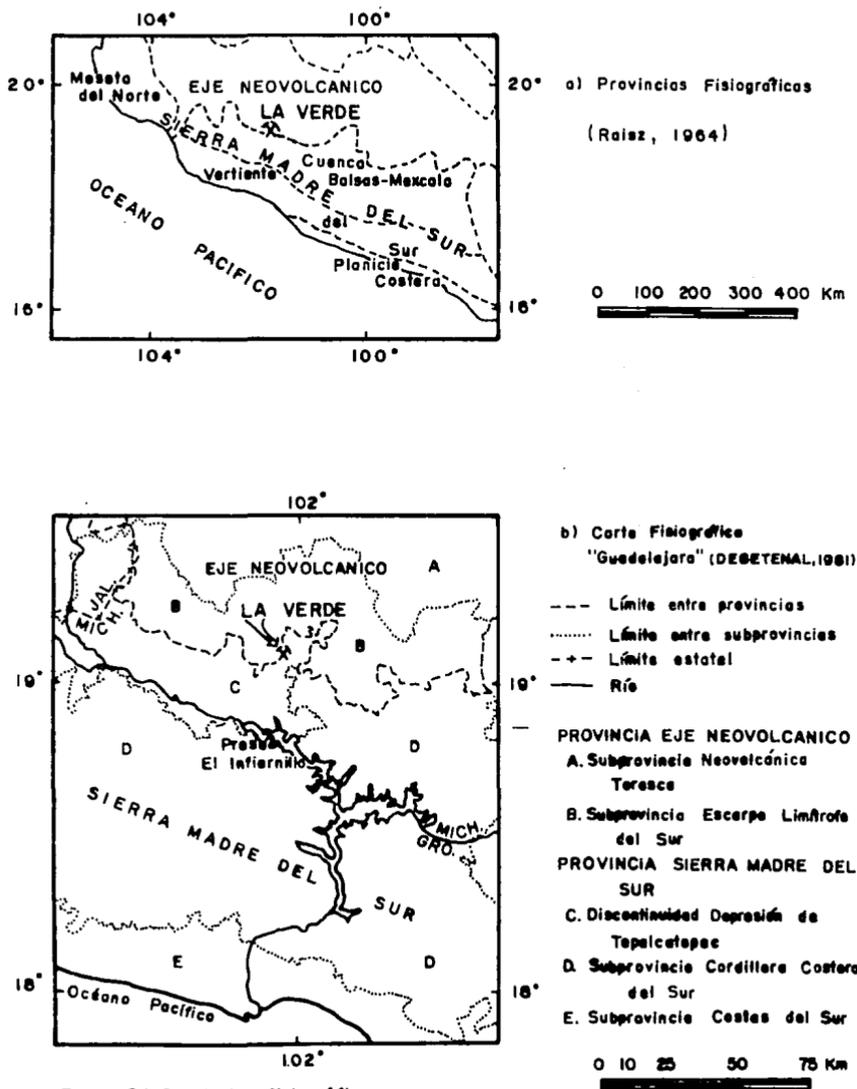
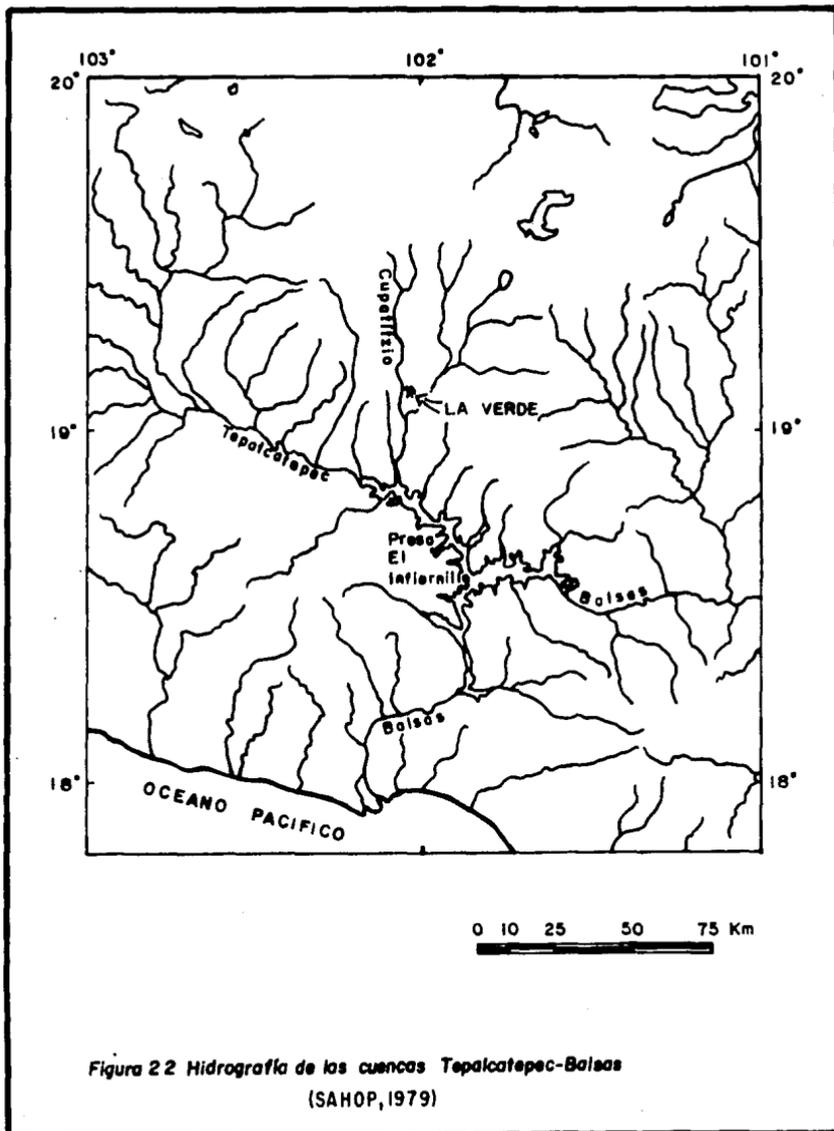


Figura 2.1 Provincias fisiográficas



dos lomas se encuentran limitadas por un camino de terracería que pasa a un lado del almacén (Figura 2.3).

La altitud de la sierra del Marqués varía desde 500 m, en su base, hasta 730 m, en la cima de la loma este; la altitud de la loma oeste es de 660 m. La sierra del Marqués sobresale en una planicie con volcanes aislados de aproximadamente la misma altitud, aunque hacia el noroeste un cerro alcanza más de 900 m. Los cerros alrededor de La Verde están compuestos de rocas intrusivas y volcánicas de composición intermedia y félsica, que datan de principios del Terciario al Mioceno, y rocas máficas del Plioceno-Cuaternario. El río Cupatitzio, que delimita la sierra del Marqués en el oeste, corta la planicie para formar una barranca de 100 m de profundidad; recibe el nombre de río del Marqués hacia el sur de la sierra y es afluente del río Tepalcatepec. La pendiente en la sierra del Marqués es generalmente de 20 a 25°.

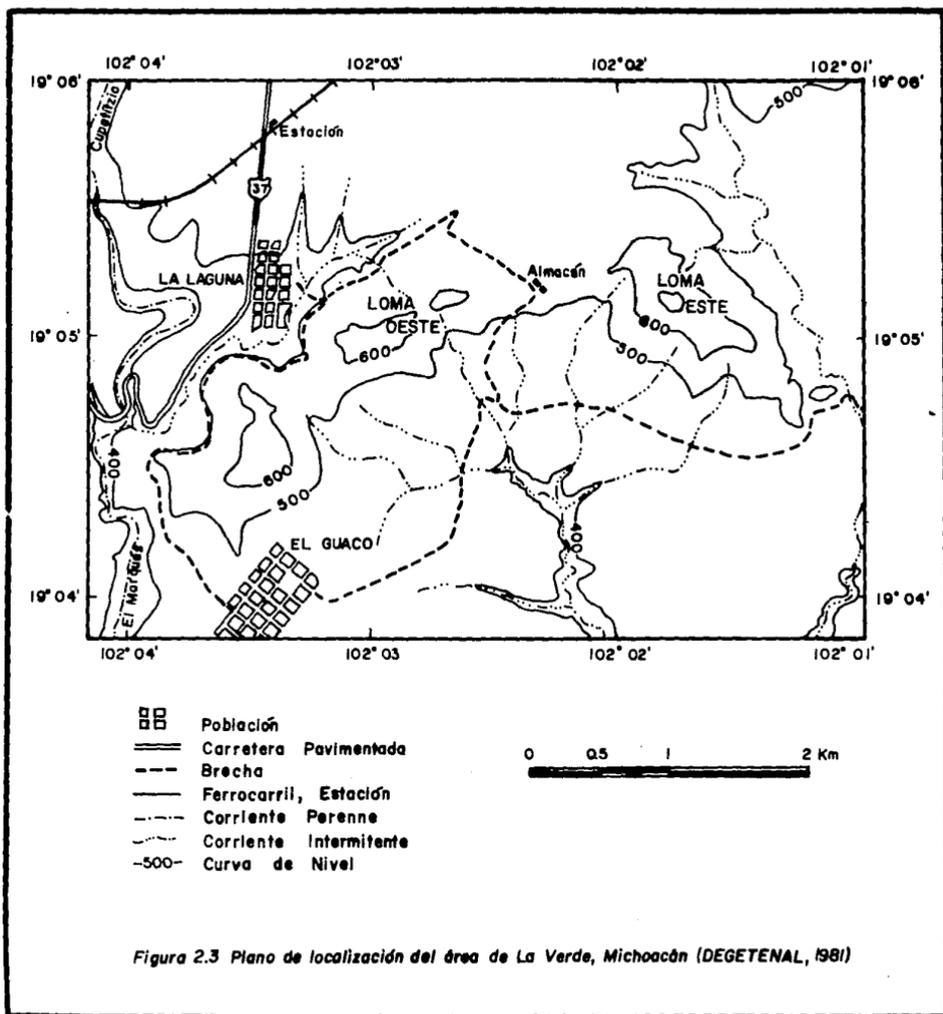


Figura 2.3 Plano de localización del área de La Verde, Michoacán (DEGETENAL, 1981)

## CAPÍTULO 3: GEOLOGÍA REGIONAL

En la parte centromeridional del estado de Michoacán y las partes colindantes de los estados de Guerrero, Jalisco y Colima, la historia geológica es muy compleja y afloran rocas de origen diferente. En el sur de la región, están presentes rocas intrusivas de composición intermedia y félsica, rocas volcánicas y rocas sedimentarias de la Sierra Madre del Sur. Hacia el norte, aparece el material volcánico de composición basáltico-andesítica de la Faja Volcánica Transmexicana.

### 3.1 ESTRATIGRAFÍA

#### 3.1.1 Rocas metamórficas del Paleozoico y Triásico

En la parte central de Michoacán, los afloramientos más antiguos son de esquistos de la parte superior del Paleozoico en Tumbiscatío, Michoacán; estas rocas son típicas del área de Arteaga, Michoacán (Mujica, 1980).

En la misma zona de Tumbiscatío, existen rocas de menor grado de metamorfismo que las del Paleozoico (Campa *et al.*, 1982). Son rocas metavolcánicas, filitas y radiolaritas, que corresponden al Triásico (Ladiniano-Cárnico). Anteriormente, todas las rocas metamórficas de esta zona se colocaban en el Paleozoico. Sin embargo, Grajales-Nishimura y López-Infanzón (1984) obtuvieron edades (K-Ar) del Jurásico Inferior y Medio (190-187 Ma) para esta secuencia volcanosedimentaria, las cuales indican, probablemente, la edad del metamorfismo que la afectó.

Con base en las edades que obtuvieron para las rocas metamórficas del área de Arteaga, Barba-López y colaboradores (1988) reconocieron dos unidades de rocas (una paleozoica y otra mesozoica) en el complejo metamórfico del macizo de Arteaga. Propusieron el nombre "Migmatitas Las Juntas" para la inferior, que pertenece a la facies de anfibolita, y de la cual obtuvieron una edad (K-Ar) de  $287 \pm 23$  Ma (Pérmico Temprano). La superior es una unidad metasedimentaria de facies de esquistos verdes; comprende una secuencia volcanosedimentaria que denominaron "Metasedimentos Arteaga" y otra secuencia sedimentaria que llamaron "Metasedimentos Cerro Prieto". Obtuvieron una edad (K-Ar) de  $189 \pm 9$  Ma (Jurásico Temprano) para esta unidad, la cual indica, probablemente, la edad del metamorfismo que la afectó, indicando que la edad de las rocas sería, cuando menos, triásica; un cuerpo intrusivo de composición granítica está emplazado en las rocas metamórficas de esta zona del cual obtuvieron edades (K-Ar) que varían de  $168 \pm 4$  a  $158 \pm 5$  Ma (Jurásico Medio-Tardío). Las fechas obtenidas por Barba-López y colaboradores (1988) para las rocas metamórficas concuerdan con las de Grajales-Nishimura y López-Infanzón (1984).

Con base en la petrología, Barba-López y colaboradores (1988) correlacionaron el complejo metamórfico de la zona de Arteaga con el complejo Xolapa y propusieron la existencia de una franja metamórfica a lo largo de la costa del Océano Pacífico que se extiende, posiblemente, desde Oaxaca hasta Sinaloa; plantearon que esta franja fue originada por distintos episodios de metamorfismo relacionados a sucesivos arcos de margen continental anterior al Jurásico Temprano. Sobre esta franja

se depositaron, posteriormente, las secuencias volcanosedimentarias relacionadas al arco del Jurásico Tardío-parte media del Cretácico.

### 3.1.2 Mesozoico

En la parte sudoccidental de México, el intervalo de tiempo desde el Jurásico Tardío hasta el Cretácico Temprano está representado, principalmente, por rocas volcánicas submarinas de composición andesítico-dacítica interestratificadas con rocas sedimentarias de diversos tipos y orígenes, aunque la mayoría de los afloramientos no abarcan todo el lapso mencionado. En los estados de Jalisco, Colima, Michoacán y Guerrero afloran estas rocas en una franja a lo largo de la costa que consiste, principalmente, de andesitas interestratificadas con calizas y, en menor proporción, con lutitas, areniscas, conglomerados, y localmente, capas rojas. Entre Lázaro Cárdenas y Playa Azul, cerca de la población de Chuta, Ferrusquia-Villafranca y colaboradores (1978) observaron una secuencia volcanosedimentaria que incluye huellas de dinosaurio del Jurásico Medio-Cretácico Inferior en capas rojas que hasta entonces se consideraban del Terciario por correlación con las capas rojas de otras partes del país. Existen rudistas (*Caprinuloidea*) y gasterópodos (*Actaeonella*), desde el Cretácico Temprano hasta la parte media del Cretácico, en calizas interestratificadas con material volcanoclástico de la región de Zihuatanejo, Guerrero (Bonneau, 1976). Entre Playa Azul y Caleta de Ocampo, Michoacán, Campa y Ramírez (1979) observaron fauna del Albiano basal en calizas interestratificadas con capas rojas volcanoclásticas y tobas. En Pihuamo, Jalisco, existe un conglomerado basal y capas volcanosedimentarias de la parte superior del Aptiano y bancos y lentes de caliza que contienen *Coalcomana ramosa* de la parte inferior del Albiano (Pantoja-Alor *et al.*, 1978). Una secuencia de andesitas y calizas en Colima tiene un espesor de más de 3,000 m (Campa y Coney, 1983).

La secuencia volcanosedimentaria es de origen volcánico en un ambiente marino litoral y es el producto de un arco magmático insular (Campa *et al.*, 1980; Damon *et al.*, 1981); estos depósitos afloran a lo largo de las costas de los estados de Jalisco, Colima y Michoacán y la Costa Grande de Guerrero y, según la descripción de los terrenos tectónicos realizada por Campa y Coney (1983), quedan comprendidos en el subterreno Zihuatanejo del terreno Guerrero. La secuencia está deformada pero no metamorfozada. Están presentes algunos troncos del Mesozoico aislados dentro de la secuencia volcanosedimentaria; la mayoría se emplazaron desde la parte media del Cretácico hasta principios del Cretácico Tardío, aunque Grajales-Nishimura y López-Infanzón (1984) obtuvieron fechas (K-Ar) del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano (de 155 a 133 Ma) para un tronco granodiorítico de dos micas, de Tumbiscatío, Michoacán.

En el área de Huetamo-Cutzamala, estados de Michoacán y Guerrero, existe una secuencia de sedimentos volcanoclásticos marinos, que consiste en lutitas, areniscas y conglomerados del Jurásico Superior (Formación Angao), sobreyacida en discordancia angular por una secuencia de areniscas y lutitas neocomianas (Formación San Lucas). Los depósitos del Albiano, calizas arrecifales interestratificadas con calcarenitas y arcillas (Formación Morelos), sobreyacen en discordancia erosional a los

sedimentos de la Formación San Lucas. Del Albiano-Cenomaniano, conglomerados y calizas (Formación Mal Paso) sobreyacen, en discordancia paralela, a los depósitos de la formación anterior.

Es probable que los depósitos volcanosedimentarios del área de Huetamo se hayan formado en un ambiente de mar marginal-arco volcánico insular (Campa *et al.*, 1980). Los afloramientos del área pertenecen al subterreno de Huetamo, que se ubica dentro del terreno Guerrero (Campa y Coney, 1983) y sus rocas, al igual que las de Zihuatanejo, están deformadas pero no metamorizadas.

En el área de Teloloapan-Ixtapan de la Sal, aflora una secuencia volcanosedimentaria metamorizada que consiste en depósitos volcánicos, principalmente de composición andesítica, y en filitas, pizarras, cuarcitas y calizas. La fauna contenida en la secuencia la sitúa en el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano (Campa *et al.*, 1980). La secuencia es el producto de un arco volcánico insular, probablemente depositada en el mar marginal. Compone el subterreno Teloloapan-Ixtapan de la Sal, y forma parte del terreno Guerrero; ha sufrido un metamorfismo regional de bajo grado y está altamente deformada (Campa y Coney, 1983).

Hacia el oriente, en el área de Iguala-Chilpancingo, los afloramientos más antiguos son de sedimentos terrígenos mesozoicos que pertenecen al Jurásico Medio (Campa *et al.*, 1980). Hasta la fecha no han sido identificadas rocas del Jurásico Tardío ni del Neocomiano en esta zona. Los sedimentos terrígenos están sobreyacidos por una secuencia de rocas del Aptiano-Cenomaniano con capas rojas en su base; pasan transicionalmente a calizas de plataforma para formar lo que se conoce como la plataforma de Guerrero-Morelos.

La presencia de calizas arrecifales en las áreas de la plataforma Guerrero-Morelos y Huetamo-Coyuca durante el Albiano-Cenomaniano y su ausencia en la zona intermedia hacia el poniente de Teloloapan da lugar a varias interpretaciones de la historia geológica. De Cserna y colaboradores (1978) opinan que la ausencia de calizas arrecifales al occidente de Teloloapan se debe a un cambio de facies durante el Albiano-Cenomaniano y que las calizas oscuras y lutitas que afloran en el área pertenecen a una zona de cuenca con una etapa de vulcanismo desde el Cenomaniano hasta el Turoniano. Por otro lado, Campa y colaboradores (1976, *in* Campa *et al.*, 1980) consideran que la secuencia volcanosedimentaria de Teloloapan es alóctona y cabalga sobre los depósitos de caliza de la plataforma Guerrero-Morelos.

En la zona de Tzitzio, Michoacán, las rocas más antiguas son metandesitas y esquistos del Jurásico Superior-Cretácico Inferior que están sobreyacidos por una secuencia potente de andesitas y depósitos volcanoclásticos. Las rocas se plegaron, probablemente, en el Mioceno (Mauvois *et al.*, 1976) para formar un gran anticlinal que incluye sedimentos continentales del Terciario Inferior.

Desde finales del Cretácico Tardío hasta el Oligoceno, se depositaron rocas ígneas en la parte media de la cuenca del río Balsas; incluyen la serie volcánica Characharando descrita por Pantoja-Alor (1959) que aflora en el área de Huetamo. El Grupo Balsas, una sucesión de rocas sedimentarias de origen continental, consiste, en esta región, en una alternancia de conglomerados de rocas andesíticas y basálticas, interestratificados con arcillas y limolitas de grano fino.

Tradicionalmente, las capas rojas continentales que afloran en la parte sudoccidental de México se consideraban como cenozoicas por correlación con los conglomerados rojos que afloran en Oaxaca, Guerrero, en el centro y otras partes del país. No obstante, Campa y colaboradores (1980) señalaron que varios autores han mencionado la presencia de capas rojas del Cretácico Temprano y Tardío en Michoacán y las áreas colindantes de Guerrero, lo cual pone en duda una edad estrictamente cenozoica para estos depósitos. Aparentemente, existen tres conjuntos de capas rojas de edades distintas: del Cretácico Temprano, del Cretácico Tardío y del Cenozoico (Campa *et al.*, 1980). Grajales-Nishimura y López-Infanzón (1984) obtuvieron edades (K-Ar) de 39 y 33 Ma para una secuencia de andesitas porfídicas interestratificadas con capas rojas; entonces, el límite superior de las capas rojas en algunas localidades en esta región llega por lo menos a la parte inferior del Oligoceno.

En la parte sudoccidental de México, las fechas obtenidas para el magmatismo (Ver compilación en Pantoja-Alor, 1983) abarcan desde finales del Albiano hasta el Coniaciano (100-85 Ma) y Pantoja-Alor (*op. cit.*) propuso un *hiatus* magmático durante el Cretácico Tardío (85-69 Ma) al cual le sigue un evento magmático terciario.

Las rocas plutónicas de la Sierra Madre del Sur entre Puerto Vallarta y Acapulco son granitoides de tipo I, según la clasificación de Chappell y White (1974); las rocas intrusivas varían de gabro a diorita y de granodiorita a diorita (Tobschall *et al.*, 1986; Negendank *et al.*, 1986). La edad de estas rocas se ha determinado entre  $88 \pm 2$  Ma y  $97 \pm 3$  Ma (Köhler *et al.*, 1988) y de 108 Ma (González-Partida *et al.*, 1987). También se ha determinado una edad terciaria para muchas rocas intrusivas en la región (Damon *et al.*, 1983; Pantoja-Alor, 1983, 1986; González-Partida *et al.*, 1989).

### 3.1.3 Cenozoico

En la parte sudoccidental de México, Pantoja-Alor (1983, 1987) propuso un *hiatus* magmático en el Cretácico Tardío (85 - 69 Ma) y un evento magmático posterior que abarcó desde la base del Terciario hasta el Oligoceno tardío (las edades varían desde los 69 hasta los 26 Ma); el magmatismo fue de composición intermedia al inicio y félsica al final. Pantoja-Alor (*op. cit.*) propuso el nombre de Evento Magmático Balsas para referirse a este evento durante el cual hubo períodos de vulcanismo intenso y se produjo una franja batolítica de 250 km de ancho, a partir de la costa actual del Pacífico; dicha franja se extiende a lo largo de la costa en Jalisco, Colima, Michoacán y parte de Guerrero. Las rocas mencionadas son producto de un arco magmático.

Las rocas volcánicas ácidas-intermedias de edad cenozoica de esta región son del tipo Sierra Madre Occidental (Campa, 1978). El vulcanismo de la Sierra Madre del Sur correspondería entonces a la prolongación del "complejo volcánico inferior" (McDowell y Clabaugh, 1972; McDowell y Keizer, 1977) de la Sierra Madre Occidental hacia el sur de la Faja Volcánica Transmexicana (González-Partida *et al.*, 1989).

Robin (1982) estableció un *hiatus* en el vulcanismo calcialcalino para México desde finales del Mioceno hasta la parte media del Plioceno (6-2.5 Ma). Por otra parte, Pantoja-Alor (comunicación personal, 1988) propuso un *hiatus* magmático en la parte sudoccidental de México que empezó a finales

del Oligoceno y principios del Mioceno y duró hasta el inicio del magmatismo pliocénico-cuaternario de la Faja Volcánica Transmexicana hace 2.5 Ma.

Afloran rocas volcánicas oligocénico-miocénicas al sur y al norte de la Faja Volcánica Transmexicana (en Mil Cumbres en Michoacán [14 Ma] y la región del Lago de Chapala, entre otras localidades) que anteriormente se consideraban parte de la misma faja. Demant (1978) consideró que las rocas oligocénico-miocénicas constituyen el basamento de las rocas de la Faja Volcánica Transmexicana y que representan la prolongación meridional de la Sierra Madre Occidental, aunque tradicionalmente estas rocas se consideraban parte de esta faja.

En la región, existe un gran número de yacimientos minerales del Oligoceno-Mioceno relacionados a una intensa actividad magmática e hidrotermal durante la formación de un arco magmático, resultado de la convergencia de la placa oceánica y la placa continental; el emplazamiento de cuerpos intrusivos durante este período resultó en la formación de los pórfidos cupríferos de Michoacán. Damon y colaboradores (1983) realizaron análisis isotópicos (K-Ar) de los pórfidos cupríferos de México y su roca encajonante y establecieron una edad oligocénica para los cuerpos intrusivos y los depósitos del estado de Michoacán, distinguibles de los depósitos del mismo tipo en el norte del país que son de edad laramítica; comprobaron que la mineralización es penecontemporánea del plutonismo y vulcanismo y que está asociada a rocas ígneas hipabisales. En La Verde, obtuvieron una edad de  $33.4 \pm 0.7$  Ma para un pórfido cuarzodiorítico y otra de  $31.1 \pm 0.6$  Ma para una pegmatita. En San Isidro, a 16 km al sudeste de La Verde, determinaron una edad de  $32.5 \pm 0.7$  Ma para una granodiorita y otra de  $31.8 \pm 0.7$  Ma para la zona de *stockwork* en la granodiorita. En Inguarán, a 47 km al sudeste de La Verde, obtuvieron edades de  $35.6 \pm 0.8$  y  $32.1 \pm 0.8$  Ma de distintas zonas de brecha.

El vulcanismo de la Faja Volcánica Transmexicana se manifiesta en la forma de grandes estratovolcanes y pequeños conos formados por derrames de lava y productos piroclásticos que varían en composición de andesita a basalto con dacita en menor proporción y, localmente, riolita. Los productos volcánicos son pliocénico-cuaternarios, producidos principalmente durante los últimos dos millones de años (Demant, 1978), y sobreyacen discordantemente a los depósitos anteriores.

Los depósitos aluviales del Cuaternario son escasos debido a la juventud de esta región. En la parte meridional, el aluvión generalmente se localiza en las márgenes de los ríos y en la parte septentrional (Faja Volcánica Transmexicana), en las cuencas endorreicas.

### 3.2 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Los pliegues, las fracturas y las fallas son característicos de la parte sudoccidental de México pero varían en estilo y magnitud según la zona. La parte de la Sierra Madre del Sur que corresponde a Michoacán se caracteriza por pliegues amplios y rasgos morfológicos multidireccionales, incluyendo fallas. En la cuenca del Balsas los rasgos estructurales generalmente son de una orientación NE-SW y NW-SE, en muchos casos intersectándose a casi 90 grados. En la parte de la Faja Volcánica Transmexicana que queda cerca de la zona de estudio, están presentes, en cantidad escasa, fracturas y fallas, aunque en la parte septentrional de Michoacán estas estructuras son importantes y la orientación es

NE-SW (Demant, 1978). El área de Huetamo-Cutzamala se caracteriza por la presencia de anticlinales y sinclinales amplios, de tipos normal y recostado, así como algunas fallas de desplazamiento lateral diestro. En el área de Teloloapan-Ixtapan de la Sal, hacia el oriente del área de estudio, los pliegues miden unos cuantos metros y las rocas muestran foliación.

Según Campa y Ramírez (1979), se reconocen cinco fases de deformación que afectaron la parte noroccidental de Guerrero y las zonas colindantes con otros estados durante el Mesozoico y Cenozoico. La primera fase de deformación fue al finales del Jurásico, y resultó en dos generaciones de plegamiento de los depósitos volcanosedimentarios jurásicos. La segunda fue una fase compresiva del Cenomaniano, durante la cual hubo un levantamiento general en la Sierra Madre del Sur. En el área de Teloloapan-Ixtapan de la Sal, esta fase produjo el levantamiento, plegamiento y metamorfismo de la secuencia ígneo-sedimentaria. Del Maastrichtiano al Paleoceno, una tercera fase de compresión, que corresponde a la orogenia Laramide, deformó los depósitos anteriores y los expuso a la erosión para originar los depósitos clásticos continentales. Esta deformación produjo los anticlinales y sinclinales en el área de Huetamo-Cutzamala. La siguiente fase de deformación, ocurrida en el Oligoceno-Mioceno, produjo: (1) el plegamiento de las capas rojas y otros depósitos del Cenozoico y (2), el emplazamiento de cuerpos intrusivos de composición intermedia a félsica que produjeron la mineralización en varias partes de la región. Una fase distensiva del Plioceno-Cuaternario originó fallas normales y fisuras que, en la parte septentrional de Michoacán, son, generalmente, de orientación NE-SW (Demant, 1978) y produjo la eyección de grandes masas de andesitas y basaltos que cubren discordantemente las estructuras anteriores.

### 3.3 GEOLOGÍA HISTÓRICA

En esta región, las rocas metamórficas prejurásicas de la secuencia volcanosedimentaria se depositaron en un ambiente de arco magmático. Según Damon y colaboradores (1981), en el Triásico Medio, se estableció un arco magmático en la parte occidental de los estados Unidos (Nevada y California), evidenciado por las rocas volcánicas del área; la presencia de afloramientos de rocas de este arco, desde Arizona hasta Chiapas, sugiere su extensión a lo largo de la parte meridional de la cordillera a partir del Jurásico Temprano. En México, estas rocas afloran en el norte del país y en los estados de Oaxaca y Chiapas. Parece que en el Jurásico Medio se inició la apertura del Golfo de México; según Coney (1983), poco tiempo después de que terminó la apertura de este golfo, el arco magmático continental quedó inactivo. Algunas de las fechas jurásicas obtenidas para rocas ígneas en algunas localidades (Arizona, Nevada y el norte de Oaxaca) están asociadas a pórfidos cupríferos (Damon *et al.*, 1981). El batolito de Puerto Vallarta, de posible edad jurásica, carece de yacimientos minerales asociados a su formación (González-Partida *et al.*, 1987).

Sobre la plataforma Guerrero-Morelos, se inició la sedimentación marina con la apertura del Golfo de México a partir del Jurásico Medio y el desarrollo de la plataforma culminó en el Albiano; a finales del Turoniano, el ambiente se volvió más continental con el tiempo (Morán-Zenteno, 1985).

Durante el Cretácico Temprano, se desarrolló un arco magmático en la parte meridional de la Cordillera, a lo largo de la costa del Océano Pacífico. En la parte septentrional de México, este arco se desplazó hacia el oriente durante el Cretácico y, durante la orogenia Laramide, hubo un período de intenso vulcanismo calcalcalino originado cuando la dirección de subducción entre la placa norteamericana y la placa Farallón cambió de oblicua a normal y la velocidad de la subducción aumentó considerablemente (Coney, 1972). El magmatismo continuó hasta la parte final del Eoceno, cuando hubo un *hiatus*, al cual siguió un período de magmatismo calcalcalino desde principios del Oligoceno hasta la parte media del Mioceno (Damon *et al.*, 1981).

Al sur de la Faja Volcánica Transmexicana, parece que el arco magmático fue activo desde el Jurásico Tardío; migró lentamente hacia el oriente durante este tiempo para producir una secuencia de rocas volcanosedimentarias. Hubo una transición de sedimentación marina a continental en el Cenomaniano a causa de la emersión de los terrenos de arco volcánico en el oeste a formar lo que es actualmente parte de la Sierra Madre del Sur; en el oriente continuaba la sedimentación marina con un aporte de terrígenos originarios de la zona emergida hacia el occidente. Durante la orogenia Laramide, se deformaron los depósitos de tipo arco volcánico en el occidente y los depósitos de plataforma en el oriente, se plegaron las capas rojas de la región y se formaron los anticlinales y sinclinales de Huetamo-Cutzamala.

Según Coney (1981), las secuencias volcanosedimentarias de la parte occidental de México producidas durante el Jurásico-Cretácico, formaron terrenos que, aparentemente, se acrecieron contra México a finales del Cretácico. El terreno Guerrero se ubica en la parte occidental de México y es un terreno compuesto de lo cual una parte se encuentra al sur de la Faja Volcánica Transmexicana. La parte meridional está compuesta de tres subterrenos (Zihuatanejo, Huetamo y Telooloapan) que consisten de secuencias de rocas volcánicas submarinas y rocas sedimentarias, cuya edad varía del Jurásico Tardío a la parte media del Cretácico, aunque posiblemente sean más antiguas; en los tres subterrenos, varía el estilo de deformación y el grado de metamorfismo (Campa y Coney, 1983). Campa y Coney (1983) sugirieron que la distribución de yacimientos minerales está controlada por la distribución de los terrenos del basamento.

El magmatismo de la parte inferior del Terciario en la zona sudoccidental de México, producto de un arco magmático, se caracterizó por períodos de vulcanismo intenso y el emplazamiento de batolitos. A partir del Eoceno, la parte sudoccidental de México se encontraba emergida y expuesta a la erosión. Las rocas volcánicas de edad oligocénica que afloran al sur de la Faja Volcánica Transmexicana (en Mil Cumbres y en la región del Lago de Chapala, donde están plegadas, y en la región de la presa del Infiernillo y del río Balsas, entre otras localidades) representan una extensión meridional de la Sierra Madre Occidental (Demant, 1978; Campa, 1978); el vulcanismo de la Sierra Madre del Sur forma parte del "complejo volcánico inferior" (González-Partida *et al.*, 1989) de acuerdo a las edades obtenidas en el área para las rocas volcánicas y plutónicas.

La existencia de numerosos yacimientos en la parte occidental de México sugiere un período de mineralización durante este tiempo. Dos franjas metálicas están asociadas al magmatismo de la parte

inferior-medio del Terciario; una franja de hierro (97 a 57 Ma) y otra de cobre y oro (66 a 30 Ma) (González-Partida *et al.*, 1988). Núñez-Miranda y Torres-Rodríguez (1984) presentaron la compilación de un gran número de yacimientos de edad oligoceno-miocénica relacionados al arco magmático, que están ubicados, principalmente, en una franja a lo largo de la costa del Océano Pacífico en los estados de Guerrero, Michoacán, Colima y Jalisco; los depósitos son, principalmente, de Fe, Cu, Au y Ag con Pb y Zn en una franja paralela más hacia el noreste. Aunque muchos de estos yacimientos están asociados a cuerpos intrusivos de composición félsica, como es el caso de los pórfidos cupríferos de Michoacán (Damon *et al.*, 1983), la mayoría de los depósitos están encajonados en rocas volcánicas intermedias y félsicas.

Clark y colaboradores (1982) y Clark (1986) notaron la presencia de yacimientos que postdatan el arco que afectó la parte occidental de México desde el Cretácico hasta el Mioceno, ubicados al norte de la Faja Volcánica Transmexicana, como son los del Distrito Pachuca-Real de Monte (23.7-21.6 Ma; Damon, comunicación personal, *in* Clark, 1986). Clark (1986), quien consideró que la actividad de la Faja Volcánica Transmexicana abarca desde el Mioceno, opinó que estos yacimientos están asociadas al magmatismo de esta Faja.

Nieto y colaboradores (1981) propusieron una época de mineralización auroargentífera en la parte meridional de Nayarit y las áreas colindantes de Jalisco durante el Mioceno (16-11 Ma) en donde los depósitos están encajonados en una secuencia ignimbrítica calciocalina bimodal de la parte inferior del Mioceno.

Un *hiatus* en el vulcanismo calciocalino para México desde finales del Mioceno hasta la parte media del Plioceno (6-2.5 Ma) correspondió, en la parte occidental del país, a un régimen de tectónica extensiva (Robin, 1982).

Después del *hiatus* magmático miocénico, le sigue un período de gran actividad magmática en el Plioceno-Cuaternario, cuando se formó la Faja Volcánica Transmexicana, resultado, según Demant (1978), de la subducción de la placa de Cocos desde el Oligoceno, el desplazamiento lateral siniestro de la placa de América del Norte respecto a la placa del Caribe y el cambio en la rotación de la placa de Cocos. La mayoría de la actividad volcánica de la Faja Volcánica Transmexicana se produjo durante los últimos 2 millones de años (Demant, *op. cit.*).

---

## CAPÍTULO 4: GEOLOGÍA LOCAL

### 4.1 GENERALIDADES

La roca encajonante en La Verde es un cuerpo intrusivo que, aparentemente, es una fase del plutón de la parte inferior del Oligoceno de Michoacán (Walker, 1975; Damon *et al.*, 1983); este último, a su vez, forma parte del batolito de orientación NW-SE que aflora en varias localidades de la parte centromeridional del estado de Michoacán. El batolito es la roca encajonante de cuatro depósitos importantes de pórfidos cupríferos: La Verde, San Isidro, Inguarán y Manga de Cuimbo; existen también otros depósitos de menor importancia. En los depósitos mencionados, la mineralización está asociada a intrusiones porfídicas emplazadas en el plutón y, en Inguarán, San Isidro y la loma este de La Verde, también está asociada a brechas; en la loma oeste de La Verde, los diques de textura porfídica y las brechas son poco comunes.

En La Verde, Damon y colaboradores (1983) obtuvieron una edad (K-Ar) de  $33.4 \pm 0.7$  Ma en un pórfido cuarzodiorítico y otra de  $31.1 \pm 0.6$  Ma en una pegmatita; también determinaron fechas oligocénicas en San Isidro para la roca intrusiva ( $32.5 \pm 0.7$  Ma) y la zona de *stockwork* ( $31.8 \pm 0.7$  Ma), y en Inguarán, para distintas zonas de brecha ( $35.6 \pm 0.8$  y  $32.1 \pm 0.8$  Ma). Las fechas mencionadas sitúan el evento intrusivo y la mineralización penecontemporánea en esta parte de Michoacán en el Oligoceno. La edad del evento intrusivo está sustentada con otra edad (K-Ar) de  $34.3 \pm 0.8$  Ma para un pórfido diorítico de Zicuirán, Michoacán, a 24 km hacia el SSE de La Verde (Pantoja-Alor, 1986).

La sierra del Marqués, en donde se localizan los cuerpos mineralizados de La Verde, está constituida exclusivamente por rocas intrusivas. La sierra está cubierta por vegetación por lo que existen pocos afloramientos. En la loma oeste, la roca encajonante es una roca masiva de textura holocristalina, hipidiomórfica, y generalmente de grano medio; el análisis modal en lámina delgada de las rocas relativamente frescas indicó que la roca es una cuarzomonzodiorita (granodiorita en dos casos) según la clasificación de la IUGS (1973) y Streckeisen (1976) (Figura 4.1). Debido a que la mayoría de los análisis corresponden a cuarzomonzodiorita, en este trabajo se referirá a la roca encajonante por este nombre. La composición mencionada para la roca intrusiva en La Verde cae dentro del rango de composiciones encontrado para un plutón asociado a un pórfido cuprífero (Ver sección 6.3). Coochey (1971) y Coochey y Eckman (1978) indicaron que esta roca es una cuarzodiorita pero no especificaron el porcentaje de cuarzo y feldespatos ni el sistema de clasificación de la roca. Esta roca está cortada por algunos diques de textura porfídica orientados ESE de composición granodiorítico-tonalítica. También existen algunos diques aplíticos de orientación ESE (Coochey y Eckman, 1978).

Se hizo la selección de las rocas más frescas de las muestras estudiadas para el análisis químico por vía húmeda. El análisis químico de la cuarzomonzodiorita y los diques son presentados en la Tabla 4.1 y la norma y el índice de diferenciación en la Tabla 4.2. La cuarzomonzodiorita muestra cantidades variables de  $K_2O$  y los análisis corresponden a una roca calcialcalina rica en K en un caso y a una roca pobre en K en el otro. De las dos muestras de cuarzomonzodiorita, el índice de diferenciación de la muestra 34 es mayor; con un contenido de CaO más bajo y  $K_2O$  más alto, es una roca más diferenciada.

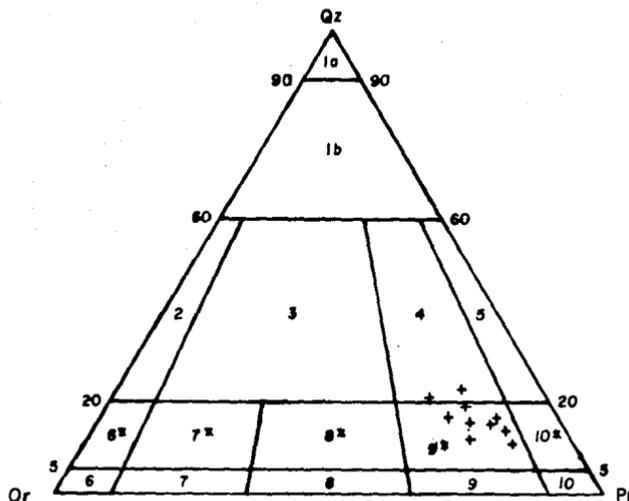


Figura 4.1 Diagrama ternario (Streckeisen, 1976) que muestra las variaciones modales (% en volumen) de cuarzo (Qz), feldespato potásico (Or) y plagioclasa (Pl) para algunas rocas de La Verde, Michoacán, con la mínima alteración (Indicadas con el símbolo +).

- 1a Cuarzolitita
- 1b Granitoide rico en cuarzo
- 2 Granito de feldespato alcalino
- 3 Granito
- 4 Granodiorita
- 5 Tonalita
- \*6 Cuarzosienita de feldespato alcalino
- 6 Sienita de feldespato alcalino
- \*7 Cuarzosienita
- 7 Sienita
- \*8 Cuarzomonzonita
- 8 Monzonita
- \*9 Cuarzomonzodiorita
- 9 Monzodiorita
- \*10 Cuarzodiorita
- 10 Diorita

Tabla 4.1.- Composición química (óxidos, % en peso) de la cuarzomonzodiorita (34 y 48) y los diques porfídicos (6 y 71) de la loma oeste

| Núm. de Muestra                | 34    | 48    | 6     | 71    |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 57.32 | 55.22 | 66.59 | 67.11 |
| TiO <sub>2</sub>               | 1.08  | 0.85  | 0.12  | 0.22  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 17.30 | 16.00 | 17.75 | 17.10 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1.16  | 1.83  | 0.14  | 0.28  |
| FeO                            | 5.21  | 5.73  | 1.69  | 2.08  |
| MnO                            | 0.08  | 0.10  | 0.01  | 0.01  |
| MgO                            | 3.06  | 3.74  | 0.82  | 0.75  |
| CaO                            | 6.87  | 8.26  | 3.86  | 4.18  |
| Na <sub>2</sub> O              | 3.20  | 3.80  | 4.60  | 5.00  |
| K <sub>2</sub> O               | 2.70  | 0.42  | 1.20  | 0.23  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.16  | 0.00  | 1.16  | 0.16  |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 0.52  | 0.51  | 0.47  | 0.36  |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 0.93  | 2.81  | 1.99  | 1.74  |
|                                | 99.59 | 99.27 | 99.40 | 99.22 |

Tabla 4.2.- Norma CIPW e índice de diferenciación de la cuarzomonzodiorita (muestras 34 y 48) y los diques porfídicos (muestras 6 y 71).

| Mineral normativo | 34    | 48    | 6     | 71    |
|-------------------|-------|-------|-------|-------|
| Ap                | 0.37  | —     | 0.35  | 0.36  |
| Il                | 2.17  | 1.70  | 0.23  | 0.42  |
| Mt                | 1.78  | 2.79  | 0.20  | 0.41  |
| Or                | 17.84 | 2.61  | 7.10  | 1.38  |
| Ab                | 28.59 | 33.78 | 39.00 | 42.85 |
| An                | 26.25 | 26.65 | 18.14 | 19.95 |
| Di                | 7.30  | 13.93 | —     | —     |
| Hy                | 6.24  | 6.02  | 2.41  | 2.49  |
| C                 | —     | —     | 4.51  | 2.86  |
| Q                 | 8.59  | 8.48  | 24.99 | 26.41 |
| D. I.             | 54.02 | 44.87 | 71.09 | 70.64 |

El análisis químico de la roca porfídica indica una roca calcálcica en un caso y, en otro, una roca pobre en K.

Existen variaciones texturales en la cuarzomonzodiorita de equigranular, donde la mayoría de los minerales son de grano medio, a inequigranular. En general, la plagioclasa es de grano medio (ocasionalmente grueso, llegando hasta 6-7 mm), el clinopiroxeno es de grano fino a medio, y el cuarzo y el feldespato potásico, de grano fino e intersticial. En la roca inequigranular, la plagioclasa tiende a ser de, o casi de, grano grueso y el cuarzo y el feldespato potásico presentan un grano más fino que en la roca equigranular. La cuarzomonzodiorita altamente alterada parece tener una textura porfídica a primera vista aunque en lámina delgada es obvio que no es así; en estos casos, los cristales de plagioclasa

parecen fenocristales, ya que es el único mineral primario que no ha sido totalmente destruido por la alteración y están rodeados por minerales de alteración de grano fino.

En la mayoría de los trabajos anteriores, está indicado que la loma oeste está compuesta de cuarzodiorita equigranular cortada por cuarzodiorita porfídica y que la mineralización se ubica en el contacto entre los dos tipos de roca. Coochey (1971) y Coochey y Eckman (1972, 1978) mencionaron cuerpos irregulares de cuarzodiorita porfídica en la cuarzodiorita de grano medio; en los mapas elaborados por Parsons (1972), esta roca constituye una parte importante de la loma oeste. Por lo tanto, está considerado como tal en la mayoría de los reportes posteriores con la excepción de los trabajos de (1) Walker (1975) quien opinó que no existe evidencia de un contacto intrusivo entre las dos rocas descritas por Coochey (1971), más bien, una gradúa a otra y estas dos rocas parecen ser contemporáneas pero con diferentes texturas y de (2) Villasana-Hernández y colaboradores (1976) quienes también mencionaron que la roca encajonante es una cuarzodiorita que gradúa a un pórfido diorítico.

Se considera en el presente estudio que la roca "porfídica" descrita en los trabajos anteriores tiende a mostrar una textura inequigranular pero no llega a ser porfídica. Según Bates y Jackson (1987), una roca ígnea de textura porfídica presenta cristales de tamaño relativamente grande (fenocristales) en una matriz de grano más fino. En la roca en consideración, los cristales muestran una variación de tamaño de fino a grueso (la mayoría son de grano medio) y no existe una matriz.

En los registros de los núcleos de los ocho barrenos<sup>1</sup> estudiados para el presente trabajo, se diferenciaron los dos tipos de roca, pero en ningún caso se hizo mención de un contacto bien definido entre ellos aunque Coochey (1971) y Coochey y Eckman (1972, 1978) mencionaron contactos tanto difusos como bien definidos entre las dos rocas. Sin embargo, para la roca clasificada como porfídica, varias veces se indicó en los registros de barrenos que la textura porfídica está pobremente desarrollada y que es posible que sea equigranular. Lo anterior da la impresión que la distinción entre las dos rocas no fue muy clara, por lo menos en los registros estudiados.

En el transcurso del presente estudio, no se observó ningún contacto intrusivo, con la excepción de los de los pocos diques porfídicos; por esta razón, y por la evidencia mencionada anteriormente, en este estudio no se hace la distinción que hizo Coochey entre las dos rocas y se considera que es un solo cuerpo intrusivo con variaciones texturales que constituye la loma oeste, coincidiendo con la apreciaciones de Walker (1975).

Concluyendo, no existen emplazamientos porfídicos en la cuarzomonzodiorita que constituye la loma oeste con la excepción de los pocos diques aislados de composición granodiorítico-tonalítica (llamado pórfido cuarzofeldespático en trabajos anteriores). Por otro lado, los diques observados se interpretan como ramificaciones de una intrusión hipotética ubicada abajo del nivel de exploración actual que resultó en la mineralización (Walker, *op. cit.*).

Cabe mencionar que existen diferencias importantes entre las características geológicas de la loma oeste y la loma este aunque la composición de la roca encajonante es semejante en ambas. La loma este se caracteriza por la presencia de abundantes diques cuarzofeldespáticos y aplíticos que están empla-

<sup>1</sup>Algunos de los registros de los núcleos de barrenación fueron elaborados por Coochey.

zados en el plutón y se desarrollaron grandes zonas de brechamiento en donde está alojada gran parte de la mineralización; dos fases de intrusión ácida están indicadas por la intersección de estructuras distintas y además existen tres fases de brechamiento (Coochey y Eckman, 1972, 1978). En la loma oeste existen pocos diques y las zonas de brecha son pequeñas, de carácter local. Existe un contraste notable en el tipo de alteración y mineralización de los dos cuerpos, lo cual se tratará brevemente en el Capítulo 7. Coochey (1971) sugirió un posible fallamiento entre las dos lomas.

En los cerros hacia el sur de La Verde, aflora un paquete de rocas volcánicas, principalmente de composición andesítica; son más antiguas que los cuerpos intrusivos que encajonan los pórfidos cupríferos de Michoacán. Las edades existentes para las rocas volcánicas intermedias de esta parte de la Sierra Madre del Sur son de la parte inferior del Terciario; este vulcanismo, según González-Partida y colaboradores (1989) es una prolongación hacia el sur del "complejo volcánico inferior" de la Sierra Madre Occidental.

El vulcanismo cuaternario está representado en el área por conos cineríticos aislados; desde La Verde, se observan varios conos aislados en la planicie que manifiestan la actividad más meridional del vulcanismo cuaternario de la Faja Volcánica Transmexicana en esta parte de México. El cono más cercano está a una distancia de aproximadamente 3 km. Las planicies alrededor de la sierra del Marqués están cubiertas por sedimentos clásticos, que consisten en conglomerados y areniscas, rocas volcánicas y depósitos aluviales cuaternarios.

## 4.2 TIPOS DE ROCA DE LA LOMA OESTE

### 4.2.1 Cuarzomonzodiorita

La cuarzomonzodiorita es una roca de color gris a gris oscuro cuando está fresca; presenta una textura equigranular fanerítica de grano medio que gradúa a una textura inequigranular. Dos de las muestras tienen una composición de granodiorita (Figura 4.1). El color de la roca varía según la presencia de minerales de alteración: clorita, epidota o actinolita dan un color verde a la roca; un color gris muy claro a casi blanco se debe a minerales secundarios tales como arcillas, clinzoisita o cuarzo; y el color rojo se debe a la presencia de hematita en vetillas y como producto de alteración de los minerales máficos.

La roca de color gris-rojizo aflora en la parte occidental de la loma oeste y hacia el oeste de la sierra del Marqués. Se observa un límite bien definido entre la roca de color gris y la que está alterada a hematita en un afloramiento sobre la carretera federal núm. 37 cerca del puente que atraviesa el río Cupatitzio, a menos de cinco kilómetros de La Verde. El estudio de muestras de mano y láminas delgadas de esta localidad indica que el cambio en color de gris a gris-rojo no representa una variación importante en textura ni composición; el origen de la alteración es, probablemente, deutérica.

La roca más fresca tiene la siguiente composición: 40 a 55% de plagioclasa, 8 a 15% de cuarzo, 8 a 16% de feldespato potásico (identificado como ortoclasa en varias láminas delgadas), 15 a 23% de clinopiroxeno parcialmente alterado a actinolita y clorita, 1 a 4% de óxidos (magnetita e ilmenita), desde

trazas hasta 1% de apatita y trazas de zircón. La clorita y la actinolita aparecen en casi toda la sierra del Marqués.

En esta roca es notable la ausencia de fases minerales hidratadas, como por ejemplo hornblenda y biotita, indicando un magma intermedio-básico y, probablemente, de bajo contenido de agua.

Se determinó el contenido de Co, Ni y Cr por absorción atómica en una muestra donde se había observado la cobaltita con los siguientes resultados: 100 ppm de Cr, 50 ppm de Co y 60 ppm de Ni. Los valores obtenidos para la cuarzomonzodiorita sugieren un magma poco evolucionado.

#### 4.2.2. Pórfido granodiorítico-tonalítico

Esta roca forma algunos diques aislados que están emplazados en la cuarzomonzodiorita. Es de color gris claro y se compone de 23 a 35% de fenocristales de andesina (a veces oligoclasa), desde trazas hasta 6% de fenocristales de cuarzo y de 10 a 35% de microfenocristales de oligoclasa en una matriz que consiste principalmente en cuarzo y oligoclasa y que constituye entre 35 y 55% del volumen total de la roca.

En el microscopio petrográfico se observó que la matriz consiste de plagioclasa intercrecida con cuarzo y, posiblemente, un poco de feldespato potásico; debido al tamaño de grano (<0.1 mm) fue difícil determinar con mayor precisión la composición del feldespato y la proporción de cada mineral y por lo tanto se estudió su composición en la microsonda. Un estudio de este tipo no es muy preciso debido al intercrecimiento tan fino de los minerales; sin embargo, después de este estudio se concluyó que la matriz consiste en cuarzo (50-60%) intercrecido con oligoclasa sódica (40-50%) con pequeñas cantidades de feldespato potásico en algunas muestras.

En las muestras estudiadas, algunas de los minerales de los diques están alterados. Los fenocristales de plagioclasa están alterados a sericita, ocasionalmente en una cantidad apreciable, clinozoisita o arcilla con un poco de calcita. Los microfenocristales están afectados por sericita principalmente y la matriz por clorita y clinozoisita. Existen algunos cristales (posiblemente minerales máficos primarios) que están totalmente reemplazados por clorita o clinozoisita.

Esta roca contiene varios sulfuros en fracturas, recubriendo drusas y dispersos en la roca: piritita, calcopiritita, arsenopiritita, pirrotita y cobaltita, de los cuales los primeros dos son los más abundantes. Debido al tamaño fino de los granos, se estudiaron las relaciones texturales en el microscopio electrónico; se observó que la calcopiritita se depositó durante una etapa tardía, reemplazando cobaltita y arsenopiritita, así como feldespatos, calcopiritita y calcita rellenando una vetilla tardía en esta roca.

Los contactos entre los diques y la cuarzomonzodiorita están bien definidos.

#### 4.2.3 Diques aplíticos

Coochey y Eckman (1972, 1978) mencionaron la presencia de algunos diques aplíticos delgados, de orientación ESE, en la loma oeste que representan una etapa final del evento intrusivo y son estériles en sulfuros; mencionaron que "...es una roca de grano medio, ocasionalmente grueso" que "probablemente gradúa a un pórfido cuarzofeldespático en algunas localidades" y en un registro de barrena-

ción de la loma oeste está indicado, en un caso, la presencia de fenocristales de cuarzo y feldespato en un dique porfídico aplítico o un pórfido. Según la definición de Bates y Jackson (1987)<sup>2</sup>, no todos los diques aplíticos mencionados por Coochey y Eckman corresponden a este tipo de roca. Es posible que algunas de estas rocas sean diques tonalítico-granodioríticos.

#### 4.3 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Un pórfido de cobre se caracteriza por la presencia de abundantes fracturas en donde se ubica la mayor parte de la mineralización económica; las fracturas están presentes en todas escalas, desde microfracturas hasta vetas megascópicas. En la cuarzomonzodiorita de la loma oeste de La Verde, existen zonas con abundantes vetas y vetillas, de calcopirita y piritita principalmente, alojadas entre zonas con escaso fracturamiento, poco alteradas y de baja ley o estériles. Existen varias etapas de fracturamiento, evidenciado por la presencia de vetillas e hilillos cortadas por otros de mineralogía distinta. En el cuerpo mineralizado de la loma oeste están presentes localmente pequeñas zonas de brechamiento mientras que en la loma este la mineralización está asociada a grandes zonas de brechas. El fracturamiento limitado y la falta de zonas extensas de brechamiento en la loma oeste y, por lo tanto, la falta de permeabilidad secundaria, impidió la circulación de aguas y una extensa mineralización y alteración de la roca; la circulación de los fluidos hidrotermales se limitó principalmente a un sistema de fracturas E-W que fue anterior a la mineralización (Walker, 1975). Posterior a la mineralización, hubo fallamiento, utilizando los sistemas preexistentes de fracturas (Parsons, 1972).

Además de las vetas orientadas E-W, existen vetas de orientación ENE y ESE y todo el sistema de vetas forma un arco amplio abierto al sur. Todas las vetas son verticales o tienen una inclinación fuerte al sur.

Un estudio geofísico por el método magnetométrico reveló una anomalía notable en la parte noroccidental del área levantada que parece indicar la presencia de un plano de falla de rumbo NE e inclinación al SE (Martínez-Bermúdez y Serna-Vigueras, 1959). Ellos concluyeron que la zona favorable para encontrar mineralización económica se ubica hacia el norte de la mina en el área no explorada.

En su estudio del prospecto La Verde, García-Barajas y Moreno-Serrano (1976) mencionaron que el área está limitada por dos fallas.

Admitiendo la sugerencia de Coochey (1971) de la presencia de una falla entre ambas lomas de la sierra, es posible que la loma oeste represente un nivel estructural más elevado que la loma este, y que a cierta profundidad se encuentre la roca porfídica con el cobre diseminado, que aparece en este última. La loma oeste representaría, en esta hipótesis o modelo, la zona de vetas de la zona superior del pórfido de cobre.

---

<sup>2</sup>Una aptita es una roca ígnea hipabisal de color claro, grano fino, de textura alotriomórfica granular que, *sensu stricto*, es de composición granítica y consiste principalmente en cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa sódica.

## CAPÍTULO 5: PETROGRAFÍA

### 5.1 INTRODUCCIÓN

De la loma oeste, se estudiaron 103 muestras de mano, habiéndose seleccionado en ellas los cortes para 97 láminas delgadas, nueve superficies pulidas y una lámina delgada pulida. Se revisaron, además, 63 láminas delgadas de los socavones 5 y 7 de la loma oeste y los socavones 1 y 3 de la loma este de muestras tomadas por estudiantes de la materia "Metalogenia" del semestre 83-2 de la Facultad de Ingeniería, UNAM. La localización de los socavones se muestra en la Figura 5.1. La mayoría de las muestras estudiadas corresponden a una cuarzomonzodiorita, relativamente fresca o alterada. Se realizaron análisis químicos por vía húmeda del pórfido granodiorítico-tonalítico y de la cuarzomonzodiorita (Tabla 4.1); en adición se analizaron, por la autora, varias muestras de ambas rocas en el microscopio electrónico. Se realizó un análisis modal y el estudio de la alteración presente de cada una de las 97 láminas delgadas; para facilitar la comparación de la composición de las rocas estudiadas y su tipo y grado de alteración, están mostrados los resultados en el Apéndice I (al final de este trabajo) de manera tabulada. La localización de las muestras estudiadas está indicada en sección en la Figura 5.2 y su elevación, en el Apéndice I.

Se determinaron las asociaciones mineralógicas y la sucesión paragenética de los minerales de vetilla en lámina delgada y en superficie pulida. En las muestras de cuarzomonzodiorita más frescas, se utilizó el contador de puntos; para este estudio, las muestras fueron seleccionadas en un mismo plano horizontal con una amplia distribución con el fin de detectar la existencia de posibles variaciones en la composición de la roca, pero no se observó alguna. En la mayoría de los casos, la alteración no permitió la clasificación de la roca; en la roca menos alterada, se conservan algunos rasgos de textura primaria mientras que en la más alterada estos rasgos están totalmente borrados. Se clasificaron las muestras más frescas, en las que los feldespatos se encuentran relativamente sanos aunque el clinopiroxeno está ligeramente alterado; el clinopiroxeno está parcial o totalmente alterado a actinolita y/o clorita en todas las muestras de la sierra del Marqués.

Se analizaron 10 muestras procedentes de La Verde en el microscopio electrónico con el fin de determinar la composición de varios minerales incluyendo aquéllos de alteración, particularmente los minerales secundarios de Ti, los de la matriz de los diques porfídicos y ciertos minerales primarios, así como para determinar la composición y las relaciones texturales de los minerales metálicos muy finos, cuando este estudio no fue posible hacerlo en el microscopio de luz reflejada. Este estudio se realizó en el Instituto de Geología de la UNAM, que dispone de un microscopio electrónico de barrido JEOL 35-C equipado con un analizador de energía dispersiva Tracor Northern con el que se efectuaron análisis semicuantitativos. Las tablas 5.1 hasta 5.11 muestran los análisis de algunos minerales observados en la microsonda electrónica. La preparación de la muestra para el estudio en el microscopio electrónico consistió en cubrir la superficie pulida, montada en resina, o la lámina pulida, montada sobre vidrio, con grafito en un evaporador de vacío con el objeto de uniformar su conductividad. En estas muestras se determinó la composición de los minerales por medio de análisis semicuantitativos mediante energía

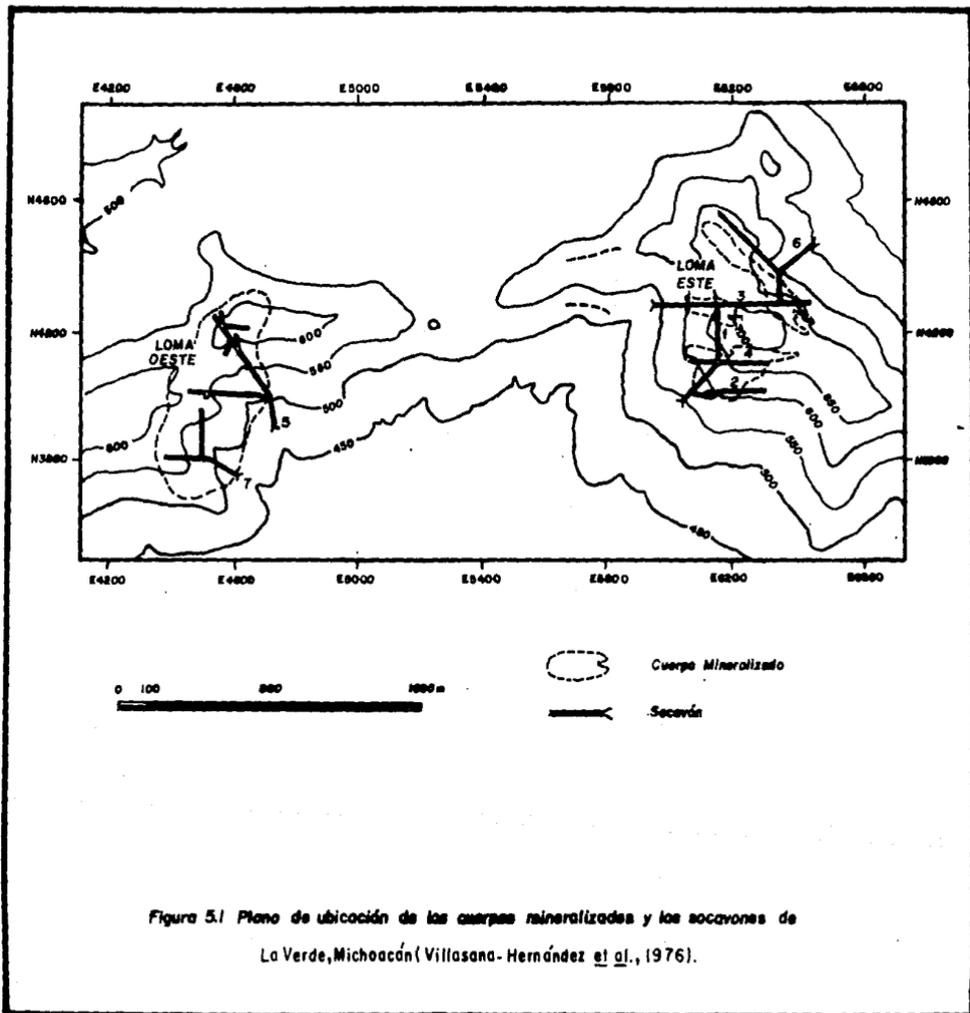


Figura 5.1 Plano de ubicación de los cuerpos mineralizados y las secciones de La Verde, Michoacán (Villasana-Hernández et al., 1976).

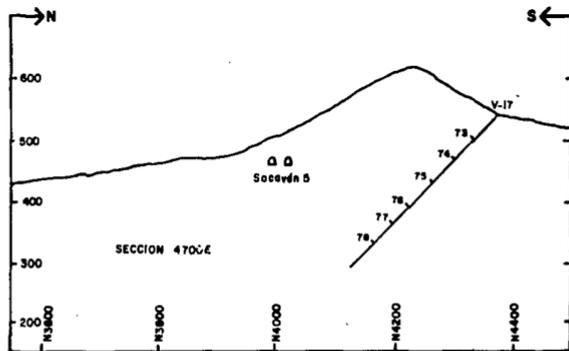
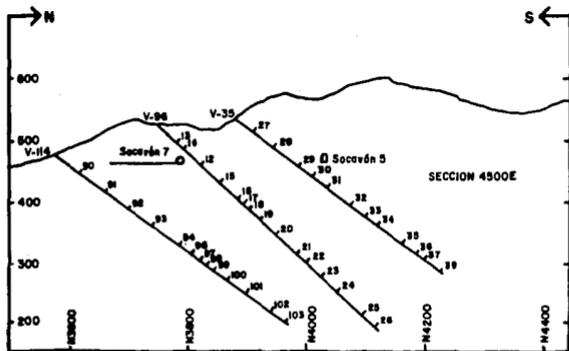
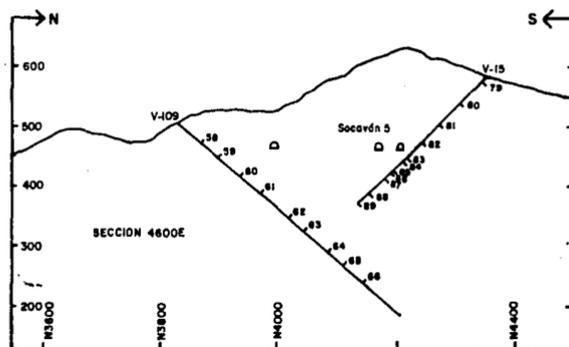
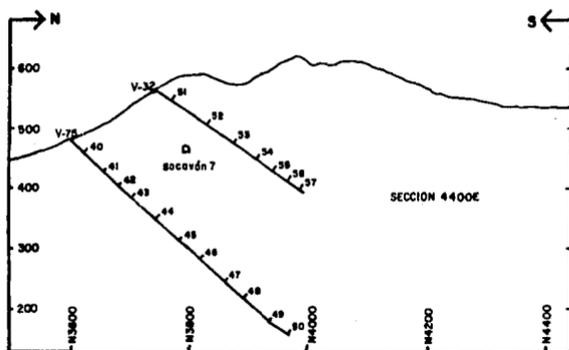
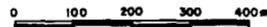


Figura 5.2 Localización de las muestras de barreno estudiadas, La Verde, Michoacán  
(Villasana-Hernández et al., 1976).



dispersiva de rayos X, o sea, de la medición de las intensidades de los rayos X emitidos por las partículas de los minerales después de ser excitadas sus superficies por un haz de electrones. Se obtiene el análisis por medio de la identificación de los picos representativos de la radiación de los elementos en el espectrómetro.

## 5.2 DESCRIPCIÓN DE MINERALES

### 5.2.1 Plagioclasa

*Pórfido granodiorítico-tonalítico.* En los diques de composición granodiorítico-tonalítica, se encuentran fenocristales de andesina, microfenocristales de andesina y oligoclasa y, en la matriz, la plagioclasa es principalmente oligoclasa. En lámina delgada, la plagioclasa no alterada es incolora y en muestra de mano tiene un color blanco o gris claro; la plagioclasa alterada es de color gris muy claro (arcilla) o verde muy claro (clorita o sericita). La mayoría de los fenocristales consisten en andesina aunque también se presenta oligoclasa; se identificó por medio de su relieve y ángulo de extinción de las maclas de albita. Los fenocristales de plagioclasa son de grano medio y forma subedral o cuedral; la mayoría miden de 1 a 2 mm de largo, pero algunos llegan hasta 5 mm. Generalmente, los fenocristales presentan maclas de albita y en pocos casos se encuentran maclas de periclina. Algunos cristales están zonados. Los microfenocristales de plagioclasa son de grano fino (0.1 - 0.5 mm de largo) y, por lo general, tienen una forma subedral, aunque también se observan cristales cuedrales y anédrales.

En las muestras estudiadas, la plagioclasa de los diques está parcialmente o moderadamente alterada. Los principales minerales de alteración son sericita, clorita, clinozoisita y arcilla y afectan fenocristales, microfenocristales y la matriz (Figura 5.3).

*Cuarzomonzodiorita.* En la cuarzomonzodiorita, la plagioclasa generalmente es andesina pero en algunas muestras se presenta oligoclasa. Se identificó por medio de su relieve y ángulo de extinción en las maclas de albita. En lámina delgada, la plagioclasa no alterada es incolora. En roca fresca, la plagioclasa en muestra de mano es incolora, gris o gris oscura; adquiere un color gris muy claro o casi blanco, gris verdoso o verde en roca alterada. Se presenta plagioclasa de color gris-lila en varias muestras. Coochey (1971) y Coochey y Eckman (1972) mencionaron que la plagioclasa de color gris-lila está presente en la roca que ellos clasificaron como "cuarzodiorita porfídica"; sin embargo, durante el trabajo de campo del presente estudio, fueron coleccionadas muestras de barrenos con plagioclasa de este color a profundidades que, según los registros de núcleos de barrenación, corresponden a la roca conocida por ellos como cuarzodiorita equigranular. Lo anterior muestra que la plagioclasa de color gris-lila se presenta en varias partes de la roca encajonante y su presencia no es un factor determinante para distinguir entre dos posibles tipos de roca. No se determinó el origen de la coloración gris-lila por medio de los estudios petrográficos; aparentemente no se debe a la alteración porque se presenta en rocas con diferentes tipos e intensidades de alteración.

En la cuarzomonzodiorita los cristales de plagioclasa generalmente son prismáticos, de forma subedral y grano medio, variando de 1 a 4 milímetros de largo aunque en algunas muestras llegan hasta 6 o 7 milímetros.

Se observó zonación en algunos cristales. Los cristales zonados suelen presentar núcleos cálcicos y orillas sódicas. La alteración acentúa la zonación en varias muestras; en muchas muestras, se observó que el núcleo cálcico está afectado por minerales hidratados (sericita, clinozoisita o arcilla) mientras que la parte exterior sódica queda limpia. En otros casos, se encontró alteración sericítica o argílica en la parte exterior con el núcleo del cristal limpio. En otra muestra, la parte exterior de los cristales de plagioclasa se caracteriza por argilización intensa mientras que en la parte central presenta sericitización (Figura 5.5). También se observó sericita y arcilla afectando la parte interior del cristal y clinozoisita, la parte exterior.

En la parte central de algunos cristales de plagioclasa, existen muchas inclusiones de fases primarias, lo cual es común en las dioritas; las inclusiones consisten en piroxeno de forma anedral y redondeada, de un tamaño relativamente uniforme, que, en ocasiones, está alterado a actinolita. En asociación con las de piroxeno, pero en menor cantidad, hay inclusiones de magnetita e ilmenita (Figura 5.6).

Se observó una ligera corrosión de la plagioclasa por cuarzo y feldespato potásico en algunas muestras de roca relativamente frescas, lo que ocasiona que las caras cristalinas de la plagioclasa no estén bien definidas. Esta textura se interpreta como un efecto de reabsorción parcial durante una etapa magmática tardía antes de la consolidación total de la roca causado por un cambio repentino en las condiciones de equilibrio cuando el líquido reaccionó con los cristales ya formados; dicha interpretación se basa en que la roca está relativamente fresca, se preserva la forma general de los cristales y no hay presencia de fracturas como en el caso de un evento postmagnético.

Se observó plagioclasa alterada a uno o varios de los siguientes minerales: clinozoisita, epidota, calcita, sericita, arcilla y clorita. La alteración de la plagioclasa puede iniciarse en el núcleo, afectando la parte cálcica del cristal y dejando la exterior, que es más sódica, sin cambiar; la alteración también puede empezar en el borde (Figuras 5.7a, b) o en varias partes del cristal a la vez. En muchos casos, es evidente en lámina delgada que la alteración está controlada por fracturas o microfisuras; un cristal de plagioclasa puede encontrarse alterado en la parte más cercana a una vetilla mientras que el otro extremo del cristal está relativamente limpio. Cuando la alteración es más fuerte, la plagioclasa llega a ser el único mineral primario reconocible; en este caso, la plagioclasa está rodeada por minerales secundarios de grano fino y la roca parece tener, a primera vista, una textura porfídica. En rocas intensamente alteradas, la clinozoisita o la epidota forman pseudomorfos a partir de la plagioclasa eudral o subedral (Figuras 5.8a, b, 5.9a, b) y pueden representar el único testimonio de la textura primaria.

La propilitización es el tipo de alteración más común en la cuarzomonzodiorita de la loma oeste. Esta alteración resultó en la conversión de plagioclasa a clinozoisita (o epidota) y calcita que se formaron a partir de la parte cálcica del cristal, dejando el componente albitico. Se observó, a veces, sericita y/o arcilla en la plagioclasa acompañando la propilitización. Frecuentemente el cuarzo, un subproducto de la alteración propilitica, está asociado a estos minerales. En el estudio de roca propilitizada en el microscopio electrónico se observó plagioclasa sódica asociada a minerales de alteración, principalmente la clinozoisita.

Dos minerales del grupo de la epidota están presentes en las rocas propilitizadas de la loma oeste: la clinozoisita, que tiene un bajo contenido de hierro y es la más abundante, y epidota, que es más rica en hierro.

La presencia de calcita asociada a plagioclasa en roca propilitizada no siempre se debe a esta alteración; en ciertos casos, se debe a un aporte de calcio, que está indicado por la presencia de múltiples vetillas del mismo mineral.

Algunas veces la plagioclasa presenta una ligera o moderada sericitización. Se observó una sericitización más fuerte en unas contadas láminas y únicamente en una muestra, que fue tomada por los estudiantes de la materia "Metalogenia", se observó la sericitización total de la plagioclasa (Figura 5.4).

La arcilla generalmente se presenta en pequeñas cantidades como producto de alteración de la plagioclasa y, en la mayoría de los casos, está acompañada por diversos minerales de alteración. En los pocos casos en que se observó una alteración argílica moderada, no siempre está asociada a los mismos minerales de alteración, sino que se encuentra asociada a sericita, clinozoisita, epidota u otros minerales.

#### 5.2.2 Feldespato potásico

En los diques, se encuentra una pequeña cantidad de feldespato potásico en la matriz donde está intercrecido con cuarzo y plagioclasa pero es de grano tan fino que se detectó su presencia únicamente en el microscopio electrónico.

En la cuarzomonzodiorita, el feldespato potásico se identificó como ortoclasa en algunas de las muestras más frescas por su bajo relieve, ángulo de extinción y tipo de maclas. Algunas pocas veces la ortoclasa es perfitica. Tiene un color blanco en muestra de mano y en lámina delgada es incoloro aunque frecuentemente se ve turbio debido a la alteración incipiente. Los cristales son de grano fino (de 0.1-1 mm) o, en unas cuantas muestras, de grano medio, y de forma anedral. Se encuentra en los intersticios de otros minerales tales como plagioclasa y clinopiroxeno; en la mayoría de los casos está intercrecido con cuarzo. En varias muestras, se observó el intercrecimiento regular de cuarzo y feldespato potásico, conocido como textura micrográfica, donde el cuarzo aparece en forma de cuña o varilla aislada en el feldespato; el cuarzo dentro de cada cristal de feldespato es ópticamente continuo (Figura 5.10). Se puede observar el intercrecimiento de estos dos minerales con luz paralela cuando el feldespato potásico muestra un color pardo debido a la alteración mientras el cuarzo está limpio. La textura micrográfica se considera un producto de cristalización simultánea de los dos componentes.

En la cuarzomonzodiorita, los principales productos de alteración de la ortoclasa son arcilla y clorita y, en menor cantidad, clinozoisita, epidota, sericita y calcita.

#### 5.2.3 Cuarzo

En los diques, el cuarzo se presenta como fenocristales y en la matriz y es incoloro o blanco. Los fenocristales de cuarzo generalmente son de grano medio y, a veces, de grano fino. Los fenocristales son anedrales de forma redondeada ("ojo de pájaro") o subedrales de forma subhexagonal. A veces,

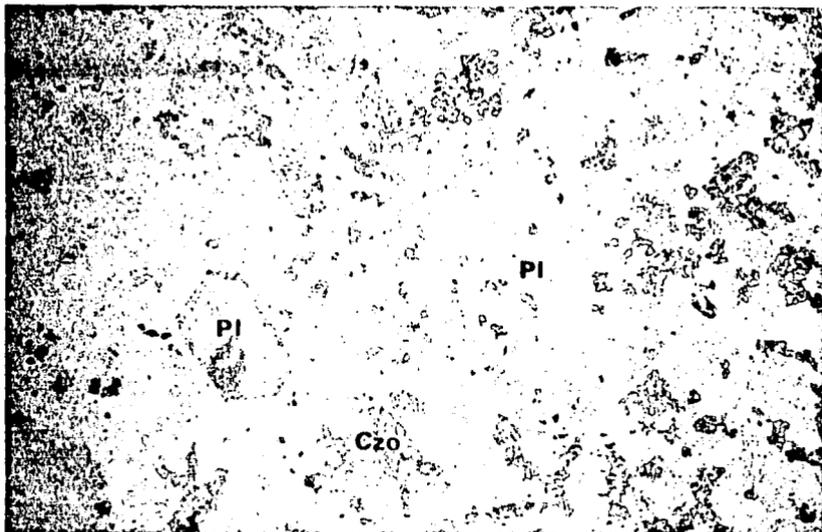


Figura 5.3.- Fotomicrografía del pórfido granodiorítico. Fenocristales de plagioclasa (Pl) parcialmente alterados a sericita. Plagioclasa de la matriz parcialmente alterada a clinzoisita (Czo). Luz paralela; x 47.

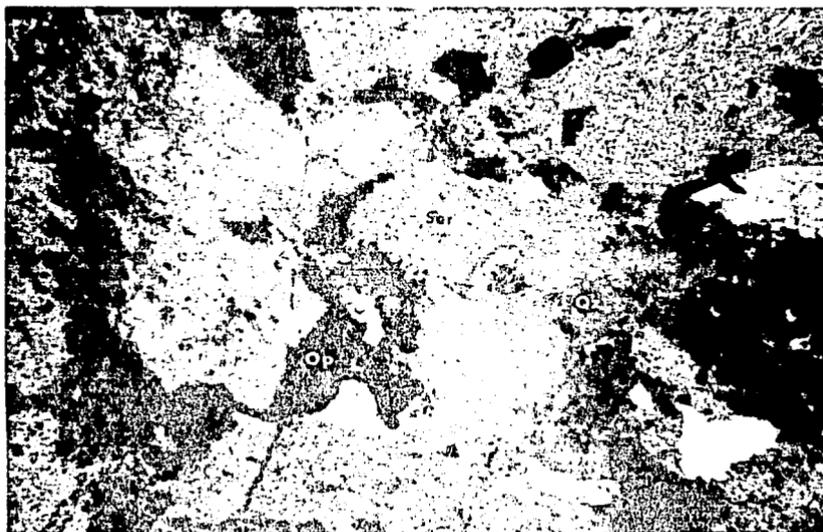


Figura 5.4.- Fotomicrografía de la alteración filica con cuarzo (Qtz), sericita (Ser) y minerales opacos (Op). Nícoles cruzados; x 47.

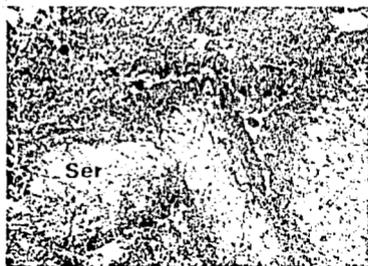


Figura 5.5.- Fotomicrografía de la cuarzomonzodiorita que muestra la alteración de plagioclasa a sericita (Ser), en la parte interior, y arcilla (Ar), en la parte exterior. Luz paralela; x 47.



Figura 5.6.- Fotomicrografía de la cuarzomonzodiorita que muestra inclusiones de magnetita, ilmenita y augita en la parte central de la plagioclasa. Nícoles cruzados; x 47.



Figura 5.7.- Fotomicrografía de la cuarzomonzodiorita, con alteración propilítica incipiente, que muestra plagioclasa (Pl) alterada, en sus bordes, a clinzoisita (Czo); augita alterada a actinolita y clorita, interrecicadas, en la parte inferior derecha y en la parte izquierda de la fotomicrografía; y cuarzo (Qz) intersticial en intercrecimiento con clinzoisita. (a) Luz paralela. (b) Nícoles cruzados.



Figura 5.8.- Fotomicrografía de la cuarzomonzodiorita, con alteración propilítica, de un pseudomorfo de clinzoisita (Czo) formado a partir de plagioclasa y dos pseudomorfos de clorita (Cl) formados a partir de minerales máficos. (a) Luz paralela. (b) Nícoles cruzados; x 47.

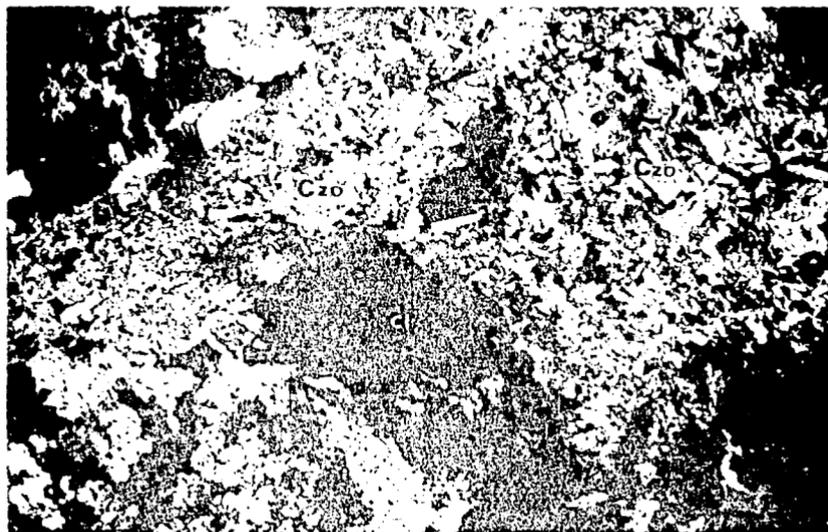
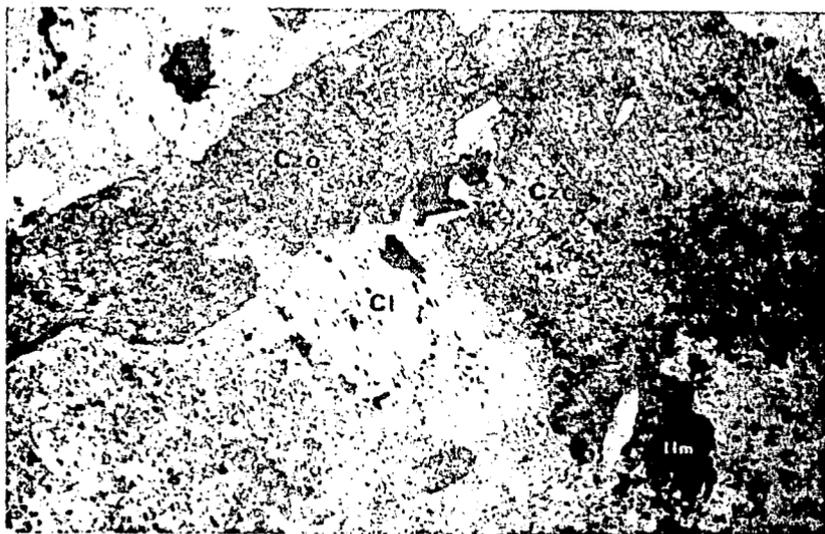


Figura 5.9.- Fotomicrografía que ilustra el tipo de alteración propilitica mostrando dos pseudomorfos de clinozoisita (Czo) formados a partir de plagioclasa, un pseudomorfo de clorita (Cl) desarrollado a partir de un mineral máfico y, en la parte inmediata al lado izquierdo inferior de la ilmenita (Ilm), de la alteración de este mineral que forma una rejilla consistente en los minerales secundarios de titanio. (a) Luz paralela. (b) Nícoles cruzados; x 47.



Dentro de los piroxenos, se encuentran inclusiones de magnetita y, en menor cantidad, ilmenita de grano muy fino (de 0.008 a 0.016 mm) y generalmente de forma cúbica. Con frecuencia, el piroxeno se presenta como inclusiones (miden de 0.02 a 0.06 mm) en la parte central de los cristales de plagioclasa (Figura 5.6); comúnmente estas inclusiones están alteradas a actinolita.

En varias muestras el piroxeno presenta laminillas, paralelas y elongadas, o "inclusiones" (*blebs*), de forma irregular, (este último se conoce, a veces, como textura de emulsión), todas con la misma dirección de elongación y con la misma orientación óptica que es distinta a la del piroxeno huésped. Esta textura se conoce como de exsolución y se forma cuando una solución sólida inicialmente homogénea se separa en dos o más fases cristalinas sin un cambio en la composición general; sin embargo, ha sido sugerido que se pueden formar dos fases intercrecidas, el mineral huésped y las laminillas o las "inclusiones", por cristalización simultánea y no necesariamente por medio de exsolución (MacKenzie *et al.*, 1982).

Los principales productos de alteración del piroxeno en la loma oeste son actinolita, clorita y calcita, en este orden de abundancia; la clinozoisita y la arcilla también son productos de alteración pero son poco comunes. La actinolita, un anfíbol secundario, es fibroso y de color verde y se identificó por medio de sus características ópticas tanto como los análisis semicuantitativos. A veces el anfíbol secundario fibroso se conoce por el nombre de uralita. En las rocas de La Verde, muchas veces la actinolita se encuentra intercrecida con clorita, rodeando a restos de la augita-original (Figura 5.11). Se observó cuarzo asociado al clinopiroxeno, del cual quedan únicamente restos, y sus productos de alteración; se liberó la sílice durante la alteración del piroxeno.

La alteración de la augita puede empezar a lo largo de los cruceros, en la periferia o en la parte central del cristal. Aunque el mineral actinolita se puede formar durante una etapa magmática tardía, es probable que en la loma oeste este mineral sea de origen hidrotermal debido a que todo el cerro está afectado por hidrotermalismo.

### 5.2.5 Hornblenda

Se observó hornblenda en cantidades menores (<2% en volumen) en unas cuantas muestras de la cuarzomonzodiorita y siempre acompañando al piroxeno o sus productos de alteración. Es de color verde en lámina delgada y el pleocroísmo es fuerte, de verde a pardo. En sección transversal, se observan dos cruceros a 56° y los granos son subedrales o anedrales de grano fino. En sección longitudinal, los cristales son subedrales de forma prismática y de grano fino; muestran un ángulo máximo de extinción de 25°. La birrefringencia es de la parte media del segundo orden. La hornblenda se altera a clorita.

### 5.2.6 Biotita

En algunas muestras existen trazas de biotita en las que generalmente está asociada a minerales opacos y piroxeno o a inclusiones de piroxeno y minerales opacos en la plagioclasa. En lámina delgada, es de color pardo y es pleocroica. Los cristales son subedrales, de forma tabular, o anedrales y de grano fino (<0.15 mm). No se incluyó este mineral en el Apéndice I debido a su escasez.



Figura 5.10.- Fotomicrografía de la cuarzomonzodiorita que muestra plagioclasa (Pl) parcialmente alterada a sericita, clorita y arcilla. La textura micrográfica corresponde a feldespato potásico, alterado a arcilla, y cuarzo. En la parte izquierda, existe un intercrecimiento de cuarzo (Qz) y epidota (Ep). Nícoles cruzados; x 47.



Figura 5.11.- Fotomicrografía de la cuarzomonzodiorita que muestra augita alterada a clorita (Cl) y actinolita (Ac). Luz paralela; x 582.

## 5.2.7 Minerales opacos

En la cuarzomonzodiorita, los óxidos primarios son magnetita e ilmenita y están presentes en cantidades similares; estos minerales constituyen aproximadamente 1% de la roca. La magnetita y la ilmenita no fueron observados en los diques porfídicos. Se estudiaron estos minerales en superficie pulida y lámina pulida con luz reflejada y en el microscopio electrónico. Ambos minerales varían en forma de eudral a anedral y generalmente son de grano fino aunque existen algunos cristales de grano medio. En luz reflejada, la magnetita tiene un color gris y es isotrópica; la ilmenita es de color gris-blanco, con un tono rosado o pardo, y es anisotrópica.

En la augita y en la parte central de los cristales de plagioclasa, están presentes granos de magnetita y, en menor cantidad, de ilmenita como inclusiones (Figura 5.6). El tamaño de las inclusiones varía de 0.01 a 0.05 mm en la augita y de 0.008 a 0.016 mm en la plagioclasa.

Se estudió la ilmenita en la cuarzomonzodiorita relativamente fresca y se presentan seis análisis semicuantitativos, con su promedio, en la Tabla 5.2. En las muestras estudiadas, cuando está presente magnetita tanto como ilmenita, este último mineral suele estar enriquecido en MnO. Pequeñas cantidades de V sustituyen a  $Fe^{3+}$ , y de Mg y Mn a  $Fe^{2+}$ ; en algunos análisis la cantidad de MgO fue nula.

Se presenta el análisis semicuantitativo de la magnetita en la Tabla 5.3. Aparecieron vanadio y aluminio, sustituyendo al  $Fe^{3+}$ ; no se encontró cromo, manganeso ni magnesio en este mineral.

Tabla 5.2.- Composición de la ilmenita (% en peso). Análisis semicuantitativo por microsonda electrónica.

|                                | 1      | 2      | 3      | 4      | 5      | 6      | Promedio |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|----------|
| SiO <sub>2</sub>               | 0.91   | 0.80   | 0.89   | 0.87   | 0.86   | 0.68   | 0.84     |
| TiO <sub>2</sub>               | 49.06  | 49.59  | 49.44  | 48.44  | 49.71  | 49.20  | 49.24    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.17   | 0.28   | 0.72   | 0.65   | 0.44   | 0.40   | 0.44     |
| V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 0.68   | 0.51   | 0.40   | 0.55   | 0.23   | 0.58   | 0.49     |
| FeO                            | 47.11  | 46.66  | 46.43  | 47.31  | 46.75  | 47.41  | 46.94    |
| MnO                            | 1.75   | 2.05   | 1.75   | 1.65   | 1.61   | 1.71   | 1.75     |
| MgO                            | 0.00   | 0.03   | 0.30   | 0.49   | 0.30   | 0.00   | 0.19     |
| CaO                            | 0.31   | 0.09   | 0.07   | 0.05   | 0.10   | 0.01   | 0.11     |
|                                | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00   |

Tabla 5.3.- Composición de la magnetita (% en peso). Análisis semicuantitativo por microsonda electrónica.

|                                |        |
|--------------------------------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 0.98   |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.82   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1.14   |
| V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 1.76   |
| FeO                            | 95.30  |
|                                | 100.00 |

La ilmenita se altera a un mineral de  $TiO_2$  y esfena lo cual se observó en muchas muestras en lámina delgada y superficie pulida. Esta alteración se describe en la sección 5.2.14.

#### 5.2.8 Apatita

La apatita es un mineral accesorio en la cuarzomonzodiorita y la roca porfídica que constituye los diques. En lámina delgada es un mineral incoloro de relieve alto. En corte longitudinal, tiene extinción paralela y se encuentra en cristales diminutos prismáticos de forma subedral o euedral; en sección transversal, los cristales son euedrales de forma hexagonal. La birrefringencia es baja, de primer orden; en corte longitudinal el color de interferencia es gris mientras que en corte transversal es oscuro. Los cristales generalmente son de grano fino, típicamente de 0.5 mm o menos de largo, aunque es común observar cristales más grandes (hasta 2.5 mm de largo). La apatita es sumamente resistente a la alteración. En la cuarzomonzodiorita se detectó un contenido importante de Cl en algunos cristales de apatita por medio de análisis semicuantitativos en la microsonda.

#### 5.2.9 Zircón

El zircón, un mineral accesorio en la cuarzomonzodiorita, es incoloro en lámina delgada, de relieve y birrefringencia muy altos y extinción paralela. Se encuentra en diminutos cristales de hábito prismático corto y de forma euedral y subedral; existen cristales redondeados en algunas muestras lo cual probablemente se debe a reabsorción magmática. Es un mineral muy resistente a la alteración y en zonas de intensa alteración, es el único mineral primario. En los análisis realizados en la microsonda se detectó la sustitución de Zr por Th en algunas muestras. También existen cristales de torita, que son parecidos a los de zircón en forma y estructura; algunos de los cristales de torita muestran un contenido de U.

En el microscopio petrográfico y el microscopio electrónico fueron observados cristales de zircón, de forma subedral o anedral, alineados a lo largo del borde de otros minerales tales como clinzoisita o los minerales de titanio.

#### 5.2.10 Actinolita

La actinolita es un mineral secundario formado por la alteración de la augita en la cuarzomonzodiorita. Forma una serie con la tremolita (rica en Mg) y la ferroactinolita (rica en Fe). En lámina delgada la actinolita es verde pálido y en muestra de mano, verde oscuro; presenta pleocroísmo. Tiene un hábito fibroso. La birrefringencia es moderada con colores de interferencia hasta al segundo orden. El máximo ángulo de extinción es de  $15^\circ$ .

Durante una etapa magmática tardía o hidrotermal, la actinolita altera parcial o totalmente al piroxeno (Figura 5.12a, b, 5.13a, b); generalmente se mantiene la forma original del cristal de augita. En las rocas más frescas en La Verde, el piroxeno ya se encuentra parcial o totalmente alterado a la actinolita donde está asociada comúnmente a la clorita; la actinolita es el principal producto de alteración de la augita.

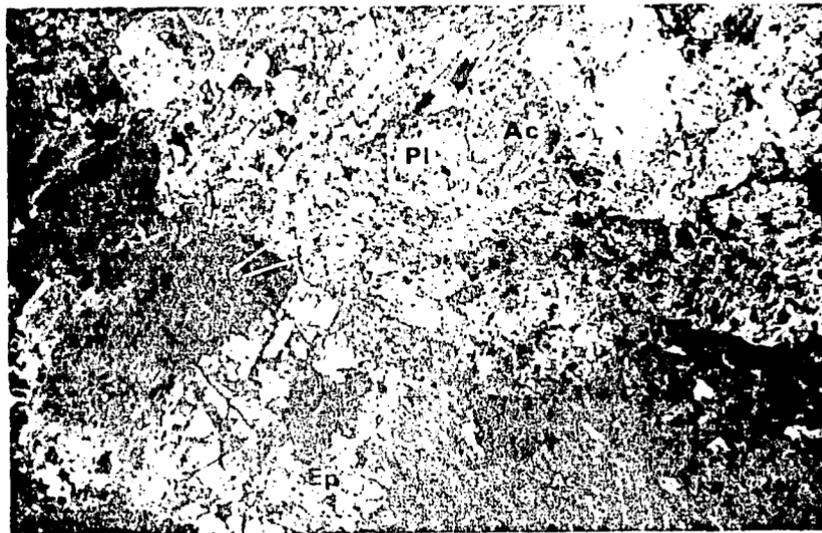
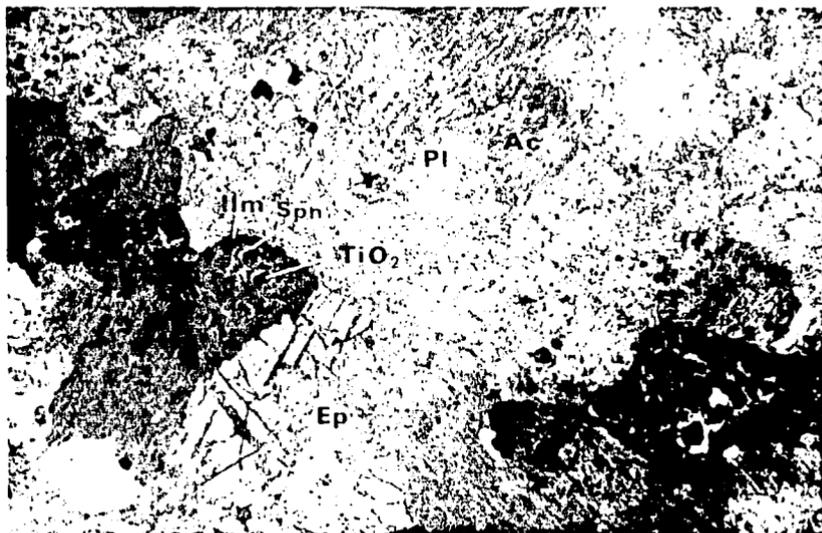


Figura 5.12.- Fotomicrografía de la cuarzomonzonodiorita que muestra piroxeno alterado a actinocita (Ac); epidota (Ep); plagioclasa (Pl) alterada a clinzoisita, arcilla y sericitita; ilmenita (Ilm) alterada a TiO<sub>2</sub> y esfena (Spn); y, al lado inmediato izquierdo superior de la epidota, el desarrollo de una rejilla consistente de los minerales secundarios de titanio con los huecos rellenos con clinzoisita, cuarzo y calcita. (a) Luz paralela, (b) Nícoles cruzados; x 47.

### 5.2.11 Clorita

La clorita es el mineral ferromagnesiano más abundante en La Verde y se presenta en la cuarzomonzodiorita y los diques porfídicos. En lámina delgada, es de color verde, verde claro o pardo claro; en muestra de mano, es verde. Es común un pleocroísmo de color verde. La clorita se encuentra en agregados o masas, muchas veces de forma fibrosa o radial. El relieve es moderado y presenta crucero en una dirección. El ángulo de extinción es paralelo o de un ángulo muy bajo. La birrefringencia es baja a muy baja y este mineral muestra frecuentemente los colores de interferencia anómalos azul Berlín o pardo.

La clorita se encuentra como producto de alteración de otros minerales, particularmente la augita pero también del feldespato potásico y la plagioclasa, y también rellena fracturas u otros huecos en las roca, incluyendo los espacios entre las barras de la rejilla formada por los minerales secundarios de titanio. La augita alterada a clorita en la cuarzomonzodiorita está invariablemente asociada a la actinolita (Figura 5.11, 5.13a, b). La clorita forma pseudomorfos a partir de fenocristales que, por su forma, probablemente eran minerales ferromagnesianos originalmente (Figura 5.8a, b, 5.9a, b). En la zona propilítica, la clorita está acompañada por otros minerales de alteración como clinozoisita, epidota, calcita, sericita y arcilla.

La clorita se forma durante etapas distintas. La clorita de vetilla corta minerales alterados anteriormente a clorita; es posible que por lo menos una parte de la clorita formada por la alteración de la augita se haya formado durante una etapa magmática tardía.

### 5.2.12 Cuarzo

El cuarzo secundario está presente en muchas muestras; en algunas, se liberó la sílice por la alteración de minerales primarios, tales como piroxeno y plagioclasa y en otras, un aporte de sílice ha resultado en la silicificación y también existen numerosas vetillas de cuarzo. En algunos casos, el cuarzo de la cuarzomonzodiorita está recristalizado y, en estas rocas, la cantidad de cuarzo es similar a la de la roca fresca indicando que no hubo un aporte de sílice; el cuarzo recristalizado es de grano más grueso que el cuarzo primario de la roca sana y se encuentra en los intersticios de los cristales de plagioclasa y clinopiroxeno; a veces está introducido en los bordes de los cristales de plagioclasa. El cuarzo secundario comúnmente se encuentra en un mosaico asociado a clinozoisita, clorita y minerales opacos; asociado a clinozoisita únicamente; en las zonas de rejilla con los minerales de titanio, calcita y clinozoisita (Figura 5.12a, b); y con calcita.

### 5.2.13 Feldespato alcalino

En varias muestras, se observó feldespato secundario de relieve menor que el del bálamo, pero no siempre fue posible identificarlo debido a su grano fino y la presencia de minerales alterando parcialmente o totalmente al feldespato, tales como sericita o arcilla, que dan una opacidad ligera al cristal.

#### 5.2.14 Asociación de minerales de titanio

En las rocas estudiadas, los minerales de titanio (ilmenita, esfena y aquéllos cuya composición es de  $TiO_2$ ) representan hasta 2% del volumen total de la roca aunque por lo general es menos. No fue posible determinar definitivamente si el mineral de óxido de titanio es rutilo o anatasa por medio de los estudios de difracción de rayos X realizados. Petrográficamente, el tamaño de los cristales no permite determinar la figura de interferencia y el signo óptico, aunque están presentes ciertas características del rutilo.

Además, el rutilo se conoce como el principal mineral de titanio en los intrusivos y la roca encajonante asociados a los pórfidos cupríferos; la cristalización del rutilo se inicia a principios de la etapa deutérica en el cuerpo intrusivo y su formación continúa hasta la etapa hidrotermal en la roca encajonante. En la zona de alteración potásica de los pórfidos cupríferos, el rutilo es el único mineral accesorio de titanio presente con la excepción de áreas de baja presión (por ejemplo, chimeneas de brecha o vetas) donde se encuentra anatasa, el polimorfo de baja temperatura; en la zona de alteración sílica, el rutilo es muy común y se encuentra substituido por anatasa bajo las mismas condiciones mencionadas anteriormente y, en la parte interior de la zona propilítica, el rutilo sigue siendo estable y se puede considerar una gufa de mineralización; al alejarse de la roca alterada y la mineralización, el rutilo disminuye hasta que se encuentra únicamente el mineral primario portador de titanio a partir de lo cual se formó el rutilo (Williams y Cesbron, 1977).

El rutilo es un mineral secundario característico en los pórfidos cupríferos y se forma a una temperatura moderada, menor que la temperatura a la cual cristaliza el rutilo magmático. Aunque se encuentra en varias zonas de alteración, típicamente el rutilo es más abundante y se encuentra en granos más gruesos en la zona de alteración potásica que en otras zonas y la abundancia y tamaño de grano del rutilo aumenta con la ley de Cu (Czamanske *et al.*, 1981). El contenido de  $TiO_2$  en la roca no cambia por la alteración, es decir, el contenido de  $TiO_2$  de la roca alterada nunca será mayor que el de la roca original. La biotita es la fuente principal de rutilo en los pórfidos cupríferos, pero este último mineral se forma también a partir de anfíboles ricos en titanio, esfena, ilmenita o magnetita titanífera.

En La Verde, la fuente de los minerales secundarios de titanio es la ilmenita primaria; este mineral se altera al mineral de  $TiO_2$  y, posteriormente, se forma la esfena. El titanio es un elemento poco móvil, así es que los tres minerales de titanio forman un mosaico complejo en el sitio original de la ilmenita (Figura 5.12a, b, 5.18). Se estudiaron los minerales de titanio en lámina delgada y superficie pulida. Las relaciones texturales entre los minerales de titanio se observan claramente en superficie pulida con luz reflejada y en el microscopio electrónico (Figura 5.14).

La alteración de la ilmenita consiste en la formación de granos, a veces eudrales, del mineral de  $TiO_2$  y, después, la formación de esfena que rodea los granos. En lámina delgada, la ilmenita en roca fresca es un mineral totalmente opaco mientras que los minerales secundarios de titanio (el mineral de  $TiO_2$  y la esfena) en roca alterada son translúcidos y, por tanto, mientras más avanzada sea la alteración, más translúcidos serán los minerales de titanio. Frecuentemente, la ilmenita se encuentra en los límites del mosaico de minerales de titanio; la esfena rodea y, a veces, está introducida en los granos del mineral

de  $TiO_2$  de manera que pocas veces la ilmenita está en contacto con el mineral de  $TiO_2$ . Las relaciones texturales indican que la ilmenita y el mineral de  $TiO_2$  están alterados a esfena; en una muestra se observó una fractura rellena de esfena que atraviesa el mineral de  $TiO_2$ , confirmando que es el último mineral de titanio en formarse.

En las muestras estudiadas, la ilmenita se encuentra en varias etapas de alteración. En las primeras etapas de alteración, se observa que el mineral se vuelve más translúcido y, posteriormente, se notó una granulación por la formación del mineral de  $TiO_2$ ; en esta etapa, es común encontrar uno o dos cristales del mineral de  $TiO_2$  rodeados por esfena, y la mayoría de la ilmenita se presenta sin alterarse. En las siguientes etapas, la ilmenita se encuentra más alterada al mineral de  $TiO_2$  y a la esfena, y se forma un mosaico complejo de los tres minerales de titanio; se va aumentando con la alteración el número de granos del mineral de  $TiO_2$ . En muestras de mayor grado de alteración, quedan únicamente restos de la ilmenita primaria, siendo la esfena el mineral más abundante; el mineral de  $TiO_2$  generalmente no presenta caras cristalinas porque está atacado por la esfena.

En una superficie pulida, se observó que la intensidad de alteración de la ilmenita es mayor cerca de una vetilla y que disminuye al alejarse de esa estructura. En zonas con un valor de cobre moderado (~0.6%) o alto, invariablemente existen los minerales secundarios de titanio aunque, en algunos casos, la alteración de la ilmenita es incipiente.

En muchos casos, se encuentran reliquias de la estructura original de la ilmenita primaria en la forma de laminillas paralelas en tres direcciones con  $60^\circ$  entre sí que forman una rejilla (Figura 5.12a, b, 5.18). Las laminillas de la rejilla están compuestas de un mosaico de minerales que consiste en ilmenita, el mineral de  $TiO_2$  y esfena; los espacios de forma triangular formados por la rejilla están rellenos por clorita o una asociación de minerales secundarios que puede incluir clinzoisita, calcita y/o cuarzo. Las laminillas miden 0.03 mm, o menos, de ancho.

La ilmenita alterada suele presentarse en las rocas de intensa o moderada alteración propilítica; en los pocos casos cuando se encuentra en rocas más frescas, la alteración de la ilmenita es incipiente. La ilmenita no fue observada en las rocas de textura porfídica. La alteración mencionada es la única ocurrencia de esfena y el mineral de  $TiO_2$  en las rocas estudiadas con la excepción de una muestra donde están presentes numerosos cristales de esfena y el mineral de  $TiO_2$  con un tamaño de grano mayor que en las otras muestras; estos minerales están asociados a otros minerales secundarios tales como cuarzo, clinzoisita y calcita.

$TiO_2$ . Se observó en muchos casos que los cristales del mineral de  $TiO_2$  muestran caras cristalinas. Algunos granos son cuedrales pero la mayoría ya son subedrales o anedrales debido a que fueron alterados a la esfena y perdieron su forma cristalina. Los cristales son de grano muy fino; la mayoría de ellos no pasan de 0.06 mm de largo y generalmente son aún más pequeños y miden de 0.01 a 0.03 mm. En una lámina delgada, se observó una macla de forma de rodilla, la cual es típica del rutilo. Este mineral es de color pardo rojizo o amarillento; tiene un relieve alto.

En la microsonda electrónica, se detectó un cierto contenido de Ta y un bajo contenido de Nb lo cual es común en el rutilo pero no en la anatasa.

**Esfena.** La esfena es un mineral incoloro en lámina delgada y presenta relieve alto; tiene una birrefringencia muy alta y una figura de interferencia biáxica positiva con un ángulo 2V pequeño, aunque este último se observó en pocas ocasiones por lo pequeño del tamaño de los cristales. No se observó esfena primaria. Se presenta el análisis semicuantitativo de la esfena en la Tabla 5.4. Se detectó Mn sustituyendo a Ca, y Al, Fe, Mg y V, sustituyendo a Ti; no fueron encontradas tierras raras en los cristales de esfena estudiados.

Tabla 5.4.- Composición de la esfena (% en peso). Análisis semicuantitativo por microsonda electrónica.

|                                |        |
|--------------------------------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 33.52  |
| TiO <sub>2</sub>               | 32.67  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3.99   |
| FeO                            | 3.16   |
| CaO                            | 25.74  |
| MnO                            | 0.05   |
| MgO                            | 0.43   |
| V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.43   |
|                                | 100.00 |

#### 5.2.15 Clinozoisita

Pertenece al grupo mineralógico de la epidota pero, mientras que el mineral epidota *sensu stricto* contiene Fe, la clinozoisita está libre de, o es pobre en, este elemento. La clinozoisita es un mineral incoloro o verde muy pálido y no pleocroico en lámina delgada y gris claro o, a veces, ligeramente verdoso en muestra de mano. Los cristales son de grano fino, variando por lo general de 0.1 a 0.3 mm de largo; los cristales de corte longitudinal son subedrales de forma columnar alargada y en sección transversal son eudrales de seis lados. La clinozoisita presenta un crucero perfecto en una dirección, relieve alto y extinción paralela u oblicua con un ángulo pequeño. La birrefringencia es baja y muestra los colores de interferencia anómalos azul Berlín o amarillo que es, en ocasiones, algo verdoso. La figura de interferencia es biáxica positiva. El análisis químico realizado en la microsonda indicó un contenido moderado de Fe (Tabla 5.5). La presencia de la clinozoisita fue confirmada por medio de estudios de difracción de rayos X (Victoria-Morales, comunicación personal, 1984).

La clinozoisita se distingue de la epidota en primer lugar por el color verde pistache que es característico del último mineral; además, la epidota puede presentar pleocroísmo, tiene una figura de interferencia biáxica negativa y una birrefringencia más alta.

Tabla 5.5 Composición de la clinozoisita (% en peso). Análisis semicuantitativo por microonda electrónica.

|                                |        |
|--------------------------------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 43.05  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.12   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 28.55  |
| FeO                            | 3.30   |
| MnO                            | 0.21   |
| MgO                            | 1.76   |
| CaO                            | 23.01  |
|                                | 100.00 |

La clinozoisita es uno de los productos de alteración hidrotermal (saussuritización) de la plagioclasa. La alteración de plagioclasa rica en calcio, que es una alteración de baja temperatura, se puede representar por la siguiente ecuación:



donde, en presencia de agua, la plagioclasa se altera a clinozoisita y se libera SiO<sub>2</sub> y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

En la roca porfídica, se observó clinozoisita alterando la plagioclasa de la matriz y de los fenocristales y también en vetillas (Figura 5.3). En la matriz, que consiste en 40 a 50% de oligoclasa sódica, la clinozoisita es el mineral de alteración más común en algunas muestras y fue observado en cristales eudrales y subdrales. Se observó un pseudomorfo de clinozoisita y clorita formado a partir de lo que pudo haber sido un fenocristal de un mineral máfico. También, se encuentra como granos eudrales o subdrales dentro de vetillas en los diques, acompañada por feldespato, al cual está alterando, y calcita o calcopirita, que son minerales posteriores.

En la cuarzomonzodiorita este mineral es más abundante que en la roca porfídica; altera a los cristales de plagioclasa y, en menor cantidad, se encuentra acompañando a la clorita como producto de alteración de minerales máficos; también está presente en vetillas. La clinozoisita puede ubicarse en la parte central del cristal de plagioclasa, en la parte exterior (Figura 5.7a, b) o puede encontrarse en varias partes a través del cristal. Se observó clinozoisita en el núcleo cálcico del cristal de plagioclasa en varias muestras; en una de ellas, la parte exterior estaba limpia, libre de minerales de alteración, y en otra muestra se encontró sericita, arcilla y clorita en esta parte del cristal. En otros casos se observó clinozoisita en la parte exterior del cristal mientras que el núcleo está alterado a arcilla y sericita.

Es común observar este mineral en la cuarzomonzodiorita en forma diseminada y no restringido específicamente a fracturas o vetillas o sus cercanías. Se observó la clinozoisita en numerosas ocasiones rellenando los huecos en la rejilla formada por los minerales de titanio (Figura 5.12b y 5.18). También, se observó clinozoisita en vetillas con otros minerales como epidota, cuarzo, feldespato, calcita y minerales opacos. Particularmente en rocas muy alteradas, la clinozoisita está asociada a cuarzo formado a partir del SiO<sub>2</sub> liberado durante la saussuritización de la plagioclasa.

### 5.2.16 Epidota

En lámina delgada, la epidota tiene un color verde pistache y a veces es pleocroica. Su forma, tamaño, relieve y crucero son parecidos a los de la clinozoisita. Tiene una figura de interferencia biáxica negativa y birrefringencia alta con colores de interferencia de segundo o tercer orden, según el contenido de hierro; a veces, los colores son anómalos y parecidos a los de la clinozoisita. Tiene extinción paralela.

En La Verde, la epidota no es tan común como la clinozoisita. Se encuentra como producto de alteración de la plagioclasa en la cuarzomonzodiorita (Figura 5.20a, b); en vetillas no es escasa y está asociada a los mismos minerales mencionados para la clinozoisita.

La composición de la epidota de una vetilla en la roca porfídica se presenta en la Tabla 5.6; el contenido de Fe no es muy alto en el mineral estudiado.

Tabla 5.6.- Composición de la epidota (% en peso). Análisis semicuantitativo por microsonda electrónica.

|                                |        |
|--------------------------------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 41.01  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.02   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 26.63  |
| FeO                            | 9.32   |
| MnO                            | 0.08   |
| MgO                            | 0.00   |
| CaO                            | 22.94  |
|                                | 100.00 |

### 5.2.17 Albita

En lámina delgada, es incoloro y en muestra de mano, gris claro, blanco o, a veces, rosa claro. Generalmente es de grano fino. El relieve es menor de lo del bálsamo.

La albita se formó por la propilitización de la plagioclasa en la cuarzomonzodiorita; se formaron clinozoisita (o epidota) y calcita a partir del componente cálcico del cristal dejando libre la parte albitica y, por tanto, la albita suele estar acompañada por uno de estos minerales (generalmente clinozoisita en las muestras estudiadas) o ambos. En las muestras estudiadas, además de los minerales mencionados, se presenta la albita asociada a clorita y cuarzo o cuarzo únicamente; se observó que, a veces, la albita se alteró a arcilla o sercita.

### 5.2.18 Sercita

En lámina delgada, la sercita tiene un color verde pálido o es incolora. Se encuentra en agregados, de forma escamosa, de cristales de grano muy fino en la cuarzomonzodiorita y la roca porfídica. La extinción es paralela o casi paralela al crucero. La birrefringencia es fuerte y el color de interferencia puede llegar hasta la parte superior del segundo orden aunque en los cortes paralelos al crucero es de primer orden.

Se forma por la alteración hidrotermal de minerales silicatados y en La Verde el mineral más susceptible a este tipo de alteración es la plagioclasa; el feldespato potásico está ligeramente alterado a sericita en algunos casos. Con la excepción de una muestra, la sericitización de la plagioclasa en la loma oeste nunca es total como en la zona de alteración fílica en otros pórfidos cupríferos. La sericita se encuentra principalmente acompañada por otros minerales de alteración tales como clorita, clinozoisita, epidota, calcita, albita, cuarzo y arcilla; los minerales de alteración de tipo propilitica suelen ser más abundantes que la sericita. En lámina delgada, se observó sericita en la parte central de algunos cristales de plagioclasa, afectando la zona cálcica del mineral; la parte exterior del cristal está limpia en un caso y, en otro, existe alteración argílica (Figura 5.5). En otra muestra, se observó un cristal donde la sericita está acompañada por arcilla en la parte central del cristal con clinozoisita afectando la parte exterior. En otro cristal, la parte central del cristal está limpia y la sericita afectó la parte exterior. En unas cuantas láminas delgadas se observó una pequeña cantidad de sericita en vetillas.

El término sericita se usa aquí en un contexto amplio e incluye muscovita, sericita, illita, fengita, paragonita, pirofilita y flogopita. El tamaño de grano no permite la identificación exacta de este mineral; los minerales mencionados son parecidos y se requiere de análisis más detallados para distinguirlos.

#### 5.2.19 Arcilla

Una roca afectada por la alteración argílica adquiere un color gris muy claro o blanco. En lámina delgada, la arcilla es parda y de grano extremadamente fino. El mineral más afectado por la alteración argílica es el feldespato potásico. En la mayoría de las muestras de roca porfídica y cuarzomonzodiorita estudiadas, la argilización es nula o ligera; en algunas muestras, la argilización es más intensa y también la plagioclasa, o hasta los minerales máficos, están afectados. Las rocas con feldespato argilizado generalmente están propilitizadas y, a veces, ligera o moderadamente sericitizadas.

Las tres muestras con mayor intensidad de argilización en la loma oeste fueron estudiadas por medio de difracción de rayos X y la arcilla fue identificada tentativamente como montmorillonita.

#### 5.2.20 Calcita

En lámina delgada, la calcita es incolora y en muestra de mano, blanca. Los cristales son anedrales y se presenta un crucero perfecto romboedral, observado por líneas en dos direcciones. La birrefringencia es extremadamente alta; los colores de interferencia son, por lo menos, del cuarto orden. La figura de interferencia es uniaxial negativa con anillos. Por medio de los análisis semicuantitativos del microscopio electrónico, se determinó que la calcita es bastante pura y no se detectó otro carbonato además de la calcita con una excepción: rellenando los huecos en piritas de una vetilla se encontró calcita rica en Fe rodeando un carbonato de Fe.

Se presenta la calcita alterando al clinopiroxeno donde está asociada a clorita; en vetas y vetillas; en plagioclasa saussuritizada, asociada a albita, clinozoisita y epidota; y rellenando los huecos en la rejilla formada por los minerales de titanio (Figura 5.18). La calcita es, a veces, el único mineral de

pero es más frecuente que existan otros minerales tales como cuarzo, clorita, clinzoisita, epidota, feldespatos y minerales opacos.

En las observaciones petrográficas se aprecia que la calcita se formó durante una etapa tardía. Las vetillas de calcita cortan otras vetillas y otros minerales secundarios y, además, se observó la calcita en la parte central de varias vetillas con clorita junto a las paredes, indicando que se depositó la calcita después de la clorita.

#### 5.2.21 Sulfuros

En la roca porfídica, el sulfuro más abundante es calcopirita, que llega a constituir hasta 1% del volumen total en las muestras estudiadas; es un mineral tardío y se encuentra reemplazando a otros minerales metálicos y en vetillas. También fueron observados varios granos de arsenopirita, pirita y cobaltita.

En la cuarzomonzodiorita, en general, la calcopirita es el mineral metálico más abundante aunque la pirita y la arsenopirita no son escasas; también existen pequeñas cantidades de cobaltita, esfalerita, pirrotita y molibdenita. Estos minerales están presentes en forma diseminada, rellenando huecos, recubriendo drusas o en vetillas.

**Arsenopirita.** La arsenopirita es un sulfoarseniuro de Fe. En luz reflejada es un mineral blanco, anisotrópico y con birefracción azulosa.

En la Tabla 5.7, se presentan seis análisis semicuantitativos, con su promedio, de la arsenopirita realizados en la microsonda. La arsenopirita es un mineral que siempre contiene algo de Co sustituyendo Fe y en las muestras estudiadas el mayor porcentaje observado de este elemento fue de 2.30% (en peso).

Tabla 5.7.- Composición de la arsenopirita (% en peso). Análisis semicuantitativo por microsonda electrónica.

|    | 1      | 2      | 3      | 4      | 5      | 6      | Promedio |
|----|--------|--------|--------|--------|--------|--------|----------|
| As | 48.55  | 51.08  | 50.47  | 50.68  | 49.97  | 49.50  | 50.04    |
| S  | 21.41  | 19.06  | 19.50  | 19.15  | 20.11  | 20.31  | 19.92    |
| Fe | 27.74  | 28.12  | 29.00  | 27.99  | 29.51  | 29.63  | 28.67    |
| Co | 2.30   | 1.73   | 1.03   | 2.20   | 0.41   | 0.56   | 1.37     |
|    | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00   |

En la roca porfídica, fueron observados algunos granos de arsenopirita en forma diseminada o recubriendo drusas que, en varias ocasiones, están reemplazados por calcopirita. Los granos miden regularmente de 0.05 a 0.08 mm.

En la cuarzomonzodiorita, este mineral fue observado en forma diseminada y en vetillas. En muestras con arsenopirita diseminada, la pirita o la calcopirita son, generalmente, más abundantes; se observó varios granos de arsenopirita en ciertas muestras mientras que en otras está ausente. En una vetilla, se observaron arsenopirita idiomórfica e hipidiomórfica en granos que varían de 3 a 7 mm; en esta vetilla es el sulfuro más abundante y está asociada a calcopirita, pirita y minerales de ganga.



notó una variación en el contenido de Ni en distintas partes del mineral; en algunos granos no se detectó Ni.

Aunque en algunas muestras fueron observados varios granos de cobaltita, ésta, por lo general, es un mineral poco abundante.

En los terreros de los socavones de exploración de La Verde se observó eritrita, a veces conocida por el término "cobalt bloom", que es un mineral secundario de color rosa intenso formado por la oxidación de cobaltita en o cerca de la superficie. Se estudió este mineral por difracción de rayos X (Figura 5.21).

**Pirita.** En luz reflejada, la pirita es de color crema; con respecto a otros minerales asociados, la pirita no es tan amarilla como la calcopirita, ni tan blanca como la arsenopirita. Tiene anisotropía débil. Es común que se encuentre en granos euedrales de forma cúbica y octaédrica. La pirita presenta mal pulimento respecto a otros minerales.

La pirita se encuentra en la roca porfídica así como en la cuarzomonzodiorita en vetas y vetillas y diseminada o recubriendo drusas. En algunas vetillas en la roca porfídica, la pirita predomina sobre la calcopirita, el único otro sulfuro presente, y la ganga que consiste en clinozoisita; en forma diseminada, la calcopirita es mucho más abundante que la pirita en las muestras estudiadas.

En las vetas encajonadas en la cuarzomonzodiorita, en donde se observaron arsenopirita y pirita asociadas, las relaciones texturales permiten establecer que la pirita es posterior. La pirita tiene los bordes ligeramente corroídos, está atacada y rodeada por la calcopirita, indicando que esta última se formó después de la pirita. La pirita también rodea a granos euedrales de cobaltita, indicando que este último se formó primero (Figura 5.15 y 5.19).

Los análisis químicos realizados en la microsonda indican una composición bastante pura; no se detectó cobalto ni níquel. Cuatro análisis semicuantitativos con su promedio están presentados en la Tabla 5.9. En el microscopio electrónico se observó, en la cuarzomonzodiorita, pirita euedral rodeada por restos de piroxeno que se están alterando a actinolita, calcita y cuarzo.

Tabla 5.9.- Composición de la pirita (% en peso). Análisis semicuantitativo por microsonda electrónica.

|    | 1      | 2      | 3      | 4      | Promedio |
|----|--------|--------|--------|--------|----------|
| Fe | 48.72  | 43.12  | 43.06  | 43.43  | 44.58    |
| S  | 51.28  | 56.88  | 56.94  | 56.57  | 55.42    |
|    | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00   |

**Esfalerita.** La esfalerita es sulfuro de zinc y, en la mayoría de los casos, una parte de este último elemento está sustituido por Fe. Su reflectividad es baja y, en luz reflejada, tiene un color gris; es un mineral isotrópico con nicols cruzados.



Es el último sulfuro en depositarse y en varias muestras reemplaza a otros minerales como arsenopirita, pirita y cobaltita (Figura 5.16).

En la roca porfídica, se observaron granos de calcopirita en un fenocristal de plagioclasa cerca de una fractura, recubriendo drusas, en una vetilla donde predomina la pirita y en vetillas con plagioclasa, feldespato potásico y clinozoisita que son anteriores en el tiempo.

En la cuarzomonzodiorita se observó calcopirita en vetas y vetillas con arsenopirita, pirita y minerales de ganga; rodeando cristales cuedrales de cuarzo formados anteriormente; intercrecida con los minerales de alteración de Ti sugiriendo que es un mineral contemporáneo a la alteración.

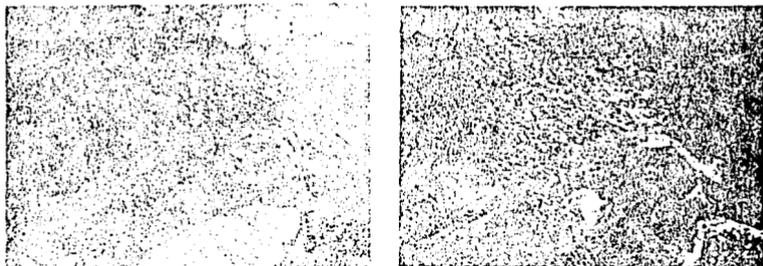


Figura 5.13.- Fotomicrografía que muestra una alteración selectiva de la cuarzo-monzoniorita que consiste en augita alterada a clorita y actinolita, cuarzo intercrecido con feldespato potásico, alterado a arcilla, y plagioclasa relativamente fresca. (a) Luz paralela. (b) Nicols cruzados; x-47.



Figura 5.14.- Fotomicrografía de microscopio electrónico de barrido, de electrones secundarios, que muestra ilmenita (Ilm) alterada al mineral de  $TiO_2$  y esfena (Spm).



Figura 5.15.- Fotomicrografía de microscopio electrónico de barrido, de electrones secundarios, que muestra cobaltita (Co), el primer mineral en formarse, rodeada por pirita (Py) que, a su vez, está rodeada por calcopirita (Ccp). En la sucesión sigue calcita (Ca) como relleno de oquedades.



Figura 5.16.- Fotomicrografía de microscopio electrónico de barrido, de electrones secundarios, que muestra cobaltita (Co) reemplazada por calcopirita (Ccp).



Figura 5.17.- Fotomicrografía de microscopio electrónico de barrido, de electrones secundarios, que muestra una vetilla de esfalerita (Sp) y molibdenita (Mo) en calcopirita (Ccp), y una vetilla tardía de calcita (Ca).



Figura 5.18.- Fotomicrografía de la cuarzozonodiorita que muestra la alteración de ilmenita (Ilm) a un mineral de  $TiO_2$  y esfena (Spn) y el desarrollo de una rejilla consistente en los minerales secundarios de titanio con los huecos rellenos por calcita (Ca) y clinzoisita (Czo). Nícoles cruzados; x 230.

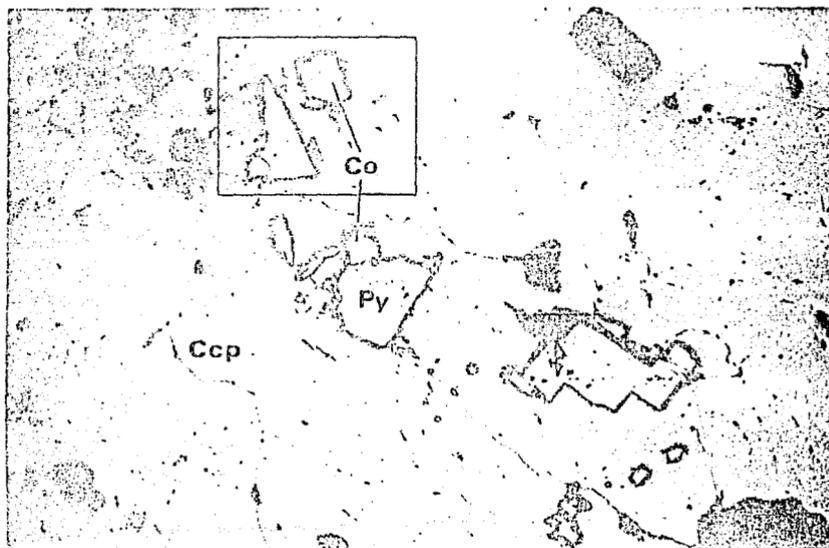


Figura 5.19.- Fotomicrografía de cobaltita (Co) y pirita (Py) rodeadas por calcopirita (Ccp). El área dentro del cuadro corresponde al área de la Figura 5.15. Luz reflejada; x 87.

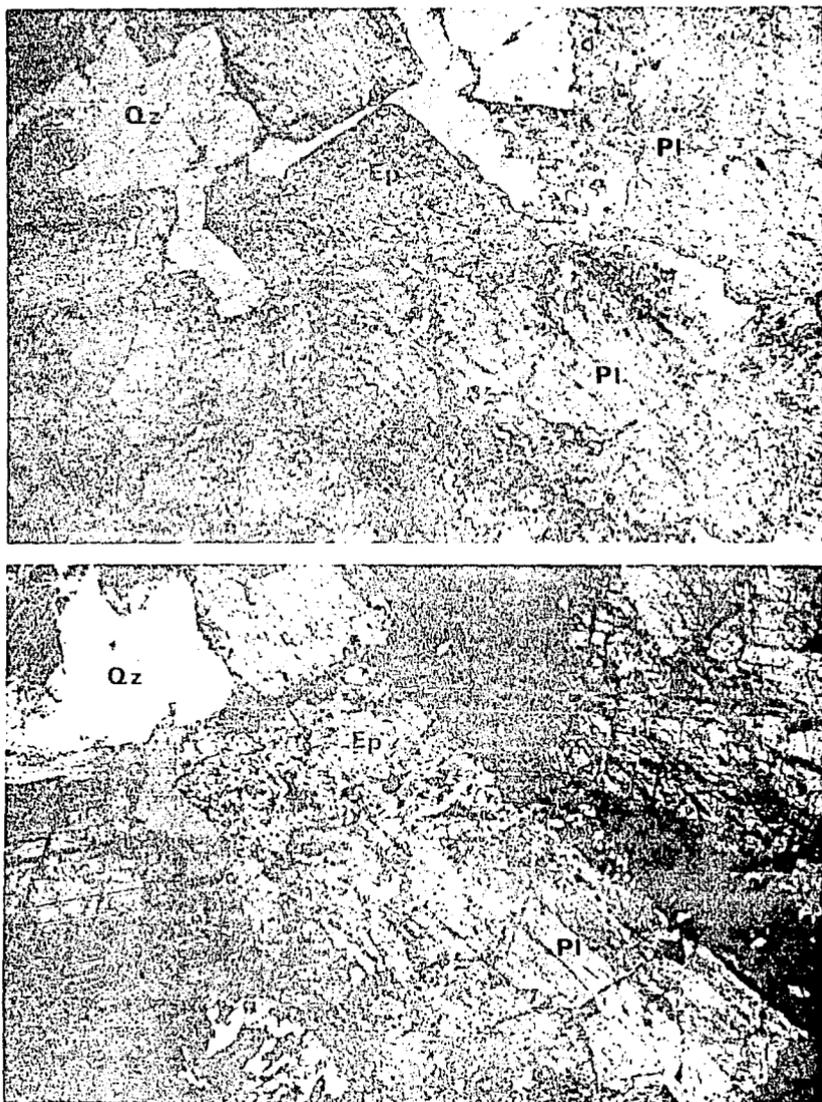


Figura 5.20.- Fotomicrografía de la cuarzomonzodiorita, con alteración propilítica, que muestra plagioclasa (Pl) alterada a epidota (Ep) y, en numerosas vetillas, clorita. (a) Luz paralela. (b) Nícoles cruzados, x 47.

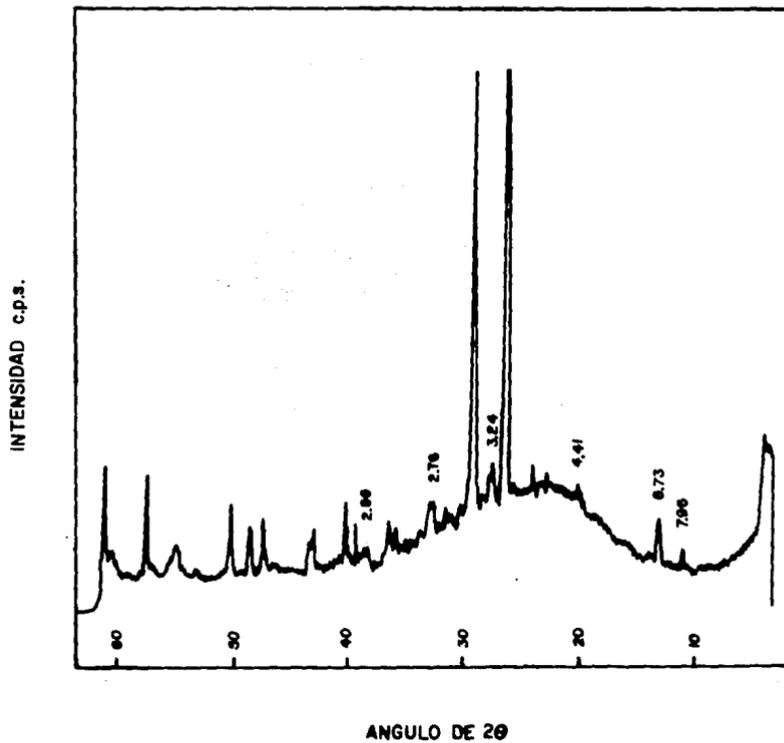


Figura 5.21 Difractograma de rayos X de la eritrita (Radiación CuK $\alpha$ )

## CAPÍTULO 6: GENERALIDADES SOBRE LOS PÓRFIDOS CUPRÍFEROS

### 6.1 DEFINICIÓN

La definición de pórfido cuprífero, que inicialmente significaba diseminación de cobre en una roca ígnea ácida de textura porfídica, ha evolucionado desde que el desarrollo tecnológico permitió la explotación de depósitos de baja ley y alto tonelaje mediante el minado en gran escala. Tal desarrollo se inició en 1904 cuando Daniel C. Jackling instaló un molino para tratamiento de grandes volúmenes; el primer depósito de esta clase en ser explotado fue el de Bingham, Utah, el cual perteneció a la Utah Copper Company (Gilmour, 1982).

Entre las primeras definiciones destacan las de Emmons y Lindgren. Emmons (1918) los clasificó como depósitos de cobre diseminado desarrollados en un cuerpo intrusivo porfídico o un esquisto que se explotan por los sulfuros secundarios. Mencionó que se originaron a partir de la intrusión de un magma que se solidificó para formar una roca porfídica; esta roca se fracturó y se mineralizó por la acción de aguas ascendentes de origen profundo, asociados, probablemente, a un cuerpo ígneo no completamente solidificado; posteriormente, la erosión dejó el cuerpo metalizado expuesto en la superficie y las aguas descendentes lixiviaron el cobre, transportándolo hacia abajo a la zona reductora donde se depositó principalmente como calcocita para formar un manto extenso de sulfuros secundarios con, por lo menos, 1.5% de Cu.

Lindgren (1933) los clasificó como "depósitos de cobre diseminado" y mencionó también que se les llamaba "mantos de calcocita" y "menas porfídicas" pero, en este último caso, no siempre estaban restringidos a tal tipo de roca. En su definición, asentó lo siguiente: "Son productos de reemplazamiento, tienen una gran extensión horizontal y su principal mineral de mena es calcocita; grandes masas de roca (incluyendo esquisto, monzonita, cuarzomonzonita, cuarzodiorita, o sus pórfidos) están débilmente mineralizadas y forman la "protomena", la cual no tiene valor económico por su bajo contenido de cobre; sin embargo, cuando aguas descendentes actúan sobre esta masa de roca, se deposita la calcocita en, y abajo de, el nivel freático originando cuerpos grandes y planos de mena de cobre de baja ley, que varía de 1 a 4% de Cu, que pueden ser minados y concentrados a costo bajo".

Bateman (1950) los definió de modo similar y mencionó sus características: (1) Son de baja ley y se operan en gran escala y a costo bajo; (2) están asociados con cuerpos intrusivos en forma de tronco de pórfido monzónico; (3) son reemplazamientos diseminados en pórfidos o en esquistos encajonantes; (4) tienen forma de manto, con sus dimensiones horizontales mayor que las verticales; (5) la mineralización primaria está acompañada por sericitización intensa y, localmente, silicificación de la roca encajonante; (6) todos están cubiertos por encapes lixiviados; (7) todos han estado sujetos a un mayor o menor enriquecimiento secundario; (8) y todos tienen un origen similar con diferencias en la roca encajonante, forma, tamaño, ley, oxidación y grado de enriquecimiento secundario.

Parsons (1957) indicó que el cobre se encuentra principalmente en vetillas y a lo largo de fracturas pero también en forma diseminada y que, antes de la depositación de los minerales de cobre, hubo un intenso fracturamiento de la roca. Sugirió una serie de características, similares a las enumeradas anteriormente, que debían ser comunes a los depósitos de esta clase. Sin embargo, Tittley (1966) mencionó que algunos depósitos no reúnen ciertas características como la asociación genética demostrable con rocas ígneas, la presencia de enriquecimiento secundario y, por su parte, hace las siguientes consideraciones: todos son, inicialmente, el resultado de procesos hipogénicos relacionados a actividad ígnea; la mayoría son epigenéticos (algunos pueden ser, en parte, singenéticos); todos están relacionados espacialmente a rocas ígneas, aunque las asociaciones genéticas no siempre son demostrables; las rocas ígneas asociadas varían de diorita a granito, pero lo más común es la composición de grandiorita a cuarzomonzonita; los procesos supergénicos son importantes en algunos, pero no en todos los depósitos y están ausentes en otros; todos se caracterizan por mineralización de cobre diseminada, de baja ley; todos manifiestan algunas características de los depósitos mesotermales de Lindgren, pero algunos se describen mejor como pirometasomáticos.

Stringham (1966), por su parte, mencionó las características siguientes que debe reunir un pórfido cuprífero: (1) Los cuerpos intrusivos no deben ser más máficos que la composición de la familia andesita-diorita, aunque parece haber preferencia por la cuarzomonzonita-cuarzolalita; (2) El pórfido intrusivo es un factor absolutamente necesario existiendo con o sin el tipo granitoide asociado; (3) La condición estructural favorable es el emplazamiento pasivo del cuerpo intrusivo; (4) Donde las texturas granitoide y porfídica coexisten, el pórfido debe ser tardío en el desarrollo del complejo; (5) Los contactos bien definidos entre los tipos granitoide y porfídico son los más favorables aunque la presencia en cierto grado de contactos graduales no es completamente desfavorable; (6) La roca encajonante puede ser de todos los tipos litológicos, espesores y edades excepto, quizá, el Pleistoceno; (7) Para los depósitos diseminados las rocas más favorables para encajonar el depósito son las metamórficas o sedimentarias con un alto contenido de sílice o las rocas intrusivas.

Estudios posteriores ampliaron los conocimientos sobre distintos aspectos de los pórfidos cupríferos como, por ejemplo, la alteración hidrotermal (Creasey, 1959, 1966; Burnham, 1962; Meyer y Hemley, 1967; Lowell y Guilbert, 1970; Rose, 1970) y génesis (Sillitoe, 1972a, 1973, 1980; Sillitoe y Bonham, 1984; Damon, 1986).

Actualmente, el término pórfido cuprífero significa un depósito grande de baja ley que contiene calcopirita y otros sulfuros de cobre y, en menor cantidad, oro, plata y sulfuros de molibdeno, que se puede explotar a gran escala, generalmente a tajo abierto pero también por métodos subterráneos. Los pórfidos cupríferos están asociados a rocas intrusivas y sus correspondientes rocas encajonantes; su formación es el resultado del emplazamiento y enfriamiento de un plutón de composición calcalcalina o, en ocasiones, alcalina, generalmente con unidades porfídicas, a poca profundidad. El evento intrusivo crea una permeabilidad secundaria alta (fracturas), permitiendo el desarrollo de un sistema hidrotermal extenso con la circulación de agua de varias fuentes a través del plutón y la roca encajonante, lo que resulta en la alteración y mineralización de grandes volúmenes de roca. En el ciclo convectivo, el agua

se enfría, y se forman los minerales de alteración y se precipitan los metales en zonas de alteración burdamente concéntricas que tienen como su núcleo el plutón o el contacto entre el plutón y la roca encajonante. Se presentan, entonces, algunos o todos los siguientes tipos de alteración: potásica, propilítica y filítica, con alteración argílica, generalmente de origen supergénico. La mena se presenta en forma disseminada y en *stockwork* en la roca intrusiva y la roca encajonante; generalmente, el cuerpo mineralizado está asociado a la alteración de tipo potásico.

La zona de enriquecimiento secundario es importante en la mayoría de los depósitos de esta clase. Antes de la segunda guerra mundial, se explotó principalmente el cobre proveniente de esta zona cuya ley variaba, generalmente, de 1 a de 2.5% Cu. Posteriormente, con el descubrimiento de nuevos depósitos de sulfuros primarios, la disminución de las leyes en los depósitos existentes, y la importancia que los metales menores (Mo, Au y Ag) empezaron a tener, se empezó la explotación de depósitos de sulfuros primarios de baja ley.

## 6.2 AMBIENTE GEOLÓGICO

La mayoría de los depósitos de pórfidos cupríferos en el mundo se ubican en los cinturones orogénicos caracterizados por magmatismo calcialcalino y, según Sillitoe (1972a), están relacionados genéticamente a los arcos magmáticos que se forman arriba de las zonas de subducción. Los depósitos más estudiados en el mundo son los del anillo circumpacífico; en esta zona, los depósitos formados desde el Mesozoico se localizan en regiones que han sufrido una deformación, fallamiento y levantamiento intenso (Titley y Beane, 1981). En la margen oriental del Pacífico, la mayoría de los depósitos son del Mesozoico-Terciario y, generalmente, se ubican entre los batolitos mesozoicos de la costa y las rocas del cratón precámbrico-paleozoico temprano o del basamento levantado; se desarrollan principalmente en un ambiente continental, pero también existen depósitos de ambiente de arco insular. En el Pacífico sudoccidental, los depósitos se han formado desde la parte media del Terciario y tienden a estar relacionados a arcos insulares (Titley, 1975, 1981). Con algunas excepciones, los depósitos de un ambiente de arco insular generalmente son más ricos en oro y más pobres en molibdeno que los de un ambiente continental.

### 6.2.1 Fajas metalogénicas

En México y el SW de los Estados Unidos, la mayoría de los yacimientos minerales están asociados al vulcanismo de los arcos magmáticos de tipo calcialcalino (Clark *et al.*, 1979; Damon *et al.*, 1981; Damon *et al.*, 1983; Damon, 1986). Los arcos magmáticos se desplazan con el tiempo (Coney y Reynolds, 1977), creando fajas metalogénicas subparalelas a la paleotrinchera (Sillitoe, 1972b). En esta zona, el 90% de los pórfidos cupríferos fechados yacen en una franja, subparalela a la costa del Océano Pacífico (Figura 6.1), que se extiende desde Arizona (Mineral Park), en el norte, hasta Guerrero (Las Salinas), en el sur (Damon *et al.*, 1983).



Figura 6.1 Franja de pórtidos cupríferos en México y la parte sudoccidental de los Estados Unidos de América. En negro, la zona de yacimientos económicos y el rayado indica la zona de depósitos no económicos (Damon *et al.*, 1983).

### 6.2.2 Edad

Los pórfidos cupríferos varían en edad desde el Precámbrico, en el escudo canadiense, hasta el Pleistoceno, en el SW del Pacífico, donde se encuentran varios depósitos de menos de 5 Ma de edad. La principal etapa de mineralización en el SW del Pacífico fue durante el Mioceno-Plioceno (Titley y Beane, 1981) y está relacionada, probablemente, a un aumento en la velocidad de divergencia a lo largo de la dorsal del Pacífico oriental (Coney y Reynolds, 1977).

El fechamiento radiométrico de los pórfidos cupríferos en México (Damon y Montesinos, 1978; Damon *et al.*, 1983) y en el SW de los Estados Unidos por Creasey y Kistler (1962) y otros autores (Ver compilación en Livingston, 1973; Titley, 1982a; Heidrick y Titley, 1982) indica una edad laramfídica para todos los depósitos en México y la parte sudoccidental de los Estados Unidos, con la excepción de cuatro depósitos prelaramfídicos y siete postlaramfídicos. Los depósitos laramfídicos se emplazaron en un período de convergencia durante el desplazamiento hacia el oriente del arco y están asociados a rocas ígneas de tipo calcalcalino (Damon *et al.*, 1983).

Los depósitos prelaramfídicos son de edad: a) jurásica (San Juan Mazatlán, Oaxaca, 191 Ma, y Bisbee, Arizona, 178 Ma); b) Albiano (El Arco, B. C.,  $107 \pm 2.4$  Ma) y c) del principios del Cretácico Tardío (Bacamacari, Sinaloa,  $87.9 \pm 1.8$  Ma). Los siete depósitos postlaramfídicos se ubican en México y son los siguientes: el prospecto Mina de los Reyes, en Chihuahua ( $36.6 \pm 0.8$  Ma); La Verde ( $33.4 \pm 0.7$  y  $31.1 \pm 0.6$  Ma), Inguarán ( $35.6 \pm 0.8$  y  $32.1 \pm 0.8$  Ma) y San Isidro ( $32.5 \pm 0.7$  y  $31.8 \pm 0.7$  Ma), en Michoacán; La Sorpresa, Jalisco (32 Ma); y Santa Fé ( $2.29 \pm 0.10$  Ma), donde la mina está cerrada, y el prospecto Tolimán ( $5.75 \pm 0.10$  Ma), en Chiapas.

Los tres depósitos de Michoacán se formaron durante un período de magmatismo y mineralización que afectó esta zona durante el Oligoceno y están asociados a rocas calcalcalinas.

### 6.2.3 Roca encajonante

Los plutones relacionados a los pórfidos de cobre se emplazan en rocas de cualquier edad y tipo, desde rocas intrusivas o metamórficas precámbricas hasta rocas sedimentarias del Mesozoico o volcánicas del Pleistoceno. En México, la roca encajonante en 69% de los pórfidos de cobre consiste en batolitos y rocas volcánicas penecontemporáneas asociadas (Damon, 1986) que se formaron por el desplazamiento del arco volcánico.

Aparentemente, la composición y las características de la roca encajonante son factores que influyen en el patrón de alteración y en los minerales de alteración que se forman, pero no en el tipo de minerales de mena formados. En una roca calcárea, se desarrolla un *skarn* mientras que en una roca ígnea intermedia se forman todas o algunas de las siguientes zonas de alteración: potásica, propilitica, fílica y argílica.

### 6.3 CUERPOS INTRUSIVOS

La relación entre la mineralización y el emplazamiento y enfriamiento de un plutón se ha probado por medio de estudios isotópicos. En los pórfidos cupríferos del suroeste de los Estados Unidos, se demostró que la mineralización de edad laramídica fue penecontemporánea con el magmatismo y que estaba relacionada con el enfriamiento de la roca adyacente o plutón asociado (Damon y Mauger, 1966). En ocho pórfidos cupríferos localizados en Arizona, la edad de la mineralización resultó ser indistinguible de la del plutón (Livingston *et al.*, 1968). Las edades isotópicas obtenidas en México y la parte sudoccidental de los Estados Unidos sugieren una relación genética estrecha entre el magmatismo y la actividad hidrotermal en la mayoría de los pórfidos cupríferos (Warnaars *et al.*, 1978). Se determinó una diferencia de aproximadamente 3 millones de años entre las primeras etapas de emplazamiento de un plutón y la mineralización producida por cuerpos intrusivos porfídicos (Damon, 1986).

Generalmente, la presencia de mineralización anómala de sulfuros de cobre se asocia con uno o varios cuerpos intrusivos en forma de tronco con diques asociados, y las zonas de alteración y mineralización tienen como núcleo al plutón o al contacto de este último con la roca encajonante. Por lo general, los plutones son pequeños (< 2 km en diámetro), aunque su emplazamiento resulta en la alteración de grandes volúmenes de roca. Las rocas intrusivas, en la mayoría de los pórfidos cupríferos, son de textura porfídica, y se emplazaron a poca profundidad (de 1 a 3 km, según Norton, 1982; de 1 a 5 km, según Titley, 1982b); una excepción notable es la cordillera canadiense, donde algunos depósitos muestran, aparentemente, una relación genética con rocas intrusivas equigranulares.

En algunas localidades, no afloran rocas plutónicas y el depósito se ha emplazado en rocas volcánicas cortadas por un enjambre de diques (Safford y Red Mountain, Arizona); en este caso, se infiere la existencia de un cuerpo intrusivo porfídico abajo del nivel actual de exploración.

Los plutones asociados a los pórfidos cupríferos muestran una gran variación en composición, desde diorita cuarcífera hasta monzonita cuarcífera o granito, y la mayoría son calcalcalinas, con la excepción de los cuerpos intrusivos alcalinos de la cordillera en la parte noroccidental de los Estados Unidos y occidental de Canadá. En su trabajo clásico sobre pórfidos cupríferos, Lowell y Guilbert (1970) describieron el depósito mineral San Manuel-Kalamazoo, en Arizona, y lo compararon con 26 depósitos importantes ubicados principalmente en el SW de los Estados Unidos; en su modelo de un pórfido cuprífero típico, concluyeron que la roca intrusiva asociada a esta clase de depósito es de composición cuarzomonzonítica.

Aunque no es siempre el caso, los intrusivos de ambiente de arco de islas son, generalmente, de cuarzdiorita o granodiorita de hornblenda-biotita; por otro lado, los intrusivos en un ambiente de margen continental son más alcalinos que los de un ambiente de arco de islas y la composición es, generalmente, monzonita cuarcífera o sienita (Burnham, 1981).

Hollister (1975) propuso una clasificación de los pórfidos cupríferos según la composición de las rocas intrusivas: el modelo diorítico incluye rocas con un bajo contenido de cuarzo (diorita, sienita y monzonita) y rocas alcalinas como las de la cordillera de Las Cascadas, mientras que el modelo cuarzomonzonítico es más común y comprende rocas calcalcalinas con mayor contenido de cuarzo,

correspondiendo al modelo de Lowell y Guilbert (1970). En cuerpos intrusivos dioríticos, generalmente, no se desarrolla la alteración fílica ni la argílica; se presenta una zona de alteración potásica rodeada por una zona propílica en la cual predomina la clorita. Debido a un bajo contenido de azufre en los fluidos mineralizantes, no todos los óxidos de hierro se convierten en pirita sino que permanecen en clorita o biotita. El exceso de hierro se presenta en la forma de magnetita, que se encuentra en todas las zonas de alteración.

Los intrusivos asociados a la mineralización de tipo pórfido cuprífero pertenecen, casi siempre, a la serie de la magnetita, según la clasificación de Ishihara (1981), y al grupo de tipo I (Burnham, 1981), según el sistema de clasificación de granitos de Chappell y White (1974).

Los plutones pequeños generalmente representan un solo cuerpo magmático de textura uniforme, mientras que los grandes frecuentemente son cuerpos complejos que consisten en hasta ocho fases intrusivas. Generalmente, los depósitos grandes están relacionados a intrusivos grandes o complejos mientras que los intrusivos pequeños dan lugar a depósitos pequeños.

Los intrusivos complejos varían de 10 a 50 km<sup>2</sup> en superficie (en el SW de los Estados Unidos) hasta 1,000 km<sup>2</sup> (el batolito de Guichon Creek, Columbia Británica) y 3,500 km<sup>2</sup> (batolito Bismark, Nueva Guinea). En los más grandes, los intrusivos porfídicos portadores de cobre llegan hasta 4 km<sup>2</sup> en área (Titley y Beane, 1981).

Los intrusivos complejos generalmente contienen varios tipos de roca; muestran variaciones en textura y/o composición con la fase más joven rodeada sucesivamente por fases más antiguas. En este caso, el cobre tiende a concentrarse alrededor de la fase intrusiva más joven. En varios depósitos, fueron observados cambios en textura y composición dentro del intrusivo desde la parte más antigua, en el exterior, hacia la parte más joven, en el interior; la textura cambia de equigranular a porfídica y la composición muestra una variación de diorita o cuarzdiorita, en el exterior, a granodiorita o cuarzonzonita, en el interior (Titley y Beane, 1981).

### 6.3.1 Plutones productivos y estériles

Los plutones estériles se encuentran en el mismo distrito con los plutones productivos de la misma edad y composición. Esto ha motivado la realización de diversos estudios para conocer los factores que determinan la productividad de un plutón.

Stringham (1960) estableció ciertos criterios para distinguir entre los plutones productivos y los plutones estériles, de los cuales los más importantes son los siguientes: los plutones productivos son de emplazamiento pasivo; los rasgos de estructuras de flujo son débiles; en los cuerpos intrusivos, existe poca variación en tamaño de grano, los rasgos de enfriamiento no están bien marcados, y existen pocos fenocristales en los cuerpos más pequeños; muestran una composición uniforme; una matriz vítrea está virtualmente ausente; y los contactos del plutón con otras rocas, aún una roca granitoide relacionada, están bien definidos.

El factor más importante en el desarrollo de un depósito económico es, aparentemente, el grado de fracturamiento. Un plutón productivo está altamente fracturado, en todos los grados, y las fracturas

contienen sulfuros y minerales de alteración. Un plutón estéril es relativamente impermeable; contiene pocas fracturas continuas (permeabilidad baja) y los efectos de alteración y mineralización son menores aunque la roca que lo encajona esté alterada y mineralizada (Norton, 1982). En un plutón impermeable, el camino de los fluidos hidrotermales se limita a la roca encajonante y no penetra al plutón.

Mason y McDonald (1978) concluyeron de sus estudios de minerales ferromagnesianos de los depósitos en la margen occidental del Pacífico (ambiente de arco insular) que pueden existir varias series calcialcalinas (K-alto, K-normal, K-bajo) en un solo complejo, pero la mineralización está asociada a una serie calcialcalina baja en K. Observaron también que los anfíboles en rocas asociadas a la mineralización muestran un enriquecimiento en Mg desde el núcleo del cristal hacia sus bordes, mientras que los anfíboles de plutones estériles generalmente muestran un enriquecimiento en Fe; es posible que una alta fugacidad de oxígeno sea la responsable del enriquecimiento de Mg en los anfíboles de las rocas mineralizadas.

Feiss (1978), bajo la premisa de que el magma es la fuente de los metales, planteó que la química de la roca puede indicar si un plutón es propenso a la mineralización. Durante la cristalización de un magma granítico, el cobre muestra preferencia por ocupar una posición octaédrica. Se ha demostrado que la relación  $Al_2O_3/(K_2O + Na_2O + CaO)$  de un magma es proporcional al número de posiciones octaédricas en su estructura cristalina disponibles en la fase líquida de un magma. En un magma de relación alúmina/álcali alta, la fase líquida tiene posiciones octaédricas disponibles y existe una mayor retención de cobre en la fase líquida; por tanto, las condiciones son favorables para la mineralización en los pórfidos cupríferos debido a que el cobre llegaría a la etapa hidrotermal en fase líquida. Por otro lado, en los magmas de relación alúmina/álcali baja, el cobre tiende a formar parte de ciertos minerales ferromagnesianos de formación temprana como, por ejemplo, la biotita. Concluyó, por tanto, que los minerales ferromagnesianos de los plutones mineralizados deben ser deficientes en cobre en comparación con los de los sistemas estériles. En un estudio posterior de los depósitos en el SW del Pacífico, Mason y Feiss (1979) presentaron resultados parecidos, es decir, una relación alúmina/álcali alta en plutones productivos y baja en plutones estériles; no obstante, encontraron un traslape en los valores intermedios para los dos tipos de plutones donde no se define claramente la productividad del plutón.

Titley y Beane (1981) establecieron que en los depósitos productivos el plutón se caracteriza por contener hornblenda y, particularmente, biotita, mientras que el piroxeno es poco común o está ausente.

Burnham (1981) reconoció seis restricciones fisicoquímicas del magma para la mineralización en un pórfido cuprífero. El magma debe: (1) contener entre 2 y 5% en peso de  $H_2O$  para producir un sistema extensivo de fracturamiento a una profundidad de 2 a 8 km, para llegar a una profundidad de 2 a 6 km sin cristalizarse, y para permitir la formación de fenocristales de biotita y hornblenda a una profundidad > 2 km; (2) tener una temperatura alta (> 800°C) para llegar a una profundidad de 4 km o menos en estado principalmente líquido; (3) contener suficientes metales y azufre para producir mineralización económica; (4) contener suficiente cloro para crear fluidos magmático-hidrotermales con la capacidad de transportar metales y azufre reducido en cantidades suficientes para formar un

cuerpo mineralizado; y (5) tener una fugacidad de oxígeno lo suficiente alta para transportar grandes cantidades de azufre y cloruros metálicos.

### 6.3.2 Origen del magma

La relación del estroncio inicial ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) de un magma primitivo (un magma no contaminado) es relativamente baja mientras que un magma contaminado por la corteza, de origen complejo, muestra un valor alto. Los pórfidos cupríferos, según los valores iniciales de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  determinados en varios estudios (Ver compilación en Hollister, 1978; Tittley y Beane, 1981), corresponden a magmas derivados del manto, con algo de contaminación de la corteza. Kesler y colaboradores (1975) mostraron que la relación de estroncio inicial de los plutones asociados a pórfidos cupríferos varía, de manera significativa, según el ambiente tectónico; la relación es baja en un ambiente de arco insular o margen continental, mientras que la relación es alta en un ambiente cratónico, lo cual indica contaminación del magma. Kesler y colaboradores (1975) sugirieron un valor de 0.705 como la divisoria entre los dos ambientes tectónicos; establecieron que el molibdeno generalmente no es importante en los depósitos con un valor inicial de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  menor que 0.705.

Damon y colaboradores (1983) reconocieron que en los depósitos de tipo pórfido cuprífero de México hacia el sur del paralelo 28°N, los valores varían entre 0.7036 y 0.7063 con una media de y desviación estándar de  $0.7048 \pm 0.0008$ ; hacia el norte del paralelo 28°, los valores varían de 0.7059 a 0.7103 con una media y desviación estándar de  $0.7075 \pm 0.0013$ . Sugirieron que los dos grupos de valores indican magmas de orígenes distintos. El paralelo 28°N corresponde aproximadamente con el límite septentrional del terreno "sospechoso" Guerrero que, aparentemente, se acrecionó al cratón de América del Norte durante la orogenia Laramide (Coney, 1983; Campa y Coney, 1983). Los valores del Terreno Guerrero son iguales o casi iguales a los valores propuestos para el manto (Damon *et al.*, 1983), indicando magmas con poca contaminación de la corteza; los valores más altos al norte de 28°N son debidos aparentemente a la presencia de un basamento precámbrico que contaminó el magma. En La Verde, los valores determinados para hornblenda en un pórfido cuarzodiorítico y anortoclasa en una pegmatita son de 0.7055 y 0.7042 respectivamente (Damon *et al.*, 1983).

## 6.4 GÉNESIS

Entre las primeras ideas sobre el origen de un pórfido cuprífero se encuentra la de Emmons (1918); habló de la intrusión de un magma, la solidificación posterior para formar una roca porfídica, y el fracturamiento y mineralización por aguas ascendentes de origen profundo, probablemente a partir de un cuerpo ígneo asociado. Posteriormente, Emmons (1927) mencionó que los pórfidos cupríferos están controlados por fracturamiento y se ubican en la parte alta de las cúpulas o extensiones superiores de los batolitos por lo que los denominó, en su clasificación, "acrobatolíticos". Este término es compartido por Lindgren (1933) quien además asentó que los depósitos se derivan de las emanaciones ascendentes de tales cúpulas.

Las teorías sobre el origen se adaptaron a la tectónica de placas en los años setenta. Según Sillitoe (1972a), los pórfidos cupríferos se generan en los límites de placas convergentes como resultado del magmatismo

calciocalino producido por la fusión parcial de la corteza oceánica en una zona de subducción. Sillitoe (1973) amplió su modelo para proponer que estos depósitos están asociados a troncos emplazados en las raíces de un estratovolcán a una profundidad de 1.5 a 3 km de la cima del volcán (Figura 6.2). Posteriormente, Sillitoe (1980), en un estudio de los ambientes en los cuales se generan los pórfidos cupríferos y los depósitos de tipo Kuroko (sulfuros masivos), sugirió que los dos tipos de depósito son incompatibles; el primer tipo se forma en un ambiente de arco vulcanoplutónico, submarino o subaéreo, abajo de un estratovolcán andesítico-dacítico en contraste con los sulfuros masivos que se desarrollan únicamente en arcos submarinos en una caldera resurgente durante o después del vulcanismo riolítico o riodacítico. Sillitoe y Bonham (1984) relacionaron varios tipos de yacimientos minerales con geofor-mas volcánicas; propusieron que los troncos portadores de pórfidos cupríferos y vetas ricas en metales base y metales preciosos se generan en la parte central-profunda de un estratovolcán, mientras que los depósitos de pórfidos de molibdeno se desarrollan abajo de los complejos de domos riolíticos.

En el modelo genético de Sillitoe (1972a, 1973, 1980), los pórfidos cupríferos se forman en un ambiente subvolcánico en la parte superior de una cámara magmática (aunque los troncos portadores de cobre puedan alcanzar la base del estratovolcán), durante sus últimas etapas de consolidación, y cuando la mayor parte de la actividad eruptiva ha cesado. Sillitoe indicó que el emplazamiento del plutón y el vulcanismo son eventos penecontemporáneos aunque es difícil encontrar evidencia de vulcanismo andesítico-dacítico en la mayoría de los depósitos; si un depósito de este tipo se emplaza en las rocas debajo de un cono volcánico, generalmente el depósito se expone a la superficie después de la erosión de las rocas volcánicas cogenéticas sobreyacentes. Sillitoe (1973, 1980) mencionó varios ejemplos en donde la diferencia de edad entre el vulcanismo andesítico-dacítico y los troncos porfídicos mineralizados es poca y los dos eventos se pueden considerar contemporáneos: Farallón Negro, en Argentina (3 Ma); Safford, en Arizona (5 Ma); Baguio, en Filipinas; y Highland Valley, en British Columbia.

El mecanismo de emplazamiento de un batolito y sus intrusivos porfídicos es objeto de controversia, especialmente en la falta de un vínculo para unir la estructura profunda (batolito) con los plutones porfídicos que se emplazan cerca de la superficie; es decir, lo que permitiría la circulación de magmas entre el batolito y las raíces de un estratovolcán.

Damon (1986) apoyó el modelo de Sillitoe y, como resultado de sus estudios en Sonora y Sinaloa, presentó su explicación del fenómeno basado en el concepto de estructuras domo-en-domo de Ramberg (1981, *in* Damon, 1986). Damon propuso que, durante el enfriamiento de un batolito, se crea una inestabilidad gravitacional entre las partes inferior y superior. La parte superior está en contacto con la roca encajonante, se enfría y cristaliza primero, adquiriendo una densidad mayor que la parte inferior. Como resultado de esta inestabilidad, la parte menos densa, en el interior, se mueve hacia arriba en la forma de un domo. Posteriormente, se enfría la parte superior del domo ascendente creando de nuevo una inestabilidad gravitacional, lo cual resulta en el movimiento ascendente de la parte inferior en la forma de un domo que produce la intrusión de este nuevo domo. Se repite varias veces el fenómeno creando, finalmente, cúpulas porfídicas, es decir, estructuras domo-en-domo, que representan las raíces hipabisales porfídicas de un estratovolcán. Las estructuras domo-en-domo forman sistemas hidroter-

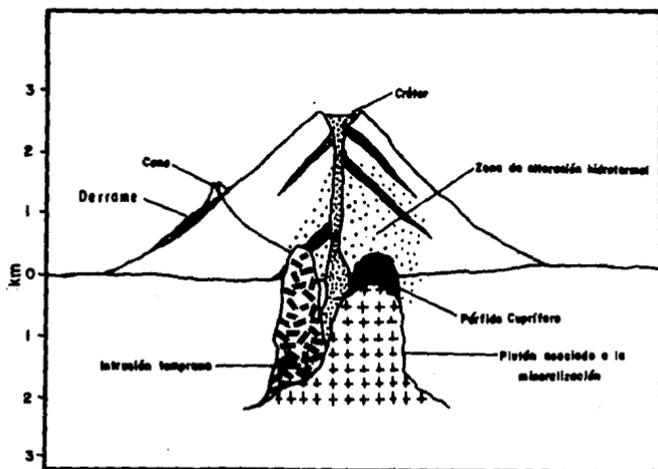


Figura 6.2 Modelo de un pórfido cuprífero típico, en las raíces de un estratovolcán en el límite entre un ambiente plutónico y volcánico (simplificado de Sillitoe, 1973, y Sillitoe y Bonham, 1984)

males abiertos y extensos, con una vida que corresponde a la de un estratovolcán (hasta 2.5 Ma), permitiendo el transporte de fluidos portadores de metales a través de grandes distancias desde el batolito y la roca encajonante hasta las raíces del estratovolcán en donde los metales se precipitan.

No todos los investigadores están de acuerdo con el modelo de Sillitoe (1972a, 1973, 1980). Lowell (1974) indicó la falta de evidencia para la presencia de una zona de subducción durante la formación de los pórfidos cupríferos en el SW de los Estados Unidos.

Hollister (1978) reconoció que algunos pórfidos cupríferos se formaron en un ambiente de arco volcánico arriba de una zona de Benioff en donde se encuentra una trinchera paralela al arco, pero no aceptó la subducción como el mecanismo que genera todos los pórfidos cupríferos. Mencionó varias excepciones: (1) los depósitos más jóvenes de la Cordillera de las Cascadas, en el NW de los Estados Unidos y la parte colindante de Canadá, que se han formado cuando aparentemente no existía una zona de Benioff ni una trinchera cerca de la costa, y (2) los depósitos (Bingham) que se han formado a grandes distancias de los límites de placas. Hollister (op. cit.) concluyó que la posición de los pórfidos cupríferos en la Cordillera de América del Norte y en la del Sur, sugiere una relación genética con la tectónica de placas, pero que el factor esencial no es la presencia de una zona de subducción sino fracturamiento cortical, lo cual permite el acceso a la superficie de un magma proveniente de la zona de baja velocidad de la parte superior del manto.

Según Tittley y Beane (1981), los pórfidos cupríferos resultan del emplazamiento y enfriamiento de un plutón a poca profundidad, pero no siempre acompañado por vulcanismo en la superficie. Reconocieron, además, que muchos de los depósitos de pórfidos cupríferos se han formado arriba de una zona de subducción, pero indicaron que una relación directa entre la subducción y los pórfidos de cobre es "elusiva" y que la placa litosférica en subducción no es la fuente única de magmas generadores de los depósitos.

Según Nielsen (1984), muchos depósitos se emplazaron sin vulcanismo en la superficie; propuso que el intrusivo asociado a la mineralización pudo haber llegado hasta la superficie, sin que se construyera, necesariamente, un estratovolcán.

Algunos depósitos se formaron, aparentemente, durante épocas de convergencia rápida e intensa actividad ígnea (Tittley, 1975); no obstante, ésta no es una condición esencial ni única para la formación de un depósito. La formación de un gran número de depósitos laramídicos en Arizona y áreas adyacentes concurre con un cambio en la dirección de subducción, entre la placa de Farallón y la placa norteamericana, de oblicua a normal y con un aumento en la velocidad de la subducción (Coney, 1972). Tittley y Beane (1981) propusieron que una cierta combinación de estilos y velocidades de convergencia produce fracturamiento profundo en la corteza, seguido por un período de convergencia rápida que está acompañado por un episodio de tectónica extensiva en la parte superior de la corteza, lo cual permite el rápido ascenso de magma a la superficie o cerca de la superficie. Uyeda y Nishiwaki (1980) postularon que la mayor parte de los pórfidos cupríferos están en arcos bajo régimen de compresión y sólo unos pocos están en arcos sujetos a extensión; por lo tanto, en la costa occidental de América del Norte y del Sur, en donde los arcos magmáticos están sujetos a compresión, se presentan muchos pórfidos cupríferos, mientras que en Japón los arcos, que se formaron bajo un régimen de tectónica extensiva, carecen de depósitos de este tipo.

#### 6.4.1. Origen de los metales

Otro punto sujeto a fuerte controversia es el del origen de los metales. La hipótesis tradicional considera a los metales como provenientes de la parte superior del manto, en la que se producirían zonas heterogéneas en composición con contenidos anómalos de metales que serían eventualmente conducidos a la parte superior de la corteza junto con el magma asociado (Spurr, 1923; Burnham, 1959) o posterior al magma (Noble, 1970); en este último caso, la asociación de la mineralización a los cuerpos intrusivos se atribuye a que los fluidos hidrotermales ascendentes siguen el mismo camino que el magma y no a que el cuerpo intrusivo es la fuente de los metales (Noble, *op. cit.*).

Con el advenimiento de la tectónica global se propuso el concepto del magma generado, durante el proceso de subducción, por fusión parcial de la corteza oceánica, rica en cobre, que representa una zona con una composición heterogénea en metales provenientes del manto superior (Sillitoe, 1972a). En este esquema, se obtendría una zonificación de metales en fajas metalogénicas (Sillitoe, 1972b).

Con base en estudios, en México, de isótopos de estroncio, Damon y colaboradores (1983) sugirieron que el magma primario, que tiene una concentración alta de cobre, se deriva, durante la subducción, a partir de la fusión parcial de la corteza oceánica y/o el manto sobreyacente. Los procesos de diferenciación y asimilación modifican el magma primario para dar lugar a un magma granítico de tipo calcalcalino que forma un batolito en las raíces de un arco volcánico; posteriormente, fluidos hidrotermales transportan los metales desde el batolito en las raíces del volcán hacia arriba, donde se depositan para formar un pórfido cuprífero.

Sin embargo, la teoría sobre el origen único del cobre por el proceso de subducción ha sido impugnada (Lowell, 1974; Hollister, 1978; Titley y Beane, 1981). En varios estudios, se han propuesto otras fuentes para los metales, incluyendo rocas de la corteza, del manto superior-corteza inferior, roca encajonante y rocas porfídicas. Titley y Beane (1981) se inclinaron a apoyar el intrusivo porfídico como la fuente de, por lo menos, una parte de los metales, pero reconocieron que esta teoría no está probada debido a la falta de evidencia; mencionaron la importancia de la interacción que tienen los fluidos hidrotermales con el plutón y la roca adyacente en los procesos metalogénicos.

#### 6.5 ESTRUCTURAS

Los plutones relacionados con los pórfidos cupríferos se caracterizan por estar altamente fracturados. Las fracturas están presentes a todas escalas desde microfracturas, que predominan en la parte central del depósito, hasta juntas y vetas megascópicas; confieren una permeabilidad secundaria extensa a la roca encajonante y al plutón, lo cual permite la circulación de agua. En varias localidades, los depósitos de tipo *stockwork* están asociados a una falla importante.

Los pórfidos cupríferos se describen como depósitos diseminados, lo cual se refiere a una distribución uniforme de los minerales de mena en grandes volúmenes de roca. A una escala megascópica, la mineralización da la apariencia de estar diseminada, pero a una escala microscópica, en muchas ocasiones, se observa que la mineralización está controlada por fracturas, y que las fracturas contienen minerales de alteración y la mayoría de la mineralización económica. Las microfracturas pueden

minerales de alteración y la mayoría de la mineralización económica. Las microfracturas pueden atravesar los granos de minerales primarios o pueden seguir un camino sinuoso alrededor de ellos. La existencia de fracturas que no están rellenas o intensamente alteradas o que contienen minerales secundarios de la misma composición de los minerales primarios enmascara la presencia y el origen de la mineralización y alteración. El tamaño del depósito y las manifestaciones de la alteración y la mineralización están relacionados con la abundancia y continuidad de las fracturas.

Heidrick y Tittley (1982) analizaron los resultados de numerosos pórfidos cupríferos en la parte sudoccidental de los Estados Unidos y concluyeron que, en ellos, existen sistemas de fracturas regionales que muestran una orientación preferencial y afectan a los plutones y la roca encajonante; la orientación suele ser la misma en todos los depósitos de una zona. Observaron que el núcleo del sistema de fracturas es la zona mineralizada y alterada, donde se presentan abundantes fracturas sin orden; las fracturas de este tipo se extienden hacia la roca que encajona al plutón sobre una distancia de varios kilómetros, en donde son menos abundantes, después de lo cual desaparecen o llegan a formar parte del sistema de fracturas regionales. El emplazamiento y enfriamiento del magma que da lugar al plutón porfídico representa la fuente de energía local responsable del fracturamiento de grandes volúmenes de roca en el núcleo del depósito, y controla, por tanto, la forma y dimensión de la zona mineralizada y los patrones de alteración (Heidrick y Tittley, 1982).

Estos autores concluyeron que, probablemente, tres mecanismos, no necesariamente concurrentes, están involucrados en el fracturamiento causado por el emplazamiento de un plutón: (1) empuje por efecto térmico, es decir, la presión del magma en la parte superior (sólida) de un plutón durante el enfriamiento, (2) ebullición resurgente del magma en el plutón, y (3) el calentamiento de los fluidos en los poros de la roca encajonante (Heidrick y Tittley, *op. cit.*).

Diques y vetas son muy comunes en los pórfidos cupríferos. Los diques pueden llegar a tener un ancho de 2 a 15 m, y están presentes frecuentemente en grupos. Los diques generalmente tienen una composición intermedia y son comunes en el plutón pero no en la roca encajonante.

Las chimeneas, constituidas por brechas de tipo de colapso o intrusivo, son características en los techos de los batolitos de composición intermedia y también en los troncos y la roca encajonante de encima de los intrusivos. En los pórfidos cupríferos, las brechas están mineralizadas localmente y el cobre se presenta comúnmente con turmalina y cuarzo; el cobre puede estar acompañado por oro, molibdeno y/o tungsteno, principalmente como scheelita (Sillitoe, 1981).

En La Verde, las brechas son muy irregulares y, en la loma oeste, son escasas. En Inguarán y San Isidro, dos pórfidos cupríferos ubicados en la misma región de La Verde, existen chimeneas de brecha de importancia económica con un contenido notable de tungsteno en la forma de scheelita (Sillitoe, 1975). Las brechas, que son de tipo intrusivo, presentan fragmentos redondeados o subredondeados en una matriz de polvo de roca; el polvo se originó por la abrasión mecánica ejercida sobre los fragmentos por otros más pequeños, impulsados por gas, que se transforman en el polvo de roca durante la formación de la brecha (Sawkins, 1979).

## 6.6 ALTERACIÓN HIDROTHERMAL Y MINERALIZACIÓN

En los pórfidos cupríferos, los procesos de alteración y mineralización de la roca están íntimamente interrelacionados (Lowell y Guilbert, 1970) y están producidos por las soluciones hidrotermales de origen meteórico y magmático (Sheppard *et al.*, 1971; Taylor, 1974) que introducen o remueven componentes químicos en grandes volúmenes de roca. La intrusión de magmas en rocas permeables y portadoras de agua, resulta en la transferencia de energía térmica del magma a la roca encajonante y la circulación de grandes cantidades de agua. Los minerales formadores de roca están expuestos a condiciones químicas y/o térmicas distintas a aquéllas bajo las cuales se formaron, lo cual produce grandes volúmenes de roca alterada en donde pueden estar presentes y, a veces, sobrepuestos varios tipos de alteración. La intensidad y el tipo de alteración están controlados por varios factores como, por ejemplo, permeabilidad, porosidad, temperatura y composición de fluido.

### 6.6.1 Alteración hidrotermal

La zona afectada por la alteración típicamente tiene una extensión lateral de aproximadamente 800 m más allá del cuerpo mineralizado, aunque puede variar entre 100 m y 5,000 m o más; verticalmente, la alteración puede extenderse varios kilómetros (Lowell y Guilbert, 1970).

La alteración hidrotermal en un pórfido cuprífero resulta en el desarrollo de un nuevo grupo de minerales silicatados que pueden variar en un solo depósito en función del tiempo y el espacio, de la composición de la roca en donde se ubica la mineralización y de las propiedades mecánicas de la roca; la alteración también puede variar de un depósito a otro en rocas de la misma composición (Beane, 1982). Lowell y Guilbert (1970) describieron la alteración de minerales primarios en distintas zonas de alteración a moderada y alta profundidad (Figura 6.3).

La alteración avanza desde una veta o vetilla, formando un borde de alteración cuyo ancho aumenta con la intensidad de alteración; en el caso de un cuerpo de roca altamente fracturado, toda la masa de roca entre las vetas adyacentes está afectada (Titley, 1982b). En algunos casos, no se observa alteración a lo largo de los bordes de las vetas, lo que indica, aparentemente, que los fluidos hidrotermales en las vetas estaban en, o casi en, equilibrio con la roca. En este caso, los sulfuros en las vetillas pueden aparecer como granos diseminados en la roca porque los minerales de vetilla (generalmente cuarzo y feldespato) no se distinguen de los minerales de la roca encajonante.

Una roca ígnea de composición félsica en la zona mineralizada generalmente muestra una alteración potásica temprana, ubicada en la parte profunda y central del depósito, caracterizada por la formación de biotita y, posteriormente, ortoclasa. La alteración propilitica se encuentra en el límite exterior del depósito; puede tener un desarrollo contemporáneo con la anterior o puede ser posterior; se caracteriza por la formación de epidota, clorita y calcita. La alteración propilitica puede avanzar hacia adentro con el tiempo; aparentemente, precede al desarrollo de minerales arcillosos y a la alteración félsica (caracterizada por cuarzo, sericita y pirlita). No siempre están presentes todos los tipos de alteración. Existen muchas variaciones en la secuencia de las zonas de alteración en distintos depósitos y también en los minerales estables en cada zona, incluso dentro de un solo depósito.

Figura 6.3 Resumen de las asociaciones mineralógicas de las alteraciones hidrotermales en San Manuel-Kalamazoo (Tomado de Lowell y Guilbert, 1970).

| ASOCIACIONES DE PROFUNDIDAD SOMERA A MODERADA   |  |   |   |   |
|---|--|---|---|---|
| <b>PORFIDOS OMF<br/>FRESCOS</b><br>CUARZO<br>ORTOCLASA<br>MICROCLINA<br>PLAGIOCLASA<br>(An 38-48)<br>BIOTITA<br>HORNBLENDA<br>MAGNETITA | <b>ZONA PROPILITICA</b><br>SIN CAMBIO<br>SIN CAMBIO<br>Tr. Mont, MOTAS Y GRANULOS DE EP,<br>ZOIS, CAR, CLORITA, CAOLINITA<br>CLOR, ZOIS, CAR, LEUCOXENO<br>Ep, CAR, MONT, CLOR (2 TIPOS)<br>TRAZAS DE PIRITA | <b>ZONA ARGILICA</b><br>AUMENTADO<br>MOTEADO CON SERICITA<br>MONTMORILLONITA, CAOLIN<br>CLORITIZADO, + LEUCOXENO, CUARZO<br>CLORITIZADO<br>PIRITIZADO | <b>ZONA FILICA</b><br>AUMENTADO<br>SERICITIZADO<br>SERICITIZADO<br>SERICITA, PIRITA, RUTILO<br>SERICITA, PIRITA, RUTILO (?)<br>PIRITIZADO   | <b>ZONA POTASICA</b><br>AUMENTADO<br>RECRISTALIZADO, EN PARTE REEMPLAZADO<br>POR LA ALTERACION FELDSPATO K CUARZO<br>FRESCA A COMPLETAMENTE REEMPLAZADA<br>POR BIOTITA, FELDSPATO K, Ser<br>FRESCA O RECRISTALIZADA A GRANULOS<br>± CLORITA<br>BIOTITA, CLORITA, RUTILO<br>PIRITIZADO |
| A - K - C - F<br>A = Al<br>K = K, Na<br>C = SALES DE Ca<br>F = Fe, Mg   |  |   |   |   |
| RELLENOS DE VETILLAS  | Q - CAL - FELD K - CLOR - sb RARA - r  | Q - Ser - py - Clor   | Q - Ser - py  | Q - FELD K - bi - Ser - sb - CAL - ep   |
| ASOCIACIONES DE NIVEL PROFUNDO  |  |   |   |   |
|   | EXTERNA  |   | INTERNA   |   |
| CUARZO<br>ORTOCLASA<br>MICROCLINA<br>PLAGIOCLASA<br>(An 38-48)<br>BIOTITA<br>HORNBLENDA<br>MAGNETITA                                    | LIGERAMENTE AUMENTADO<br>POLVEADO CON TRAZAS DE SERICITA<br>POLVEADO CON SERICITA, CLORITA, EPIDOTA<br>MUY CLORITIZADA, POCAS EPIDOTA, MAGNETITA AGRREGADA<br>CLORITA, EPIDOTA, CARBONATO<br>AUMENTADA       |   | AUMENTADA<br>ALTERACION DE FELD K CON SERICITA, RELICTOS COMUNES, POCO CUARZO<br>SERICITIZADA, CON ALTERACION DE FELD K - CUARZO, RELICTOS NO COMUNES<br>CLORITIZADA, ESCASOS RELICTOS PRIMARIOS<br>CLORITIZADA, TRAZAS DE CARBONATO<br>PRINCIPALMENTE PIRITIZADA |   |
| A - K - C - F<br>A = Al<br>K = K, Na<br>C = SALES DE Ca<br>F = Fe, Mg   |  |   |   |   |
| RELLENO DE VETILLAS   | Q - MAG ± I ENVOLTURAS DE Q - Ser - CAL  |   | Q - FELD K - Ser - CLOR, meq, py, cp, mb  |   |

El análisis de isótopos estables en los depósitos terciarios de América del Norte (Sheppard *et al.*, 1971; Taylor, 1974) mostró que la zona potásica se debe a la acción de agua magmática y que el agua meteórica es un componente importante en los procesos de sericitización y argilización. Taylor (*op. cit.*) señaló la importancia de las aguas meteóricas y connatas en los 3 a 6 km superiores de un sistema hidrotermal en la corteza continental; propuso la existencia simultánea de un sistema hidrotermal interior en la parte central de un tronco porfídico, de aguas de origen magmático, caracterizado por alteración potásica, y un sistema hidrotermal exterior alrededor del tronco, de aguas de origen meteórico, caracterizado por la formación de arcillas y sericita. El sistema exterior persiste durante un período más largo y, con el enfriamiento del tronco, el sistema exterior se extiende hacia el núcleo del tronco, invadiendo las rocas alteradas formadas por el sistema interior, de tal manera que la alteración argílica y la sericitica se sobrepone en la zona de alteración potásica (Taylor, 1974; Gustafson y Hunt, 1975).

#### 6.6.2 Mineralización

Según Lowell y Guilbert (1970), el cuerpo mineralizado en un depósito típico tiene dimensiones de aproximadamente 1,000 m x 1,800 m, pero puede variar desde 75 m x 365 m hasta posiblemente 6,000 m x 15,000 m; sitúan el cuerpo mineralizado, comúnmente de forma cilíndrica, en la parte exterior de la zona de alteración potásica, de donde se extiende hacia afuera hasta el límite con la zona filica. Una zona de intensa piritización (*pyrite shell*) se ubica alrededor del cuerpo mineralizado (Figura 6.4). Se ha establecido, en estudios posteriores, que la mineralización puede estar asociada a cualquier tipo de alteración o asociación mineralógica; sin embargo, lo más común es que la calcopirita del cuerpo mineralizado esté asociada a la biotita formada en la zona de alteración potásica.

El cuerpo mineralizado puede desarrollarse en la roca encajonante únicamente, el intrusivo únicamente, o en ambas rocas. Taylor (1974) señaló que se ubica a lo largo del borde entre el sistema hidrotermal exterior, de aguas meteóricas, y el sistema hidrotermal interior, de aguas magmáticas. En algunos depósitos, la parte central del depósito es estéril, mientras que en otros, se encuentran vetas de cuarzo de alta ley de cobre.

Los sulfuros producidos por procesos hipogénicos se forman en vetillas (comúnmente acompañados por cuarzo) y en la roca encajonante cerca de las vetillas. El cuerpo mineralizado consiste en 1 - 2% de calcopirita acompañada por 1% de pirita; ocasionalmente, se presenta bornita o pirrotita en vez de pirita. En vetas tardías, la esfalerita es común en pequeñas cantidades. En la roca afectada por la alteración argílica, pueden presentarse enargita y/o otras sulfosales con la pirita. La molibdenita también se presenta como accesorio con la calcopirita o bornita durante una etapa de mineralización temprana. Todos los pórfidos cupríferos contienen, por lo menos, trazas de Mo y generalmente Au y Ag también.

Generalmente, la parte central de un pórfido cuprífero se caracteriza por alteración potásica y mineralización diseminada, es decir, en microvetillas; la relación cobre/hierro es alta y generalmente se presenta un núcleo de baja ley con un bajo contenido total de sulfuros. Hacia arriba y afuera, se abate la relación cobre/hierro en los sulfuros, la mineralización está en microvetillas y el contenido total de

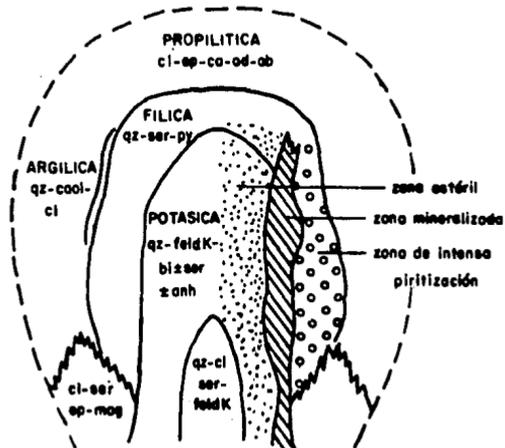


Figura 6.4 Modelo de un pórfido cuprífero típico, según Lowell y Guilbert (1970).

Lado izquierdo: zonas de alteración y asociaciones mineralógicas

Lado derecho: zona de sulfuros

- cl = clorita
- ep = epidoto
- ca = carbonato
- od = edularia
- ab = albita
- qz = cuarzo
- ser = sericita
- py = pirita
- cool = coelinita
- mag = magnetita
- feldK = feldespato potásico
- bi = biotita
- anh = anhídrito

sulfuros llega a su máximo; en esta parte, se encuentra comúnmente la alteración fílica. Alrededor de esta zona, se presenta la alteración propilítica con alteración argílica local; la mineralización, si se presenta, se ubica ocasionalmente en vetas y puede contener, además del cobre, cantidades menores de plomo, zinc, molibdeno y metales preciosos.

La mineralización se puede definir como diseminada en términos mineros porque los metales están distribuidos uniformemente en grandes volúmenes de roca. La mineralización diseminada es, en realidad, "el producto de la alteración que se encuentra a lo largo de las paredes de las vetillas con el depósito concurrente de sulfuros en la vetilla o en el borde de alteración de la vetilla" (Tittley, 1982b). Los sulfuros están presentes, también, en cantidades menores en la roca encajonante en granos diseminados y están ubicados principalmente en los sitios de los minerales máficos. En muchos casos, se puede observar que los granos "diseminados" forman parte de microfrazuras; una inspección cuidadosa en lámina delgada puede revelar la distribución de los granos de sulfuros en cadena, lo cual sugiere que la mineralización fue controlada por microfrazuras que fueron selladas posteriormente por minerales como cuarzo o feldespato.

## 6.7 TIPOS DE ALTERACIÓN

En los primeros estudios de alteración hipogénica, se reconocieron distintas asociaciones mineralógicas en depósitos individuales que se separan en el tiempo y el espacio (Schwartz, 1947; Anderson, 1950); posteriormente, se observó la presencia de estas asociaciones mineralógicas en todos los pórfidos cupríferos (Creasey, 1959, 1966; Burnham, 1962), después de lo cual se estableció una relación geométrica entre las asociaciones de minerales de alteración con base en los minerales observados, las cuales se clasificaron en zonas de alteración: potásica, fílica, argílica y propilítica, (Creasey, 1959; Meyer y Hemley, 1967; Lowell y Guilbert, 1970; Rose, 1970).

### 6.7.1 Alteración potásica o de silicato de potasio<sup>1</sup>

Este tipo de alteración generalmente se caracteriza por la presencia de feldespato potásico, pero la formación de dos de los tres minerales siguientes puede definir la zona: feldespato potásico, biotita y muscovita (o sericita). Estos minerales secundarios se encuentran reemplazando ortoclasa primaria, plagioclasa y minerales máficos en la roca intrusiva. Ortoclasa, biotita y cuarzo son los minerales estables característicos en esta zona, como minerales formadores de rocas o en vetas; los minerales accesorios consisten en anhidrita, apatita, magnetita, siderita, piritita y calcopiritita. La biotita precipita primero y, posteriormente, se forma la ortoclasa secundaria. La alteración es el resultado del metasomatismo potásico, acompañado por la lixiviación de Ca y Na en las rocas que contienen minerales de aluminosilicatos originales. El feldespato alcalino magmático se enriquece en potasio y la biotita ígnea, en Mg, con una pérdida de Ti que aparece como rutilo, esfena, o ilmenita. La sericita o, a veces, la montmor-

<sup>1</sup> El término alteración potásica (Lowell y Guilbert, 1970) implica un efecto de metasomatismo potásico en las rocas que contienen feldespato potásico y biotita, mientras que la alteración K-alicato (Creasey, 1966; Meyer y Hemley, 1967) no requiere la adición de potasio para tener feldespato potásico y biotita estable.

llonita están presentes como productos de alteración de las plagioclasas originales mientras que el feldespato potásico no está afectado. En la zona mineralizada, ubicada en la parte exterior de la zona potásica, es típico un contenido de 1 a 2% (en volumen) de calcopirita y 1% de piritita (Tittley, 1982b); también están presentes pequeñas cantidades de molibdenita y bornita en esta zona (Lowell y Guilbert, 1970).

#### 6.7.2 Alteración propilítica

La alteración propilítica, o la saussuritización, se caracteriza principalmente por el desarrollo de nuevos minerales de calcio y magnesio por medio de un reajuste composicional de los minerales formadores de rocas (Beane y Tittley, 1981). Epidota *sensu lato* y calcita se forman por la alteración del componente anortítico de la plagioclasa y los minerales máficos se alteran, generalmente, a clorita. Esta zona se define por la presencia y estabilidad de dos de los tres grupos siguientes: (1) plagioclasa sódica (albita-oligoclasa), (2) clorita, y (3) epidota-zoisita o calcita. Los minerales accesorios incluyen sericita (formada con el potasio liberado por la cloritización de la biotita), montmorillonita y hematita. En algunos depósitos, los sulfuros no se presentan en esta zona; la piritita puede encontrarse en pequeñas cantidades y raras veces existen concentraciones económicas de calcopirita. Se forman los minerales características de esta zona a partir de minerales ígneos con la adición de cantidades menores de CO<sub>2</sub> y H<sub>2</sub>O (Beane y Tittley, 1981; Beane, 1982).

#### 6.7.3 Alteración filica

La alteración filica consiste en la intensa formación de cuarzo, sericita y piritita, y resulta en la destrucción de la textura primaria y de los minerales secundarios característicos de otros tipos de alteración (e.g., feldespato potásico y biotita) en los cuales está sobrepuesta. El cuarzo y la sericita<sup>2</sup> reemplazan todos los minerales silicatados formadores de rocas, de origen primario, y sus productos de alteración. La extracción de Na, Ca, y Mg de minerales aluminosilicatos tiene lugar, mientras que el K puede introducirse o derivarse de los feldespatos magmáticos (Beane y Tittley, 1981). El hierro de los minerales máficos originales, con la introducción de Fe y S, produce concentraciones de piritita que llegan hasta 10% en volumen y, en ocasiones, hasta 15-20% en volumen; la calcopirita puede estar presente pero, generalmente, en cantidades menores que 0.5% en volumen. En las rocas afectadas por la alteración filica, el cuarzo y la sericita se presentan en bandas de alteración en las zonas adyacentes a las vetas que consisten casi totalmente de cuarzo y piritita, y reemplazan totalmente los minerales silicatados y/o sus productos de alteración. Puede haber una confusión entre la zona potásica, en donde el cuarzo, la sericita y la piritita se presentan como minerales accesorios, y la zona filica; por tanto, es importante definir la alteración filica con base en la presencia de cuarzo-sericita-piritita sin feldespato

<sup>2</sup> El término sericita, en este contexto, según Meyer y Hemley (1967), se refiere a un grupo de minerales micáceos de color claro, pero no necesariamente blanco, y de grano fino, y puede incluir muscovita, sericita, illita, fengita, paragonita, pirofilita y flogopita.

potásico estable, es decir, en la zona de alteración fílica, el feldespato potásico y la biotita se encuentran entre los minerales alterados (Beane y Titley, 1981; Beane, 1982).

#### 6.7.4 Alteración argílica

Se caracteriza por la formación de nuevos minerales arcillosos bajo condiciones ácidas en donde los álcalis y el calcio sufren lixiviación. Según Beane y Titley (1981), la alteración argílica es intermedia cuando se quedan pequeñas cantidades de K, Ca, y Mg en la roca, y pueden estar presentes minerales como montmorillonita, illita, hidromicas, clorita y, a veces, caolinita, mientras que estas fases acompañadas por dickita, pirofilita, diáspora, cuarzo o sílice amorfa, andalucita o, raramente, coridón indican una alteración argílica avanzada. El sulfuro más común que acompaña a la alteración argílica es piritita, pero se presentan también calcopirita y, ocasionalmente, bornita. El arsénico se encuentra como enargita y tennantita. Originalmente, se consideraba la alteración argílica de origen hipogénico (Lowell y Guilbert, 1970). Posteriormente, el estudio de los núcleos de barrenación indicó que los minerales de esta asociación disminuyen en cantidad con la profundidad, por lo tanto, se concluyó que la presencia de arcilla como único mineral de alteración indica un origen supergénico. Por otro lado, el análisis de isótopos de oxígeno e hidrógeno indicó la presencia de aguas hidrotermales meteóricas durante la formación de sericita y minerales arcillosos de origen hipogénico (Taylor, 1974). Lo anterior indica que la alteración argílica puede ser de origen hipogénico tanto como supergénico. Beane (1982) asentó que los minerales arcillosos se presentan ocasionalmente como producto de alteración de las plagioclasas originales acompañando a la sericita, o en la zona potásica acompañando al feldespato potásico o a la biotita.

#### 6.7.5 Alteración silíceica

Beane y Titley (1981) definieron otro tipo de alteración, la silíceica, que se encuentra en los pórfidos cupríferos. Consiste en cuarzo que se presenta como relleno de veta, como reemplazamiento o como sílice criptocristalino. Se distingue del cuarzo formado en las zonas fílica y argílica, en donde el cuarzo está acompañado por minerales silicatados, porque la silicificación requiere un metasomatismo de sílice y una lixiviación de cationes que extrae los álcalis tanto como el aluminio. Se encuentra piritita acompañando esta alteración; menos comúnmente, se presenta calcopirita o bornita, que pueden tener importancia local.

### 6.8 AMBIENTES Y CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LOS PROCESOS DE ALTERACIÓN Y MINERALIZACIÓN HIPOGÉNICA

Titley y colaboradores (1978) y Titley (1982b) se refieren a la alteración producida en un ambiente hipogénico en los pórfidos de cobre en términos de su estilo, o sea, la manera en la cual la alteración afecta la roca; describieron tres manifestaciones de alteración que son, generalmente, distinguibles: alteración pervasiva selectiva (*selectively pervasive alteration*), alteración pervasiva (*pervasive alteration*)

y la alteración que se presenta a lo largo de vetas y vetillas (*vein-veinlet alteration*). Las siguientes descripciones se basan en los trabajos mencionados.

#### 6.8.1 Alteración pervasiva selectiva

La alteración pervasiva selectiva afecta minerales específicos sobre grandes volúmenes de la roca porfídica y la roca encajonante y, por lo tanto, su presencia puede indicar la cercanía de un sistema mineralizado. Los minerales afectados recrystalizan o se convierten en otros minerales. La roca alterada puede dar la apariencia de ser una roca fresca; los cambios texturales que resultan como consecuencia de este tipo de alteración son sutiles pero la alteración puede causar un cambio notable en la composición de una roca. La alteración avanza desde microfracturas. Aparentemente, son los minerales de la roca y no la composición de los fluidos hidrotermales lo que controla este tipo de alteración.

La biotita secundaria formada por la alteración pervasiva selectiva es anterior a la mineralización y es uno de los primeros minerales de alteración formados; se origina a partir de minerales máficos primarios, principalmente hornblenda y biotita, y es la manifestación más frecuente de esta clase de alteración. La alteración de hornblenda o la recrystalización de biotita atraviesa los contactos de rocas de distintas composiciones, afectando a grandes volúmenes de roca y se desarrolla en el centro termal de un sistema.

La alteración pervasiva selectiva a clorita es tardía y menos selectiva que la de la biotita. Están afectados los minerales máficos (por ejemplo, hornblenda y biotita primaria o secundaria) y, con menos intensidad, los feldspatos. La alteración a clorita puede ser parcial, en los bordes de los cristales, o total, afectando a todo el cristal y muchas veces está acompañada por otros minerales de alteración como son los del grupo de la epidota, las arcillas, carbonatos, zeolitas y, en algunos tipos de roca, ortoclasa. Este tipo de alteración puede extenderse a los límites del sistema hidrotermal.

La alteración pervasiva selectiva de los feldspatos se presenta principalmente en rocas altamente fracturadas y de textura porfídica ubicadas en la parte central de un depósito aunque también puede afectar a la roca encajonante; las rocas con una matriz de grano fino son particularmente susceptibles y los fenocristales de feldespato se convierten en una mezcla de arcillas, sericita y, a veces, carbonatos y epidota. En la parte exterior del sistema, también están afectados los fenocristales de feldspatos en las rocas con una matriz de grano muy fino donde se alteran a epidota y arcilla pero, en este caso, la roca está fracturada, pero no intensamente, y la alteración no está asociada a la mineralización.

#### 6.8.2 Alteración pervasiva

La alteración pervasiva causa la destrucción de la textura primaria y origina un cambio completo en la composición de la roca, formándose una nueva asociación de minerales que es, por lo general, monomineralica. Este tipo de alteración no es selectiva y afecta a toda la roca, trasponiendo los contactos de rocas de distintas composiciones.

La alteración pervasiva avanza, aparentemente, en una zona de fracturas abundantes con poca distancia entre sí; la roca está afectada por un aporte de fluidos de una composición química muy distinta

a la de la roca. Esta alteración es anterior a, o contemporánea con, la mineralización que puede localizarse en las rocas afectadas. Algunos ejemplos de este tipo de alteración son la conversión de una masa de roca a ortoclasa, a cuarzo y sericita, a biotita, a turmalina, o en rocas carbonatadas, a calcisilicatos y el reemplazamiento de chimeneas de brechas.

La formación de ortoclasa o biotita se presenta generalmente en el núcleo de la zona mineralizada, afectando, cuando mucho, a una zona de cientos de metros cúbicos y formando, generalmente, un cuerpo irregular. La alteración, de tipo pervasivo, a biotita no es muy común y varía desde la alteración extensiva de la matriz en rocas porfídicas hasta la alteración completa de una masa de roca. La formación de ortoclasa, o cuarzo y ortoclasa, por la alteración pervasiva resulta en una roca de textura aplítica que, en ocasiones, se interpreta erróneamente como una roca intrusiva; en algunos casos, es posible obtener la evidencia del origen metasomático de la roca en las texturas relíquia (Titley, 1982b).

La alteración pervasiva a cuarzo-sericita está acompañada, generalmente, por piritita; es uno de los últimos eventos hipogénicos y borra, comúnmente, los efectos de las etapas de alteración anteriores. Con la excepción de la alteración supergénica, esta alteración es la más extensa y la más destructiva texturalmente; resulta en la alteración de grandes volúmenes de roca y produce, generalmente, una zona de alteración de forma regular. Aparentemente, esta alteración es penecontemporánea con un intenso fracturamiento de grandes volúmenes de roca ubicados cerca, por lo general, del centro de un sistema. Existe un aporte de sulfuros a la roca durante la alteración pervasiva de cuarzo-sericita-piritita pero no tan importante en comparación con el que acompaña a la alteración potásica.

El reemplazamiento masivo de partes de chimeneas de brechas por cuarzo, turmalina o biotita resulta en la formación de cuerpos columnares de roca alterada.

En el caso de tener rocas sedimentarias con minerales de carbonatos en contacto con un intrusivo, las rocas pueden experimentar una alteración, de tipo pervasivo, a una asociación de minerales silicatados de calcio y magnesio; la alteración es el resultado de procesos térmicos tanto como metasomáticos, y produce un cuerpo de roca alterada de varios cientos de metros o menos.

### 6.8.3 Alteración controlada por vetas y vetillas

Los pórfidos cupríferos se caracterizan por abundantes fracturas que influyen, de una manera significativa, en la mineralización y alteración. La alteración controlada por vetas y vetillas incluye el relleno de la veta tanto como la franja de alteración que pueda existir a lo largo de la estructura. La mayor parte de los sulfuros se ubican en las vetas y vetillas y en las intersecciones de estas estructuras. El depósito de los minerales de mena generalmente está acompañado por alteración que se desarrolla a lo largo de las vetas y vetillas, avanzando desde las fracturas hasta la roca encajonante; generalmente se encuentra una variedad mineralógica más extensa en las paredes que la que se encuentra en las vetas. En donde el espacio entre las distintas fracturas es mínimo, las áreas alteradas a lo largo de las vetas adyacentes se unen, resultando en una alteración pervasiva del área.

Las fracturas se desarrollan durante toda la evolución del sistema hidrotermal; esto queda indicado por las generaciones sucesivas de vetas que se intersectan entre sí. Cada generación de vetas

corresponde a una etapa de fracturamiento, distinguible por su asociación mineralógica, la cual refleja cambios en la composición de las soluciones hidrotermales. No siempre es posible identificar las etapas y sus asociaciones mineralógicas respectivas debido a la presencia de una alteración destructiva posterior (e.g. cuarzo-sericitica) que borra la evidencia mineralógica, impidiendo la interpretación de la historia del fracturamiento.

Titley (1982b) estableció una secuencia simplificada de alteración en vetillas ubicadas en la parte central de un sistema que es característica para un intrusivo porfídico y una roca encajonante ígnea félsica o sedimentaria arcósica: (1) vetas cuaríferas tempranas, estériles, (2) vetas de biotita-cuarzo-magnetita-sulfuros, (3) vetas de ortoclasa-cuarzo  $\pm$  sericita  $\pm$  sulfuros, (4) precipitación de cuarzo-sulfuros en, y a lo largo de, las vetas, (5) alteración félsica (cuarzo-sericita-pirita) en los bordes de las vetas, (6) vetas de cuarzo-pirita-alunita-pirofilita, (7) alteración de arcilla-sericita-carbonatos-sulfatos-zeolitas en las paredes de las vetas o su precipitación en espacios abiertos, y (8) vetas de clorita-epidota-montmorillonita-carbonatos.

#### 6.9 CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL AMBIENTE SUPERGÉNICO

Los procesos supergénicos y sus efectos son sumamente importantes en los pórfidos cupríferos porque permiten el desarrollo de mineralización de cobre de enriquecimiento secundario a poca profundidad. Con la excepción de unos pocos depósitos que han sido explotados por la mineralización primaria desde la segunda guerra mundial, los pórfidos cupríferos se explotan principalmente por la mineralización secundaria.

Un pórfido cuprífero que, debido a la erosión, esté expuesto en la superficie, queda sujeto al intemperismo en un ambiente oxidante, lo que puede resultar en la presencia de alteración supergénica y mineralización secundaria. En esta zona, las aguas meteóricas descendentes actúan sobre los minerales de mena; estos minerales se oxidan y los elementos solubles, entre los cuales se encuentra el cobre, pueden ser lixiviados. Durante este proceso, los metales lixiviados pueden depositarse en la zona de oxidación en forma de cobre nativo o crisocola, entre otros minerales. Con la presencia del radical carbonato (en la forma de  $\text{CO}_2$  disuelto en agua o en minerales), se puede formar malaquita o azurita. Si las soluciones descendentes portadoras de metales pasan abajo del nivel freático, el ambiente cambia de oxidante a reductor, este último siendo la zona de enriquecimiento secundario o supergénico. En la zona reductora, las soluciones portadoras de cobre reaccionan con la pirita y la calcopirita preexistente para formar sulfuros secundarios de cobre como calcocita, bornita y covelita, los cuales tienen un contenido de cobre más alto que los sulfuros primarios originales.

La intensidad del intemperismo de un depósito se incrementa con el aumento en la permeabilidad (es decir, con la abundancia de fracturas) y el enriquecimiento secundario es particularmente efectivo en rocas con un alto contenido de pirita. La zona de alteración félsica presenta estas características y es en esta zona donde se encuentran frecuentemente una zona de sulfuros de enriquecimiento secundario (Titley, 1982b).

Varios factores influyen en el desarrollo de la alteración supergénica, entre los cuales se encuentran las condiciones fisicoquímicas del ambiente, la mineralogía de la alteración hipogénica, abundancia de fracturas, composición de la roca encajonante, contenido original de pirita primaria, factores climáticos, y eventos geológicos posteriores a la mineralización, como son el fallamiento, actividad volcánica o cambios geomorfológicos (Tittley, 1982b). Esta zona puede estar muy limitada en el espacio si no existen las condiciones favorables para su desarrollo, o puede estar ausente en áreas de erosión rápida.

#### 6.10 ZONACIÓN MINERALÓGICA

El reconocimiento de un arreglo sistemático de los minerales de alteración fue el resultado del trabajo de varios autores, entre los cuales Peterson y colaboradores (1946) se cuentan entre los primeros. Una compilación de datos durante los siguientes años resultó en el reconocimiento de ciertas asociaciones de minerales de alteración distinguibles (Meyer y Hemley, 1967; Lowell y Guilbert, 1970; Rose, 1970) y, posteriormente, en la elaboración de modelos de zonación lateral y vertical (Lowell y Guilbert, 1970; Rose, 1970).

El modelo más conocido es el de Lowell y Guilbert (1970). Ellos propusieron un modelo de zonación y asociaciones mineralógicas (Figuras 6.3 y 6.4) en donde la alteración potásica se ubica en el núcleo con las zonas filíca, argílica y propilítica situadas concéntricamente, en este orden, alrededor del núcleo con el cuerpo mineralizado ubicado en la parte exterior de la zona potásica en su límite con la zona de alteración filíca. Su modelo se basa en los estudios realizados en el depósito San Manuel-Kalamazoo, Arizona. Estos autores propusieron que este modelo era típico para todos los pórfidos cupríferos. Observaron también una zonación vertical, que consiste en una variación en la asociación de minerales de alteración a profundidad en donde una zona exterior está constituida por clorita-sericita-epidota-magnetita mientras que la zona interior consiste en cuarzo-feldespatos potásico-sericita-clorita.

El modelo de Lowell y Guilbert (1970) ha sido criticado porque la mayoría de los depósitos individuales no corresponde a él, sino que éstos muestran variaciones en términos del arreglo de las zonas de alteración, la posición del cuerpo mineralizado o ciertas asociaciones mineralógicas respecto al intrusivo, y la posición de los sulfuros respecto a ciertas asociaciones mineralógicas o, bien, faltan ciertas zonas de alteración (Gustafson, 1978; Beane, 1982). Los críticos sostienen que los modelos no describen un depósito real porque la definición de las zonas no incluye la relación cronológica entre las asociaciones mineralógicas. Lowell y Guilbert (1970) no tomaron en cuenta que, frecuentemente, los complejos patrones mineralógicos son, en realidad, el efecto de varios eventos superpuestos. Además, rocas silicatadas de composición diferente producen minerales de alteración distintos durante el proceso hidrotermal (Meyer y Hemley, 1967; Hollister, 1978).

Los estudios recientes sobre la secuencia paragenética de las asociaciones de minerales de alteración en distintos depósitos han mostrado que la alteración potásica se desarrolla principalmente en el intrusivo durante una etapa temprana, mientras que la alteración propilítica generalmente se ubica

en la roca encajonante y puede desarrollarse penecontemporáneamente con la anterior o después de ella. La alteración fílica es un evento tardío o terminal en el proceso hidrotermal y no siempre se ubica en una posición intermedia entre la alteración potásica y la propílica; está relacionada genéticamente con un período de fracturamiento tardío que se concentra alrededor del centro térmico del sistema y, en muchas ocasiones pero no siempre, en una posición intermedia entre estas últimas. La alteración argílica es de origen hipogénica o supergénica y podría pertenecer a una etapa aún más tardía que la alteración fílica.

#### 6.11 INCLUSIONES FLUIDAS

A partir de estudios de inclusiones fluidas en pórfidos cupríferos (Nash, 1976) ubicados principalmente en el SW de los Estados Unidos, se llegó a las conclusiones siguientes: (1) las temperaturas de los fluidos varían de 250 a 700°C, aunque, en la mayoría de los depósitos, la mineralización generalmente está asociada a temperaturas de  $400 \pm 100^\circ\text{C}$ ; (2) existe una etapa hidrotermal caracterizada por salinidad alta; (3) en la mayoría de los depósitos hubo evidencia de ebullición; (4) se deduce que la profundidad de emplazamiento de los troncos que contienen cobre se encuentra entre 1,800 y 3,000 m; y (5) aparentemente, la presión de los fluidos durante la mineralización es inferior a 500 bares, aunque llega, en ciertos casos, hasta 2,000.

La salinidad de los fluidos asociados a la mineralización es variable hasta en un solo depósito. Es importante hacer notar que se encontraron fluidos de salinidad ( $< 12\%$  en peso de NaCl equivalente) y temperatura ( $< 350^\circ\text{C}$ ) moderadas asociados a la mineralización en todos los depósitos estudiados por Nash (1976), y que, en la mayoría de estos depósitos, gran parte del cobre y molibdeno se depositó bajo estas condiciones; no obstante, en la mayoría de los casos, hubo una etapa hidrotermal caracterizada por salinidad alta (generalmente  $> 35\%$  en peso de NaCl equivalente). En el pórfido cuprífero de Santa Rita, Nuevo México, esta etapa fue temprana y está ubicada en áreas de alteración potásica intensa (Reynolds y Beane, 1985).

La salinidad alta y la ebullición se consideran favorables para la mineralización en un pórfido cuprífero; los fluidos de salinidad alta son característicos al menos, de una de las etapas de formación del yacimiento, la cual corresponde aparentemente con una etapa temprana. En lámina delgada, la salinidad alta está indicada por la presencia de inclusiones fluidas que contienen halita, y la presencia del estado de ebullición está indicada por la coexistencia de inclusiones con una fase rica en líquido e inclusiones con una fase rica en vapor (Nash, 1976).

#### 6.12 ISÓTOPOS DE CARBONO

El carbono es uno de los elementos más importantes en la naturaleza; es la base de existencia de la vida y existe en todos los animales y plantas. La mayoría del carbono se encuentra en la corteza terrestre, con 93% del total en las rocas sedimentarias y metamórficas, y 7% en las ígneas. La atmósfera, hidrosfera y biosfera contienen menos del 0.01% del total del carbono en la naturaleza.

El carbono, de número atómico 6, tiene dos isótopos estables, los cuales son el  $^{12}\text{C}$  con una abundancia relativa de 98.89%, y el  $^{13}\text{C}$  con una abundancia de 1.11%. El  $^{14}\text{C}$ , un isótopo radioactivo, existe en cantidades muy pequeñas y se forma en la atmósfera superior por una reacción entre átomos de  $^{14}\text{N}$ , y rayos cósmicos, cuando un neutrón de un átomo es escindido por colisión emitiéndose una partícula  $\beta$ . La diferencia en las propiedades de los dos isótopos estables resulta en una separación o fraccionamiento de los isótopos, lo cual es importante porque su distribución es característica para ciertos ambientes o procesos geológicos.

Por medio del siguiente cociente, se expresa la composición isotópica del carbono, la cual es la relación que existe entre la abundancia de  $^{13}\text{C}$  y  $^{12}\text{C}$ :

$$\delta^{13}\text{C} = \frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_m - (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{st}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{st}} \times 1000$$

donde:

m = relación de los isótopos en la muestra

st = relación de los isótopos en el estándar

$\delta^{13}\text{C}$  = composición isotópica de carbono en función del isótopo pesado y expresado como una fracción por millar.

El estándar es el cociente isotópico encontrado en belemnites de la Formación Peedee, del Cretácico de Carolina del Sur en los Estados Unidos, también conocido como el estándar PDB.

Varios procesos naturales causan el fraccionamiento del carbono, incluyendo la oxidación-reducción, la que origina la concentración de  $^{13}\text{C}$  en formas oxidadas, y la fotosíntesis, la que produce una reducción de carbono en el  $\text{CO}_2$  y su incorporación en compuestos orgánicos, es decir, es un enriquecimiento de  $^{12}\text{C}$  en los compuestos orgánicos. El carbono se presenta en estado reducido en compuestos orgánicos, mientras que el carbono oxidado se encuentra como bióxido de carbono, iones de carbonato en soluciones acuosas, y en minerales de carbonatos.

El carbono en los depósitos hidrotermales generalmente se encuentra en minerales de carbonatos y en los gases  $\text{CO}_2$  y  $\text{CH}_4$  en inclusiones fluidas; para la formación de carbonatos, los fluidos hidrotermales deben contener un compuesto de carbono oxidado ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{HCO}_3^-$  y  $\text{CO}_3^{2-}$ ).

El carbono oxidado en los fluidos hidrotermales puede tener un origen magmático, se puede originar por la oxidación de carbono reducido (grafito en rocas metamórficas e ígneas, y compuestos orgánicos en rocas sedimentarias) o se puede formar por la lixiviación de carbonatos sedimentarios (Ohmoto y Rye, 1979). El valor de la composición isotópica del carbono en minerales que lo contienen varía según el origen del fluido hidrotermal, aunque los valores  $\delta^{13}\text{C}$  de  $\text{CO}_2$  en un sistema hidrotermal también pueden variar según cambios en la temperatura, presión, fugacidad de oxígeno o pH de los fluidos.

Ohmoto y Rye (1979), en un resumen de los valores isotópicos de carbono de yacimientos hidrotermales selectos, establecieron que los valores varían de -13 a 1‰ para los depósitos en vetas

aunque indicaron que, en un solo yacimiento, ocasionalmente los valores pueden llegar a tener un rango de 50%. En vetas hidrotermales, los valores de los carbonatos tempranos varían de -9 a -6‰ y de los carbonatos tardíos, de -5 a 2‰ (Faure, 1977). Los minerales carbonatados formados en las etapas tardías de mineralización generalmente muestran un aumento en los valores de  $\delta^{13}\text{C}$ , lo cual puede ser producido por una disminución en la temperatura, un decremento en la fugacidad del oxígeno de los fluidos, o una aportación creciente de carbono de otras fuentes (Rye y Ohmoto, 1974).

Deines y Gold (1973, en Robinson, 1975) calcularon que la media de la composición isotópica del carbono de origen profundo es de -5.2‰, y Hoefs (1973, en Robinson, 1975) demostró que el valor se aproxima a -7‰ para la corteza y manto superior.

Según Ohmoto y Rye (1979), generalmente los datos de la composición isotópica del carbono de un mineral en un yacimiento son insuficientes para definir la génesis de un depósito. En combinación con datos de la composición isotópica de azufre, y estudios geológicos y geoquímicos detallados, se puede obtener información sobre (1) las fuentes del carbono y azufre en la solución hidrotermal que produjo la mineralización, (2) la temperatura de mineralización, y (3) las condiciones químicas y los mecanismos de depósito de minerales de mena.

### 6.13 ISÓTOPOS DE AZUFRE

El azufre tiene cuatro isótopos cuya abundancia relativa es de  $^{32}\text{S} = 95\%$ ,  $^{33}\text{S} = 0.75\%$ ,  $^{34}\text{S} = 4.2\%$  y  $^{36}\text{S} = 0.017\%$ . En los estudios isotópicos de azufre, se maneja la variación de  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$  debido a su mayor abundancia en relación con los otros isótopos. Generalmente, la composición isotópica de azufre de un compuesto se expresa como un valor de  $\delta^{34}\text{S}$  y está representada por medio de la siguiente relación:

$$\delta^{34}\text{S} = \frac{(^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_m - (^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{st}}{(^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{st}} \times 1000$$

donde:

m = relación de los isótopos en la muestra y

st = relación de los isótopos en el patrón o estándar.

El patrón de referencia internacional es la troilita de la meteorita del Cañón del Diablo, Arizona (CDT), la cual tiene una relación de  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$  de 0.0450045.

Existe un gran número de estudios acerca de la composición isotópica de diferentes ambientes geológicos; antes de los años setenta, se interpretaba que un rango restringido de valores de  $\delta^{34}\text{S}$ , cerca a 0‰, indicaba un origen magmático, mientras que una gran dispersión de valores indicaba un origen biogénico (Rye y Ohmoto, 1974). Estudios recientes han indicado la necesidad de una reinterpretación de los datos isotópicos de los años sesenta y además han revelado que existen varios procesos geológicos que pueden dar las mismas características isotópicas; los datos isotópicos, por sí mismos, no proporcionan suficiente información para definir la génesis de un yacimiento mineral pero, apoyados por estudios detallados de geología, mineralogía y geoquímica, ayudan a definir la temperatura de formación

de los sulfuros en un yacimiento mineral, y los estudios combinados de isótopos de azufre y carbono clarifican la comprensión de ciertos aspectos del ambiente químico durante la formación de la mena.

La aplicación del estudio de los isótopos estables en la investigación de yacimientos minerales se basa en los conocimientos del fraccionamiento isotópico presente durante ciertos procesos geológicos y puede proporcionar valiosa información acerca de la fuente de metales. En cada material que contiene azufre, la relación de  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$  cambia con las reacciones químicas que sufre dicho material debido a que ciertas reacciones favorecen a un isótopo en relación a otro. Las diferentes propiedades químicas de los distintos isótopos resulta, durante una reacción química, en la segregación o fraccionamiento de los isótopos. Existe el fraccionamiento isotópico de azufre con la circulación de fluidos hidrotermales en las siguientes condiciones: durante la separación de los fluidos de un magma, resultando en la removilización de los sulfuros; por la reducción de sulfatos de origen marino en los fluidos hidrotermales; durante el enfriamiento de los fluidos hidrotermales; y durante la precipitación o reemplazamiento de minerales (Ohmoto y Rye, 1979). Por tanto, los valores de  $\delta^{34}\text{S}$  proporcionan valiosa información acerca de la fuente de los metales.

Para aplicar la geotermometría de isótopos estables a yacimientos minerales, se requiere la existencia de ciertas condiciones para un par de minerales: (1) que el factor de fraccionamiento entre ambos minerales esté bien calibrado y dependiente de la temperatura, (2) que los minerales se encuentren en equilibrio isotópico al momento de depósito, y (3) que los minerales hayan mantenido su composición isotópica desde el momento de formación (Ohmoto, 1986).

#### 6.14 TONELAJE Y LEYES

Los pórfidos cupríferos generalmente son grandes depósitos de baja ley; en un depósito típico, el tonelaje es de 150 millones de toneladas y la ley de mineralización es de 0.80% de Cu (0.45% de Cu hipogénico y 0.35% de Cu supergénico) y 0.015% de Mo (Lowell y Guilbert, 1970); no obstante, los depósitos pueden variar desde aproximadamente 10 millones hasta varios miles de millones de toneladas.

Gilmour (1982) clasificó los pórfidos cupríferos en tres divisiones según las leyes de mineralización: (1) los depósitos de alta ley, superiores al 2.5% de Cu, incluyen depósitos de tipo *skarn* y en vetas; (2) las leyes intermedias, entre 1.0 y 2.5% de Cu, se presentan en los depósitos de enriquecimiento secundario que fueron explotados principalmente antes de la segunda guerra mundial y también en algunos depósitos de tipo *skarn* o en zonas de los cuerpos de mineralización primaria; y (3) las leyes bajas, inferiores a 1.0% de Cu, son típicas para la mineralización primaria en el cuerpo intrusivo o en la roca encajonante.

#### 6.15 EJEMPLOS EN MÉXICO Y EL MUNDO

La mayoría de los depósitos de cobre en pórfidos en el mundo se ubica dentro del anillo circum-Pacífico (Figura 6.5), en la parte occidental de América (desde Chile hasta Alaska) y en las partes sudoccidental y occidental del Pacífico (la parte oriental de Australia, el norte de Nueva Zelanda,

Islas Fidji, Islas Salomón, Nueva Guinea, Malasia, Indonesia, Filipinas, Taiwán, y China). Existen otros depósitos en el este de Canadá (Quebec y Ontario), la región de las Apalaches en América del Norte, Gales, Yugoslavia, Bulgaria, Rumania, Armenia, Irán, Pakistán, URSS (Kazajistán y Uzbekistán), y Birmania.

En el SW de los Estados Unidos y en el norte de México, los pórfidos cupríferos y los depósitos de cobre relacionados constituyen una de las provincias genéticas más ricas de este tipo en el mundo. Los depósitos de esta provincia se ubican en los estados de Arizona (la mayoría de los depósitos de esta provincia se encuentran en la parte SE de este estado), Nuevo México, Utah y Nevada, en los Estados Unidos, y en los estados de Sonora, Sinaloa, Chihuahua, Baja California Sur, Durango y Zacatecas, en México (Figura 6.6); según Damon y colaboradores (1983), la franja se extiende más allá del sur de la Faja Volcánica Transmexicana para incluir los depósitos en los estados de Michoacán y Guerrero.



Figura 6.5 Distribución de los principales pórfidos cupríferos en el mundo.

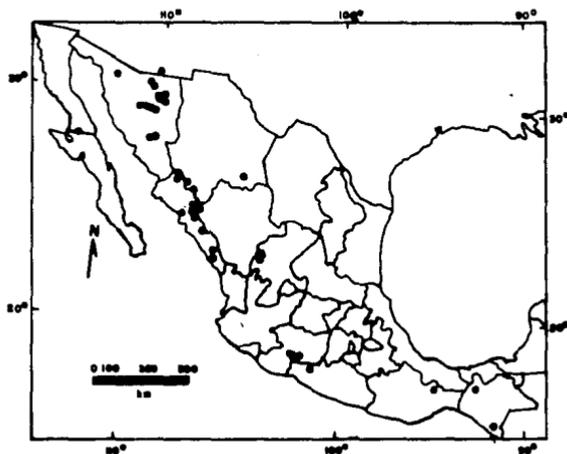


Figura 6.6 Distribución de los principales depósitos de cobre en México (Damon *et al.*, 1983).

## CAPÍTULO 7: EL YACIMIENTO MINERAL

### 7.1 HISTORIA MINERA Y DESARROLLO DEL PROSPECTO LA VERDE

La explotación selectiva en pequeña escala por medio de gambusinos data por lo menos desde principios del siglo y posiblemente desde mucho antes. Se extrajo el cobre de alta ley principalmente de trabajos subterráneos desarrollados a lo largo de las estructuras mineralizadas. Los trabajos antiguos están en las lomas del oeste y este, siendo más extensos y llegando a su profundidad máxima, de 35 m, en la loma oeste. En 1945, el terreno estaba denunciado por la Compañía Minera de Paricutín; anteriormente había pertenecido a la familia de Dante Cusi, el fundador de las obras hidráulicas y del cultivo de arroz en esta zona (Schulze, 1954). Aunque los trabajos mineros se encontraban abandonados desde hace varios años, sirvieron como índice para el redescubrimiento del depósito en los años siguientes a la segunda guerra mundial.

En 1958, el Consejo de Recursos Naturales no Renovables inició un programa de exploración, incluyendo un estudio geofísico de la loma este, después de lo cual varias compañías se interesaron en La Verde, particularmente Patiño Mining Company, de Toronto, Canadá, una filial de Lytton Minerals, Ltd., de la misma ciudad. Se formó la empresa Minas de Otoño, S. A., de la cual Lytton Minerals tenía el 49% de las acciones, y esta nueva compañía compró las concesiones mineras de La Verde. En octubre de 1967, Minas de Otoño inició su programa de exploración de las dos lomas, que consistió en estudios geoquímicos y geofísicos, barrenación y socavones de exploración. El programa incluyó más de 100 km de líneas de geofísica por el método de polarización inducida y muestreos geoquímicos sobre un área de 250 hectáreas. El estudio geofísico mostró una anomalía en casi toda la sierra del Marqués. En el estudio geoquímico, se mostraron suelos para el análisis de Cu únicamente, sobre todo el cuerpo mineralizado de la loma oeste, obteniéndose resultados de, por lo menos, 1,000 ppm de Cu y llegando hasta 4,000 ppm en dos áreas.

El programa de perforación realizado por Minas de Otoño se inició en octubre de 1967 y se completó en febrero de 1972 con un total de 512 barrenos y una longitud de 61,284 m, perforados tanto desde la superficie como desde los socavones; los túneles de exploración, perforados en las dos lomas en el período de 1968 a 1971, tienen una longitud total de 3,386 m (Parsons, 1972).

En la loma oeste, la longitud total barrenada fue de 15,231 m en barrenos de diamante y de percusión con equipo Steinwick. Los barrenos fueron perforados desde la superficie en la loma oeste con rumbo norte-sur, con una distancia este-oeste de 50 m entre sí, y con buzamiento general de 35 a 60°, con el fin de obtener muestras de la zona de alta mineralización. Los dos túneles de exploración en este cerro, socavones 5 y 7, hechos con el fin de delimitar las zonas de mineralización y obtener muestras y datos geológicos, tienen una elevación de 462 y 461 m.s.n.m. y una longitud de 844 y 457 m respectivamente.

· Durante los años setenta, se realizaron varios estudios y se recalcularon las reservas con el fin de determinar la viabilidad de la explotación de la mina pero sin resultados favorables y, con la excepción del trabajo de los gambusinos, La Verde nunca ha sido explotada.

## 7.2 FORMA Y DIMENSIONES DEL CUERPO MINERALIZADO DE LA LOMA OESTE

El cuerpo mineralizado de la loma oeste está encajonado en una cuarzomonzodiorita y consiste en zonas lenticulares formadas de vetas, vetillas e hilillos (*stringers*) de calcopirita, pirita y arsenopirita, con cantidades menores de pirrotita, cobaltita, esfalerita y molibdenita. Las zonas lenticulares forman un cuerpo alargado de 700 m de longitud y 250 m de anchura (Coochey y Eckman, 1978), que comprende tres sistemas de vetas de orientación E-W, principalmente, pero también ESE y ENE; los tres sistemas de vetas forman un arco amplio cóncavo hacia el sur. Las vetas son verticales o tienen una inclinación fuerte ( $> 80^\circ$ ) hacia el sur; sus espesores son muy variables.

· En estudios anteriores, se ha indicado que el cuerpo mineralizado está encajonado en el contacto entre una cuarzomonzodiorita porfídica y una cuarzomonzodiorita equigranular más antigua; sin embargo, en el presente estudio, se considera que estas dos rocas son contemporáneas diferenciándose sólo por variaciones texturales (Ver discusión en el capítulo 4).

Las zonas de vetas, según Coochey y Eckman (1972, 1978), miden de 5 a 100 m de anchura y están constituidas por vetas individuales (que pueden llegar hasta varios metros de anchura) vetillas e hilillos y mineralización del tipo de reemplazamiento; las zonas de vetas son continuas con leyes relativamente uniformes hasta el punto más profundo de la barrenación (500 m), aunque, localmente, las variaciones en la anchura de la veta y la ley de mineralización son marcadas.

Por otra parte, Walker (1975) indicó que las vetas individuales generalmente miden varios centímetros de espesor, considerándolas no como estructuras continuas sino como cuerpos lenticulares discontinuos alojados a lo largo de fisuras; que si bien existen sulfuros diseminados en algunas partes, generalmente entre las vetas, la roca es estéril; que donde existen enjambres de vetas, la roca está afectada por una intensa alteración hidrotermal; y que las vetas muestran una distribución irregular en todo la roca, careciendo de un control estructural bien definido.

Villasana-Hernández y colaboradores (1976) señalaron que la mineralización no es diseminada sino que está en vetillas con espesores variables de 0.5 a 10 cm y ocasionalmente más y que los enjambres de vetillas forman lentes que muestran continuidad en su mineralización aunque las vetas individuales pueden desaparecer.

En el presente estudio se encontró una zona, dentro del cuerpo mineralizado ya mencionado, de posible interés. En esta zona, que está atravesada por una parte del barreno V-96 y que abarca una parte del socavón 7 cerca del barreno mencionado, la roca muestra una completa alteración del tipo propilítico estando formada por clinozoisita, albita y cuarzo principalmente, en ocasiones con una cantidad apreciable de sericita, particularmente, y también arcilla, clorita y/o calcita. Es una zona que muestra relativamente altas concentraciones de cobre y donde la roca está muy fracturada y más alterada que en otras partes. Lo anterior podría indicar la continuación de la mineralización abajo del nivel actual

de exploración a pesar de que en las muestras de barreno estudiadas, con la excepción de una zona pequeña, la presencia de cantidades apreciables de sericita y/o arcilla no es continua a lo largo del barreno. Se observó que la albita en esta parte es de color rosado y está alterada en algunos casos a arcilla. En esta zona, en el socavón 7, existe una zona de brecha, aunque no es muy grande. La zona mencionada está cerca de (a menos de 100 m) la zona favorable indicada por Villasana-Hernández y colaboradores (1976), ubicada entre los niveles 350 y 450 y en las coordenadas locales 3,800 N y 4,500 E, punto ubicado dentro del cuerpo mineralizado de la loma oeste.

La zona oxidada tiene una profundidad variable, llegando hasta aproximadamente 60 m y las leyes en la zona de mineralización supergénica e hipogénica son parecidas; no se presenta una zona de lixiviación ni un manto de calcocita (Coochey y Eckman, 1978). La zona oxidada se caracteriza por presentar pequeñas cantidades de malaquita, azurita, goethita (limonita), calcocita, crisocola y eritrita. El contenido de pirita, que es, en general, bajo en La Verde, dio lugar a una zona oxidada con poca limonita; por esta razón y la abundancia de vegetación, la coloración en la superficie que, típicamente, se observa de lejos en un pórfido cuprífero es poco visible en La Verde y únicamente se reconoce de cerca de los afloramientos.

### 7.3 ESTRUCTURAS

En el cuerpo mineralizado de la loma oeste, hasta el actual nivel de exploración, la roca está fracturada, pero generalmente no con la intensidad y la extensión que tiene un pórfido cuprífero productivo. En este cuerpo, las aguas hidrotermales circularon a través de un sistema de fracturas anteriores a la mineralización, restringidas principalmente a la dirección E-W (Walker, 1975). Como consecuencia, existen zonas altamente fracturadas entre las cuales están ubicadas zonas de poco fracturamiento donde la roca es estéril y sana.

La sucesión de etapas de fracturamiento está indicado por la mineralogía de las vetillas e hilillos. En ellos están presentes, comúnmente, los siguientes minerales: clorita, cuarzo, feldespato, clinzoisita, epidota, calcita y sulfuros y, menos comúnmente, sericita. La clorita se encuentra en vetillas monominerálicas que son abundantes en muchas muestras y que son, aparentemente, de una etapa previa a la mineralización; la clorita también se depositó en etapas posteriores, sola o acompañada por otros minerales. La sucesión paragenética de los minerales secundarios está indicada por la existencia de vetillas cortadas por otras de mineralogía distinta y la presencia de varios minerales de etapas distintas en una vetilla; el primer mineral depositado se encuentra a lo largo de la pared de la estructura con el (los) mineral(es) posterior(es) en la parte central de la vetilla.

Es común encontrar ciertas asociaciones de minerales de ganga contemporáneos en las vetillas como, por ejemplo, cuarzo, feldespato y calcita; clorita, clinzoisita y cuarzo; cuarzo y feldespato; calcita y clinzoisita; clorita y calcita; clorita y clinzoisita. Además, están presentes numerosas vetillas monominerálicas de calcita, formadas durante una etapa posterior a la mineralización, que cortan a todas las otras estructuras y los minerales secundarios contenidos en ellas.

Considerando la diferencia en tipo de alteración, mineralización y geología en general entre los dos cuerpos y la sugerencia de una falla entre ambas lomas (Coochey, 1971), o de dos fallas limitando el prospecto La Verde (García-Barajas y Moreno-Serrano, 1976), es posible que la loma oeste represente un nivel estructural más elevado que la loma este.

En el cuerpo mineralizado de la loma oeste están presentes localmente pequeñas zonas de brechamiento (Sillitoe, 1975). En los espacios entre los fragmentos de brecha fueron depositados varios minerales incluyendo cuarzo, turmalina, clorita, calcita y otros carbonatos, piritita y calcopiritita.

#### 7.4 TIPO Y ESTILO DE ALTERACIÓN DE LA LOMA OESTE

La mineralización en la loma oeste está asociada en tiempo y espacio con una alteración de tipo propilitico que afectó a la cuarzomonzodiorita y la propilitización es el tipo de alteración predominante en la loma oeste. Además, existe una ligera o moderada sericitización o argilización en algunas zonas. Coochey y Eckman (1972, 1978) describieron una franja de alteración, consistente en cuarzo-epidota-sericita, alrededor de las vetas y vetillas. La alteración de la roca es marcada en las cercanías de las vetas y más aún en las zonas de enjambres de vetas.

En las muestras de los diques porfídicos estudiadas, la roca está ligeramente o moderadamente alterada; se observó argilización y/o sericitización acompañando una ligera propilitización. En las vetillas e hilillos encajonados en la roca porfídica, se identificó calcopiritita, piritita, clinzoisita y una pequeña cantidad de feldespato potásico; la alteración de la roca observada a lo largo de estas vetillas es ligera o no existe. Además, existen granos diseminados de calcopiritita, piritita, arsenopiritita y cobaltita en la roca porfídica.

En la cuarzomonzodiorita propilitizada, los cristales de plagioclasa se alteran a clinzoisita, epidota, albita, calcita y clorita; el clinopiroxeno se altera principalmente a clorita y, menos comúnmente, a calcita y el feldespato potásico se altera principalmente a arcilla y clorita. También la sericita y, con menor frecuencia, la arcilla, se derivan de la alteración de la plagioclasa y/o la plagioclasa y el feldespato potásico y deben considerarse como minerales accesorios de la alteración propilitica debido a que están asociados a minerales típicos de ella; en algunas muestras, están presentes sericita y arcilla, como productos de alteración de un mismo cristal. En los pórfidos cupríferos, la sericita suele estar presente con cuarzo y piritita en la zona de alteración filica donde los primeros dos minerales reemplazan todos los minerales silicatados formadores de rocas, resultando en la destrucción de la textura primaria. Sin embargo, de las muestras estudiadas, solamente en una, proveniente del socavón 5 en el punto más cercano al socavón 7, se observaron las características típicas de la alteración filica; esta roca está compuesta de sericita y cuarzo y aparentemente el único rasgo de textura primaria está representado por algunos pseudomorfos de sericita que formaron a partir de plagioclasa.

La alteración de ilmenita a los minerales secundarios de titanio antecede y acompaña a la propilitización.

También existe silicificación en la loma oeste en la forma de relleno de fisura o de silicificación de la roca encajonante. La cuarzomonzodiorita afectada por la silicificación presenta una cantidad de cuarzo que es mayor de lo que se podría producir por la descomposición de los silicatos. Por otro lado, en muchas muestras se observó cuarzo, que no es primario, que debe su origen a la recrystalización del cuarzo primario y no a un aporte de sílice, es decir a la silicificación.

En las rocas estudiadas, se observó un aislado aporte de carbonatos que pertenece a una etapa tardía.

En la loma oeste, el estilo de alteración presente según las manifestaciones de alteración que afectan la roca, establecidas por Titley y colaboradores (1978) y Titley (1982b), se describe a continuación.

La alteración controlada por vetas y vetillas, incluyendo el relleno de veta tanto como la franja de alteración a lo largo de estas estructuras, es común aunque existen áreas donde la densidad de vetillas es muy baja. En áreas de enjambres de vetas, la roca está extensivamente alterada y la textura primaria está totalmente destruida. Donde las estructuras están más espaciadas, es común poder observar la alteración de la roca encajonante en una franja a lo largo de las vetas y a una cierta distancia la roca está fresca; en ocasiones, la roca alrededor de las vetillas no está alterada.

Existe una alteración, en forma pervasiva selectiva, a clorita, que afectó un área grande; este estilo de alteración no destruye la textura primaria y cualquier cambio en textura ha sido sutil. En muestra de mano, la roca afectada por la alteración pervasiva selectiva parece, a veces, una roca fresca. Esta alteración a clorita afecta principalmente los minerales máficos primarios, principalmente al clinopiroxeno, y también al feldespato; por lo general, los minerales máficos están parcial o totalmente alterados y el feldespato está parcialmente afectado. Aparentemente, el clinopiroxeno se alteró a actinolita en una etapa anterior a la mineralización y la alteración a clorita fue posterior, aunque es posible que los dos minerales hayan sido contemporáneos durante un tiempo. No se detectó una zonación de dichos minerales respecto al cuerpo mineralizado. En el clinopiroxeno alterado, la clorita generalmente está acompañada por la actinolita y, menos comúnmente, por la calcita; existen pseudomorfos, de lo que probablemente hayan sido clinopiroxenos originalmente, transformados ahora totalmente a clorita.

La alteración pervasiva selectiva de la plagioclasa es a clinozoisita, principalmente, pero también se encuentra epidota, sericita, arcilla, clorita o calcita; el feldespato potásico se altera principalmente a arcilla con clorita en menor cantidad. Los feldespatos pueden estar parcial o totalmente alterados. En las muestras más alteradas, se vieron pseudomorfos de la plagioclasa primaria que consisten totalmente en clinozoisita.

El único ejemplo de alteración pervasiva en el área estudiada está dada en una muestra compuesta, por la alteración sílica, por cuarzo y sericita, tomada en el socavón 5 en un punto muy cercano al socavón 7.

Con los datos obtenidos, no es posible aplicar los modelos de zonación conocidos (*i. e.* Lowell y Guilbert, 1970) en esta área para definir zonas de alteración y/o la posición del cuerpo mineralizado con respecto al actual nivel de exploración. No existen zonas de alteración potásica, sílica ni argílica

identificables con las muestras tomadas sino únicamente la propilítica y, debido a que la mineralización y la alteración carecen de un control estructural, la alteración que existe es muy irregular en su distribución.

### 7.5 MINERALIZACIÓN Y PARAGÉNESIS EN EL CUERPO OESTE

Las vetas y vetillas contienen, en general, 1.5% (en peso) de calcopirita, 3% (en peso) de piritita (Coochey y Eckman, 1972; 1978), y cantidades menores de pirrotita, arsenopirita, cobaltita, esfalerita y molibdenita en una ganga de cuarzo, feldespato, clinozoisita, epidota, clorita y calcita. Los sulfuros están restringidos en su mayoría a las vetas, aunque se observan granos diseminados; a menudo, un examen cuidadoso de los granos diseminados revela las microfracturas que controlan la mineralización. Se determinó la sucesión paragenética de los minerales de mena y de ganga por medio de estudios en el microscopio de luz transmitida y luz reflejada y en el microscopio electrónico (Figura 7.1).

|              |             |
|--------------|-------------|
| Clorita      | — ? — ? — ? |
| Arsenopirita | —           |
| Cobaltita    | ? — ?       |
| Piritita     | — — —       |
| Feldespato   | — ? — — —   |
| Epidota      | —           |
| Clinozoisita | —           |
| Cuarzo       | —————       |
| Calcopirita  | —           |
| Pirrotita    | ? . ? —     |
| Esfalerita   | - -         |
| Molibdenita  | -           |
| Calcita      | — — — ? —   |

Figura 7.1.- Sucesión paragenética de los minerales de mena y de ganga del cuerpo mineralizado de la loma oeste, La Verde, Michoacán.

Los valores altos de Cu (>0.6%) están en zonas muy fracturadas y, generalmente, alteradas; a veces, se presenta sericitización y/o argilización además de minerales secundarios de titanio en las zonas mineralizadas, aunque la existencia de uno o más de estos tres factores no implica necesariamente que la roca esté mineralizada.

### 7.6 EL CUERPO ESTE

En las láminas delgadas estudiadas de los socavones 1 y 3 de la loma este, se observó que el contenido de cuarzo de la roca porfídica es mayor en la matriz y en los fenocristales, comparado con las muestras estudiadas de los diques de la loma oeste. Además, en la loma este los fenocristales

representan un mayor volumen de la roca y se observó una mayor sericitización en los fenocristales de feldespatos.

En contraste con la loma oeste, donde está ubicado un solo cuerpo mineralizado, en la loma este están presentes cuatro cuerpos mineralizados: uno en la roca porfídica y tres grandes zonas de brechas (Coochey y Eckman, 1972). A continuación, se describe los cuerpos de la loma este con base en las láminas delgadas estudiadas para el presente trabajo y en los trabajos de Coochey (1971), Coochey y Eckman (1972, 1978), Parsons (1972) y Sillitoe (1975). Los cuerpos están bien definidos y en general la mineralización de cobre está distribuida uniformemente a través de ellas. El cuerpo mineralizado en roca porfídica consiste en una zona de enjambre de vetas, vetillas e hilillos, de 60 m de espesor, de calcopirita y bornita; las estructuras presentan una franja de alteración de sílice y clorita. En las zonas de brecha, la mineralización se encuentra en forma disseminada y en vetas, vetillas e hilillos, en la matriz y en los fragmentos de brecha, y consiste en bornita y calcopirita en proporciones variables con poca pirita, arsenopirita, molibdenita y tennantita; la ganga es de calcita, clorita, cuarzo y/o turmalina. Una intensa alteración propilitica afectó la roca destruyendo, en algunos casos, la textura brechoide. También está presente una ligera o moderada sericitización y silicificación. Sillitoe (1975) mencionó que se le asignó una alteración de tipo potásico a la loma este debido a la presencia de vetillas de bornita y calcopirita con una franja de alteración a lo largo de las estructuras que consiste en feldespatos rosados y cuarzo a pesar de que están presentes minerales de alteración propilitica. Por otro lado, en base a estudios de inclusiones fluidas, González Partida (1985) determinó una alteración potásica local en el socavón 3 de la loma este. Sin embargo, anteriormente, en el trabajo de Parsons (1972) no se menciona una alteración de tipo potásico para la loma este; al contrario, en la descripción de la segunda fase brechoide, concluyeron lo siguiente: "Se suponía un reemplazamiento de los feldespatos de plagioclasa por feldespatos potásicos, pero las láminas delgadas estudiadas no confirmaron esta idea".

Las reservas (incluyendo dilución) calculadas por Parsons (1972) para el cuerpo mineralizado de la loma este son:

|           | Toneladas<br>Métricas | %Cu   | Ag<br>Oz/t | Au<br>Oz/t | %Mo    |
|-----------|-----------------------|-------|------------|------------|--------|
| Probadas  | 33'000,000            | 0.706 | 0.15       | 0.01       | 0.015  |
| Probables | 2'300,000             | 0.582 | 0.15       | 0.012      | 0.0067 |

## 7.7 GEOCRONOLOGÍA

En La Verde, una fecha (K-Ar) de  $33.4 \pm 0.7$  Ma, en un pórfido cuarzodióritico, y otra de  $31.1 \pm 0.6$  Ma, en una pegmatita, sitúan la intrusión de un cuerpo ígneo y la mineralización penecontemporánea en el Oligoceno (Damon *et al.*, 1983). Otras edades (K-Ar) oligocénicas (Ver capítulo 4.1), determinadas para el cuerpo intrusivo y la zona de *stockwork* en Inguarán y para distintas zonas de brecha en San Isidro, que son dos depósitos de tipo pórfido cuprífero, establecen edades muy cercanas del evento intrusivo y mineralizante en esta parte de Michoacán (Damon *et al.*, 1983).

## 7.8 RESERVAS

Las reservas presentadas en el informe de Parsons (1972), basadas en los cálculos de Minas de Otoño, S. A., son las siguientes:

|           | Toneladas<br>Métricas | %Cu   | Ag<br>Oz/t | Au<br>Oz/t | %Mo    |
|-----------|-----------------------|-------|------------|------------|--------|
| Probadas  | 39'600,000            | 0.693 | 0.06       | 0.003      | 0.001  |
| Probables | 7'200,000             | 0.666 | 0.06       | 0.018      | 0.0011 |

Coochey y Eckman (1972) presentaron las siguientes reservas, las cuales incluyen material de dilución:

Reservas probadas con ley mínima de corte de 0.4% Cu total:

sulfuros: 30'171,177 t métricas con ley de 0.69% Cu

óxidos: 957,198 t métricas con ley de 0.59% Cu

Reservas probadas de mena marginal entre 0.2 y 0.4% Cu total:

sulfuros: 3'161,975 t métricas con ley de 0.30% Cu

óxidos: 320,897 t métricas con ley de 0.29% Cu

Reservas posibles con ley mínima de corte de 0.4% de Cu total:

sulfuros: 341,871 t métricas con ley de 1.11% Cu

óxidos: 12,373 t métricas con ley de 0.97% Cu

y con ley mínima de corte de 0.2 a 0.4% Cu total:

sulfuros: 131,770 t métricas con ley de 0.32% Cu

óxidos: 47,664 t métricas con ley de 0.25% Cu

Walker (1975) reinterpretó la distribución del mineral de mena en las secciones verticales. Planteó que la distribución de la mineralización de la loma oeste es muy irregular y puso en duda la continuidad de vetas individuales intersectadas en los núcleos de barrenos; los cálculos anteriores se basaron en la continuidad de la estructura mientras Walker (*op. cit.*) las interpretó como cuerpos lenticulares de mena discontinuos a lo largo de las fisuras. Las reservas que determinó son inferiores a las de Parsons para el cuerpo mineralizado de la loma oeste pero son similares en el caso de la loma este donde los cuerpos mineralizados están bien definidos y la distribución de la mineralización es uniforme.

Reservas sin dilución con ley mínima de corte de 0.4% Cu total:

sulfuros: 18'887,038 t métricas con ley de 1.09% Cu total

óxidos: 741,373 t métricas con ley de 0.76% Cu total

En otro recálculo de las reservas, esta vez únicamente del cuerpo mineralizado de la loma oeste, Villasana-Hernández y colaboradores (1976) presentaron los siguientes resultados:

Con ley mínima de corte de 1.5% Cu:

sulfuros: 2'362,705 t métricas con ley de 2.41% Cu

Con ley mínima de corte de 0.6% Cu:

sulfuros: 15'370,890 t métricas con ley de 1.13% Cu

óxidos: 444,987 t métricas con ley de 0.93% Cu

Con ley mínima de corte de 0.8% Cu:

sulfuros: 7'327,456 t métricas con ley de 1.64% Cu

óxidos: 184,504 t métricas con ley de 1.74% Cu

En el cálculo de reservas de Villasana-Hernández y colaboradores (*op. cit.*), no se consideró ninguna dilución. Los parámetros físicos que fueron utilizados para el cálculo se basaron en los análisis químicos; el resultado del análisis cuantitativo del muestreo de los socavones 5 y 7 indicaron un promedio un poco superior de 0.2% de Cu, un 0.0070% de Pb, 4 gramos de plata por tonelada y 98 ppb de Au. Las reservas de Villasana-Hernández y colaboradores (*op. cit.*) son inferiores a los mencionados anteriormente; al contrario de los casos anteriores, concluyeron que la mineralización no es diseminada sino que los sulfuros de cobre están en cuerpos lenticulares formadas por vetillas y que la continuidad entre los cuerpos mineralizados es dudosa.

---

## CAPITULO 8: PARÁMETROS GEOQUÍMICOS

### 8.1 INCLUSIONES FLUIDAS

El estudio microtermométrico de La Verde (González-Partida, 1985) incluyó muestras de ambos cerros: del socavón 5 de la loma oeste y los socavones 1 y 3 de la loma este. Se estudiaron 238 inclusiones provenientes de la zona de alteración potásica, de la zona de *stockwork*, de la zona propilítica y de filones tardíos en ganga de calcita. Esos los resultados se presentan a continuación.

En la zona de alteración potásica, establecida por González-Partida (1985), las inclusiones en cuarzo miden de 20 a 30  $\mu\text{m}$  y muestran una distribución irregular; las muestras estudiadas provienen de la loma este. Las inclusiones fluidas presentan tres fases: sólida (cubo de sal), líquida y de vapor; no se observaron cristales sólidos de silvita (KCl). La relación volumétrica vapor-volumen total es muy constante, alrededor de  $\pm 20\%$ ; por otro lado, los cubos de sal muestran variaciones notables y ocupan hasta casi 50% del volumen de la inclusión. La temperatura de fusión de los cubos de sal es, en la mayoría de los casos, de 150 a 450° C; sin embargo, algunos cayeron en el rango de 520 a 620° y uno llegó hasta 700° (Figura 8.1).

El análisis del cuarzo de vetillas de la zona de *stockwork* reveló ebullición, la cual está indicada por las relaciones volumétricas y las relaciones composicionales heterogéneas; se encontraron inclusiones bifásicas líquido-vapor de relación V/L de 10% al 60%, e inclusiones trifásicas con sólido (NaCl), líquido y vapor que muestran relaciones volumétricas heterogéneas. En la mayoría de los casos, la temperatura de fusión de los cubos de sal varía de 325 a 475° C (Figuras 8.2 y 8.3).

En la zona de alteración propilítica, las inclusiones fluidas observadas son bifásicas de tamaño variable; la relación V/L varía de  $\pm 15$  a 25%. La temperatura de homogeneización final mostró un rango de 150 a 400° C con la mayoría en 300° (Figura 8.4).

En los filones tardíos, las inclusiones son bifásicas y la relación volumétrica de  $\pm 10$  a 20%. Las inclusiones fluidas estudiadas se alojan en calcita asociada a los sulfuros que rellenan fallas que son posteriores a la mineralización primaria. Las inclusiones indicaron temperaturas de 140 a 240°C (Figura 8.5).

### 8.2 ISÓTOPOS DE CARBONO

Los isótopos de carbono no han sido utilizados tan extensivamente como los otros isótopos estables (H, O y S) en el estudio de los yacimientos minerales debido a que los minerales portadores de carbono generalmente son posteriores a la mineralización. Sin embargo, la composición isotópica de estos minerales, particularmente en conjunto con estudios de los otros isótopos estables mencionados, proporcionan información sobre las condiciones hidroclógicas y geoquímicas de formación de un depósito.

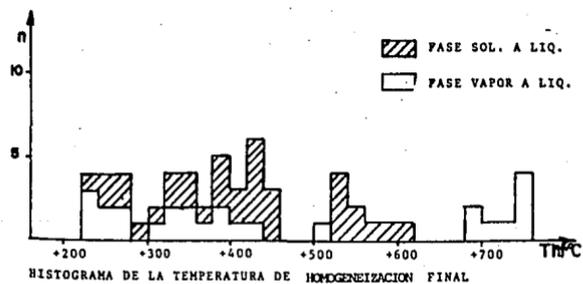
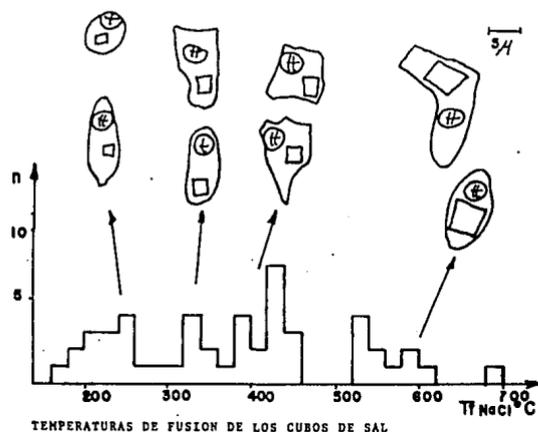


Figura 8.1 Datos termomicrométricos de la alteración potásica (González Partida, 1985).

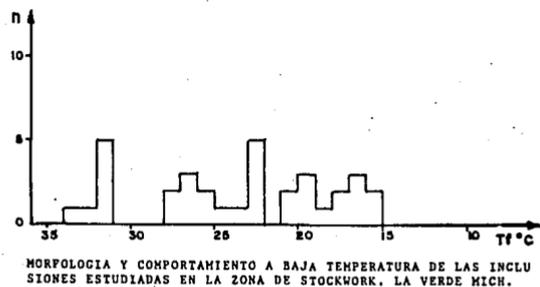
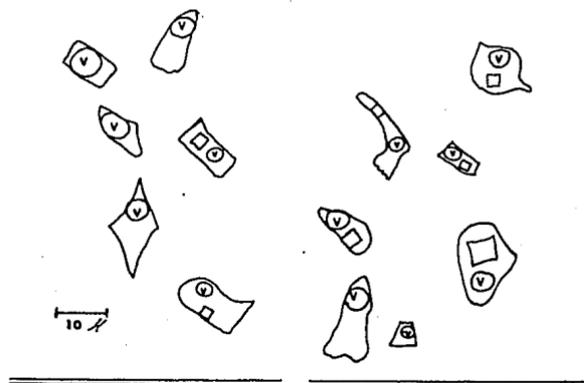
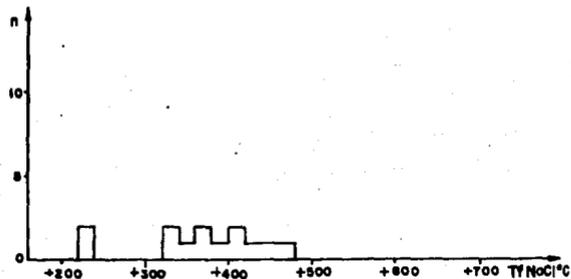
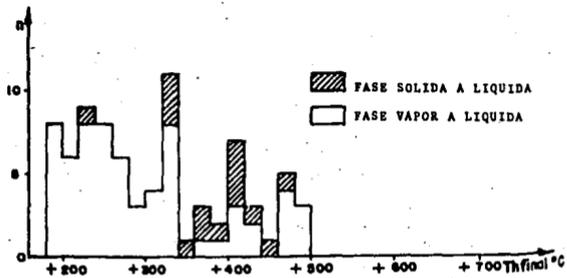


Figura 8.2 Datos termomicrométricos de la zona de stockwork (González Partida, 1985).

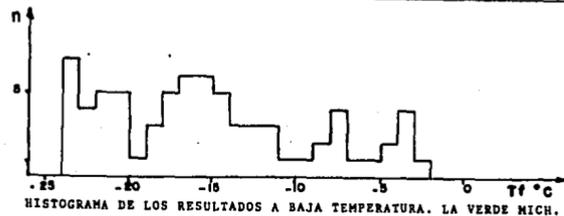


TEMPERATURAS DE FUSION DE LOS CUBOS DE SAL

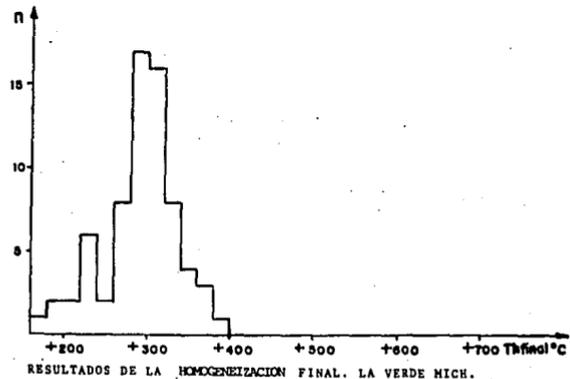


HISTOGRAMA DE LAS TEMPERATURAS DE HOMOGENEIZACION

Figura 8.3 Datos termomicrométricos de la zona de stockwork (González Partida, 1985).



HISTOGRAMA DE LOS RESULTADOS A BAJA TEMPERATURA. LA VERDE MICH.



RESULTADOS DE LA HOMOGENEIZACION FINAL. LA VERDE MICH.

Figura 8.4 Datos termomicrométricos de la zona de alteración propilítica (González Partida, 1985).

Castillo y colaboradores (1988) analizaron carbonatos tardíos en cinco muestras de La Verde, de los cuales los números 1, 2, 3 y 5 fueron tomados de los socavones de exploración de la loma oeste; los valores determinados son los siguientes:

Tabla 8.1.- Valor de  $\delta^{13}\text{C}$  en carbonatos secundarios de La Verde, Michoacán.

| No. de Muestra | $\delta^{13}\text{C}$ |
|----------------|-----------------------|
| 1              | -6.1                  |
| 2              | -6.3                  |
| 3              | -4.5                  |
| 4              | -2.1                  |
| 5              | -6.3                  |

Se observa que los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  determinados por Castillo y colaboradores (*op. cit.*) caen en el rango de valores previamente obtenidos por Ohmoto y Rye (1979) para yacimientos minerales hidrotermales (Figura 8.6).

### 8.3 ISÓTOPOS DE AZUFRE

En algunos pórfidos cupríferos de la cordillera americana, la mayoría de los valores de isótopos de azufre ( $\delta^{34}\text{S}$ ) de los sulfuros caen en un rango de  $-3$  a  $+1\%$  (Ohmoto y Rye, 1979). En la loma oeste de La Verde, los valores de  $\delta^{34}\text{S}$  en calcopirita varían de  $+1.15$  a  $+2.50\% \pm 0.05\%$  (González-Partida, 1985) (Figura 8.7). La Figura 8.8 es una compilación de datos isotópicos ( $\delta^{34}\text{S}$ ) de varios yacimientos o depósitos cupríferos en México, incluyendo La Verde, y de la parte sudoccidental de los Estados Unidos (González-Partida y Martínez-Serrano, 1989).

### 8.4 BIOGEOQUÍMICA

En la superficie de la loma oeste, se observó una planta en la parte alta del cerro que, según un geólogo de la oficina regional del Consejo de Recursos Minerales en Morelia, crece en varios depósitos de esta clase en la zona. La planta, *melampodium sericeum* Lag, de la familia Compositae, fue analizada por ciertos elementos con los siguientes resultados:

Tabla 8.2.- Concentración de cinco elementos en *melampodium sericeum* Lag de La Verde, Michoacán.

| Elemento | Contenido (ppm) |
|----------|-----------------|
| Al       | 550             |
| Fe       | 160             |
| Mn       | 30              |
| Cu       | 50              |
| Zn       | 96              |

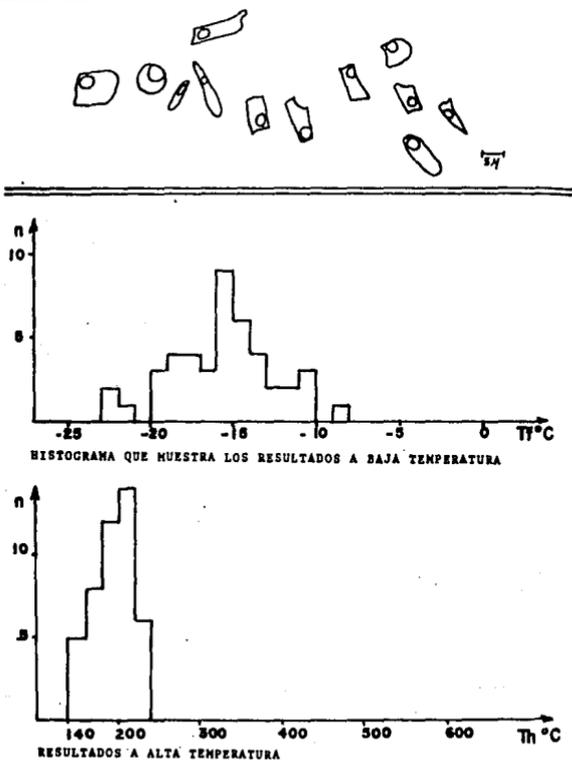


Figura 8.5 Datos termomicrométricos de los filones tardíos (González Partida, 1985).

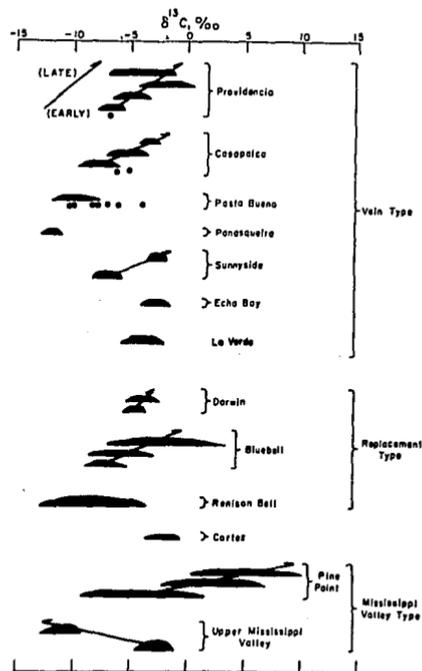


Figura 8.6 Comportamiento isotópico del carbono de algunos yacimientos minerales de tipo hidrotermal (Ohmoto y Rye, 1979) y de La Verde, Michoacán (Castillo, *et al.*, 1988).

| No. | RELACION | NATURE              | $\delta^{34}\text{S}_{\text{z}} \pm 0.05$ |
|-----|----------|---------------------|---|
| 1   | V1A      | CuFe S <sub>2</sub> | + 1.89                                    |
| 2   | V1B      | " "                 | + 2.00                                    |
| 3   | V1C      | " "                 | + 2.02                                    |
| 4   | V1D      | " "                 | + 2.50                                    |
| 5   | V1E      | " "                 | + 2.10                                    |
| 6   | V2A      | " "                 | + 1.15                                    |
| 7   | V2B      | " "                 | + 2.01                                    |
| 8   | V2C      | " "                 | + 1.67                                    |
| 9   | V2D      | " "                 | + 1.68                                    |
| 10  | V2E      | " "                 | + 1.54                                    |
| 11  | V3A      | " "                 | + 1.50                                    |
| 12  | V3B      | " "                 | + 1.50                                    |
| 13  | V3C      | " "                 | + 1.81                                    |
| 14  | V3D      | " "                 | + 1.50                                    |
| 15  | V3E      | " "                 | + 1.50                                    |
| 16  | V8A      | " "                 | + 1.73                                    |
| 17  | V8B      | " "                 | + 1.51                                    |
| 18  | V8C      | " "                 | + 1.50                                    |
| 19  | V8D      | " "                 | + 1.65                                    |
| 20  | V8E      | " "                 | + 1.65                                    |

Figura 8.7 Datos de isótopos de azufre de muestras provenientes del socavón 5 del cuerpo oeste de La Verde, Michoacán (González-Partida, 1985)

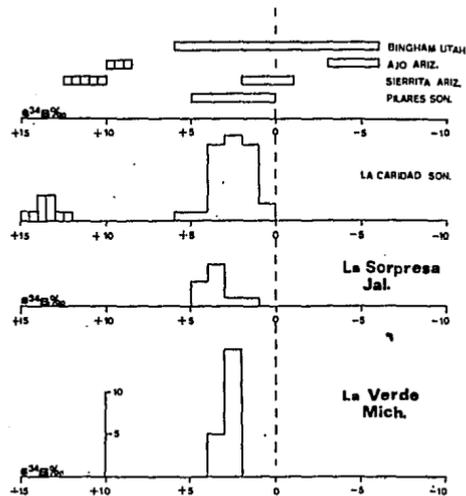


Figura 8.8 Comportamiento isotópico del azufre, en yacimientos de tipo pórfido cuprífero (datos tomados de Ohmoto y Rye, 1979; Vélez Sánchez, 1984; González-Partida y Martínez-Serrano, 1979)

El valor de Cu en la muestra estudiada es mayor del valor normal reportado para plantas (Tabla 8.3) mientras los demás valores caen dentro del rango normal. Esto, sin embargo, no implica que este especie sea una planta indicadora. Se requiere un estudio a fondo de esta planta en una zona no mineralizada para compararla con la planta encontrada en La Verde.

Tabla 8.3.- Rango de concentración normal de cinco elementos encontrados en plantas (via seca) Walsh (1971).

| Elemento | Contenido (ppm) en plantas |
|----------|----------------------------|
| Al       | 10 - 3000                  |
| Fe       | 20 - 200                   |
| Mn       | 5 - 5000                   |
| Cu       | 1 - 25                     |
| Zn       | 5 - 300                    |

Como dato adicional, se observó que el estiércol de ganado en donde se tomó la muestra de planta presenta una coloración azul con tinte verdoso.

## CAPÍTULO 9: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

### 9.1 CONCLUSIONES

El depósito de cobre de La Verde, Michoacán, forma parte de una franja de cobre en México que se extiende desde los estados de Sonora hasta Guerrero. Un cuerpo intrusivo de carácter calcalcalino, emplazado en rocas volcánicas de la parte inferior del Terciario, permitió el desarrollo del depósito mineral; se encuentra cubierto por sedimentos clásticos de la parte superior del Terciario y lavas cuaternarias. El intrusivo cuarzomonzodiorítico y la mineralización penecontemporánea son del Oligoceno; las fechas obtenidas (Damon *et al.*, 1983) de una cuarzodiorita porfídica y una pegmatita de La Verde por K-Ar son de  $33.4 \pm 0.7$  y  $31.1 \pm 0.6$  Ma.

La loma oeste, el objeto de este estudio, está constituida por rocas intrusivas de composición cuarzomonzodiorítica cortadas por algunos diques de textura porfídica de composición granodiorítico-tonalítica. El cuerpo mineralizado de la loma oeste está encajonando en la cuarzomonzodiorita; esta composición corresponde a la que se ha encontrado regularmente para plutones asociados a pórfidos cupríferos. Por otro lado, Titley y Beane (1981) establecieron que, en los pórfidos cupríferos productivos, el plutón se caracteriza por contener hornblenda y particularmente biotita, mientras que el piroxeno es poco común o ausente. Sin embargo, en la cuarzomonzodiorita de La Verde, se presenta clinopiroxeno y están casi ausentes las fases minerales hidratadas, particularmente hornblenda y biotita, indicando un magma intermedio-básico, y probablemente de bajo contenido de agua.

Las rocas muestran cantidades variables de K<sub>2</sub>O. Los análisis químicos de la cuarzomonzodiorita corresponden a una roca pobre en K en un caso y calcalcalina rica en K en el otro y los de los diques de textura porfídica corresponden a una roca pobre en K en un caso y calcalcalina en el otro.

El cuerpo mineralizado de la loma oeste consiste en zonas lenticulares de vetas, vetillas e hilillos con una extensa alteración hidrotermal entre zonas estériles de roca sana; la mineralización está asociada a una alteración principalmente de tipo propilítico. También se presentan sericitización y/o argilización y minerales secundarios de titanio en las zonas mineralizadas, aunque la existencia de uno o más de estos tipos de alteración no implica necesariamente que la roca esté mineralizada. Los sulfuros están restringidos en su mayoría a las estructuras, aunque también existen granos diseminados; en muchas ocasiones, un examen cuidadoso de los granos diseminados revela las microfracturas que controlan la mineralización. Los valores altos de Cu (>0.6%) están en zonas muy fracturadas y, generalmente, alteradas. La mineralización consiste en calcopirita y pirita con cantidades menores de arsenopirita, pirrotita, cobaltita, esfalerita y molibdenita. Los sulfuros están encajonados principalmente en la cuarzomonzodiorita, sin embargo, también existen granos diseminados y vetas, vetillas e hilillos con sulfuros en los diques porfídicos.

Por medio de estudios en el microscopio de luz transmitida y reflejada, y en el microscopio electrónico, se determinó la sucesión paragenética de los minerales de mena y de ganga (Figura 9.1).

En la zona estudiada, no fue posible determinar la geometría de distintas zonas de alteración. La alteración propilítica es el tipo de alteración predominante en la loma oeste y los principales minerales

|              |             |
|--------------|-------------|
| Clorita      | — ? — ? — ? |
| Arsenopirita | —           |
| Cobaltita    | ? — ?       |
| Pirita       | — —         |
| Feldespató   | — ? —       |
| Epidota      | —           |
| Clinzoisita  | —           |
| Cuarzo       | —————       |
| Calcopirita  | —           |
| Pirrotita    | ? ? —       |
| Esfalerita   | — —         |
| Molibdenita  | —           |
| Calcita      | — ? —       |

Figura 9.1.- Sucesión paragenética de los minerales de mena y de ganga del cuerpo mineralizado de la loma oeste, La Verde, Michoacán.

de alteración formados son clinzoisita, epidota, albita, calcita y clorita; la sericita, la arcilla y los minerales secundarios de titanio son minerales accesorios de este tipo de alteración. Se observó silicificación de la cuarzomonzodiorita y como relleno de fisuras en varias muestras. Se observó alteración filica en una sola muestra pero no es un fenómeno que se pueda mapear; en algunas muestras cercanas, aunque la cantidad de sericita y/o arcilla es apreciable, predomina la alteración propilítica con silicificación en algunos casos. Además, con la excepción de una zona pequeña, la presencia de mayores cantidades de sericita y/o arcilla es, aparentemente, un fenómeno local.

En el cuerpo mineralizado de la loma oeste, hasta el nivel actual de exploración, la roca está fracturada pero aparentemente no con la intensidad y la extensión que tiene un pórfido cuprífero productivo. Las aguas hidrotermales estuvieron restringidas a un sistema de fracturas anteriores a la mineralización principalmente de dirección E-W y, por tanto, la distribución de la mineralización es irregular; existen zonas de vetas de sulfuros en roca muy alterada entre zonas de roca estéril y sana.

Con base en los estudios realizados para el presente trabajo, se concluye que existen cuatro posibilidades para explicar la ausencia de un cuerpo mineralizado de mayores dimensiones y otras zonas de alteración en la zona estudiada: (1) La zona explorada corresponde a un nivel muy alto en el sistema hidrotermal y los diques porfídicos son ramificaciones de una intrusión hipotética ubicada abajo del nivel de exploración actual que resultó en la mineralización; posiblemente exista en esta zona un cuerpo mineralizado de mayor tonelaje y dimensiones que los que se conocen actualmente. (2) La zona explorada corresponde a una zona periférica en el sistema hidrotermal y, si este fuera el caso, es posible que exista un cuerpo mineralizado de mayores dimensiones que las que se conocen localizado afuera de la zona de la sierra del Marqués. (3) La zona explorada corresponde a una zona profunda en el sistema hidrotermal y se ha erosionado la roca sobreyacente donde pudo haberse alojado un cuerpo mineralizado de mayores dimensiones que los cuerpos mineralizados conocidos. (4) No se presentaron las condiciones apropiadas para la formación de un cuerpo mineralizado de grandes dimensiones (por

ejemplo: bajo contenido de agua en el magma, un magma pobre en azufre y metales, falta de un fracturamiento intenso).

En vista de la ausencia de un fracturamiento intenso, la escasez de los diques porfídicos, el tipo de alteración presente (propilítica) y las texturas presentes que no son de grandes profundidades, se apoya la primera posibilidad, aunque sería recomendable realizar otros estudios antes de llegar a una conclusión definitiva acerca de la presencia o no, y la ubicación de un cuerpo mineralizado de mayores dimensiones abajo del nivel actual de exploración.

## 9.2 RECOMENDACIONES

1. Se recomienda un muestreo más detallado en el área donde se detectaron cantidades apreciables de sericita y arcilla para determinar la continuidad o no de estos minerales.

2. Se recomienda un estudio más detallado en el área de las coordenadas locales 3,800 - 4,000 N y 4,500 E y barrenación para abarcar el área abajo de la zona cubierta por los barrenos existentes, con el fin de definir la continuidad del cuerpo mineralizado de la loma oeste, determinar la extensión de los diques porfídicos, estudiar los sulfuros presentes, determinar el tipo de alteración presente, realizar estudios micotermométricos y determinar ahí las leyes de cobre en esa zona que, hasta la fecha, no ha sido explorada.

3. Se recomienda un muestreo sistemático y un estudio más detallado en la loma este, en los socavones y en los núcleos de barrenación, de la zona de alteración potásica establecida por González-Partida (1985) con el fin de: (a) identificar los sulfuros y minerales de alteración presentes; (b) determinar la extensión de la alteración potásica; y (c) estudiar inclusiones fluidas, con el fin de poder mapear las isotermas y posibles variaciones en la salinidad.

Con estos estudios, es posible que se podría determinar la geometría de la zona que presenta las condiciones óptimas para la mineralización.

4. Se sugiere un estudio de exploración en las cercanías de la sierra del Marqués para determinar si existe en estas zonas un cuerpo mineralizado de dimensiones y leyes significativas.

5. Asimismo, es recomendable realizar estudios para determinar la presencia de posibles estructuras entre las dos lomas.

---

## B I B L I O G R A F Í A

- Anderson, C. A., 1950, Alteration and metallization in the Bagdad porphyry copper deposit, Arizona: *Econ. Geol.*, v. 45, p. 609-628.
- Barba-López, I. M., Gallo-Padilla, Ismael, y López-Infanzón, Manuel, 1988, Complejo metamórfico en el macizo de Arteaga, Mich., correlacionable con Xolapa: México, D. F., Soc. Geol. Mexicana, *Conv. Geol. Nal.*, 9, Resúmenes, p. 28-29 (resumen).
- Bateman, A. M., 1950, *Economic mineral deposits*, 2<sup>a</sup> ed.: Nueva York, John Wiley, 916 p.
- Bates, R. L., y Jackson, J. A., eds., 1967, *Glossary of geology*, 3<sup>a</sup> ed.: Alexandria, Virginia, Amer. Geol. Institute, 749 p.
- Beane, R. E., y Tittley, S. R., 1981, Porphyry copper deposits; Part 2, Hydrothermal alteration and mineralization: *Econ. Geol.*, 75<sup>th</sup> Anniv. Vol., p. 235-269.
- Beane, R. E., 1982, Hydrothermal alteration in silicate rocks, Southwestern North America, in Tittley, S. R., ed., *Advances in geology of the porphyry copper deposits, Southwestern North America*: Tucson, Univ. Ariz. Press, p. 117-137.
- Bonneau, Michel, 1976, A propósito de la edad cretácica de los afloramientos volcánicos y volcanoclasticos de la región de Zihuatanejo, Guerrero (Sierra Madre del Sur, México): Acapulco, Guerrero, Congreso Latinoamericano de Geología, 3, Resúmenes, p. 14 (resumen).
- Burnham, C. W., 1959, Metallogenic provinces of the southwestern United States and northern Mexico: *New Mexico Bur. Mines Mineral Research Bull.*, 65, 76 p.
- , 1962, Facies and type of hydrothermal alteration: *Econ. Geol.*, v. 57, p. 768-784.
- , 1981, Physicochemical constraints on porphyry mineralization, in Dickinson, W. R., y Payne, W. D., eds., *Relations of tectonics to ore deposits in the Southern Cordillera*: Ariz. Geol. Soc. Digest, v. 14, p. 71-77.
- Campa, M. F., 1978, La evolución tectónica de Tierra Caliente, Guerrero: *Bol. Soc. Geol. Mexicana*, tomo 39, p. 52-64.
- Campa, M. F., y Coney, P. J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: *Canadian Jour. Earth Sci.*, v. 20, p. 1040-1051.
- Campa, M. F., y Ramírez-Espinosa, Joel, 1979, La evolución geológica y la metalogénesis del noroccidente de Guerrero: *Univ. Autón. de Guerrero, Serie Técnico-Científica*, n. 1, 102 p.
- Campa, M. F., Ramírez-Espinosa, Joel, y Blome, C. D., 1982, La secuencia volcánico-sedimentaria metamorfozada del Triásico (Ladiniano-Carniaco) de la región de Tumbiscatío, Michoacán: México, D. F., Soc. Geol. Mexicana, *Conv. Geol. Nal.*, 6, Resúmenes, p. 48 (resumen).
- Campa, M. F., Ramírez-Espinosa, Joel, Flores-López, Roberto, y Coney, P. J., 1980, Terrenos tectonoestratigráficos de la Sierra Madre del Sur, región comprendida entre los estados de Guerrero, Michoacán, México y Morelos: México, D. F., Soc. Geol. Mexicana, *Conv. Geol. Nal.*, 5, 28 p.
- Castillo, R. C., Ramos, Salvador, Nieto-Obregón, Jorge, González-Partida, Eduardo, 1988, Carbon isotopic analysis in Mexico: A progress report on some Mexican ore deposits and metamorphic rocks: *Geofísica Internacional (México)*, v. 27, p. 149-157.
- Chappell, B. W., y White, A. J. R., 1974, Two contrasting granite types: *Pacific Geology*, v. 8, p. 173-174.
- Clark, K. F., 1986, Summary of the geology and ore deposits in the Taxco, Guanajuato and Pachuca-Real del Monte region, Mexico, in Clark, K. F., ed., *Precious metal deposits of Taxco, Guanajuato and Pachuca-Real del Monte, Mexico*: Soc. Econ. Geologists, *Guidebook*, p. 131-143.
- Clark, K. F., Damon, P. E., Schutter, S., y Shafulullah, Muhammad, 1979, Magmatismo en el norte de México en relación a los yacimientos metalíferos: *Asoc. Ing. Minas Met. Geól. México, Memoria Técnica* 13, p. 8-57. Republicado en 1980 en *Geomimet*, n. 106, p. 51-71.

- Clark, K. F., Foster, C. T., y Damon, P. E., 1982, Cenozoic mineral deposits and subduction-related magmatic arcs in Mexico: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 93, p. 533-544.
- Coney, P. J., 1972, Cordilleran tectonics and North American plate motion: *Am. Jour. Science*, v. 272, p. 603-628.
- 1981, Accretionary tectonics in western North America, in Dickinson, W. R., y Payne, W. D., eds., *Relations of tectonics to ore deposits in the Southern Cordillera*: *Ariz. Geol. Soc. Digest*, v. 14, p. 23-37.
- 1983, Un modelo tectónico de México y sus relaciones con América del Norte, América del Sur y el Caribe: *Rev. Inst. Mex. Petróleo*, v. 15, p. 6-15.
- Coney, P. J., y Reynolds, S. J., 1977, Cordilleran Benioff zones: *Nature*, v. 270, p. 403-406.
- Coochey, D. V., 1971, A report on the geology and mineralisation of the La Verde porphyry copper deposit: México, D. F., *Cons. Rec. Nat. no Renovables*, TI 160159 (inédito).
- Coochey, D. V., y Eckman, Philip, 1972, Geology of the La Verde copper deposits, Mexico: México, D. F., *Cons. Rec. Nat. no Renovables*, TI 160158 (inédito).
- 1978, Geology of the La Verde copper deposits, México: Tucson, *Proc. Porphyry Copper Symposium, 1976*, *Ariz. Geol. Soc. Digest*, v. 11, p. 129-137.
- Creasey, S. C., 1959, Some phase relations in the hydrothermally altered rocks of porphyry copper deposits: *Econ. Geol.*, v. 54, p. 351-373.
- 1966, Hydrothermal alteration, in Tittley, S. R., y Hicks, C. L., eds., *Geology of the porphyry copper deposits, Southwestern North America*: Tucson, *Univ. Ariz. Press*, p. 51-74.
- Creasey, S. C., y Kistler, R. W., 1962, Age of some copper-bearing porphyries and other igneous rocks in southeastern Arizona: *U. S. Geol. Survey Prof. Paper 450-D*, p. D1-D5.
- Cserna, Zoltan de, Palacios-Nieto, Miguel, y Pantoja-Alor, Jerjes, 1978, Relaciones de facies de las rocas cretácicas en el noroeste de Guerrero y en áreas colindantes de México y Michoacán: *Univ. Nat. Autón. México, Inst. Geología, Revista*, v. 2, p. 8-18.
- Czamanske, G. K., Force, E. R., y Moore, W. J., 1981, Some geological and potential resource aspects of rutile in porphyry copper deposits: *Econ. Geol.*, v. 76, p. 2240-2246.
- Damon, P. E., 1986, Batholith-volcano coupling in the metallogeny of porphyry copper deposits, in Friedrich, G. H., Genkin, A. D., Naldrett, A. J., Ridge, J. D., Sillitoe, R. H., y Vokes, F. M., eds., *Geology and metallogeny of copper deposits*: Moscú, *Internat. Geol. Cong.*, 27, 1984, *Proc. Copper Symposium*, Berlín, Springer-Verlag, p. 216-234.
- Damon, P. E., y Mauger, R. L., 1966, Epeirogeny-orygeny viewed from the Basin and Range Province: *Am. Inst. Min. Met. Petr. Eng. Trans.*, v. 235, p. 99-112.
- Damon, P. E., y Montesinos, Enrique, 1978, Late Cenozoic volcanism and metallogenesis over an active Benioff zone in Chiapas, Mexico: Tucson, *Proc. Porphyry Copper Symposium, 1976*, *Ariz. Geol. Soc. Digest*, v. 11, p. 155-168.
- Damon, P. E., Shafiqullah, Muhammad, y Clark, K. F., 1981, Age trends of igneous activity in relation to metallogenesis in the Southern Cordillera, in Dickinson, W. R., y Payne, W. D., eds., *Relations of tectonics to ore deposits in the Southern Cordillera*: *Ariz. Geol. Soc. Digest*, v. 14, p. 137-154.
- Damon, P. E., Shafiqullah, Muhammad, y Clark, K. F., 1983, Geochronology of the porphyry copper deposits and related mineralization of Mexico: *Canadian Jour. Earth Sci.*, v. 20, p. 1052-1071.
- DEGETENAL, 1981, Carta fisiográfica; Hoja Guadalajara: México, D. F., Secretaría de Programación y Presupuesto, Dirección General de Geografía del Territorio Nacional, escala 1:1'000,000.
- DEGETENAL, 1980, Carta de climas; Hoja Guadalajara: México, D. F., Secretaría de Programación y Presupuesto, Dirección General de Geografía del Territorio Nacional, escala 1:1'000,000.
- Demant, Alain, 1978, Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación: *Univ. Nat. Autón. México, Inst. Geología, Revista*, v. 2, p. 172-187.

- Durán-Miramontes, Héctor, 1977, Estudio geológico-minero en la Loma Oeste de la mina La Verde, Mpio. de Gabriel Zamora, Michoacán: México, D. F., Univ. Nat. Autón. México, Facultad de Ingeniería, tesis profesional, 55 p. (inédita).
- Emmons, W. H., 1918, *The principles of economic geology*: Nueva York, McGraw-Hill, 606 p.
- 1927, Relation of the disseminated copper ores to igneous intrusions: *Am. Inst. Min. Met. Eng. Trans.*, 75, p. 757-815.
- Faure, G., 1977, *Principles of isotope geology*: Nueva York, John Wiley, 464 p.
- Feiss, P. G., 1978, Magmatic sources of copper in porphyry copper deposits: *Econ. Geol.*, v. 73, p. 397-404.
- Fernández-Oliván, Francisco, 1959, Proyecto cobre-Michoacán-Estudio Mina La Verde: México, D. F., Cons. Rec. Nat. no Renovables, TI-160023 (inédito).
- Ferrusquía-Villafranca, Ismael, Applegate, S. P., y Espinosa-Arrubarena, Luis, 1978, Rocas volcanosedimentarias mesozoicas y huellas de dinosaurios en la región suroccidental pacífica de México: *Univ. Nat. Autón. México, Inst. Geología, Revista*, v. 2, p. 150-162.
- García, Enriqueta, 1973, Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen, 2ª ed.: Univ. Nat. Autón. de México, Inst. de Geografía, 246 p.
- García-Barajas, C. G., y Moreno-Serrano, G. J., 1976, Proyecto para la explotación minera del yacimiento La Verde, Mpio. de Gabriel Zamora, Michoacán: México, D. F., Cons. Rec. Nat. no Renovables (inédito).
- Gilmour, Paul, 1982, Grades and tonnages of porphyry copper deposits, in Titley, S. R., ed., *Advances in geology of the porphyry copper deposits, Southwestern North America*: Tucson, Univ. Ariz. Press, p. 7-35.
- González-Partida, Eduardo, 1985, Etude métallogénique de la partie centre-occidentale du Mexique: Nancy, Ecole Nationale Supérieure de Géologie Appliquée et de Prospection Minière, tesis de doctorado de estado, 128 p. (inédita).
- González-Partida, Eduardo, Torres-Rodríguez, Vicente, Stussi, J. M., y Zimmermann, J. L., 1987, Análisis geoquímico de los granitoides aflorantes en el sector Puerto Vallarta-Río Grande de Santiago, México: *Litosfera*, v. 1, p. 33-50.
- González-Partida, Eduardo, y Torres-Rodríguez, Vicente, 1988, Evolución tectónica de la porción centro-occidental de México y su relación con los yacimientos minerales asociados: *Geofísica Internacional (México)*, v. 27, p. 543-581.
- González-Partida, Eduardo, y Martínez-Serrano, Raymundo, 1989, Geocronología, termocrometría e isotopía de azufre y carbono de la brecha cuprífera La Sorpresa, Estado de Jalisco: *Univ. Nat. Autón. México, Inst. Geología, Revista*, v. 8, p. 202-210.
- González-Partida, Eduardo, Casar-Aldrete, Isabel, Morales-Puente, Pedro, Nieto-Obrigón, Jorge, 1989, Fechas de Rb-Sr (Maastriichtiano y Oligoceno) de rocas volcánicas e intrusivas de la región de Zihuatanejo, Sierra Madre del Sur de México: *Univ. Nat. Autón. México, Inst. Geología, Revista*, v. 8, p. 248-249.
- Grajales-Nishimura, J. M., y López-Infanzón, Manuel, 1984, Nuevos datos K-Ar y petrografía de las rocas ígneas y metamórficas de la región sudoccidental del estado de Michoacán: México, D. F., Soc. Geol. Mexicana, *Conv. Geol. Nat.*, 7, Resúmenes, p. 199 (resumen).
- Gustafson, L. B., 1978, Some major factors of porphyry copper genesis: *Econ. Geol.*, v. 73, p. 600-607.
- Gustafson, L. B., and Hunt, J. P., 1975, The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile: *Econ. Geol.*, v. 70, p. 857-912.
- Heldrick, T. L., y Titley, S. R., 1982, Fracture and dike patterns in Laramide plutons and their structural and tectonic implications, American Southwest, in Titley, S. R., ed., *Advances in geology of the porphyry copper deposits, Southwestern North America*: Tucson, Univ. Ariz. Press, p. 73-91.
- Hollister, V. F., 1975, An appraisal of the nature of some porphyry copper deposits: *Miner. Sci. Engineering*, v. 7, p. 225-233.
- 1978, *Geology of the porphyry copper deposits of the Western Hemisphere*: Nueva York, *Am. Inst. Min. Met. Petr. Eng.*, 219 p.

- International Union of Geological Sciences, 1973, *Plutonic rocks, classification and nomenclature*. Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks: *Geotimes*, v. 18, p. 26-30.
- Ishihara, Shunso, 1981, The granitoid-series and mineralization: *Econ. Geol.*, 75<sup>th</sup> Anniv. Vol., p.458-484.
- Kesler, S. E., Jones L. M., y Walker, R. L., 1975, Intrusive rocks associated with porphyry copper mineralization in island arc areas: *Econ. Geol.*, v. 70, p. 515-526.
- Köhler, H., Schaaf, P., Müller-Sohnius, D., Emmermann, R., Negendank, J. F. W., y Tobschall, H. J., 1988, Geochronological and geochemical investigations on plutonic rocks from the complex of Puerto Vallarta, Sierra Madre del Sur: *Geofísica Internacional (México)*, v. 27, p. 519-542.
- Lindgren, Waldemar, 1933, *Mineral deposits*, 4<sup>a</sup> ed.: Nueva York, McGraw-Hill, 930 p.
- Livingston, D. E., 1973, A plate tectonic hypothesis for the genesis of porphyry copper deposits of the southern Basin and Range Province: *Earth Planet. Sci. Letters*, v. 20, p. 171-179.
- Livingston, D. E., Mauger, R. L., y Damon, P. E., 1968, Geochronology of the emplacement, enrichment, and preservation of Arizona porphyry copper deposits: *Econ. Geol.*, v. 63, p. 30-36.
- Lowell, J. D., 1974, Regional characteristics of porphyry copper deposits of the southwest: *Econ. Geol.*, v. 69, p. 601-617.
- Lowell, J. D., y Guilbert, J. M., 1970, Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits: *Econ. Geol.*, v. 65, p. 373-408.
- MacKenzie, W. S., Donaldson, C. H., y Guilford, C., 1982, *Atlas of igneous rocks and their textures: Essex, Inglaterra*, Longman, 148 p.
- Martínez-Bermúdez, J. J., y Serna-Vigueras, Reyes, 1959, Estudio geofísico del yacimiento cuprífero de La Verde, Estado de Michoacán: *Minería y Metalurgia*, n. 10, p. 75-83.
- Mason, D. R., y Feiss, P. G., 1979, On the relationship between whole rock chemistry and porphyry copper mineralization: *Econ. Geol.*, v. 75, p. 1506-1510.
- Mason, D. R., y McDonald, J. A., 1978, Intrusive rocks and porphyry copper occurrences of the Papua New Guinea-Solomon Islands region-A reconnaissance study: *Econ. Geol.*, v. 73, p. 857-877.
- Mauvois, Roger, Demant, Alain, y Silva-Mora, Luis, 1976, Estructuras terciarias en la base del Eje Neo-Volcánico (Ejemplo de la Depresión Tzitzio-Huetamo, Estado de Michoacán): *Acapulco, Guerrero, Congreso Latinoamericano de Geología*, 3, Resúmenes, p. 87 (resumen).
- McDowell, F. W., y Clabaugh, S. E., 1972, Edades potasio-argón de rocas volcánicas en la Sierra Madre Occidental, al noreste de Mazatlán: *Mazatlán, Soc. Geol. Mexicana, Conv. Geol. Nal.*, 2, Memoria, p. 182-185 (resumen).
- McDowell, F. W., y Keizer, R. P., 1977, Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlán, Mexico: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 88, p. 1479-1487.
- Meyer, Charles, y Hemley, J. J., 1967, Wall rock alteration, in Barnes, H. L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*: Nueva York, Holt, Rinehart y Winston, p. 166-235.
- Morán-Zenteno, D. J., 1985, *Geología de la República Mexicana*, 2<sup>a</sup> ed.: México, D. F., Sec. Programación Presupuesto, Inst. Nal. Estadística, Geog. Informática; Univ. Nal. Autón. México, Fac. Ingeniería, 88 p.
- Mujica, R. M., 1980, Determinación de edades por el método potasio-argón de rocas ígneas intrusivas y metamórficas del área Arteaga, suroeste del estado de Michoacán, México: México, D. F., Soc. Geol. Mexicana, Conv. Geol. Nal., 5, p. 84.
- Nash, J. T., 1976, Fluid-inclusion petrology-Data from porphyry copper deposits and applications to exploration: U. S. Geol. Survey Prof. Paper 907-D, 16 p.
- Negendank, J. F. W., Emmermann, R., Krawczyk, R., Tobschall, H. J., 1986, Granitoid rocks of the Sierra Madre del Sur: México, D. F., Soc. Geol. Mexicana, Conv. Geol. Nal., 8, Resúmenes, p. 92 (resumen).
- Nielsen, R. L., 1984, Evolution of porphyry copper ore deposit models: *Mining Engineering*, v. 36, p. 1637-1641.

- Nieto-Obregón, Jorge, Delgado-Argote, Luis, y Damon, P. E., 1981, Relaciones petrológicas y geocronológicas del magmatismo de la Sierra Madre Occidental y el Eje Neovolcánico en Nayarit, Jalisco y Zacatecas: *Guadalajara, Asoc. Ing. Minas Met. Geol. México, Conv. Nal.*, 14, Memoria, p. 327-361.
- Noble, J. A., 1970, Metal provinces of the western United States: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 81, p. 1607-1624.
- Norton, D. L., 1982, Fluid and heat transport phenomena typical of copper-bearing pluton environments: Southeastern Arizona, in *Titley, S. R., ed., Advances in geology of the porphyry copper deposits, Southwestern North America: Tucson, Univ. Ariz. Press.* p. 59-72.
- Núñez-Miranda, Amador, y Torres-Rodríguez, Vicente, 1984, Análisis metalogenético regional de la porción suroccidental de la República Mexicana: México, D. F., Univ. Nal. Autón. México, Facultad de Ingeniería, tesis profesional, 172 p. (inédita).
- Ohmoto, Hiroshi, y Rye, R. O., 1979, Isotopes of sulfur and carbon, in *Barnes, H. L., ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2<sup>a</sup> ed.: Nueva York, John Wiley, p. 509-567.
- Ohmoto, Hiroshi, 1986, Stable isotope geochemistry of ore deposits, in *Valley, J. W., Taylor, H. F., Jr., y O'Neil, J. R., eds., Stable isotopes in high temperature geological processes: Mineralogical Society of America, Reviews in mineralogy*, v. 16, p.491-559.
- Ojeda-Rivera, Jesús, 1958, Investigación geológica en relación con la exploración por cobre de la mina La Verde, localizada en el estado de Michoacán: México, D. F., Cons. Rec. Nat. no Renovables, TI-160031 (inédito).
- Palache, Charles, Berman, Harry, y Frondel, Clifford, 1944, Dana's system of mineralogy, v. 1, *Elements, sulfides sulfosalts, oxides*, 7<sup>a</sup> ed.: Nueva York, John Wiley, 834 p.
- Pantoja-Alor, Jerjes, 1959, Estudio geológico de reconocimiento de la región de Hueltamo, Estado de Michoacán: México, D. F., Cons. Rec. Nat. no Renovables, Bol. 50, 36 p.
- 1983, Geocronometría del magmatismo cretácico-terciario de la Sierra Madre del Sur: *Soc. Geol. Mexicana*, tomo 44, p. 1-20.
- 1986, Siete edades geocronométricas cenozoicas de la cuenca media del río Balsas: *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Primer Simposio de Geología Regional de México, Programa y Resúmenes*, p. 60-61 (resumen).
- 1987, El evento magmático Balsas de edad paleocénica del sur de México: *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Segundo Simposio de Geología Regional de México, Programa y Resúmenes*, p. 54-55 (resumen).
- Pantoja-Alor, Jerjes, Estrada-Barraza, Samuel, Alencáster, Gloria, 1978, Estratigrafía del Cretácico Inferior de la mina El Encino, Municipio de Pihuamo, Jalisco: México, D. F., *Soc. Geol. Mexicana, Conv. Geol. Nal.*, 4, Resúmenes, p. 28-29 (resumen).
- Parsons, A. B., 1957, The porphyry coppers in 1956: Nueva York, *Am. Inst. Min. Met. Petr. Eng.*, 270 p.
- Parsons, Ralph M., Compañía, 1972, Estudio de viabilidad, Proyecto La Verde, v. 3: *Lytton Minerals-Minas de Otoño*, informe privado, 33 p.
- Peterson, N. P., Gilbert, C. M., y Quick, G. L., 1946, Hydrothermal alteration in the Castle Dome copper deposit, Arizona: *Econ. Geol.*, v. 41, p. 820-840.
- Raisz, Erwin, 1964, *Landforms of Mexico*, 2<sup>a</sup> ed.: Cambridge, Mass., U. S. Office of Naval Research, Geography Branch, mapa con texto, escala 1:3'000,000.
- Reynolds, T. J., y Beane, R. E., 1985, Evolution of hydrothermal fluid characteristics at the Santa Rita, New Mexico, porphyry copper deposit: *Econ. Geol.*, v. 80, p. 1328-1347.
- Robin, Claude, 1982, Mexico, in *Thorpe, R. S., ed., Andesites: Nueva York, John Wiley*, p. 137-147.
- Robinson, B. W., 1975, Carbon and oxygen isotope equilibria in hydrothermal calcites: *Geochemical Jour.*, v. 9, p. 43-46.
- Rose, A. W., 1970, Zonal relations of wallrock alteration and sulfide distribution at porphyry copper deposits: *Econ. Geol.*, v. 65, p. 920-936.

- Rye, R. O., and Ohmoto, Hiroshi, 1974, Sulfur and carbon isotopes and ore genesis-A review: *Econ. Geol.*, v. 69, p. 826-842.
- Rzedowski, Jerzy, 1981, *Vegetación de México*: México, Limusa.
- SAHOP, 1979, *Mapa Turístico de Carreteras: Secretaría de Asentamientos Humanos y Obras Públicas, escala 1:3'500,000*.
- Sawkins, F. J., 1979, Fluid inclusion studies of the Inguarán copper-bearing breccia pipes, Michoacan, Mexico: *Econ. Geol.*, v. 74, p. 924-927.
- Schulze Z., Gustavo, 1954, *Informe geológico-minero preliminar sobre los yacimientos cupríferos de la sierra al oriente de la estación Marqués de la línea Uruapan-Apatzingán de FF. CC. de México*: México, D. F., Inst. Nat. Inv. Rec. Minerales, 54 p. (Inédito).
- Schwartz, G. M., 1947, Hydrothermal alteration in the "porphyry copper" deposits: *Econ. Geol.*, v. 17, p. 319-352.
- Sheppard, S. M. F., Nielsen, R. L., y Taylor, H. P., Jr., 1971, Hydrogen and oxygen isotope ratios in minerals from porphyry copper deposits: *Econ. Geol.*, v. 66, p. 515-542.
- Sillitoe, R. H., 1972a, A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits: *Econ. Geol.*, v. 67, p. 184-197.
- 1972b, Relation of metal provinces in Western America to subduction of oceanic lithosphere: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 83, p. 813-818.
- 1973, The tops and bottoms of porphyry copper deposits: *Econ. Geol.*, v. 68, p. 799-813.
- 1975, A reconnaissance examination of porphyry copper type mineralization in Mexico: México, D. F., Cons. Rec. Nat. no Renovables, TI-330082 (Inédito).
- 1980, Are porphyry copper and Kuroko-type massive sulfide deposits incompatible?: *Geology*, v. 8, p. 11-14.
- 1981, Ore deposits in cordilleran and island-arc settings, in Dickinson, W. R., and Payne, W. D., eds., *Relations of tectonics to ore deposits in the Southern Cordillera*: *Ariz. Geol. Soc. Digest*, v. 14, p. 49-69.
- Sillitoe, R. H., y Bonham, H. F., Jr., 1984, *Volcanic landforms and ore deposits*: *Econ. Geol.*, v. 79, p. 1286-1298.
- Spurr, J. E., 1923, *The ore magmas, v. 1*: Nueva York, McGraw-Hill, 915 p.
- Streckeisen, A. L., 1976, To each plutonic rock its proper name: *Earth-Sci. Rev.*, v.12, p. 1-33.
- Stringham, Bronson, 1960, Differences between barren and productive intrusive porphyry: *Econ. Geol.*, v. 55, p. 1622-1630.
- 1966, Igneous rock types and host rocks associated with porphyry copper deposits, in Titley, S. R., y Hicks, C. L., eds., *Geology of the porphyry copper deposits, Southwestern North America*: Tucson, Univ. Ariz. Press, p. 35-40.
- Taylor, H. P., Jr., 1974, The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition: *Econ. Geol.*, v. 69, p. 843-883.
- Terrones-Langón, A. J., 1971, *Examen del proyecto de cobre diseminado de "La Verde", Estado de Michoacán: Cobre de México*, S. A., 16 p., reporte interno (Inédito).
- Titley, S. R., 1966, Preface, in Titley, S. R., y Hicks, C. L., ed., *Geology of the porphyry copper deposits, Southwestern North America*: Tucson, Univ. Ariz. Press, p. ix-x.
- 1975, General characteristics and environment of some porphyry copper occurrences in the Southwestern Pacific: *Econ. Geol.*, v. 70, p. 499-514.
- 1981, Geologic and geotectonic setting of porphyry copper deposits in the Southern Cordillera, in Dickinson, W. R., y Payne, W. D., eds., *Relations of tectonics to ore deposits in the Southern Cordillera*: *Ariz. Geol. Soc. Digest*, v. 14, p. 79-97.
- 1982a, Geologic setting of porphyry copper deposits, Southeastern Arizona, in Titley, S. R., ed., *Advances in geology of the porphyry copper deposits, Southwestern North America*: Tucson, Univ. Ariz. Press, p. 37-58.

- 1982b, The style and progress of mineralization and alteration in porphyry copper systems, American Southwest, in Titley, S. R., ed., *Advances in geology of the porphyry copper deposits, Southwestern North America*: Tucson, Univ. Ariz. Press, p. 93-116.
- Titley, S. R., y Beane, R. E., 1981, Porphyry copper deposits; Part I, Geologic settings, petrology, and tectogenesis: *Econ. Geol.*, 75<sup>th</sup> Anniv. Vol., p. 214-235.
- Titley, S. R., Fleming, A. W., y Neale, T. I., 1978, Tectonic evolution of the porphyry copper system at Yandera, Papua New Guinea: *Econ. Geol.*, v. 73, p. 810-828.
- Tobechall, H. J., Emmermann, R., Hansen, R., y Negendank, J. F. W., 1986, Geochemical evolution of I-type granitoids of the Sierra Madre del Sur, Mexico: México, D. F., Soc. Geol. Mexicana, *Conv. Geol. Nal.*, 8, Resúmenes, p. 91 (resumen).
- Uyeda, S., Nishiwaki, C., 1980, Stress field, metallogenesis and mode of subduction, in Strangway, D. W., ed., *The continental crust and its mineral deposits*: Geol. Assoc. Canada Spec. Paper 20, p. 323-339.
- Villasana-Hernández, M. A., Pérez-Reynoso, José, Aguilar-García, Miguel, Valverde-Ramírez, Jaime, Rodríguez-Medina, Edgar, y Durán-Miramontes, Héctor, 1976, Cálculo de cuerpos mineralizados, Cuerpo Oeste, Yacimiento La Verde, Gabriel Zamora, Michoacán: México, D. F., Cons. Rec. Nat. no Renovables, Archivo Técnico, 18 p. (inédito).
- Walker, Alastair, 1975, Report on the calculation of the La Verde ore reserve: México, D. F., Cons. Rec. Nat. no Renovables, TI-160159 (inédito).
- Walsh, L. M., ed., 1971, *Instrumental methods for analysis of soils and plant tissue*: Madison, Wisconsin, Soil Science Soc. America, Inc., 222 p.
- Warnaars, F. W., Smith, W. H., Bray, R. E., Lanier, G., y Shafiqullah, Muhammad, 1978, Geochronology of igneous intrusions and porphyry copper mineralization at Bingham, Utah: *Econ. Geol.*, v. 73, p. 1242-1249.
- Williams, S. A., y Cesbron, F. P., 1977, Rutile and apatite-Useful prospecting guides for porphyry copper deposits: *Mineralogical Magazine*, v. 41, p. 288-292.
-

## APÉNDICE I

## 1. EXPLICACIÓN DE LAS TABLAS

La tabla presentada en el Apéndice I consta de 8 columnas, que son los siguientes:

Columna 1: Número de muestra.

Columna 2: Localización. La mayoría de las muestras fueron tomadas de los barrenos perforados en la loma oeste y, en este caso, se especifica el número de barreno (e. g., V-96). En adición, se estudiaron muestras de los socavones 5 y 7 y de la superficie.

Columna 3: Elevación. Se indica la elevación en m.s.n.m. a la cual se tomó la muestra.

Columna 4: Textura. Con base en las observaciones petrográficas se establecieron los siguientes grados de alteración:

F = fanerítica, de 0 a 15% alteración total; se clasificó la roca.

f<sub>1</sub> = fanerítica, de 16 a 35% alteración total; se reconoce la textura ígnea primaria, sin embargo, la alteración no permite la clasificación de la roca.

f<sub>2</sub> = de 36 a 60% de la muestra está alterada; la textura ígnea primaria está parcialmente conservada.

f<sub>3</sub> = de 61 a 85% de la muestra está alterada; existen algunos rasgos de textura primaria.

f<sub>4</sub> = de 86 a 100% de la muestra está compuesta de minerales de alteración; la textura primaria está borrada y, si aún existe algún mineral primario esencial, es la plagioclasa que está parcialmente alterada.

P = porfídica

No se incluyó la actinolita en la determinación del porcentaje de alteración.

Columna 5: Minerales primarios. Para cada mineral existe un cuadro (Figura 1) con varios números y letras que indican:

- (1) el porcentaje del volumen total que representa el mineral,
- (2) la proporción del mineral que está alterado (en porcentaje), y
- (3) los principales minerales de alteración formados.

En este último punto, los minerales de alteración están representados por una letra que está indicada en la parte superior de la columna de cada mineral secundario (i. e., a = actinolita, b = clorita, etc.) y están en orden de abundancia, empezando con el más abundante.

Se da un ejemplo en la Figura 1 de una muestra que consta de 35% del volumen total de andesina, la cual tiene entre 30 y 70% de alteración, indicando que la alteración del mineral no es pareja a través de la muestra. La alteración actúa con más intensidad sobre los cristales más cercanos a las vetillas. Los cristales de plagioclasa están alterados a clinzoisita (f), sericita (i), y calcita (l), en este orden de abundancia.

| And |       |
|-----|-------|
| 1   | 35    |
| 2   | 30-70 |
| 3   | f>1>1 |

Figura 1.- Ejemplo del formato utilizado para minerales primarios y su alteración en el Apéndice I.

Para las muestras de textura porfídica, está indicado en la columna 5 el porcentaje de feldespato y cuarzo que constituyen los fenocristales y la matriz.

Columna 6: Minerales secundarios. De igual manera que la columna 5 para los minerales primarios, el primer número (1) indica la proporción del volumen total que representa el mineral en la muestra. Las abreviaturas (2) señalan los minerales afectados por el mineral secundario. En la Figura 2 se da un ejemplo; la muestra contiene 10% de clorita a la que se están alterando el piroxeno y la plagioclasa, y que también se encuentra en vetillas.

|   | b              |
|---|----------------|
|   | Cl             |
| 1 | 10             |
| 2 | Px<br>Pl<br>Ve |

Figura 2.- Ejemplo del formato utilizado para los minerales secundarios en el Apéndice I.

Columna 7: Alteración. Se indica por medio de porcentaje que proporción de cada tipo de alteración se observó, considerando la alteración total como 100%. En la última columna, se indica que porcentaje de la muestra está alterada. La actinolita no se tomó en cuenta para determinar el porcentaje de alteración debido a que este mineral se encuentra en todas partes de la sierra, incluso en rocas que no presentan minerales de otro tipo de alteración; es probable que por lo menos una parte de la actinolita se formó durante una etapa magmática tardía. Se considera la cloritización como el tipo de alteración desarrollada únicamente cuando se presenta clorita y no los otros minerales de alteración de tipo propilitica. Muchas muestras contienen cuarzo secundario pero, excluyendo el cuarzo de vetilla, no se considera la presencia de cuarzo secundario necesariamente como un indicador de alteración silfca si el contenido total de SiO<sub>2</sub> en la muestra no es mayor que el contenido en la roca no alterada; en muchas ocasiones, el cuarzo es recristalizado o se libera durante la alteración de minerales silicatos y no hubo un aporte de silice a la roca. En unas cuantas muestras, no se especificó el porcentaje de alteración debido a que no se conoce el carácter original de la roca y no se puede determinar si los minerales presentes son primarios o si se formaron por procesos hidrotermales.

Columna 8: Clasificación. Las rocas más sanas, con menos de 15% alteración total, fueron clasificadas pero para la mayoría de las muestras la intensidad de la alteración no lo permitió.

**.2. LISTA DE ABREVIACIONES**

Columna 4: Tx = textura primaria

F = de 0 a 15% de la muestra está alterada

f<sub>1</sub> = de 16 a 35% está alterada

f<sub>2</sub> = de 36 a 60% está alterada

f<sub>3</sub> = de 61 a 85% está alterada

f<sub>4</sub> = 86% está alterada

P = porfídica

Columna 5: Minerales primarios

Olig = oligoclasa

And = andesina

Qz = cuarzo

FK = feldespato potásico

Px = piroxeno

Hb = hornblenda

Ox = óxidos (magnetita, ilmonita y hematita)

Ap = apatita

Zi = zircón

Columna 6: Minerales secundarios

a. Ac = actinolita

b. Cl = clorita

c. Qz = cuarzo

d. FA = feldespato alcalino

e. Ti = minerales secundarios de titanio

f. Czo = clinozoisita

g. Ep = epidota

h. Ab = albita

i. Sc = sericita

j. Su = sulfuros

k. Ar = arcilla

l. Ca = calcita

Ve = vetilla

Ma = mineral máfico

Fe = feldespato

Pl = plagioclasa

Hm = hematita

M = matriz

Columna 7: Alteración

Hem = hematización

Clo = cloritización

Sil = silicificación

Pro = propilitización

Ser = sericitización

Arg = argilización

Columna 8: Clas = clasificación de la roca

QMD = cuarzomonzodiorita

GD = granodiorita

IA = ígnea alterada

ALT = roca alterada

VTA = veta

PT = pórfido tonalítico

PGD = pórfido granodiorítico







| L. | 2.   | 3.  | 4.           | 5. Minerales Primarios |                       |    |                     |                         |    |        |        |    |        | 6. Minerales Secundarios  |                      |   |        |                      |         |                         |   |               |         |          |         | 7. Alteración |     |     |                |               |     | 8. |     |      |    |     |     |    |
|----|------|-----|--------------|------------------------|-----------------------|----|---------------------|-------------------------|----|--------|--------|----|--------|---------------------------|----------------------|---|--------|----------------------|---------|-------------------------|---|---------------|---------|----------|---------|---------------|-----|-----|----------------|---------------|-----|----|-----|------|----|-----|-----|----|
|    |      |     |              | Olig                   | And                   | Qz | FK                  | Px                      | Hb | Ox     | Ap     | Zi |        | a                         | b                    | c | d      | e                    | f       | g                       | h | i             | j       | k        | l       | Hem           | Clo | Sil | Pro            | Ser           | Arg |    | %   | Clas |    |     |     |    |
| 41 | V-75 | 425 | f2<br>2<br>3 | 1<br>2<br>3            | 35<br>20-80<br>f>b>f  |    |                     |                         |    |        | 1<br>T |    | 1<br>2 | 5<br>15<br>Pl<br>Ma<br>Ve | 17                   |   | T      | 15<br>Pl<br>Ma       |         | 8<br>1<br>Pl            |   |               |         |          |         |               |     |     |                | 3<br>Ve       |     |    |     | 98   | 2  |     | 59  | IA |
| 42 | V-75 | 400 | f3<br>2<br>3 | 1<br>2<br>3            | 15<br>30-100<br>k>b>f |    |                     |                         |    |        | 1<br>T |    | 1<br>2 | 20<br>Ma<br>Fe            | 17                   |   | T      | 10<br>Ve<br>Pl<br>FK |         | 10<br>3<br>Pl           |   | 2<br>20<br>Pl |         |          |         |               |     |     | 2<br>Ve<br>Ma  |               |     |    | 73  | 3    | 24 | 84  | ALT |    |
| 43 | V-75 | 380 | f4<br>2<br>3 | 1<br>2<br>3            | 10<br>50-90<br>f>b>f  |    |                     |                         |    |        | T<br>1 |    | 1<br>2 | 28<br>Ma<br>Pl<br>Ve      | 25                   |   | T      | 15<br>Pl<br>Ma       |         | 5<br>6<br>1<br>Pl<br>Ve |   | 8<br>T        |         |          |         |               |     |     | 1<br>Pl        |               |     | 6  | 93  | 1    |    | 89  | ALT |    |
| 44 | V-75 | 348 | f1<br>2<br>3 | 1<br>2<br>3            | 50<br>5-20<br>b>i>f   | 10 | 6<br>50-100<br>k    | 7<br>50-100<br>b>a      |    |        | 2<br>T | T  | 1<br>2 | 8<br>Pl<br>Fe<br>Px<br>Ve | 2                    |   |        |                      |         | 2<br>T                  |   | 2<br>Pl       |         | T        |         |               |     |     | 1<br>Pl<br>Pl  |               |     |    | 88  | 12   |    | 17  | IA  |    |
| 45 | V-75 | 311 | f2<br>2<br>3 | 1<br>2<br>3            | 30<br>10-90<br>f>b>f  |    | 7<br>50-100<br>k    | 5<br>5<br>20-100<br>a>b |    | 2<br>T | T      | T  | 1<br>2 | 10<br>Ma<br>Pl            | 12                   | 3 | 5<br>T | 16<br>Pl<br>Ve       | 5       |                         |   | 20-100<br>Pl  | T       | T        | T       |               |     |     |                |               |     |    | 100 |      |    | 41  | IA  |    |
| 46 | V-75 | 279 | f1<br>2<br>3 | 1<br>2<br>3            | 42<br>5-90<br>b>i>f   | 10 | 8<br>50-100<br>b,k  |                         |    |        | 1<br>T | T  | 1<br>2 | 10<br>Pl<br>Ma            | 15                   | 6 |        | T                    | 6<br>T  |                         |   | T<br>Pl       |         | T        |         |               |     |     | 2<br>Ma<br>Ve  |               |     |    | 100 |      |    | 29  | IA  |    |
| 47 | V-75 | 241 | f1<br>2<br>3 | 1<br>2<br>3            | 48<br>5-30<br>i>f     | 10 | 8<br>50-80<br>k>b>f |                         |    | 2<br>I | T      | T  | 1<br>2 | 15<br>Ma                  | 10<br>FK<br>Ve<br>Ma | 5 |        |                      | T<br>Ma |                         |   | T<br>Pl       |         | 1<br>FK  |         |               |     |     |                |               |     | 94 |     | 6    | 16 | IA  |     |    |
| 48 | V-75 | 217 | P<br>2<br>3  | 1<br>2<br>3            | 55<br>0-5<br>b>i      | 8  | 8<br>20-80<br>k>b   | 5<br>20-100<br>a>b      |    | 3<br>T | T      | T  | 1<br>2 | 12<br>Pl                  | 6<br>Pl<br>Ve        |   |        |                      |         |                         | T |               | T<br>Pl |          | 3<br>FK |               |     |     | T<br>Pl        |               |     | 66 |     | 34   | 9  | QMD |     |    |
| 49 | V-75 | 176 | f2<br>2<br>3 | 1<br>2<br>3            | 50<br>10-50<br>k>b>f  |    |                     |                         |    |        | 1<br>T |    | 1<br>2 | 10<br>Ma<br>Ve<br>Pl      | 5                    |   | T      | 5                    |         |                         |   | 2<br>Pl       | 2       | 15<br>Fe |         |               |     |     | 10<br>Ve<br>Ma |               |     |    | 65  | 4    | 31 | 49  | IA  |    |
| 50 | V-75 | 150 | f1<br>2<br>3 | 1<br>2<br>3            | 40<br>0-30<br>i>b     | 10 | 5<br>50-100<br>b,k  | T<br>50-100<br>a>b      |    | 2<br>I | T      | T  | 1<br>2 | 12<br>Ma<br>Fe            | 14                   | 5 |        | 1<br>Pl              | T<br>Pl |                         |   |               | 3<br>Pl |          | 3<br>Fe |               |     |     |                | 4<br>Ma       |     |    |     | 80   | 10 | 10  | 30  | IA |
| 51 | V-32 | 516 | f2<br>2<br>3 | 1<br>2<br>3            | 40<br>5-40<br>i>b>f   | 10 | 5<br>80-100<br>k,b  |                         |    | 2<br>I | T      | T  | 1<br>2 | 5<br>Pl<br>Ma             | 15                   | 5 | T      |                      | 6<br>Pl | 2                       |   |               | 4<br>Pl |          |         |               |     |     |                | 5<br>Ma<br>Pl |     |    |     | 89   | 11 |     | 37  | IA |





| 1. | 2.   | 3.  | 4.                | 5. Minerales Primarios |                       |     |                    |                    |    |    |    |    |    | 6. Minerales Secundarios |          |                      |         |     |    |          |                |                |         |          |         | 7. Alteración |         |         |               |     | 8. |    |      |     |     |    |     |
|----|------|-----|-------------------|------------------------|-----------------------|-----|--------------------|--------------------|----|----|----|----|----|--------------------------|----------|----------------------|---------|-----|----|----------|----------------|----------------|---------|----------|---------|---------------|---------|---------|---------------|-----|----|----|------|-----|-----|----|-----|
|    |      |     |                   | Olig                   | And                   | Qtz | FK                 | Px                 | Hb | Ox | Ap | Zi | a  | b                        | c        | d                    | e       | f   | g  | h        | i              | j              | k       | l        | Hem     | Clo           | Sil     | Pro     | Ser           | Arg |    | %  | Clas |     |     |    |     |
|    |      |     |                   |                        |                       |     |                    |                    |    |    |    |    | Ac | Cl                       | Oz       | FA                   | Ti      | Cao | Ep | Ab       | Se             | Su             | Ar      | Ca       |         |               |         |         |               |     |    |    |      |     |     |    |     |
| 74 | V-17 | 471 | f3<br>1<br>2<br>3 |                        | 20<br>10-90<br>f>bb>l |     |                    |                    |    | T  | 2  | T  | T  | 1<br>2                   | 5        | 15<br>Ve<br>Ma<br>Pl | 15      |     |    |          |                | 30<br>Pl<br>Ma |         | 11       | T       |               |         | 1       | 1<br>Ve<br>Ma |     |    |    | 99   |     | 1   | 73 | ALT |
| 75 | V-17 | 435 | f1<br>1<br>2<br>3 |                        | 35<br>0-20<br>b>l     | 12  | 10<br>40-70<br>b>k | 5<br>70-100<br>b>a |    | 3  | 1  | T  | T  | 1<br>2                   | 15<br>Px | 15<br>Px<br>Fe<br>Ve |         |     |    |          |                | T              |         |          | T<br>Pl | 3             | 1<br>FK | T<br>Px |               |     | 95 |    | 5    | 19  | IA  |    |     |
| 76 | V-17 | 399 | f4<br>1<br>2<br>3 |                        |                       |     |                    |                    |    |    |    | T  | T  | 1<br>2                   |          |                      | 10      |     |    | T        | 50             |                | 35      |          | 4<br>Ve | 1             | T       |         |               |     | 99 |    | 1    | 100 | ALT |    |     |
| 77 | V-17 | 373 | f1<br>1<br>2<br>3 |                        | 45<br>10-60<br>b>f>l  | 10  | 10<br>40-70<br>k   |                    |    | 2  | T  | T  | T  | 1<br>2                   | 12<br>Px | 14<br>Fe<br>Px<br>Ve |         |     |    | T        | 1<br>Pl        | 1<br>Pl<br>Px  |         | T<br>Pl  | 1       | 3<br>FK       | 1<br>Px |         |               | 86  |    | 14 | 21   | IA  |     |    |     |
| 79 | V-15 | 559 | f3<br>1<br>2<br>3 |                        | 25<br>20-80<br>f>bb>l |     |                    |                    |    | 1  | 1  |    |    | 1<br>2                   | 10       | 20<br>Px<br>Ve       | 15      |     |    | T        | 18<br>Pl       | 2<br>Pl<br>Ma  | 6       | T<br>Pl  |         | T<br>Pl       | 2<br>Ma |         |               | 100 |    |    | 63   | ALT |     |    |     |
| 80 | V-15 | 526 | f3<br>1<br>2<br>3 |                        | 25<br>20-100<br>f> >b |     |                    |                    |    | T  | 1  |    |    | 1<br>2                   |          | 30<br>Pl             | 10      | 10  | 1  | 15<br>Pl | 1<br>Pl        |                | 2<br>Pl | 3        | 1<br>Fe | 1             |         |         |               | 96  | 3  | 1  | 74   | ALT |     |    |     |
| 81 | V-15 | 493 | f1<br>1<br>2<br>3 |                        | 40<br>5-30<br> >bb>k  | 8   | 3<br>80-100<br>k   |                    |    | 2  | 1  |    |    | 1<br>2                   | 12       | 10<br>Ma<br>Ve<br>Fe | 2<br>Ve | 5   | 1  | 8<br>Pl  |                |                | 6<br>Pl |          | T<br>Ma | 2             |         |         |               | 82  | 18 |    | 34   | IA  |     |    |     |
| 82 | V-15 | 467 | f4<br>1<br>2<br>3 |                        |                       |     |                    |                    |    |    |    | T  |    |                          |          | 5                    | 25      |     |    | T        | 50             |                | 18      |          | 2       |               |         |         |               | 100 |    |    | 100  | ALT |     |    |     |
| 83 | V-15 | 445 | f4<br>1<br>2<br>3 | 5                      | 70-100<br> >f>k       |     |                    |                    |    |    |    | T  | T  | 1<br>2                   |          | 15                   | 20      |     |    | 1        | 20<br>Pl<br>Ma |                | 12      | 15<br>Pl | 4       | 7             | 1       |         |               | 77  | 14 | 7  | 95   | ALT |     |    |     |
| 84 | V-15 | 443 | f4<br>1<br>2<br>3 |                        |                       |     |                    |                    |    |    |    | T  |    | 1<br>2                   |          | 2                    | 20      |     |    | 1        | 60             |                | 10      | 2<br>Fe  | 5       |               |         |         |               | 96  | 2  |    | 100  | ALT |     |    |     |





| 1. Núm | 2. Loc | 3. Elev<br>mcom | 4. Tx | 5. MINERALES PRIMARIOS    |                         |                    |      |                    |                           |    |        |           |    | 6. MINERALES SECUNDARIOS |              |              |               |        |    | 7. ALTERACION |              |             |    | 8. CLAS |    |     |
|--------|--------|-----------------|-------|---------------------------|-------------------------|--------------------|------|--------------------|---------------------------|----|--------|-----------|----|--------------------------|--------------|--------------|---------------|--------|----|---------------|--------------|-------------|----|---------|----|-----|
|        |        |                 |       | Fenocristales             |                         | Microfenocristales |      |                    | Matriz                    |    |        | Acomorios |    | b                        | f            | l            | l             | k      | l  | P<br>r<br>o   | S<br>e<br>r  | A<br>r<br>g | %  |         |    |     |
|        |        |                 |       | And                       | Qz                      | And                | Olig | FK                 | Olig                      | Qz | FK     | Ox        | Ap | Cl                       | Cao          | Se           | Su            | Ar     | Ca |               |              |             |    |         |    |     |
| 6e     | Soc 5  | 462             | P     | 1<br>25<br>35-70<br> >k>l | 1<br>10<br>26-70<br> >f |                    |      |                    | 24<br>10-50<br>f>l>l      | 21 | 2<br>k | T         | T  | 1<br>2                   |              | 5<br>M<br>Va | 12<br>M<br>Fe |        |    | T<br>Fe       | T<br>M       | 29          | 71 |         | 17 | PGD |
| 6b     | Soc 5  | 462             | P     | 1<br>25<br>35-75<br> >k>b | 4<br>11<br>26-66<br> >b |                    |      |                    | 20<br>16-50<br>f>l        | 25 | 3<br>k |           |    | 1<br>2                   | 3<br>M<br>Pl | 2<br>M<br>Pl | 5<br>M<br>Pl  |        |    | M<br>M<br>Pl  | 2<br>M<br>Pl | 42          | 42 | 16      | 12 | PGD |
| 71     | Soc 5  | 462             | P     | 1<br>17<br>26-40<br> >f   | 3<br>3                  |                    |      | 19<br>20-35<br> >f | 1<br>30<br>26-40<br>f>b>k | 20 |        | T         | T  | 1<br>2                   | 5<br>M<br>Pl | 3<br>M<br>Pl | T<br>M<br>Pl  |        |    | 2<br>Fe<br>M  | T<br>M       | 60          |    | 20      | 10 | PT  |
| 7b     | V-17   | 343             | P     | 1<br>18<br>26-50<br>l     | 2<br>20<br>26-60<br>l   |                    |      |                    | 25<br>20-40<br>f>b        | 15 | 7<br>k | 1         |    | 1<br>2                   | 6<br>M<br>Fe | 4<br>M<br>Pl | 1<br>M<br>Pl  | T<br>M |    | 1<br>Fe<br>M  | T<br>M       | 64          | 8  | 8       | 12 | PT  |

## AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar mi más sincero agradecimiento a todas aquellas personas e instituciones que me brindaron su colaboración durante la realización de este trabajo.

De manera muy especial, al Ing. Jorge Nieto Obregón por haber propuesto y dirigido este trabajo, y al Ing. Arturo Gómez Caballero por sus comentarios, críticas, sugerencias y correcciones al trabajo.

De igual manera, del Consejo de Recursos Minerales, al Ing. Luis Brizuela Venegas; al Ing. Julio Andrade Rosales; y al Ing. Juan Velasco Hernández, por las facilidades dadas. Al Ing. Francisco Javier Valdéz Vargas, de la Residencia en Michoacán, por su apoyo en el campo.

Al Ing. Mario Camacho, de la Comisión de Fomento Minero, por su ayuda brindada.

De manera muy especial, al M. en C. Luis Delgado Argote, por su ayuda en el trabajo petrográfico; al Ing. Alfredo Victoria Morales, por su apoyo brindado y por su ayuda en los estudios petrográficos; al Dr. Eduardo González Partida, por sus observaciones en los estudios minerográficos; y a la Ing. Consuelo Macías Romo, por su ayuda en el trabajo minerográfico y en la elaboración de mapas,

De igual manera, del Instituto de Geología, UNAM, a la M. en C. Margarita Reyes Salas y al M. en C. Raúl Rubinovich Kogan, por su apoyo en el trabajo de microsonda; a la Química Patricia Altuzar Coello, por los estudios de fluorescencia y de difracción de rayos X; al Dr. Octavio Cano Corona, por los estudios de difracción de rayos X; a la Química Irma Aguilera Ortiz, por los estudios de absorción atómica; al Químico Anastasio Lozano Cobo y la Química Patricia Girón García, por los análisis químicos por vía húmeda; a la M. en C. Guadalupe Villaseñor Cabral por su buena disposición, a Juan Manuel López por su asesoría en cómputo electrónico, y al M. en C. Teodoro Méndez García por el estudio y el análisis de una planta.

A Jorge Sandoval Pardo por la preparación del material fotográfico.

A Leobardo Gámiz C. de la Comisión de Fomento Minero, por los estudios de difracción de rayos X.

A mi esposo, David Lorenzen, por su paciencia y apoyo.