



UNIVERSIDAD AUTONOMA DE SAN LUIS POTOSI

FACULTAD DE INGENIERIA

AREA CIENCIAS DE LA TIERRA

COMPORTAMIENTO DE LA VETA MADRE EN EL
BASAMENTO MESOZOICO, DISTRITO MINERO
DE GUANAJUATO

TRABAJO INTEGRADOR

Que para obtener el Diploma de:

Especialista en Geología Económica

presenta:

VICTOR MANUEL ALVAREZ MAYA







UNIVERSIDAD AUTONOMA DE SAN LUIS POTOSI
FACULTAD DE INGENIERIA
Dr. Manuel Nava No. 8 Zona Universitaria
Teléfonos: 13 11-86, 13-52 38, 13 63 35 y 13 82 22
Fax: (48) 13-09-24
78290, San Luis Potosí, S. L. P., México

FEBRERO 20, 1997.

Al Señor Ing. Victor Manuel Alvarez Maya
P r e s e n t e.-

En atención a su solicitud de autorización de Temario, presentada por el M.C. José Ramón Torres Hernández, Asesor del Trabajo Integrador para la obtención del Diploma de Especialista en Geología Económica. Me es grato comunicarle que en la Sesión de Consejo Técnico Consultivo celebrada el día 20 de Febrero del presente año, fué aprobado el Temario propuesto:

"COMPORTAMIENTO DE LA VETA MADRE EN EL BASAMENTO MESOZOICO, DISTRITO MINERO DE GUANAJUATO"

TEMARIO:

- I.- INTRODUCCION
 - II.- GEOLOGIA REGIONAL DISTRITO MINERO DE GUANAJUATO
 - III.- GEOLOGIA LOCAL
 - IV.- ESTRUCTURA REGIONAL
 - V.- INTERPRETACION ESTRUCTURAL
 - VI.- YACIMIENTOS MINERALES
 - VII.- CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES
- BIBLIOGRAFIA

" MODOS ET CUNCTARUM RERUM MENSURAS AUDEBO "


ING. JOSE ARNOLDO GONZALEZ ORTIZ
DIRECTOR DE LA FACULTAD DE INGENIERIA
UNIVERSIDAD AUTONOMA DE SAN LUIS POTOSI
FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION

'real.

CONTENIDO

	Pag
TABLA DE CONTENIDO	i
LISTA DE FIGURAS	ii
RESUMEN	iii
AGRADECIMIENTOS	v
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 OBJETIVO	3
1.2 MATERIALES Y METODOS	4
1.3 LOCALIZACIÓN Y VÍAS DE ACCESO	4
1.4 GEOMORFOLOGÍA	4
2. GEOLOGÍA REGIONAL DISTRITO MINERO GUANAJUATO	7
3. GELOGÍA LOCAL	10
3.1 ESTRATIGRAFÍA	10
A. Tonalita Cerro Pelón	12
B. Diorita La Palma	13
C. Complejo Filoniano Santa Ana	14
D. Complejo Estructural Esperanza	16
E. Conglomerado Guanajuato	19
F. Formación Losero	20
G. Riolita Bufa	20
H. Formación Calderones	21
I. Andesita Cedros	22
J. Riolita Chichindaro	23
K. Intrusivo Peregrina	23
L. Rocas hipabisales	26
Rocas plutónicas	26
4. ESTRUCTURA REGIONAL	28
4.1 FASES DE FALLAMIENTO	31
5. INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL	36
5.1 Tonalita Cerro Pelón	36
5.2 Diorita La Palma	37
5.3 Complejo Filoniano Santa Ana	37
5.4 Complejo Estructural Esperanza	37
5.5 Veta Madre	38
6. YACIMIENTOS MINERALES	47
6.1 ALTERACIONES	50
6.2 EVOLUCIÓN TECTÓNICA	51
7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	55
BIBLIOGRAFÍA	59

LISTA DE FIGURAS

	Pag.
FIGURA 1. Sistemas de vetas del distrito minero Guanajuato	2
FIGURA 2. Localización y vías de acceso	6
FIGURA 3. Provincias geológicas	9
FIGURA 4. Columna estratigráfica en su posición original	11
FIGURA 5. Esquema de un arco	15
FIGURA 6. Diagrama de un "klippe"	18
FIGURA 7. Columna estratigráfica del distrito minero Guanajuato	24
FIGURA 8. Correlación estratigráfica	25
ESTEREOGRAMA	30
FIGURA 9. Esquema que muestra la Veta Madre y fallas asociadas	32
FIGURA 10. Fotografía mostrando estrías en dos direcciones	39
FIGURA 11. Patrón estructural	41
FIGURA 12. Diagrama de esfuerzo y deformación	43
FIGURA 13. Esquema de las diferencias de fracturamiento	44
FIGURA 14. Formación y mineralización de las redes de vetas	49

RESUMEN.

El distrito minero Guanajuato es un área de gran interés económico para México, ya que es una de las localidades con más producción de metales preciosos (oro y plata) en la República Mexicana y ha sido también reconocido como un lugar anormalmente argentífero a nivel mundial.

Geográficamente, el distrito se encuentra en los alrededores de la ciudad de el mismo nombre y es conocido desde la época de los indios chichimecas.

Estratigráficamente, el distrito ha sido dividido en dos grandes paquetes que son: el "basamento" mesozoico y la cubierta cenozoica. El basamento está constituido por el **ensamble plutónico mesozoico de Guanajuato** (nombre informal, propuesto por Labarthe-Hernández *et al*, 1996), (compuesto por la Tonalita Cerro Pelón, la Diorita La Palma y el Complejo Filoniano Santa Ana) y el Complejo Volcano-Sedimentario (compuesto por la Unidad Basáltica La Luz y el Complejo Estructural Esperanza), mientras que la cubierta está constituida por diversas unidades volcánicas y sedimentarias. Se da una breve descripción de todas y cada una de ellas, dándole especial atención a las del basamento por ser las que se encuentran más relacionadas a este estudio.

Geologicamente, el distrito se encuentra localizado en la parte sudoriental de la sierra de Guanajuato, y está enmarcado por los terrenos mesozoicos y cenozoicos de la misma; ahí confluyen tres de las más grandes provincias geológicas de México (Ortega-Gutierrez, *et al*, 1992): al Este, el Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas, al norte y noroeste la Faja Ignimbrítica Mexicana y al sur la Faja Volcánica Transmexicana (García-Dobarganes Bueno, Martínez-Reyes, 1993). En el área afloran unidades de los tres grupos grandes de rocas, que conforman las estructuras regionales, las cuales son las que controlan la mineralización económica. Los terrenos mesozoicos de la Sierra de Guanajuato están representados por diversas facies vulcano-plutónicas y vulcano-sedimentarias, de ambientes de arco insular intraoceánico y de cuenca. Estos terrenos fueron tectonizados y acrecionados al continente durante la Orogenia Oregoniana (Cretácico medio) y posteriormente replegados por la Orogenia Laramide (Cretácico superior) (Martínez-Reyes, 1987).

Se han determinado cinco fases de fracturamiento para el distrito (Nieto-Samaniego, 1992), que controlan la mineralización.

Estructuralmente, en el distrito se distinguen tres sistemas de vetas que son: el sistema de la Veta Madre, sistema de vetas de la Sierra y sistema de vetas de la Luz. La Veta Madre debió de haberse formado en el Chatiano, y es una falla con desplazamientos a rumbo y normales con longitud de 25 kilómetros aproximadamente, con rumbo general NW-SE con inclinación al SW, la cuál es razonablemente sinuosa. A lo largo de esta estructura son observables unas

zonas de dilatación, que tienen gran importancia porque pueden ser predecibles de contener acumulaciones minerales económicamente explotables. Estas zonas son respuesta característica de un movimiento lateral (en este caso un movimiento lateral izquierdo), ya que al producirse este movimiento se presentara un intenso fracturamiento hacia la parte NNW de estas zonas y condiciones compresivas hacia la parte SSE de las mismas. Estos fracturamientos fueron posteriormente utilizados para permitir el emplazamiento de material magmático formando centros de vulcanismo (ejemplo, domos), y como conducto de actividad hidrotermal.

Para el análisis se asume que el basamento mesozoico estuvo afectado por deformaciones compresivas, mientras que la cubierta cenozoica lo estuvo por una deformación distensiva, razón por la cual, en el basamento se observan cabalgaduras, pliegues y cizallamientos, etc. mientras que en la cubierta cenozoica se observan, más que nada, fallas normales o de rumbo. Se debe de tomar en cuenta también que las rocas presentan diferente grado de competencia, siendo las rocas del basamento más dúctiles y las rocas de la cubierta cenozoica más frágiles, por lo que el basamento mesozoico presenta fracturamiento más débil que el que se desarrolló en la cubierta cenozoica.

Es posible observar dos tipos principales de alteración hidrotermal en el distrito, que se presentan tanto en las vetas como en las rocas encajonantes. La alteración argílica parece estar íntimamente relacionada con la mineralización, y la segunda en importancia es la silicificación que vuelve quebradizas a las rocas, transformándolas en rocas más competentes y más receptivas a los flúidos, lo que ocasiona que se vuelvan más favorables para el depósito de los minerales. Cuando una roca se encuentra silicificada y es sometida a esfuerzos o presiones se brecha y fractura, aumentando la permeabilidad y permitiendo así el paso de los flúidos mineralizantes. Buchanan (1980) mencionó que no puede inferirse que la presencia de una zona de alteración argílica en superficie indique la presencia de un cuerpo mineral a profundidad; sin embargo menciona que dichas zonas son indicadores de flúidos mineralizantes, y sugieren la posible existencia de cuerpos a profundidad.

A lo largo de los años, debido a su importancia económica, la Veta Madre ha sido una de las vetas más estudiadas en el distrito. "El objetivo primordial de este trabajo es el de estudiar el comportamiento de la Veta Madre en el basamento mesozoico, para tener una idea de porque la mineralización disminuye en el basamento mesozoico con respecto a las condiciones que presenta en la cubierta cenozoica; así mismo, indicar los controles estructurales que rigen la mineralización en ciertas zonas, tomando como ejemplo la Mina de Cebada, por ser la que se encuentra en el basamento propiamente dicho".

AGRADECIMIENTOS.

Este trabajo fue posible gracias al Instituto de Geología de la U.A.S.L.P., y a la Compañía Minera Las Torres, ya que formó parte de un estudio mayor que realizó el Instituto de Geología para dicha compañía minera, por lo tanto, agradezco al Ing. Guillermo Labarthe Hernández, director del Instituto de Geología de la U.A.S.L.P., por su apoyo consejos y revisión, a los Ings. Ricardo Navarro, José Antonio Martínez Mendoza y demás geólogos de la Cía. Minera Las Torres, por permitirme realizar el trabajo.

Agradezco infinitamente al M. en C. José Ramón Torres Hernández, asesor de este trabajo, ya que gracias a sus valiosos conocimientos y consejos fue posible la realización del mismo, por esto y por todo, gracias mil.

Un agradecimiento muy especial para los investigadores del Instituto de Geología de la U.A.S.L.P., Dr. José Rafael Barboza Gudino y al Ing. Margarito Tristán González, por su revisión y supervisión de escrito, consejos y paciencia en el campo y gabinete.

A los investigadores del Instituto de Geología de la U.A.S.L.P. M. en C. Alfredo Aguillón Robles, por su valiosa ayuda en la corrección, edición, revisión y supervisión de este trabajo, al M. en C. Rubén López Doncel, y a los Ings. José Luis Mata Segura y José Cruz Escamilla Casas, por alentarme a seguir adelante.

A los compañeros, Erasmo Mata, por sus comentarios en los dibujos; Evangelina Herrera Sierra por su ayuda en la captura del escrito; Ma. Lidia de la Huerta, Karina Elizabeth Cervantes, Lupita Maldonado y Efrén Román Guerrero, gracias por su compañerismo.

A mis profesores y maestros de la Especialidad en Geología Minera, del Área Ciencias de la Tierra, por transmitirme sus conocimientos

A mis sinodales, M. en C. José Ramón Torres Hernandez, M. en C. Luis García Gutiérrez Manrique, M. en C. Francisco Javier Orozco Villaseñor, e Ing. Juan Manuel Torres Aguilera, por sus acertadas correcciones.

A mis Padres Sr. Javier Alvarez Acevedo y Sra. Ma. Elena Maya de Alvarez, por inculcarme el deseo de superación.

A mis hermanos Rosa Elena y Javier, gracias por su ejemplo

A mis amigos y compañeros del Área Ciencias de la Tierra

1. INTRODUCCIÓN.

El distrito minero Guanajuato, desde el tiempo de la colonización de México es uno de los lugares argentíferos más importantes de la República Mexicana, y de gran importancia a nivel mundial.

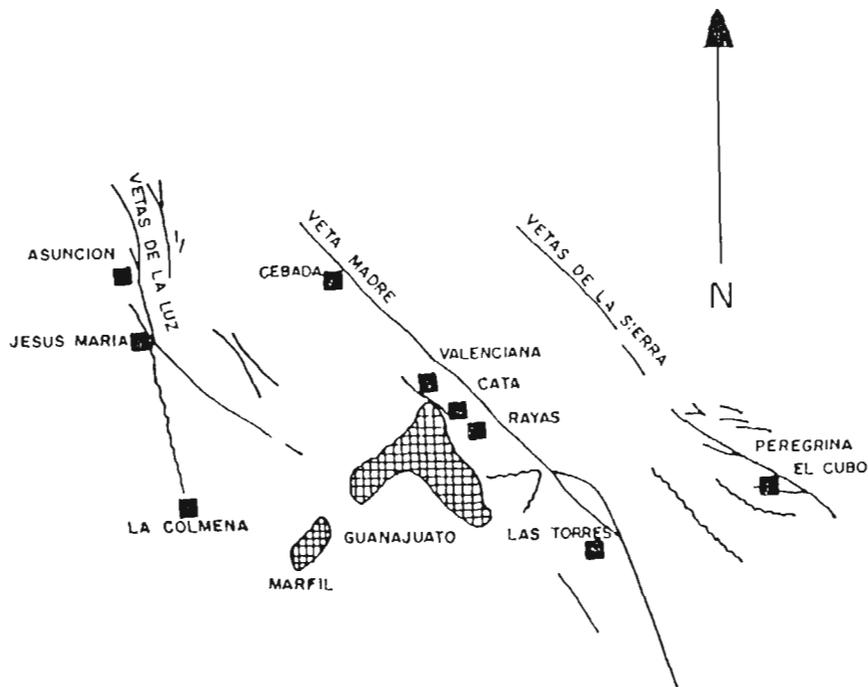
Los yacimientos de plata que se encuentran en el distrito son conocidos desde la época de los indios chichimecas, y han permanecido con producción más o menos constante, disminuyendo o suspendiendo su producción solo cuando han existido problemas sociales, como fue el caso de la Revolución Mexicana de 1910.

El distrito es un área geológicamente interesante, debido a las relaciones complejas entre las vetas minerales que las forman, las etapas de mineralización y la alteración de las rocas encajonantes. En el distrito existen tres sistemas grandes de fallamiento, que son de gran interés por ser los lugares en los que se ha encontrado mineralización de rendimiento económico, tienen rumbo general de NE a SW (Figura 1) y son conocidos de la manera siguiente:

- a) Sistema de vetas de la Sierra.
- b) Sistema de La Veta Madre.
- c) Sistema de vetas de la Luz.

Las vetas se emplazaron en fallas preexistentes, con desplazamientos que varían desde unos cuantos metros hasta cientos de metros, como en el caso de La Veta Madre, con longitud aproximada de 25 km y que atraviesa todo el distrito en su parte media, la cual presenta claros indicios de un movimiento lateral izquierdo y normal. Estas estructuras son del tipo de relleno de fisura, con reemplazamiento hacia los respaldos.

El distrito ha sido objeto de estudios por varios autores, todos haciendo aportes importantes para ayudar a entender y comprender mejor las condiciones que dieron origen al distrito, y desde la época de A. Von Humboldt (1803) que fue el primero en realizar un estudio en la región, le siguieron Burckart (1836); Monroy



MODIFICADO DE GROSS, 1975.

- SIMBOLOGIA
- TIRO
 - VETAS
 - ~ FALLAS
 - ### POBLAADO

UNIVERSIDAD AUTONOMA DE S.L.P.
FACULTAD DE INGENIERIA
AREA CIENCIAS DE LA TIERRA

TRABAJO INTEGRADOR

FIGURA I: Muestra los sistemas de vetas del Distrito Minero Guanajuato.

VICTOR M ALVAREZ MAYA

1997

SIN ESCALA

(1888), y en este siglo, Villarelo (1906); Church (1907); Butsford (1909); Wandke y Martínez (1928); Echegoyén-Sánchez (1970); Gross (1975); Buchanan (1979); Monod *et al.*, (1990); Nieto-Samaniego (1985); Martínez-Reyes (1987, 1990); Labarthe- Hernández *et al.*, (1995, 1996); y otros.

Los sistemas de vetas, debido a su importancia económica, han sido unos de los rasgos más estudiados en el distrito, pero existen además otras zonas que pueden ser atractivas desde el punto de vista geológico y que están relacionadas directa o indirectamente con estos sistemas de vetas.

En el distrito minero Guanajuato existe un basamento mesozoico que ocupa un área de interés, desde el punto de vista geológico y es propósito del presente trabajo el de explicar el comportamiento de La Veta Madre dentro de estas unidades, aquí convergen unidades magmáticas (volcánicas y plutónicas) y sedimentarias marinas, sobreyacidas en forma discordante por una cubierta cenozoica, en donde se intercalan diversas unidades volcánicas y sedimentarias de origen continental (Edwards, 1956).

El conjunto basal, ha estado sujeto por lo menos a 2 periodos de deformación compresiva y además, afectados por metamorfismo regional débil (Nieto-Samaniego, 1985). La cubierta cenozoica únicamente a esfuerzos distensivos, y por lo tanto las estructuras resultantes son muy diferentes, ya que en el basamento es posible observar cabalgaduras, cizallamientos, esquistosidad, etc. y en la cubierta cenozoica solo es posible observar fallas normales o de desplazamiento lateral y fracturas.

1.1 OBJETIVO.

El objetivo primordial de este trabajo, es el de realizar un estudio del comportamiento de la Veta Madre en el basamento mesozoico del distrito minero Guanajuato, y así poderlo comparar con el que tiene en la cubierta cenozoica.

1.2 MATERIALES Y METODOS.

En base a la Carta Topográfica F14-C43 (Guanajuato) de CETENAL, ahora INEGI, se elaboró el plano base a escala 1:10 000; además se realizó una interpretación de fotografías aéreas a escala 1:10 000, proporcionadas por la Cia. Minera Las Torres. Posteriormente se llevó a cabo la verificación de campo; se hizo una reinterpretación, vaciándose los datos al plano base. Con lo anterior, y contando además con planos e informes privados de la Cia Minera Las Torres, se hizo la interpretación y el escrito final.

1.3 LOCALIZACIÓN Y VÍAS DE ACCESO.

El distrito minero Guanajuato se encuentra ubicado en la parte central del estado del mismo nombre. La ciudad de Guanajuato tiene las coordenadas 21° 01' 01" de latitud N y 101° 15' 20" de longitud W y altitud de 2050 msnm (Figura 2)

La ciudad de Guanajuato se comunica con las poblaciones de Silao, Irapuato, Juventino Rosas y Dolores Hidalgo, por carreteras asfaltadas en buenas condiciones, e inclusive por medio de autopistas de 4 carriles, con Silao, León e Irapuato. Existen también terracerías y brechas en condiciones de ser transitadas durante cualquier época del año.

1.4 GEOMORFOLOGÍA.

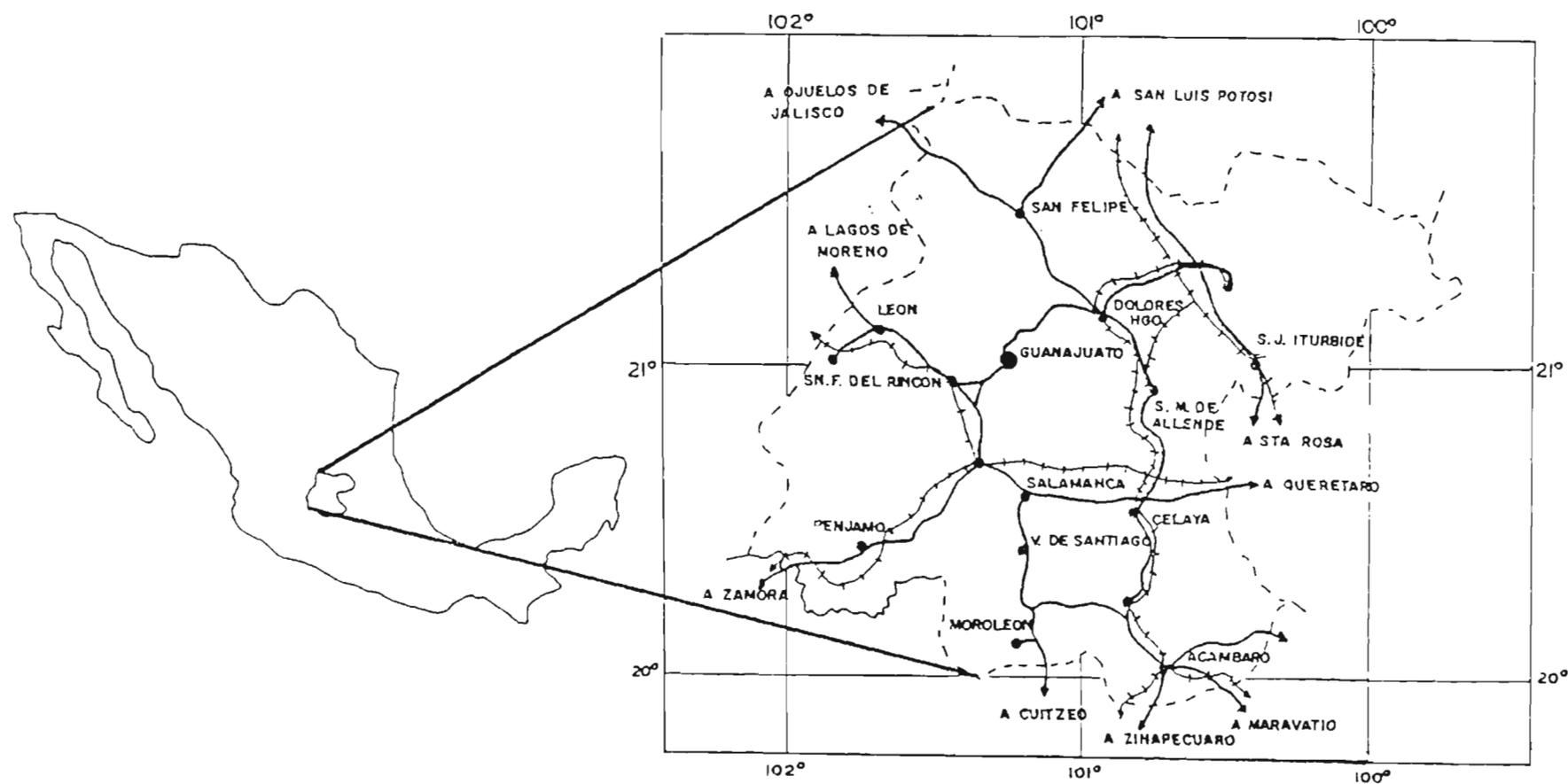
La región pertenece a la Meseta Central (Manuel Alvarez Jr., 1965), la cual es una altiplanicie semidesértica, que sobrepasa los 2,000 metros sobre el nivel del mar.

La geomorfología del distrito está determinada por la sierra de Guanajuato y otros sistemas montañosos de menor importancia. En general, puede decirse que las montañas presentan formas ligeramente redondeadas, aunque en ocasiones se encuentran escarpes cerca de las cimas, principalmente en aquellas en que existen derrames potentes de rocas volcánicas, las cuales presentan formas acantiladas características.

La porción oriental y una parte central del distrito presentan pendientes abruptas, redondeamientos escasos en las elevaciones, descensos rápidos, valles en forma de "v", así como también la ausencia de meandros, por lo que se considera dentro de la etapa de juventud tardía en el ciclo geomorfológico.

El tipo de desagüe del distrito está supeditado a la litología y estructura de las rocas; el desagüe en las rocas sedimentarias mesozoicas y terciarias es dendrítico, y en rocas volcánicas y productos piroclásticos terciarios el desagüe es rectangular escaso y poco profundo. En áreas donde afloran rocas intrusivas el drenaje es radial centrífugo.

El distrito está limitado al norte, por las sierras de El Pájaro, El Fraile, San Pedro y El Cubo, las que junto con la Sierra Gorda, constituyen los límites meridional y occidental de las llanuras de San Felipe, Dolores Hidalgo y San Miguel de Allende; así mismo, la sierra de Guanajuato está delimitada hacia el Sur por el valle conocido como el Bajío (*Op. cit*)



UNIVERSIDAD AUTONOMA DE S.L.P.
 FACULTAD DE INGENIERIA
 AREA CIENCIAS DE LA TIERRA

TRABAJO INTEGRADOR

FIGURA 2 *Muestra Localización y vías de acceso*

VICTOR M. ALVAREZ MAYA

1997

SIN
 ESCALA

2. GEOLOGÍA REGIONAL DISTRITO MINERO GUANAJUATO.

El distrito minero Guanajuato está situado en los terrenos mesozoicos y cenozoicos de la sierra de Guanajuato; estos terrenos pertenecen a la Faja Ignimbrítica Mexicana y esta Provincia Geológica se encuentra limitada por las siguientes provincias: al oriente por el Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas, al nororiente la Plataforma Valles-San Luis Potosí, al norte la Zacatecana y al sur la Faja Volcánica Transmexicana (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992), lo cual está representado en la Figura 3.

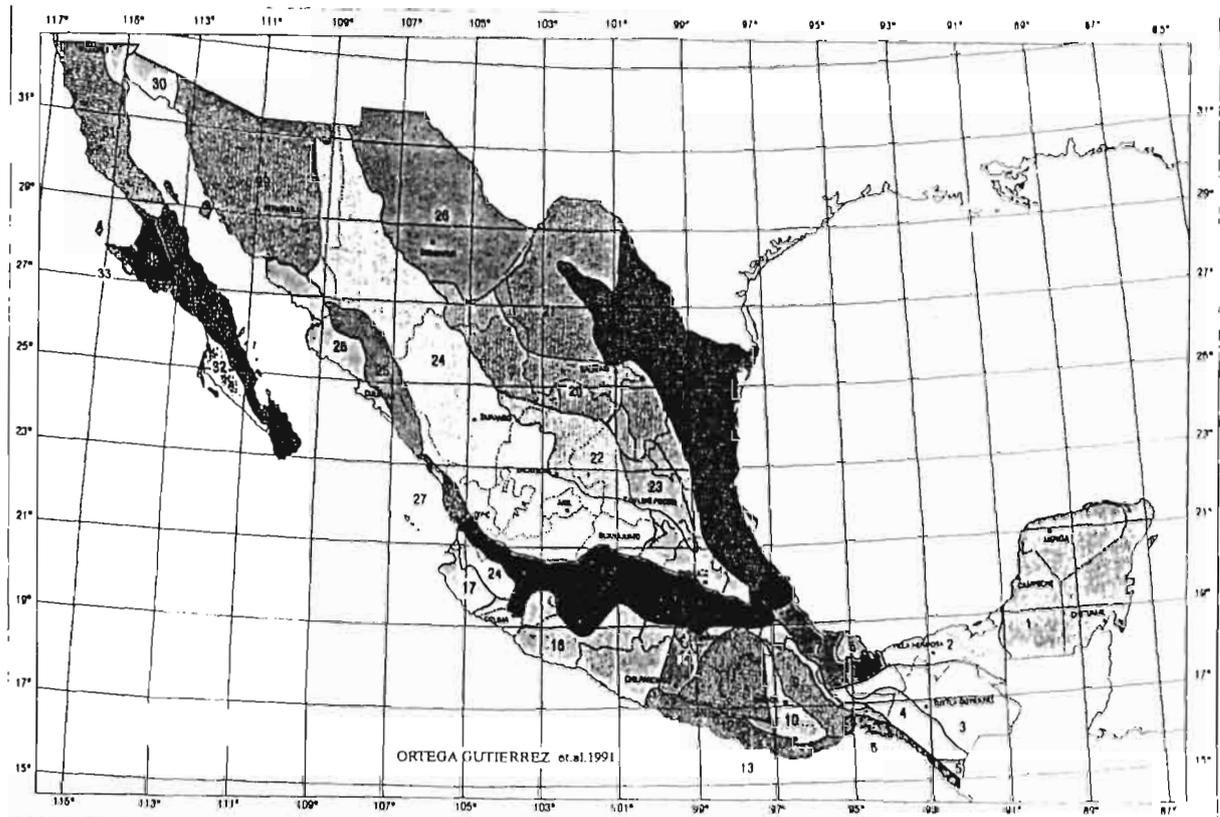
La región se caracteriza por la presencia de rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas. Las rocas ígneas varían en composición, de silícicas a máficas y las rocas metamórficas se derivan tanto de rocas ígneas como de rocas sedimentarias.

En la sierra existe un afloramiento importante de un complejo volcano-sedimentario mesozoico, el cual se extiende más o menos 80 km, desde la región de Comanja de Corona (Estado de Jalisco), al norponiente, hasta las inmediaciones de la ciudad de Guanajuato, situada al suroriente. A este complejo basal corresponden, en parte, formaciones ígneas y sedimentarias alóctonas pertenecientes a un arco magmático (Ortiz-Hernández, 1988a; Monod *et al.*, 1990).

Los terrenos mesozoicos de la sierra de Guanajuato están representados por diversas facies volcano-plutónicas y volcano-sedimentarias originadas respectivamente en ambientes de un arco insular intraoceánico y de una cuenca post-arco igualmente oceánica. Estos terrenos fueron tectonizados y acrecionados al continente durante la Orogenia Oregoniana, a mediados del Cretácico, y posteriormente replegados por la Orogenia Laramide en el Cretácico tardío.

Los terrenos cenozoicos, por su parte, están representados por diversos productos sedimentarios, volcánicos y volcano-clásticos de origen continental. Estos terrenos muestran fallamiento lateral y normal.

La región sufrió varias deformaciones compresivas en el Mesozoico y una distensiva en el Cenozoico, lo cual la ha convertido en una zona de gran complejidad desde los puntos de vista estratigráfico, morfológico y estructural.



PROVINCIAS GEOLÓGICAS DE MÉXICO

PROVINCIAS GEOLÓGICAS DE MÉXICO (entre paréntesis se indica su edad, origen y ambiente tectónico predominantes, en ese orden): 1, Plataforma de Yucatán (C, sm, p); 2, Cuenca Deltaica de Tabasco (C, sc, g); 3, Cinturón Chiapaneco de Pliegues y Fallas (C, sm, or); 4, Batolito de Chiapas (P, p, ra); 5, Macizo Igneo del Sonorusco (C, p, ra); 6, Cuenca de Tehuantepec (C, sm, g); 7, Cuenca Deltaica de Veracruz (C, sc, g); 8, Macizo Volcánico de los Tuxtlas (C, v, ac); 9, Culcateca (M, vs, as); 10, Zapoteca (pC, c, co); 11, Mixteca (P, c, co); 12, Chalina (M, p, ra); 13, Juchateca (P, vs, as); 14, Plataforma de Morelos (M, sm, p); 15, Faja Volcánica Transmexicana (C, v, ac); 16, Complejo Orogénico de Guerrero Colima (M, vs, as); 17, Batolito de Jalisco (M, p, ra); 18, Macizo Igneo de Palma Sola (C, v, ac); 19, Miocénico del Golfo de México (C, sm, g); 20, Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas (M, sm, or); 21, Plataforma de Coahuila (M, sm, p); 22, Zacatecana (M, c, co); 23, Plataforma de Valles-San Luis Potosí (M, sm, p); 24, Faja Ignimbrítica Mexicana (C, v, ac); 25, Cinturón Orogénico Sinaloense (M, vs, as); 26, Chihuahuense (C, M, c, co); 27, Cuenca de Nayarit (C, sm, g); 28, Cuenca Deltaica de Sonora-Sinaloa (C, sc, g); 29, Sonorense (pC, c, co); 30, Delta del Colorado (C, sc, g); 31, Batolito de Juárez-San Pedro Mártir (M, p, ra); 32, Cuenca de Vizcalno-Puísima (C, sm, g); 33, Cinturón Orogénico de Cedros-Margarita (M, vs, cs); 34, Faja Volcánica de La Giganta (C, v, ac); 35, Complejo Plutónico de La Paz (M, p, ra).

UNIVERSIDAD AUTONOMA DE S.L.P.
FACULTAD DE INGENIERIA
AREA CIENCIAS DE LA TIERRA

TRABAJO INTEGRADOR

FIGURA 3: Provincias geológicas

VICTOR M. ALVAREZ MAYA

1997

3. GEOLOGÍA LOCAL.

La geología de la zona de estudio está dada por la presencia de rocas del denominado Basamento Mesozoico de Guanajuato y el afloramiento de algunas de las unidades de la Cubierta Cenozoica (Conglomerado Guanajuato, Formación Losero y Riolita Chichíndaro), y aunque la mayoría de las rocas de esta cubierta no afloran en la zona de estudio, se tomaron en cuenta en la estratigrafía, ya que son de importancia al hacer la interpretación de la zona como sería por ejemplo la serie de fallamientos, ya que la posición que guardan estas unidades con respecto a estos fallamientos, muchas veces permiten determinar su edad.

Las unidades tanto mesozoicas como cenozoicas se encuentran sumamente alteradas, y las unidades mesozoicas se encuentran también afectadas por metamorfismo regional.

3.1 ESTRATIGRAFÍA

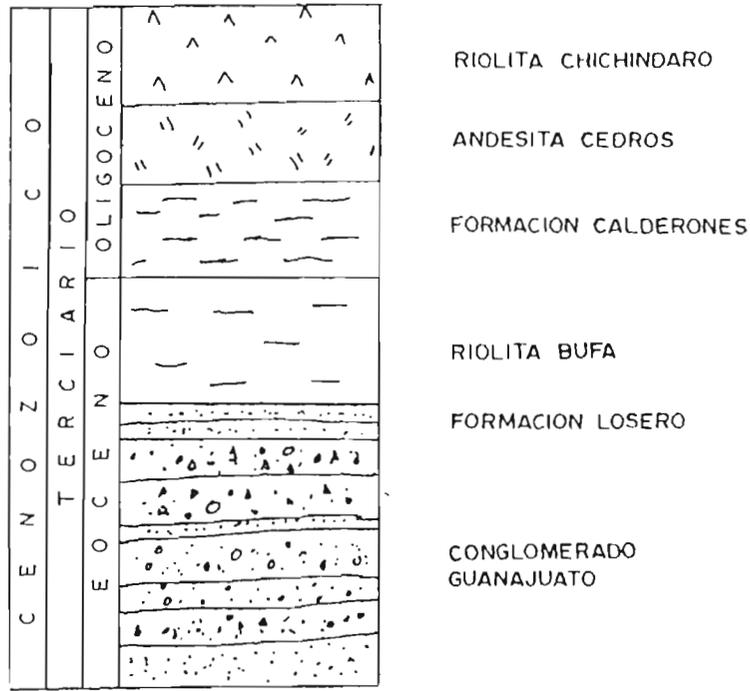
La subdivisión estratigráfica del "Basamento Mesozoico de la Sierra de Guanajuato" está dada por la ocurrencia de un Ensamble Plutónico Mesozoico (nombre informal propuesto por Labarthe-Hernández *et al.*, 1996) y un complejo Vulcano-Sedimentario.

El Ensamble plutónico mesozoico de la Sierra de Guanajuato esta formado por: (Figura 4a)

- a). La Tonalita Cerro Pelón (J-ktcp)
- b). Diorita La Palma (Kdlp)
- c). Complejo filoniano Santa Ana (Kcfs/D)
- d). Diorita Tuna Mansa (Kdtm)

El Complejo Volcano-Sedimentario de la sierra de Guanajuato está formado por: (Figura 4b)

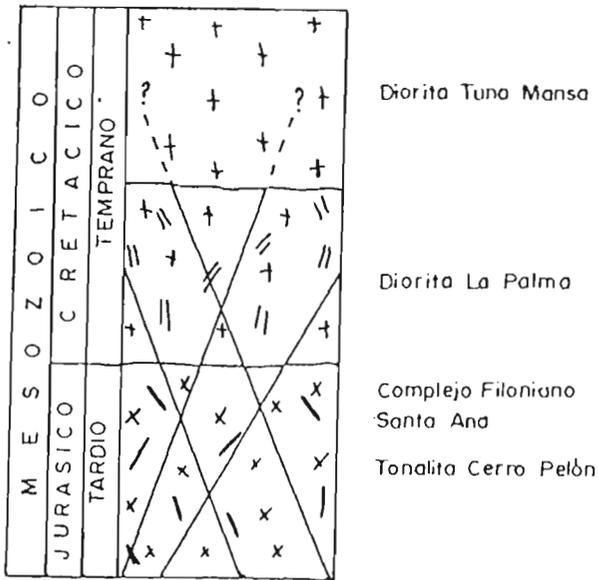
- a). Complejo Estructural La Esperanza (Kle)
- b). Unidad Basáltica La Luz (Kvl)



(A)

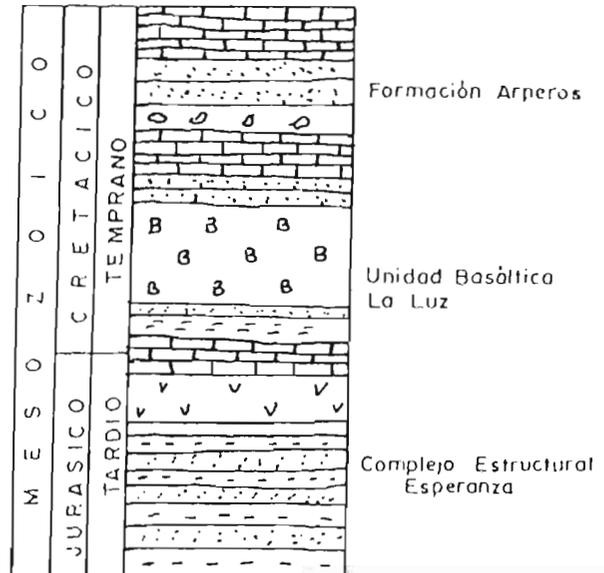
BASAMENTO MESOZOICO DE LA SIERRA DE GUANAJUATO

ENSAMBLE PLUTONICO MESOZOICO



(B)

COMPLEJO VOLCANO-SEDIMENTARIO



(C)

UNIVERSIDAD AUTONOMA DE S.L.P.
FACULTAD DE INGENIERIA
AREA CIENCIAS DE LA TIERRA

TRABAJO INTEGRADOR

FIGURA 4: Columna Estratigráfica en su posición original.

VICTOR M. ALVAREZ MAYA 1997 SIN ESCALA

c). Formación Arperos (Kfa)

A continuación se describen las unidades pertenecientes a lo que aquí llamaremos Ensable Plutónico Mesozoico de Guanajuato.

A. Tonalita Cerro Pelón (Jktcp)

El afloramiento tipo de esta unidad, se encuentra en el Cerro Pelón de donde toma su nombre y fue llamada así por Martínez-Reyes (1987). En la actualidad, esta unidad se encuentra ocupando las partes más elevadas de las serranías, formando cimas redondeadas.

Esta unidad esta formada por una secuencia de roca masiva, que presenta un color blanquizco a café claro, esta compuesta principalmente por plagioclasas, cuarzo, y cantidades menores de clorita, epidota y minerales opacos, el tamaño de los cristales varía entre 1 y 4 mm, presenta textura más o menos equigranular.

Esta unidad se encuentra muy fracturada y es común encontrarla intrusionada por diques máficos. Martínez-Reyes, (1987) la describió como trondjemita o plagiogranito, por su bajo contenido en minerales como micas o anfíbolos, quedando así también manifiesta su asociación con las unidades máficas y ultramáficas del área (Labarthe-Hernandez *et al.*, 1995).

La Tonalita Cerro Pelón, es relativamente fácil de distinguir en el campo debido a su apariencia y a la cantidad de diques que la intrusionan, ya que se encuentra menos intrusionada que la Diorita La Palma, es decir, la Diorita La Palma presenta mayor cantidad de diques máficos.

Esta unidad se encuentra cabalgando, al denominado Complejo Filoniano y a rocas volcanoclásticas y sedimentos del Complejo Estructural Esperanza, reconociéndose en todos los casos transporte tectónico de SW a NE. Sus contactos están milonitizados; también se observa esquistosidad, y el plano de cabalgadura es subhorizontal o de bajo grado.

Su edad es jurásica tardía. Un fechamiento obtenido mediante el método K/Ar en roca total, señala una edad de 157.1 ± 8.8 Ma (Monod *et al.*, 1990).

B. Diorita La Palma (Kdlp)

Martínez-Reyes (1987) fue el primero en proponer este nombre para las rocas de composición diorítica a gabrónica, que afloran en el poblado del mismo nombre.

Son de composición diorítica a gabrónica, masiva, de color verde a rojizo, con fenocristales que van, en tamaño, desde finos a medio. Al microscopio, la roca presenta plagioclasas, hornblendas, piroxenos y cuarzo como mineral accesorio, así como también clorita y epidota, que son el resultado de metamorfismo y alteración.

Se encuentra intrusionada por diques máficos; estos, en algunas zonas, forman un verdadero enjambre, sin orientación definida y, en otras zonas, llegan casi a desaparecer.

Estas rocas afloran ampliamente en el camino que va de la mina Valencia a la mina Cebada y a la presa La Soledad.

Monod *et al.*, (1990) propuso el nombre de complejo filoniano para el grupo de diques de composición intermedia a máfica que intrusionan más que nada a las rocas dioríticas. Posteriormente García-Dobarganes y Aguirre-Maese (1990) abandonan el nombre de Diorita la Palma propuesto por Martínez-Reyes (1987), considerando a las rocas dioríticas y al conjunto de diques como una sola unidad. En este trabajo, se pudo constatar que los diques también ocurren en la Tonalita Cerro Pelón aunque en menor proporción, y también existen lugares en que las rocas dioríticas se presentan muy poco intrusionadas por los diques máficos. En el presente trabajo se propone que se retome el nombre de Diorita La Palma propuesto por Martínez-Reyes (1987).

Esta unidad es sobreyacida tectónicamente por la Tonalita Cerro Pelón (Martínez-Reyes, 1987; García-Dobarganes y Aguirre-Maese, 1990; Ortiz-Hernández *et al.*, 1992) y se encuentra sobreyaciendo de igual forma al complejo volcano-sedimentario de la Sierra de Guanajuato.

El espesor de esta unidad es variable, pero aparece en las secciones de Ortiz-Hernández *et al.*, (1992) con más de 1 000 m de espesor.

Su edad fue determinada por Ortiz-Hernández *et al.*, (1992) en 143 ± 9.6 Ma, utilizando el método K/Ar en roca total

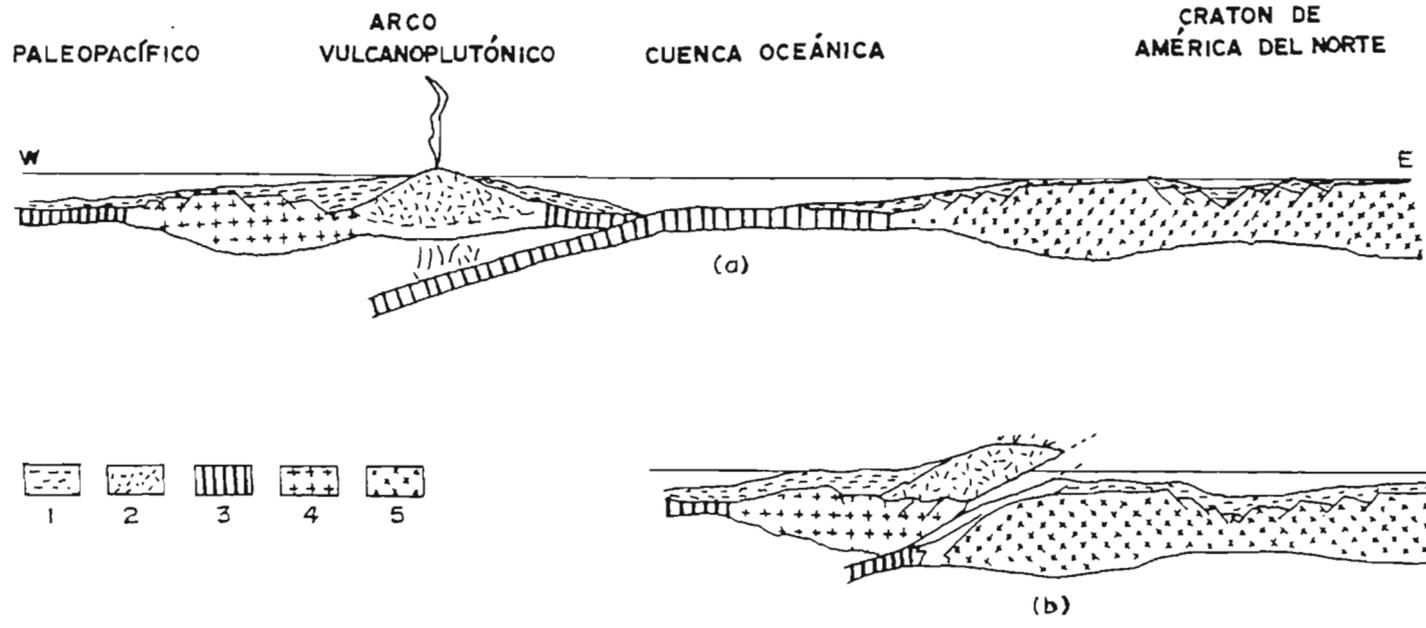
C. Complejo Filoniano Santa Ana (Kcfs/D)

Monod *et al.*, (1990) fueron los primeros en sugerir este nombre; posteriormente, Ortiz-Hernández *et al.*, (1990) propuso formalmente el nombre de Complejo Filoniano Santa Ana, para definir al conjunto de diques, principalmente de composición dolerítica-basáltica que intrusionan al Ensamble Plutónico Mesozoico de Guanajuato. En este trabajo se llegó a la conclusión de que es preciso referirse a la roca encajonante y a los diques que la intrusionan en forma separada ya que éstos no son exclusivos de las rocas dioríticas.

Los diques varían en composición, desde dolerítica y basáltica hasta granófidos, en menor proporción; en su mayoría, los diques son máficos y no tienen orientación preferencial o determinada. Este ramaleo de los diques, con intersección en todas direcciones, así como la presencia de bordes de enfriamiento y su "enraizamiento" en la roca encajonante, son los rasgos más comunes en el Complejo Filoniano Santa Ana. En algunos lugares los diques son paralelos, y en tal caso puede inferirse la dirección de los esfuerzos dominantes durante la intrusión.

Los espesores de los diques son variables, van desde unos cuantos centímetros hasta 2.5 m siendo los más comunes los de 0.5 a 1.0 m

Una forma de interpretación de este complejo filoniano, sería que al estarse desarrollando un arco insular, Figura 5, primero hubo un cuerpo intrusivo de composición gabroica, con su contra-parte extrusiva basáltica depositándose; posteriormente, al continuar el crecimiento del arco, había un cuerpo intrusivo de composición diorítica, con su contra-parte extrusiva andesítica depositándose, y por último al continuar el crecimiento se tuvo un cuerpo intrusivo de composición granítica con su contra-parte extrusiva riolítica depositándose, (aunque esta última etapa no llegó a desarrollarse en el distrito).



Evolución geodinámica del arco intraoceánico de Guanajuato durante el Jurásico Tardío-Neocomiano (a) y Albiano - Cenomaniano (b).
 Explicación: 1 sedimentos pélagicos, 2 secuencia volcanoplutónica, 3 corteza oceánica (triásico-jurásico), 4 bloque continental paleozoico de Sinaloa, 5 corteza continental

Tomado de Ortiz-Hernandez et al, 1990 (1992).

UNIVERSIDAD AUTONOMA DE S.L.P. FACULTAD DE INGENIERIA AREA CIENCIAS DE LA TIERRA		
TRABAJO INTEGRADOR		
FIGURA 5: Esquema de un arco		
VICTOR M. ALVAREZ MAYA	1997	SIN ESCALA

La edad no ha sido determinada, pero partiendo del hecho de que intrusiona a la Diorita la Palma (143 ± 9.6 Ma, Ortiz-Hernández *et al.*, 1992) y a la Tonalita Cerro Pelón (157.1 ± 8.8 Ma, Monod *et al.*, 1990), su rango de edad estaría comprendido entre el Oxfordiano al Valanginiano.

D. Complejo Estructural Esperanza (Kle)

El Complejo Volcano-sedimentario de la Sierra de Guanajuato está representado en la zona por el Complejo Estructural Esperanza.

El primero que se refirió a esta unidad fue Echegoyén-Sánchez (1970), llamándola Formación Esperanza. Con este nombre agrupó "las lutitas, areniscas y calizas depositadas bajo condiciones marinas, así como a las rocas metamórficas que, a partir de las anteriores, se formaron por movimientos orógenicos y por la acción de cuerpos intrusivos".

El Complejo Estructural Esperanza, esta representado esencialmente por una secuencia de lavas, fragmentos clásticos finos y volcanoclásticos, brechas volcánicas, calizas y cuerpos granitoides. Las lavas son máficas, presentando algunas veces intercalaciones de material volcanoclástico, y de brechas volcánicas. En forma general los cuerpos de lava se presentan como una roca masiva de color verde oscuro a café rojizo, y con color ocre en superficie alterada; tienen textura porfirítica y fenocristales de plagioclasa. Comúnmente estos cuerpos están muy fracturados y sus contactos con los sedimentos que la subyacen y sobreyacen, aparecen como una zona de esquistosidad muy marcada, además de presentar silicificación. García-Dobarganes y Aguirre-Maese (1990), clasificaron petrográficamente las lavas de esta unidad como andesitas de piroxenas y hornblenda. Con respecto a los clásticos se puede decir que son muy abundantes, y consisten de una alternancia de lutitas, areniscas, y en menor proporción, conglomerados y ortocuarcitas. Presentan esquistosidad en mayor o menor grado; tienen color verde en superficie sana y color ocre al intemperisarse. Su modo de ocurrencia es desde estratos delgados hasta zonas masivas. En las partes en donde se presenta silicificación intensa, es difícil distinguir estos

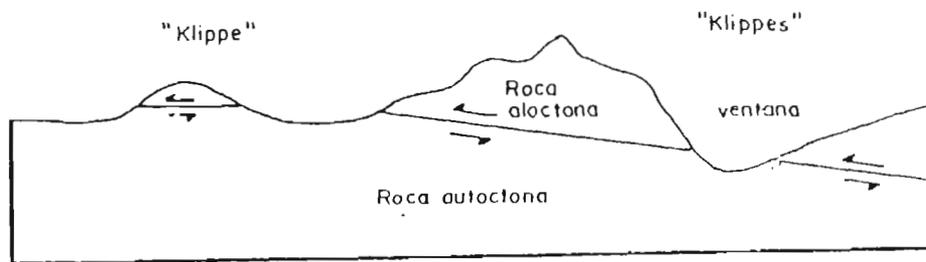
clásticos de las lavas. Como se mencionó anteriormente, se pueden presentar en forma conglomerática, siendo este conglomerado oligomictico, con clastos de rocas volcánicas.

Con respecto a las calizas, Echegoyen-Sánchez (1970), fue el primero en reportar la existencia de cuerpos calcáreos arcillosos dentro de la Formación Esperanza; estas calizas, afloran principalmente en las cercanías de la Presa La Esperanza de donde toma su nombre, aunque también existen afloramientos (en el tramo de carretera Guanajuato a Santa Rosa) en el camino que va a la Concepción. Estos afloramientos no son muy extensos, y se trata de calizas micríticas de color gris intermedio a oscuro, que ocurren en capas delgadas y laminadas (siendo en parte, dichas laminaciones, una esquistosidad que es paralela a la estratificación. Labarthe-Hernández *et al.*, 1995). Estas rocas se encuentran muy deformadas, plegadas y llegan a presentar "boudinage". Además de las litologías anteriormente descritas, se debe señalar la presencia de cuerpos granitoides, muy deformados y alterados. Estos cuerpos afloran principalmente al NE de la presa La Esperanza y, al parecer, están incluidos a manera de bloques en la secuencia, es posible observarlos más que nada en las partes elevadas y se pudiera tratar de relictos de las tonalitas a manera de "klippes" pequeños, lo cual es difícil de demostrar dada la deformación y la alteración de estos cuerpos. Una forma de interpretar esto, sería como se ilustra en la Figura 6

El espesor del Complejo Estructural Esperanza, es desconocido, ya que no se conoce su base; este complejo infrayace, por contacto tectónico, a la Tonalita Cerro Pelón y a la Diorita La Palma, y por discordancia a las unidades de la Cubierta Cenozoica, del distrito minero Guanajuato.

Davila-Alcocer y Martínez-Reyes (1987), le asignaron una edad similar a la secuencia que aflora en la zona de Arperos, siendo esta edad tentativa, del Valanginiano -Turoniano, con base en microfósiles.

La estratigrafía de la cubierta cenozoica está representada de la manera siguiente:(Figura 4c)



Roca aloctona = granitoide

Roca autoctona = Complejo Estructural Esperanza.

UNIVERSIDAD AUTONOMA DE S.L.P.
 FACULTAD DE INGENIERIA
 AREA CIENCIAS DE LA TIERRA

TRABAJO INTEGRADOR

FIGURA 6 Diagrama esquemático que muestra un "Klippe"

VICTOR M ALVAREZ MAYA	1997	SIN ESCALA
-----------------------	------	------------

E. Conglomerado Guanajuato (Tcg)

Está formado por un conglomerado polimictico de color rojo, variando a color verde en algunos lugares. Edwards (1956), dividió el conglomerado en dos miembros informales.

El miembro inferior está caracterizado por la abundancia de fragmentos de la Formación Esperanza.

En la parte media y la base del miembro superior son comunes los fragmentos de rocas intrusivas de composición granítica, granodiorítica, monzonítica y diorítica. El material predominante en la parte superior, está constituido por rocas extrusivas terciarias. Se encuentran también horizontes arenosos, formados por capas delgadas de areniscas de grano fino a grueso, con buena estratificación y de color pardo rojizo.

La matriz del conglomerado está constituida principalmente por productos de desintegración de varias rocas volcánicas, sobre todo cuarzo, feldespatos y arcillas, mezcladas con óxido de hierro (hematita) que es la causa predominante del color rojizo. En los respaldos de las vetas y fracturas presenta coloración verde debido a la alteración hidrotermal.

Su contacto inferior con las rocas mesozoicas es discordante, y subyace, en forma aparentemente concordante, a la Formación Losero; está constituido en mayor proporción por conglomerado de clastos angulares de composición diversa (andesita, basalto, diorita, tonalita, caliza, filita y lutita) cuyos tamaños varían desde menos de 1 cm hasta 1 m.

Edwards (1956), estimó el espesor del Conglomerado Guanajuato en 2000 m; posteriormente Gross (1975) lo estimó solamente en 1 400 m, basándose en la medición realizada en el Tiro Guanajuato, de la Mina Las Torres.

La edad del Conglomerado Guanajuato, según Fries y colaboradores (1955), es anterior al Oligoceno temprano, con base en el cráneo de un roedor encontrado en las inmediaciones de La Yerbabuena. Posteriormente Ferrusquía-Villafranca (1987), ubicó la parte inferior del Conglomerado Guanajuato en el Eoceno medio-tardío con base en dos fosiles de roedores endémicos. Aranda-

Gómez y Mc Dowell (1997), obtuvieron edad de 49.0 Ma (K/Ar, roca total) para unas lavas andesíticas que se intercalan en la base del miembro inferior (lavas El Orito), lo que lo ubica en el Eoceno medio.

F. Formación Losero (TI)

Esta formación yace, aparentemente en forma concordante, sobre el Conglomerado Guanajuato Echegoyén-Sánchez *et al.*, (1970) la describió como una arenisca tobácea de composición riolítica de colores verde, rojo y morado, de grano fino subredondeado a angular, y su espesor máximo es de 25 m.

La coloración verde, en distintos tonos, es debida a cloritización. Allora principalmente en las inmediaciones de la ciudad de Guanajuato, pero existen además pequeños afloramientos en la ranchería de Las Lozas.

Esta formación consiste de material volcanoclástico del tamaño de arena fina a media, con muy buena clasificación; presenta estratificación fina a media, diferentes coloraciones rojo, morado y verde, por alteración. La mayoría de sus granos son, cuarzo, plagioclasa y fragmentos líticos de origen volcánico (Edwards, 1956). Los granos van de angulares a subredondeados; algunos líticos están cloritizados, lo que le imprime coloración verde a la formación (Buchanan, 1980).

La edad de esta unidad está dada por su posición estratigráfica entre el Conglomerado Guanajuato de 49.0 Ma (Eoceno medio), según Aranda-Gómez y Mc. Dowell (1997) y la Riolita Bufo, fechada en 37.0 ± 3.0 Ma (Gross, 1975), lo que la sitúa en el Eoceno tardío.

G. Riolita Bufo (Trb)

Esta unidad descansa discordantemente sobre la Formación Losero, y está formada por derrames piroclásticos de composición riolítica, en general bien soldados, salvo en su base, en donde están parcialmente soldados. Presenta coloración de rosa a crema.

En esta unidad se observa predominancia de fenocristales de cuarzo, presenta textura porfídica con matriz desvitrificada, con presencia de algunos

líticos (de color rojizo y de 1 a 3 cm en tamaño, siendo mucho mayores y mas abundantes estos líticos en su porción inferior) y de pómez colapsada.

Se observa generalmente masiva, salvo en algunos lugares donde tiene una estructura columnar, debido a un sistema de juntas verticales.

Esta unidad se encuentra en contacto en algunos sitios con el Conglomerado Guanajuato, debido posiblemente al carácter discontinuo o al no depósito de la Formación Losero.

Su espesor es de 180 m según Echevoyén-Sánchez (1970), y de 360 m según Randall (1994), su edad es de 37 ± 3 Ma según Gross (1975), lo que la ubica al final del Eoceno tardío y el principio del Oligoceno.

H. Formación Calderones (Tca)

La Formación Calderones es una secuencia de tobas de caída aérea, de grano fino, rica en fenocristales de plagioclasa y algunos de cuarzo, en matriz de clorita y sericita, interestratificada con aglomerados y depósitos de oleadas de piroclásticos.

La unidad ha sufrido una intensa alteración, la cuál le proporcionó el característico color verde, hacia la base y cima presenta derrames de polvo volcánico, vítreos, parcialmente soldados.

Las porciones más bajas de estratos gradados son típicamente ricas en fragmentos líticos y fenocristales, en una matriz de polvo volcánico. Las porciones superiores están compuestas de derrames de polvos volcánicos con fragmentos que incluyen Basamento Mesozoico, Conglomerado Guanajuato y Riolita Bufa. La Formación Calderones también contiene derrames de polvo volcánico más gruesos; éstos pueden ser de más de 10 m de espesor y son mucho más masivos que las tobas de caída aérea. El polvo volcánico fino ha sido generalmente alterado dando un color verde (Christopher-Larson, 1995)

Existen capas delgadas de polvo volcánico vítreo ocurriendo en la porción basal de la unidad, quizá sean el producto de oleadas de piroclásticos con estratificación cruzada. La matriz de la Formación Calderones ha sido alterada

intensamente. La mineralogía primaria no es visible, y la intensidad de la alteración sugiere cloritización fuerte que le da el aspecto verdoso. La matriz de las tobas de caída y de los derrames de polvos volcánicos, es un ensamble de cuarzo, albita, sericita, montmorillonita y calcita en menor cantidad. En contraste con la consolidada Riolita Bufo, la formación Calderones quedó sin soldar; esto resultó en mayor permeabilidad efectiva que permitió la circulación de flúidos hidrotermales, relacionados a la mineralización y también a la desvitrificación de la matriz vítrea primaria en un arreglo de clorita, arcillas, cuarzo, sericita y albita, como ya se mencionó.

El afloramiento tipo se encuentra cerca del poblado de Calderones, de donde toma su nombre.

El espesor medio es de 257 m, según Vázquez (1964), medido en el camino que va de la ciudad de Guanajuato a la mina Las Torres; en el área de la Unión, situada a 2.5 km al SE, presenta espesor de 280 m.

Su edad está dada por su posición estratigráfica entre la Riolita Bufo (37.0 ± 3.0 Ma) y la Andesita Cedros (32.9 ± 1.6 Ma) Labarthe-Hernández *et al.*, (1995).

I. Andesita Cedros (Tace)

Descansando sobre la Formación Calderones se encuentra la Andesita Cedros, que consiste de derrames de lava de composición andesítica, teniendo intercalaciones de toba andesítica hacia su base. Es de estructura masiva y es fácil de distinguir por su color café o gris en las lavas; y verde oscuro o gris en las tobas, (Gracia-Dobarganes y Aguirre-Maese, 1990).

En el Distrito Minero de Guanajuato, estos derrames son de composición andesítica, conteniendo fenocristales de plagioclasa (andesina) y minerales máficos (hornblenda, augita, hiperstena) en matriz microcristalina de plagioclasa y minerales máficos (Nieto-Samaniego, 1992)

Toma su nombre de la localidad El Cedro. Su espesor, según Vázquez (1964), es de 180 metros.

Su edad fue determinada por Labarhe-Hernández *et al.*, (1995) en análisis de roca total por el método K/Ar y es de 32.9 ± 1.6 Ma, lo que la ubica en el Oligoceno temprano.

J. Riolita Chichíndaro (Trch)

Esta unidad representa una de las últimas actividades volcánicas en el Distrito Minero Guanajuato, y descansa sobre la Andesita Cedros.

Consiste de derrames de lava y tobas félsicas que forman domos riolíticos, existen también diques asociados a estas estructuras.

Los derrames de lava tienen estructuras de flujo bien definidas, que presentan un arreglo concéntrico hacia el cuello de la estructura. En los bordes, o intercaladas en las lavas, existen tobas y brechas que posteriormente sufrieron la intrusión de diques asociados a nuevas emanaciones de lava.

Hay capas de vitrófido que están en la base de los derrames de lava o en los límites superior e inferior de las tobas. Los domos están sobrepuestos, constituyendo un esquema complejo.

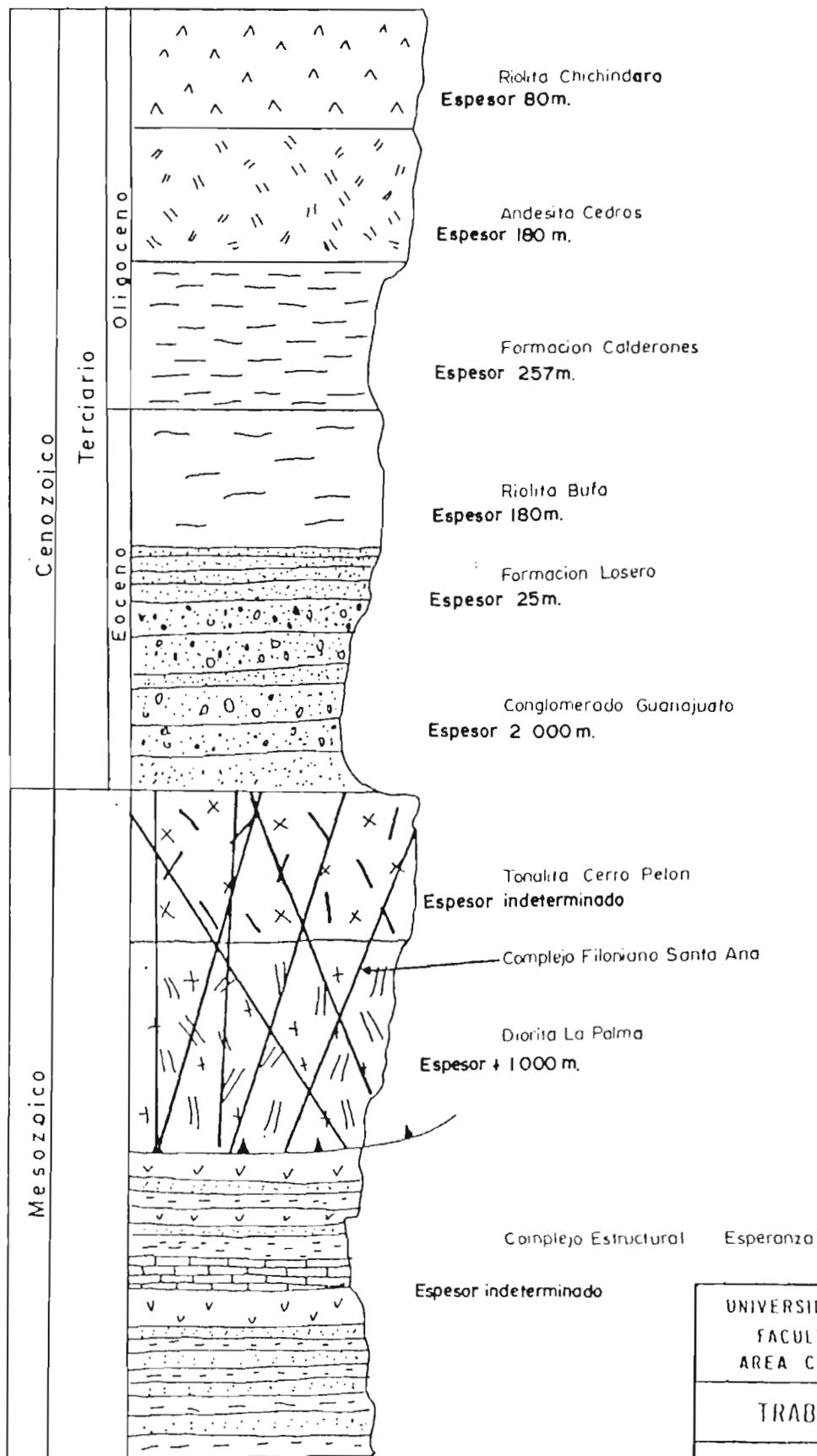
Los derrames de lava son de composición riolítica, de color gris o rosa, de textura porfídica. Las tobas llegan a presentar estratificación (tobas de caída) o bien son masivas (derrames de polvo volcánico). Su espesor es de por lo menos 80 metros (Duarte-Barraza, 1979).

Su edad fue determinada primeramente por Gross (1975) quien le asignó edad de 32 ± 1.0 Ma. Posteriormente Nieto-Samaniego *et al.*, (1995) realizó dos fechamientos y los resultados son: 30.8 ± 0.8 y 30.1 ± 0.8 Ma.

La posición en la columna estratigráfica actual, está representada en la Figura 7.

K. Intrusivo Peregrina (Tip)

Es un cuerpo intrusivo, compuesto por rocas félsicas de grano grueso y se ha clasificado como granófido (familia granito-riolita).



UNIVERSIDAD AUTONOMA DE S I P.		
FACULTAD DE INGENIERIA		
AREA CIENCIAS DE LA TIERRA		
TRABAJO INTEGRADOR		
Columna Estratigrafica del		
FIGURA 7: Distrito Minero Guanajuato		
VICTOR M ALVAREZ MAYA	1997	S: N ESCALA

			RANCHO DE ENMEDIO	DISTRITO GUANAJUATO	SIERRA DEL CHORRO	
Era	Periodo	Epoca (Ma)				
C e n o z o i c o	Cuaternario	2	Aluviones, coluviones y suelo residual			
	Terciario	Plioceno	5.1			
		Mioceno	24.6			S.J de los Allende Ign. Cuatralba Ign. La Joya Peña B/Carboneras
				Toba Peralillo		A. Potrerillo
				Riolita Chichindaro	Riolita Chichindaro	R. El Chorro
				R. Poltero		R. e ign Potrerillo
				Andesita Cedro Fm. Calderones	Andesita Cedro Fm. Calderones	
			37		R. La Bufa	
					Fm. Losero	
			Eoceno		Conglomerado Guanajuato	Conglomerado Guanajuato
	54.9					
M e s o z o i c o		65				
	Cretácico	Albiano				
		Apliano	119			
		Barremiano				
		Heocomiano	141	Complejo Estructural Esperanza		
Jurásico	J. Superior		Ensamble Plutónico Mesozoico de Guanajuato			

Tomado de Labarthe-Hernández et al, 1996.

UNIVERSIDAD AUTONOMA DE S. L. P.
FACULTAD DE INGENIERIA
AREA CIENCIAS DE LA TIERRA

TRABAJO INTEGRADOR

FIGURA 8: Correlación Estratigráfica

VICTOR M. ALVAREZ MAYA

1997

SIN
ESCALA

Su coloración varía de gris a gris verdoso, pero al intemperizarse en la superficie cambia a blanquizco-beige.

Se le supone una edad aproximada de post-Calderones y pre-Cedros, dado que sólo intrusión a la Formación Calderones (Romo-Gaucín, 1984)

L. Rocas Hipabisales

En el suroriente del distrito afloran diques de composición andesítica con espesores que van de unos cuantos centímetros hasta 25 m y longitud desde unos cuantos metros hasta 1,200 m.

Se supone que estos diques fueron canales alimentadores de las Formaciones Calderones y Cedros. En el Cerro Chichíndaro se encuentra otra serie de diques riolíticos con fenocristales de sanidino y cuarzo, con espesores desde centímetros hasta 10 m y su longitud de 250 m.

En la parte norponiente del distrito aflora un dique de grandes dimensiones, y de composición que puede ser considerada riolítica. Parece ser contemporáneo al Granito Comanja, su espesor es del orden de 50 cm a unos cuantos metros, su longitud es de aproximadamente 10 km. Va desde las cercanías del mineral de la Luz hasta las cercanías de la localidad de la Concepción.

Rocas Plutónicas

Existen afloramientos menores de rocas graníticas en el distrito minero Guanajuato. El afloramiento más importante en cuanto a extensión, se localiza en las inmediaciones del Cerro Chichíndaro. Echevoyen-Sánchez (1970), le denominó Intrusivo Mata y lo clasificó como diorita. Cepeda-Davila (1967), asegura que se trata de un granito de grano medio.

Gross (1975), por el método K/Ar, le asignó edad de 69 ± 2.0 Ma, que lo coloca en el Cretácico tardío-Terciario temprano.

En la Sierra de Guanajuato afloran también apófisis pequeños de composición granítica, en las minas de San Amado y El Monte de San Nicolás, en donde guardan una relación estructural con los cuerpos de mineral.

Cabe la posibilidad de que todos estos intrusivos en el distrito estén genéticamente relacionados al Intrusivo Arperos, descrito por González-Reyna (1959), y que aflora en el flanco NW de la sierra de Guanajuato, cerca de Silao, en la parte poniente y norte de la sierra Cuatralba y se extiende hasta Comanja de Corona, en el estado de Jalisco.

4. ESTRUCTURA REGIONAL.

Como ya se ha mencionado, las rocas mesozoicas y cenozoicas del distrito minero Guanajuato, han sufrido deformación debido a esfuerzos compresivos generados durante el Mesozoico, y a esfuerzos distensivos durante el Cenozoico (García-Dobarganes, Martínez-Reyes y Aguirre-Maese, 1993).

El denominado Basamento Mesozoico de la Sierra de Guanajuato está constituido por unidades litológicas que, en general, se han interpretado como originados en un ambiente de arco volcánico intraoceánico y en sus cuencas o centros de depósito aledaños (Martínez-Reyes, 1987; García-Dobarganes y Aguirre-Maese, 1990; Ortiz-Hernández *et al.*, 1992).

En un ambiente de deformación compresiva, se desarrollan pliegues y cabalgaduras como producto de este tipo de esfuerzos, aunque en ciertos casos, y dependiendo del nivel estructural en donde se llevó a cabo la deformación, (así como de la litología y de la homogeneidad de ésta), se podrían formar estructuras distensivas, relacionadas a fallas de desplazamiento a rumbo, en zonas de transpresión o transtensión.

En regiones polideformadas, las estructuras de una primera fase de deformación son rotadas, plegadas y falladas por las de una segunda fase, y si se llegaran a presentar más fases, estas actuarían sobre las anteriores de la misma manera, complicando aún más su interpretación. En Guanajuato hay dos fases de deformación compresiva, la primera se ha interpretado dentro de la Orogenia Oregoniana (Albiano) y la segunda dentro de la Orogenia Laramide (Cretácico tardío-Paleoceno temprano).

Durante la primera deformación (Orogenia Oregoniana) tuvo lugar la formación de pliegues y cabalgaduras en la secuencia. El pliegamiento es tipo isoclinal y se generaron planos de esquistosidad, subparalelos a los planos de estratificación. De acuerdo con las observaciones de las estructuras en el campo y los datos estructurales recolectados, los esfuerzos compresivos durante esta fase

actuaron en dirección NNE-SSW, es decir perpendicular a la dirección WNW-ESE y dándose un transporte tectónico en dirección NNE a NE, (ver estereograma anexo).

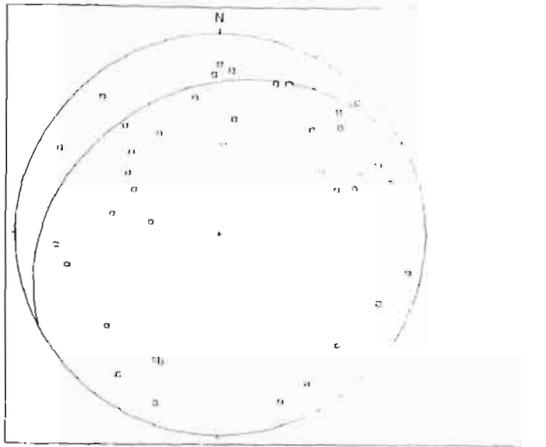
Durante la segunda deformación compresiva (Orogenia Laramide), se originaron pliegues, y una segunda esquistosidad o foliación, siendo menos común el desarrollo de cabalgaduras. Los ejes de los pliegues muestran varias direcciones de esfuerzos compresivos. Por último, el Basamento Mesozoico, estuvo afectado por la tectónica distensiva del Cenozoico, produciéndose fallamiento del tipo normal en estructuras orientadas NW-SE y ENE-WSW, siendo común encontrar en las fallas con orientación NW-SE (caso de la Veta Madre) indicios de un desplazamiento lateral izquierdo (Labarhe-Hernández *et al.*, 1995).

Por lo que toca a la cubierta cenozoica, los conjuntos de fallas principales en el distrito son:

- Falla del Bajío.
- Fallas del Distrito Minero Guanajuato.

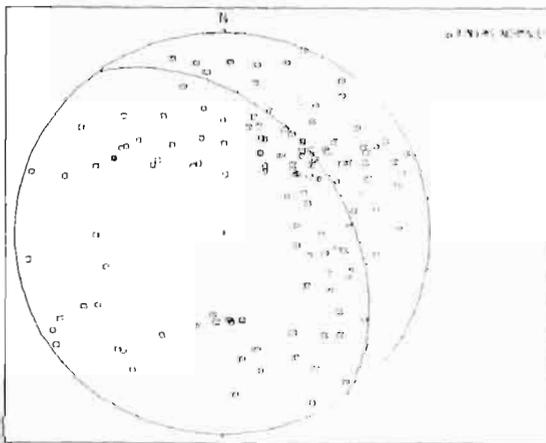
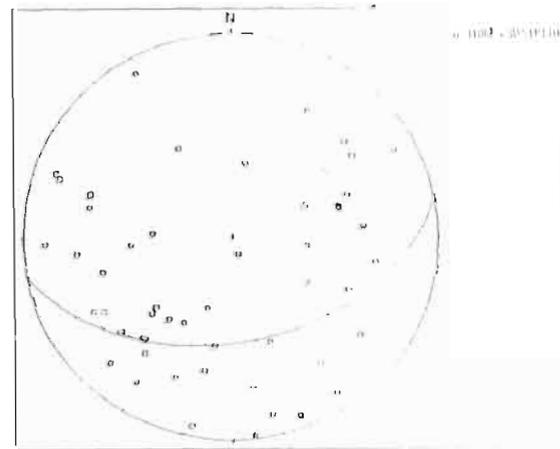
La Falla del Bajío es en realidad un grupo de fallas normales, con rumbo general NW-SE e inclinación al SW, con desplazamiento vertical aproximado, de 500 m en las cercanías del Cerro del Cubilete (Martínez-Reyes, 1987) Esta falla se extiende, según el mismo autor, desde León, Guanajuato, hasta su intersección con la fosa tectónica de la Sauceda, la cual fue llamada graben de la Sauceda por Nieto-Samaniego y Martínez-Reyes, (1987) y su edad se ha estimado como del Pleistoceno (Martínez-Reyes, 1987).

Las fallas-veta del distrito, han sido separadas en tres grupos: Veta Madre, Vetas de la Sierra y Vetas de la Luz (Guiza, 1949; Echegoyén-Sánchez *et al.*, 1970; Gross, 1975) y han sido consideradas como fallas normales (Echegoyén-Sánchez *et al.*, 1970; Gross, 1975; Nieto-Samaniego, 1985a, 1985b; Lara-Hernández, 1986; Martínez-Reyes, 1987; Aranda-Gómez *et al.*, 1989). Sin embargo,



Estereograma mostrando rumbo general NE-SW y con inclinación al NW

Estereograma mostrando rumbo NE-SW



Estereograma mostrando un rumbo NW-SE

UNIVERSIDAD AUTONOMA DE S. L. P.
 FACULTAD DE INGENIERIA
 AREA CIENCIAS DE LA TIERRA

TRABAJO INTEGRADOR

Estereogramas

VICTOR M ALVAREZ MAYA

1997

SIN
 ESCALA

se ha podido observar en el campo que la mayoría de las fallas que conforman el grupo de la Veta Madre presentan estrías horizontales indicativas de un movimiento lateral izquierdo, y estrías de un movimiento normal. Se debe de entender con esto que primero ocurrió un movimiento lateral izquierdo y luego el movimiento normal. Los basculamientos sufridos en las unidades litológicas del Terciario medio son pequeños y gran cantidad de ellos están presentes en posición horizontal o con inclinaciones menores, lo que indica que las fallas posiblemente no sean lístricas.

El grupo de la Veta Madre (Figura 9), está formado por una falla tipo normal con aproximadamente 25 km de longitud, con rumbo NW-SE y buzamiento al SW, con desplazamiento de 1,500 m (Gross, 1975). Existiendo fallas asociadas, algunas paralelas y otras son ramificaciones de la misma.

El límite norponiente de la Veta Madre no ha sido determinado con exactitud (Nieto-Samaniego, 1992); solo se le observa hasta algunos kilómetros al NW de la Mina Cebada (Socavón de Copenhague).

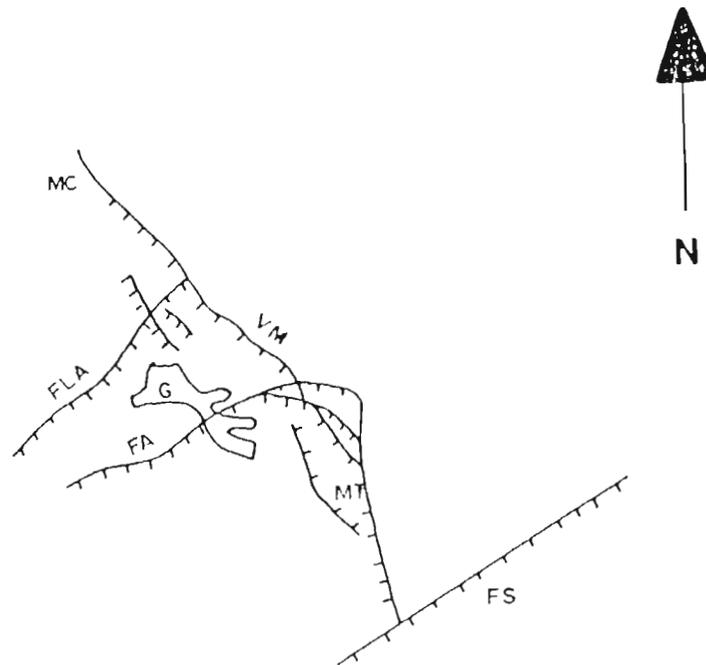
4. 1 FASES DE FALLAMIENTO

Algunos autores (Wandke y Martínez, 1928; Guiza, 1949; Cepeda-Dávila, 1965; Echegoyén-Sánchez *et al.*, 1970; Buchanan, 1979; Corona-Chávez, 1988), trataron de establecer las edades relativas de las fases de fallamiento, logrando definir tres períodos, Nieto-Samaniego (1992), estableció cinco fases de fallamiento considerándolas de la manera siguiente:

- Primera fase.

Las fallas de la primera etapa propiciaron el depósito del Conglomerado Guanajuato en fosas tectónicas. Para la falla La Aldana, de rumbo NE-SW se estima una edad Paleoceno-Eoceno, ya que el Conglomerado Guanajuato es del Eoceno (Ferrusquía-Villafranca, 1987).

- Segunda fase. Esta fue post-depósito del Conglomerado Guanajuato y pre-deposito de la Formación Calderones. A ésta pertenece la falla meridional de la fosa tectónica del Monte de San Nicolas, también llamado graben del Monte



Tomado de Nieto-Samaniego, 1992

FA= Falla Amparo
 FLA= Falla La Aldana
 FS= Falla Septentrional de la fosa tectónica de La Saucedá
 G= Guanajuato
 MC= Mina Cebada
 MT= Mina Las Torres
 VM= Veta Madre

UNIVERSIDAD AUTONOMA DE S.L.P.
 FACULTAD DE INGENIERIA
 AREA CIENCIAS DE LA TIERRA

TRABAJO INTEGRADOR

FIGURA 9 Esquema que muestra la Veta Madre y fallas asociadas

VICTOR M ALVAREZ MAYA

1997

SIN
 ESCALA

de San Nicolás, por Nieto-Samaniego, (1992), ya que corta al conglomerado, pero no a la Formación Calderones (Nieto-Samaniego, 1985b). Su rumbo es NW-SE y su edad es del Oligoceno temprano.

- Tercera fase.

La tercera etapa afectó a la Formación Calderones, pero no a la Riolita Chichindaro, y sus estructuras tienen rumbo NE-SW y NW-SE. El ejemplo tipo es la Veta Madre, que corta a todas las rocas que están bajo la Riolita Chichindaro, pero con respecto a ésta, sólo están en contacto en el Cerro Chichindaro. Gross (1975) consideró que el relleno de estas fallas es de 27.4 ± 0.4 a 29.2 ± 2.0 Ma, y se toma como la edad mínima de la tercera fase.

- Cuarta fase.

Este cuarto evento está representado por la Falla del Bajío (y fallas asociadas a ella), la cual presenta rumbo NW-SE y tiene edad del Plioceno-Pleistoceno (Nieto-Samaniego, 1985b)

- Quinta fase.

Esta última etapa es la que forma la fosa tectónica La Saucedá, también llamada Graben de la Saucedá por Nieto-Samaniego, (1992); el rumbo de estas fallas es NE-SW, este graben desplaza a la Falla del Bajío por lo que su edad es posiblemente cuaternaria.

Las fases establecidas, no indican necesariamente, que hayan existido periodos de inactividad entre ellas, o que sean las únicas, ya que han podido definirse gracias a la presencia de eventos volcánicos, hidrotermales y sedimentarios asociados, que permitieron individualizarlas.

Las fallas de las fases uno, dos y tres, fueron afectadas por una etapa de mineralización (argentífera). La edad, como ya se mencionó, fue propuesta por Gross (1975), de 27.4 ± 0.4 a 29.2 ± 2.0 Ma. Las vetas son, en su mayoría, del tipo de relleno de fisuras con algo de reemplazamiento.

La Veta Madre es la falla más importante y su longitud puede ser trazada en la superficie por unos 25 km, desde el arroyo del Cubo en el SE, hasta el Socavón de Copenhague en el NW. Su espesor varía desde unos cuantos centímetros hasta más de 10 m; algunos autores le asignan espesores de hasta

90 m, pero estos quedan confinados a las zonas de redes de vetas que aparecen ocasionalmente en el bloque del alto, los desplazamientos verticales que presenta la veta son variables, ya que va desde los 350 m (Mina Unión), 600 m (Mina Cebada y Valenciana) hasta 1,400 m (Mina las Torres).

Existen muchas fracturas secundarias que se desprenden de la Veta Madre, tanto al alto como al bajo y en algunas ocasiones presentan mineralización económica.

Al alto de la Veta Madre, área suroriente, se encuentran las vetas Carmen - Pingüico, y San Carlos. En el área central las vetas El Maguey, San Próspero y El Nopal, y en el área norte la veta La Luz, que se extiende por unos 7 kilómetros, desde la junta del Río Santa Ana con el Arroyo del Puertecito, hasta el socavón de San Bernabé en su extremo NW. Existe además gran número de vetas paralelas a la estructura de la Veta Madre.

Al bajo de la Veta Madre en el área suroriente del distrito, se localizan las vetas El Nayal, La Leona y Cabrestante. En el área nororiente del distrito se encuentran las vetas de El Cubo - Peregrina - Monte de San Nicolás - Santa Rosa, que son las llamadas Vetas de la Sierra. En esta zona, las vetas se presentan más bien en forma escalonada desde El Cubo hasta Santa Rosa, en una extensión aproximada de 4 kilómetros.

Existe otro sistema de vetas de rumbo NE, y es posterior al sistema NW, algunas de las vetas de rumbo NE son casi contemporáneas con las del sistema NW, ya que presentan mineralización incipiente y alteración hidrotermal fuerte.

Entre las estructuras más relevantes del sistema NE, se tiene a las fallas Constancia y Amparo, ya que la primera tiene un salto vertical de aproximadamente 100 metros y la segunda forma parte de la Veta Madre según Gross (1975).

Wandke y Martínez (1928), suponen que el sistema de fracturamiento es post - mineralización, pero en el área de Peregrina existen vetas de este sistema con valores de oro y plata, y esto es indicativo de que existió fracturamiento en este sentido antes y después de la etapa mineralizante. Es muy posible que estas últimas vetas sean, inclusive, anteriores al primer sistema, como es el caso de la

veta La Cruz - Reina Isabel, ya que se encuentra cortada y desplazada por la veta Villalpando (Duarte-Barraza, 1979).

Algunos autores suponen que la falla de El Amparo desplaza a la Veta Madre desde las inmediaciones del Cerro Chichindaro hasta la Mina Sirena o sea una distancia aproximada de 1,300 m.

Botsford (1908), en su plano geológico de esta zona muestra continuidad en el trazo de la Veta Madre indicando solamente una gran deflexión hacia el W

Randall (1976) y Cervantes-Rivera (1979), proponen para la explicación de dicha deflexión, una estructura sigmoide con la falla de la Veta Madre al lado oriente del sigmoide y las fallas de las vetas Cocinas y Samata al lado poniente, donde el movimiento combinado de las tres fallas es aproximadamente igual al movimiento de la falla de la Veta Madre en los extremos del sigmoide.

5. INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL.

Para el análisis del área se debe partir del hecho de que las unidades del basamento y cubierta cenozoica presentan diferente grado de competencia y que las rocas más competentes presentan mayor grado de deformación. Se tratará de describir primeramente lo que fue posible observar en cada unidad, para posteriormente hacer una integración final con todas ellas.

5.1 Tonalita Cerro Pelón (Jktcp).

En esta unidad se presentan fallas normales con rumbo general NW-SE, así como diques riolíticos y diques máficos, teniendo los primeros orientación preferencial NW-SE y los segundos sin rumbo general definido ya que es posible encontrarlos en todas direcciones. Existe una serie de cabalgaduras que puede ser considerada de bajo ángulo ya que va de 30° a 50°. Esta unidad se encuentra cabalgando a la Diorita la Palma (Kdlp) y al Complejo Volcano - sedimentario de la sierra de Guanajuato (nombre informal propuesto por Labarthe-Hernández *et al*, 1996). Se observan zonas de alteración argílica y silicificación, más que nada en las cercanías de fallas normales. Si se observa el plano geológico se apreciará la presencia de un gran dique de composición riolítica. Esta unidad estuvo sometida a presiones grandes como indica la presencia de pseudoesquistosidad y foliación en las rocas, ya que éstas pertenecen al nivel estructural inferior, García-Dobarganes y Aguirre-Maese, (1990), concluyeron que las diaclasas de tensión y de cizalla presentes en la región pertenecen a un nivel estructural medio, donde el mecanismo elemental de deformación es la flexión, ya que los esfuerzos actuantes no son suficientes para plegar la litología, pero si lo son para formar diaclasas de tensión y de cizalla.

Se considera que las fallas en esta unidad son de origen tectónico y son resultantes, en forma directa, de fuerzas que operan dentro de la corteza terrestre, ya que las no tectónicas son producidas por la gravedad cerca de la superficie de la tierra.

5. 2 Diorita La Palma (Kdlp).

En esta unidad se encuentran estructuras como cizallamientos, cabalgaduras, esquistosidad, etc. Se presenta un dique que intrusiona también a la Tonalita Cerro Pelón y diques máficos del denominado Complejo Filoniano, que aparecen en gran cantidad en algunas zonas y casi llega a desaparecer en otras

Con respecto a su relación con la Tonalita Cerro Pelón se supone que ambas formaban un ensamble plutónico mayor (Barboza-Gudino, comunicación personal) y se supone también que existe una zona de cizallamiento entre ambas; en este cizallamiento se midió la orientación de la estrías, lográndose establecer que el sentido de deslizamiento entre los bloques es de SE a NW con dirección N 15° W, y se supone que los esfuerzos fueron paralelos.

5. 3 Complejo Filoniano Santa Ana (Kcfs/D)

El complejo Filoniano Santa Ana se encuentra intrusionando al Ensamble Plutónico Mesozoico de Guanajuato, ahora bien, no es posible determinar una separación estratigráfica para la Diorita La Palma y la Tonalita Cerro Pelón, es por eso que aquí se considera como Complejo Filoniano Santa Ana sólo al enjambre de diques máficos que intrusionan tanto a la tonalita como a la diorita.

5. 4 Complejo Estructural Esperanza (Kle)

En esta unidad es posible observar un fallamiento con rumbo general NW-SE, otro con rumbo E-W. En la zona en que esta formación esta representada por calizas, es posible observar pliegues, cuyos ejes presentan dirección general NW-SE y según el experimento de Bailey Willis (citado en Billings, 1934), es de suponerse que la fuerza primaria (esfuerzo de compresión) actuó perpendicularmente a la dirección de los pliegues es decir NE-SW.

Esta unidad está también intrusionada por el dique de composición riolítica, (Dique La Concepción) observándose también alteración argílica y silicificación en las márgenes de él. En la zona de predominancia de lavas es posible medir pseudoestratificación. En las zonas en donde existe el depósito de rocas

sedimentarias es posible medir ejes de pliegues, encontrándose unos con rumbo NW-SE y otros con rumbo casi norte o NNE-SSW, indicando estos últimos, esfuerzos compresivos de dirección NW-SE.

5.5 Veta Madre.

La Veta Madre presenta longitud aproximada de 25 km, con rumbo general NW-SE e inclinación al SW; presenta un desplazamiento vertical del orden de 1,500 m (Gross, 1975), y se observan fallas asociadas, algunas paralelas y otras son ramificaciones de ella. Esta veta debió de haberse formado en el Chattiano (fase 3, apartado de fases de fallamiento), y aunque algunos autores como Aranda-Gómez *et al.*, (1989), Martínez-Reyes (1987, 1992, 1995) no han reportado fallas con desplazamiento a rumbo, en la Sierra de Guanajuato, se ha podido constatar que la Veta Madre presenta estrias horizontales (Figura 10) y sobre éstas, existen estrias que indican un movimiento vertical; ahora bien, estas estrias muestran que el movimiento fue lateral izquierdo. Labarthe-Hernández *et al.*, (1995, 1996) reportaron la existencia de las mismas condiciones en cuanto a las estrias, en la porción centro y suroriente de la veta, lo cual es indicativo de una situación generalizada de estas condiciones. En cuanto a su forma, se puede decir que se presenta razonablemente recta o algo sinuosa, siendo esto debido a un cambio de rumbo. A lo largo de la veta madre es posible observar que existen zonas de dilatación (que son una clara respuesta a un movimiento lateral izquierdo). Estas son de gran importancia ya que son propensas a presentar acumulación de mineral económicamente explotable. En la parte sur del área de estudio, la Veta Madre pone en contacto al Conglomerado Guanajuato con el Complejo Estructural Esperanza, y en la parte norte pone en contacto a esta última unidad (con predominancia de lavas y clásticos finos), con la Tonalita Cerro Pelón; ahora bien, partiendo del hecho de que el Conglomerado Guanajuato es de edad cenozoica y el Complejo Estructural Esperanza es de edad mesozoica encontrándose estas dos unidades a la misma altura, es indudable la presencia



UNIVERSIDAD AUTONOMA DE S.L.P.
FACULTAD DE INGENIERIA
AREA CIENCIAS DE LA TIERRA

TRABAJO INTEGRADOR

FIGURA 10: Estrias en dos direcciones
en la Veta Madre.

VICTOR M ALVAREZ MAYA

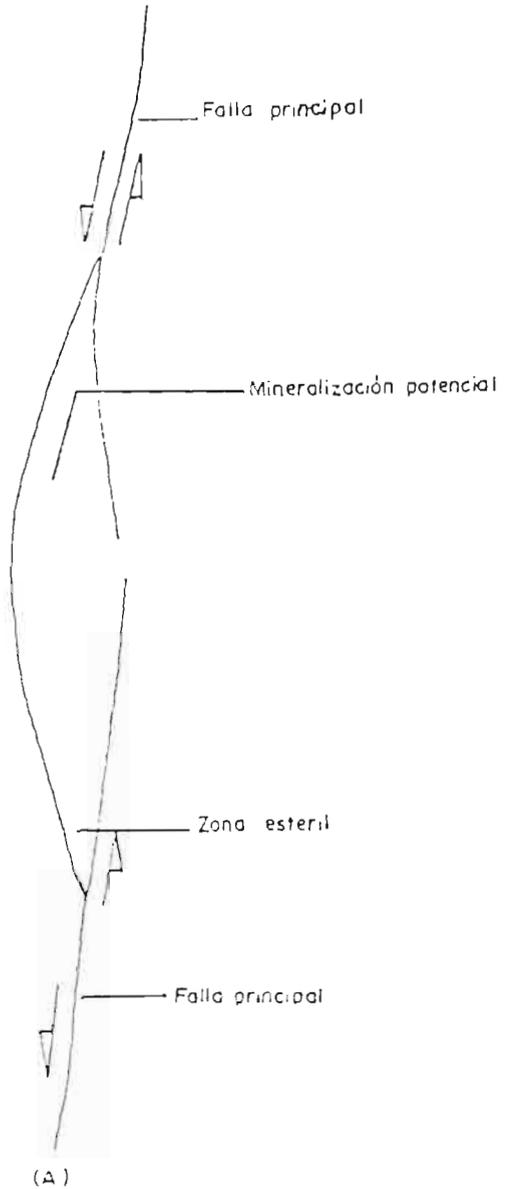
1997

SIN
ESCALA

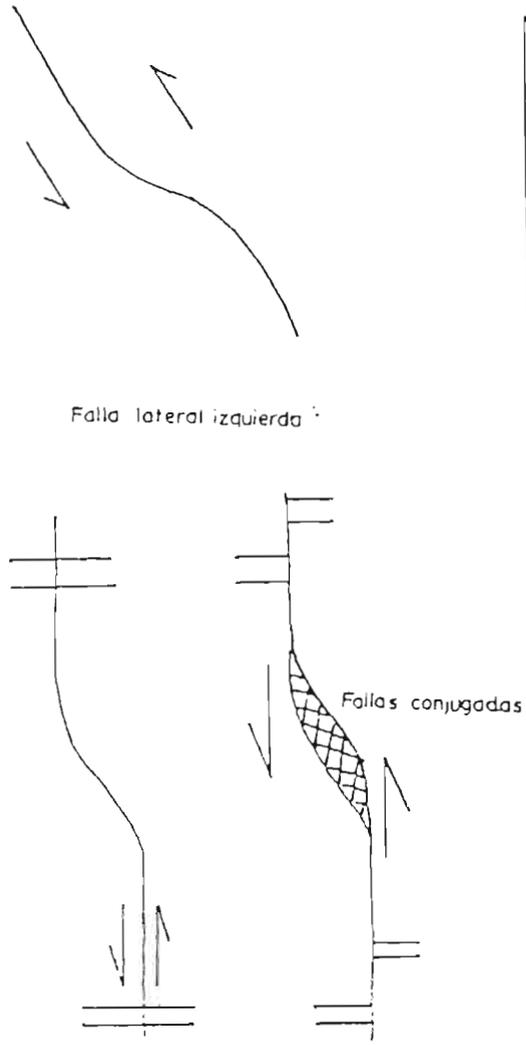
de una falla normal en la región. En la parte en que la falla pone en contacto a las lavas con la Tonalita Cerro Pelón, se observa una zona de silicificación, así como también un pequeño cambio en el rumbo de la falla, originando esto una zona pequeña de dilatación mal formada.

El patrón estructural más simple es mostrado en la Figura 11, en el cual se observa que existen zonas de dilatación, estas zonas se asocian de manera característica a fallas de movimiento lateral, y en este caso a un movimiento lateral izquierdo. Estas zonas suelen tener un fracturamiento fuerte y por lo tanto sus condiciones de permeabilidad son muy favorables para la circulación de soluciones mineralizadas. Ahora bien, en estas zonas de dilatación, debido a los componentes de movimiento, en la parte superior sus fracturas son más anchas mientras que en las zonas situadas en la parte inferior las fracturas tienen menos abertura. Esta situación se refleja en el ancho de las vetas en los sistemas mineralizados. En la zona de estudio, es posible observar que existen tres zonas que pueden ser consideradas como zonas de dilatación; la primera estaría ubicada en el área de Valenciana, la segunda en el área de Cebada y la última hacia el norponiente del Cerro Pelón. En las dos primeras ya se sabe que presentan mineralización económicamente explotable y se propone un muestreo geoquímico para saber las condiciones que prevalecen en la tercera zona.

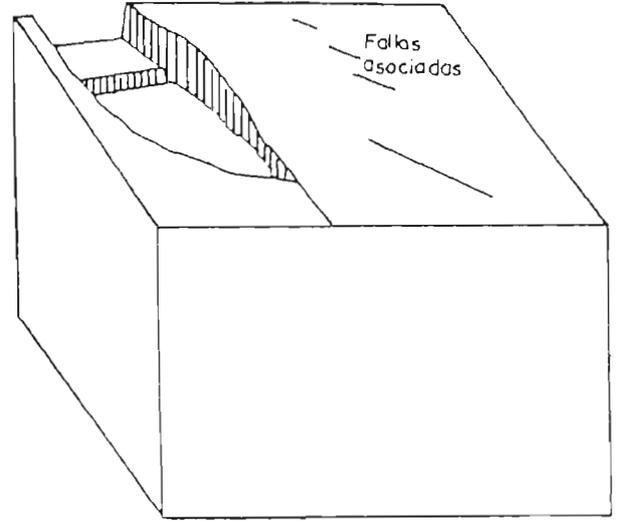
Existe un área (Valenciana), en la que la Veta Madre, desplaza una falla normal (Falla Aldana); esta última con rumbo general NE-SW y buzamiento al SE (del orden de 65°), demostrando que la Falla Aldana es de edad anterior a la Veta Madre. Hacia el W de Valenciana, se observa que la Falla Aldana presenta "saltos" o desplazamientos causados por fallamiento normal, de rumbo general NW-SE y echado de 80° al SW; este fallamiento es paralelo y probablemente de edad contemporánea al fallamiento normal de la Veta Madre. Llama poderosamente la atención que no se conocen datos de la continuidad de la Falla Aldana y sería interesante establecer si existe para conocer las condiciones del bloque que se desplazó. En el presente trabajo no se encontraron



(A)



(B)



(C)

UNIVERSIDAD AUTONOMA DE S.L.P.
 FACULTAD DE INGENIERIA
 AREA CIENCIAS DE LA TIERRA

TRABAJO INTEGRADOR

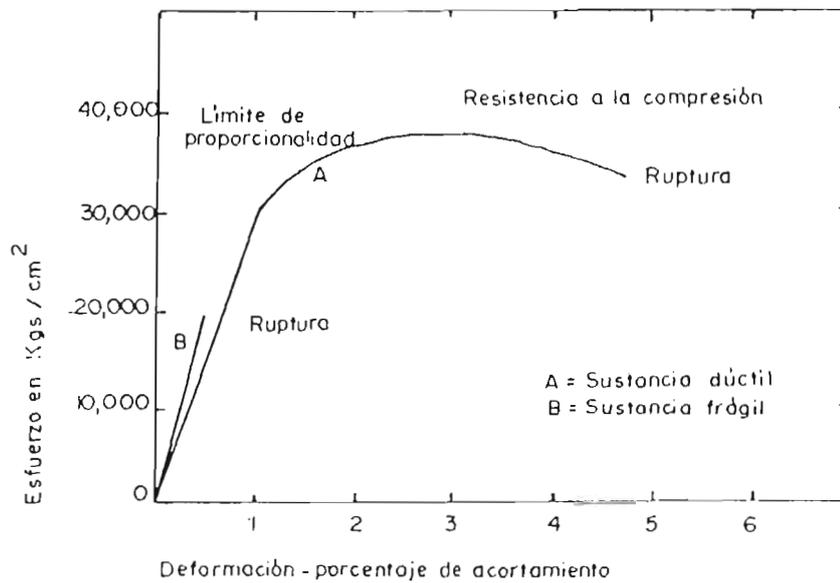
FIGURA II: Patrón estructural.

VICTOR W. ALVAREZ MAYA

1997

SIN
 ESCALA

indicios de esta continuidad. En la zona en que la Veta Madre se encuentra exclusivamente en tonalita, se aprecia que sufre un cambio en su geometría, presentando aquí forma más recta. Partiendo del principio de la Ley de Hooke, que nos dice que la deformación es proporcional al esfuerzo, y de que una sustancia frágil es aquella que sufre ruptura antes de que tenga lugar ninguna deformación plástica, ver Figura 12; en contra parte, las sustancias dúctiles tienen un largo intervalo entre el límite de elasticidad y la ruptura, después de que el límite de elasticidad ha sido excedido (las sustancias dúctiles sufren un largo intervalo de deformación plástica y, en algunos casos, puede no romperse nunca). En el caso del distrito, la veta sufre un cambio de rumbo, que se interpreta como una respuesta a las diferencias en la resistencia de las rocas. Ahora bien, de las rocas del Basamento Mesozoico, el Complejo Estructural Esperanza constituye el material más dúctil, la Cubierta Volcánica Cenozoica es más frágil y esto generara un patrón diferente en la ruptura, ver Figura 13. En el Conglomerado Guanajuato la ruptura es diferente a la presentada en basamento y a la que se presenta en las rocas volcánicas, que aunque no afloran en el área de estudio, se tomaron como ejemplo y se encuentran aflorando más que nada hacia el SE de la zona de estudio. Si se toma un orden ascendente, el fracturamiento más débil está en el basamento, siguiéndole el de el conglomerado, y el de las rocas volcánicas es el más fuerte. En la zona de Cebada existen dos fallas de tipo normal, además de un dique (de dimensiones grandes en cuanto a longitud) de rumbo WNW-ESE y composición riolítica, que se encuentra desplazado, lo cual pudiera ser tomado como respuesta al movimiento lateral izquierdo de la Veta Madre. Este dique es simple; es decir, fue formado por una sola inyección de magma y pudo haberse emplazado en estructuras pre-existentes, ya que en las cercanías de la localidad Agua Colorada (fuera del área de estudio) este dique continua como falla, y además se encuentra alineado con el afloramiento principal del Granito Comanja (el cual primero fue llamado Granito de Arperos por González-Reyna, 1959 y Tristán-González, 1986; Martínez-Reyes, 1992, lo llamó Granito Comanja y Quintero-Legorreta, 1992, propuso el término de Granito Comanja) citado en



UNIVERSIDAD AUTONOMA DE S. L. P.
FACULTAD DE INGENIERIA
AREA CIENCIAS DE LA TIERRA

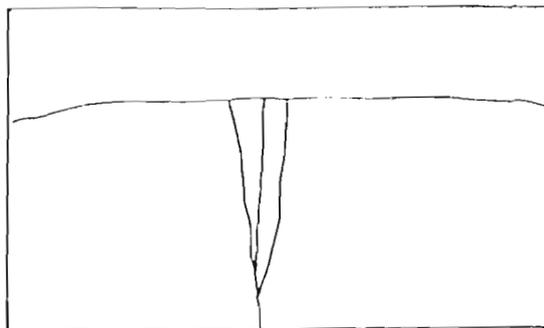
TRABAJO INTEGRADOR

FIGURA 12: Diagrama de esfuerzo y deformación.

VICTOR M. ALVAREZ MAYA

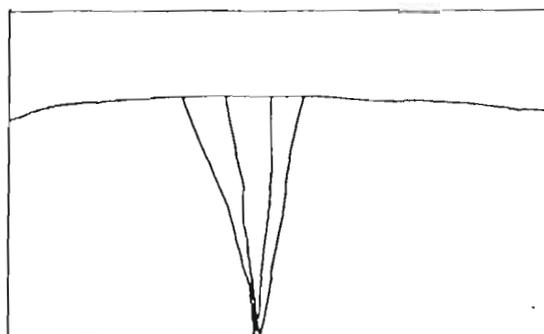
1997

SIN
ESCALA



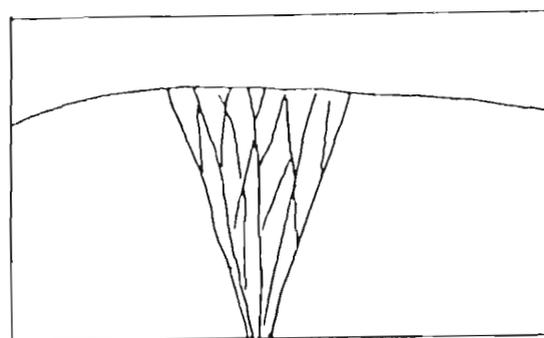
(A)

Fracturamiento esquematizado en la tonalita



(B)

Fracturamiento esquematizado en el conglomerado



(C)

Fracturamiento esquematizado en las rocas volcánicas

UNIVERSIDAD AUTONOMA DE S.L.P.
FACULTAD DE INGENIERIA
AREA CIENCIAS DE LA TIERRA

TRABAJO INTEGRADOR

Esquemas de las diferencias en el
FIGURA 13 fracturamiento, en las diferentes
unidades.

VICTOR M ALVAREZ MAYA

1997

SIN
ESCALA

Labarthe-Hernández *et al.*, (1995) y podría considerarse como una continuidad de éste por la presencia de turmalina. En cuanto a su edad se considera contemporáneo al Granito Comanja que es de edad entre 55 ± 4 y 58 ± 5 Ma, según Mujica-Mondragón y Albarrán-Jacobo (1983), lo que lo ubicaría en el Eoceno tardío; pero a fin de comprobar esto, se recomienda realizar un fechamiento por algún método radiométrico para poder tener una idea más clara en cuanto a la edad de este dique. El desplazamiento que sufrió debió de haber ocurrido en el Oligoceno temprano (cuando ocurrió el movimiento a rumbo de la Veta Madre), pero los pequeños desplazamientos o "saltos" que se observan hacia el poniente de la Veta Madre debieron ser causados por el fallamiento normal (Oligoceno temprano-tardío) de la Veta Madre, lo cual es posible observar en la sección B-B'.

Si se observa con atención esta área, se puede ver una zona de dilatación, con fracturamiento y alteración, y si se toma en cuenta que el patrón de fracturamiento es diferente entre los sedimentos del Complejo Estructural Esperanza y la Tonalita Cerro Pelón; la tonalita se encontrará más fracturada que los sedimentos.

En la zona de Santana (hacia el NW de dicha localidad), se observa una zona de silicificación, atrapada entre dos fallas de tipo normal cuyo rumbo general es NW-SE, la mayor de las cuales, se une a la Veta Madre a través de sus ramificaciones. En el punto (Coordenadas UTM, 264.6, 2 329.7) existe una obra minera, desconociéndose si presenta o no, valores económicos.

En la zona de estudio existen además domos pequeños de composición riolítica, que al parecer se emplazaron a través de fisuras o fallas formadas durante las primeras etapas de extensión de la zona (Labarthe-Hernández *et al.*, 1995). Es notable que presenten zonas de silicificación y argilización en las cercanías de ellos. Estos domos presentan cierta alineación y son de dimensiones mucho más pequeñas que los que se encuentran en las rocas terciarias.

ERA-Maptec (1991), señaló en su estudio estructural que la geometría pre-existente sobre el plano de falla es muy importante para la precipitación de la mineralización y en particular al desarrollo de redes de vetas, y que la

mineralización está situada en zonas de dilatación y controladas por desprendimientos sutiles en sentido contra reloj sobre la estructura y que esto hace predecible la localización de zonas de "clavos", ya que éstos están controlados por dilatación causada por movimientos a rumbo.

6. YACIMIENTOS MINERALES

Los yacimientos minerales en el distrito minero Guanajuato, se encuentran emplazados en vetas, rellenando los sistemas de fracturas, distribuidos a intervalos irregulares y ocasionalmente en forma de vetilleo al alto de las estructuras principales.

Las redes de vetas o vetilleo tienen por lo general forma tabular con los respaldos bien definidos y con la mineralización en forma bandeada cuando son originados exclusivamente por relleno de fisura (Duarte-Barraza, 1979). Algunas veces el reemplazamiento actúa sobre los respaldos de las vetas adoptando los cuerpos forma lenticular, y la mineralización se presenta en forma diseminada. El espesor o potencia de las vetas varía desde unos centímetros hasta varios metros, como sería el caso de la Veta Madre, la cual, en gran parte de su longitud puede considerarse como de relleno de cavidades.

La mineralización no es uniforme a lo largo de las vetas y donde existen concentraciones grandes se les denomina "clavos", siendo su tamaño variable y su forma irregular.

En la mina Las Torres, los sistemas de fracturas, se encuentran al alto de la Veta Madre, encajonadas en la Riolita Bufa; estas vetillas son de valor económico, consistiendo de cuarzo - calcita y minerales de mena como la acantita, proustita y pirargirita, y su rumbo se puede considerar como paralelo al rumbo de la Veta Madre.

Las redes de vetas conocidas, están relacionadas a deflexiones a rumbo, de la Veta Madre.

Buchanan (1980), propuso un proceso de seis etapas para la formación de estas redes de vetas, según observaciones hechas en la mina Las Torres, y son:

- La primera etapa fue la formación de la Veta Madre, con fracturamiento al alto y al bajo, los fracturamientos están localizados a partir de deflexiones en la estructura principal.

- La segunda etapa fue una emisión estéril de cuarzo, calcita y feldespatos potásicos, llenando el fracturamiento de la primer etapa, en esta segunda etapa ocurrió también una alteración propilitica hacia los respaldos de las vetas; posteriormente, ocurrió una alteración potásica (esta alteración le dió carácter quebradizo a las rocas).

- La tercera etapa fue un fuerte fracturamiento, por tensión de orientación NW, debido a que el movimiento (con un componente horizontal SE) aún continuaba sobre la estructura principal y debido también a que la roca era de carácter quebradizo.

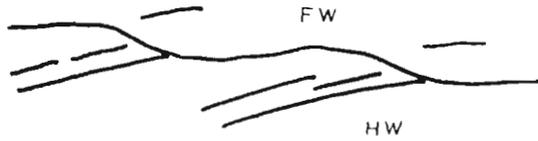
- La cuarta etapa fue el llenado de este fracturamiento por una segunda emisión de soluciones mineralizantes, compuestas de cuarzo, calcita, y compuestos de Au y Ag, además de sulfuros como minerales accesorios; la argilización de los feldespatos fue también resultado de esta emisión.

- La quinta etapa fue un fracturamiento de orientación NE, debido a un nuevo movimiento, con un componente horizontal hacia el NW sobre la estructura principal.

- La última etapa fue nuevamente el relleno de esas fracturas por una tercera emisión de soluciones mineralizantes, compuesta por calcita, talco, clorita, cuarzo, pirita y contenidos de Au Ag. En esta etapa ocurrió también una segunda fase de argilización (Duarte-Barraza, 1979; Figura 14)

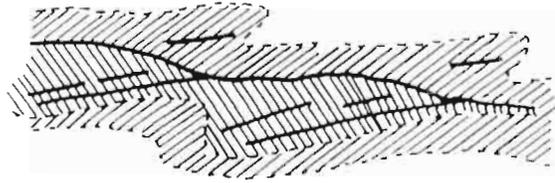
Wisser (1928), hace notar que las zonas favorables para el relleno son las porciones de las fallas donde el respaldo del bajo es cóncavo por quedar abiertas después del movimiento de la falla, mientras que las partes convexas tienden a cerrarse por servir como puntos de apoyo durante el deslizamiento, diciendo con esto que el control de la mineralización es estructural. Ahora bien, las redes de vetas tienen su base en la mecánica del fracturamiento; en este caso, en particular, se deben al movimiento lateral de la estructura principal. Otra explicación para la formación mecánica de las redes de vetas puede ser el concepto de Mitcham (1974) para el origen de las chimeneas brechadas a partir de el movimiento en fallas múltiples.

ETAPA 1



Fracturamiento inicial

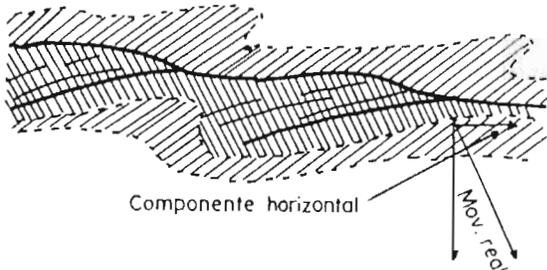
ETAPA 2



Alteración Propilitica
Cuarzo estéril y adularia



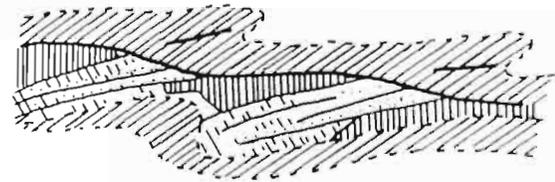
ETAPA 3



Movimiento lateral con componente horizontal al SE, que origina fracturamiento de rumbo NW

Componente a echado

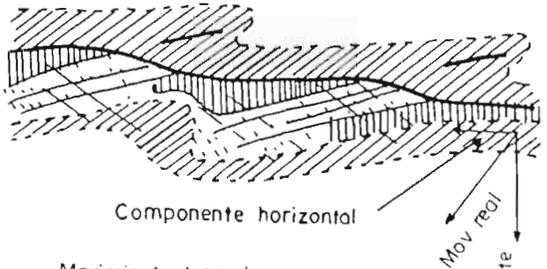
ETAPA 4



Emisión principal mineralizante
Alteración argilica



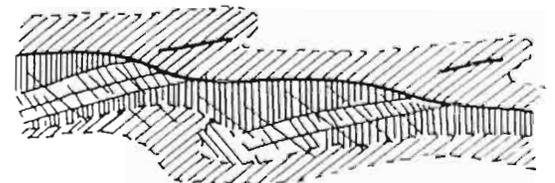
ETAPA 5



Movimiento lateral con componente horizontal al NW, que origina fracturamiento de rumbo NE

Componente a echado

ETAPA 6



Continuación de la mineralización
Alteración argilica

UNIVERSIDAD AUTONOMA DE S.L.P.
FACULTAD DE INGENIERIA
AREA CIENCIAS DE LA TIERRA

TRABAJO INTEGRADOR

FIGURA 14 Formación y mineralización de las redes de vetas

VICTOR M. ALVAREZ MAYA

1997

SIN ESCALA

Otra zona favorable es la intersección de fracturas o el desprendimiento de fracturas secundarias de una principal. Según Buchanan (1980), la preparación de la roca por alteración potásica parece ser un control principal para el depósito de mineral, pero también menciona que esto y una estructura favorable no garantizan la formación de un yacimiento; se requiere además, de un estrangulamiento y una ebullición localizada de los fluidos mineralizantes ascendentes.

6.1 ALTERACIONES

Las alteraciones siempre han sido un blanco de exploración importante, debido a que en la actualidad ya no es posible encontrar cuerpos mineralizados aflorando, y estas zonas de alteración proporcionan la base para la exploración por métodos indirectos.

Es posible encontrar cuatro tipos de alteración hidrotermal en el distrito, que se presentan tanto en vetas como en rocas encajonantes, pero la alteración argílica parece estar íntimamente relacionada con la mineralización.

Buchanan (1980), establece que la alteración más extensa en el distrito es la alteración propilítica; ésta se presenta en todo tipo de roca, siendo provocada por los fluidos mineralizantes ascendentes, a partir de fallas y fracturas canalizantes, extendiéndose gradualmente hasta varias decenas de metros hacia los respaldos de esas estructuras, conteniendo como minerales esenciales: clorita, calcita, pirita y, como minerales accesorios, cuarzo y montmorillonita. La intensidad de la alteración varía en cada roca de acuerdo con su contenido de minerales ferromagnesianos. La alteración potásica que se extiende a muy corta distancia desde las estructuras le sigue a esta alteración propilítica. Ahora bien, como ya quedó establecido, esta alteración es importante ya que fractura a las rocas; la silicificación también cambia las propiedades de la roca, volviéndola quebradiza; tal es el caso de la Mina Cebada, en donde la silicificación de los metasedimentos del Complejo Estructural Esperanza predomina sobre cualquier otro tipo de alteración.

La silicificación hace más competentes y más receptoras de fluidos a las rocas, lo que ocasiona que éstas se vuelvan más favorables para el depósito de los minerales. Cuando la roca se encuentra silicificada y es sometida a esfuerzos o presiones, se brecha y fractura volviéndose frágil, aumentando la permeabilidad, permitiendo así el paso a los fluidos mineralizantes.

Buchanan (1980), establece que la argilización ocurre simultáneamente con la mineralización y a partir de los mismos fluidos termales que ascienden por las estructuras abiertas, y afectando nuevamente a los minerales que resultaron de la alteración potásica y propilitización, siendo así como se alteran a montmorillonita, la sericita, la adularia y la clorita. La argilización continúa como una etapa tardía después de que los fluidos depositaron su contenido metálico junto con sericita, clorita, cuarzo y adularia, relleno de los espacios abiertos que forman los cuerpos de mineral. La argilización envuelve a estos cuerpos en forma irregular avanzando hacia los respaldos entre 1 y 5 m y también emergiendo en la parte superior de los cuerpos hasta la superficie, donde se localiza en forma restringida con respecto a la propilitización a lo largo de las estructuras, aunque éstas estén desprovistas de cuarzo, (Duarte-Barraza, 1979).

Buchanan (1980), concluye que no puede inferirse que la presencia de una zona de alteración argílica en superficie indique forzosamente un cuerpo de mineral económicamente explotable a profundidad; sin embargo menciona que dichas zonas de alteración son indicadores del paso de fluidos mineralizantes, e indican la posible existencia de cuerpos a profundidad.

6. 2 EVOLUCIÓN TECTÓNICA.

Para comprender la evolución de la zona tenemos que remontarnos hasta el Triásico temprano (hace aproximadamente 245 Ma), cuando solo existía un supercontinente (Pangea) y un sólo océano (Panthalasa); en el Triásico tardío (hace aproximadamente 210 Ma), por corrientes de convección se originó un rompimiento, que dividió la Pangea en dos continentes, Gondwana en la parte sur y Laurasia en la parte norte, (el área estudiada pertenece a este último); la

separación de la actual América del Norte de Laurasia, se llevo a cabo casi simultáneamente al rompimiento mayor de Pangea, dando lugar al actual continente Eurasiático.

En el Oxfordiano (hace 157 Ma), la apertura del Océano Atlántico ya se había concretado en su porción norte; en el sur, Gondwana apenas comenzaba su fragmentación para dar lugar al Atlántico Sur. En la zona de subducción oriental se había formado ya un arco insular

El arco insular intraoceánico fue formado antes del Oxfordiano (hace 157 Ma) y en esta fecha aproximada se emplazó la tonalita Cerro Pelón. Entre el arco y el continente, comenzaron a depositarse sedimentos, dando lugar a una cuenca marginal, dichos sedimentos corresponden a lo que sería el Complejo Estructural Esperanza. La Diorita la Palma se emplazó en el Barremiano (hace 122 Ma) en el arco insular intraoceánico, mientras que continuaba la sedimentación y la actividad volcánica en la cuenca marginal

En el Albiano medio (hace 105 Ma) ocurrió el choque de la Dorsal del Pacífico Oriental contra la Placa Norteamericana, lo que dio como resultado el cabalgamiento de la secuencia del arco insular intraoceánico sobre la cuenca marginal, y tal vez, el cabalgamiento de la secuencia del arco con la cuenca sobre el continente. Este está representado por la cabalgadura misma, además de pliegues (plegamiento tipo isoclinal), y planos de esquistosidad subparalelos a los planos de estratificación. Estos esfuerzos compresivos actuaron en dirección NNE-SSW y el transporte tectónico fue en dirección NNE-NE. Este choque debió de ser a velocidad tres veces mayor que la velocidad actual de acreción, pues aproximadamente entre 110 y 85 Ma la corteza oceánica creció tres veces más rápido (García-Dobarganes y Aguirre-Maese, 1990). Esta fase es conocida como Fase Oregoniana en el norponiente de la República Mexicana. La otra deformación, fue producto de la Orogenia Laramide, la cual tuvo lugar en el Cretácico tardío (Maestrichtiano) y en el Paleoceno tardío (entre 70 y 60 Ma), y es también la Orogenia más joven conocida en México; esta Orogenia formó las

estructuras regionales más representativas, generando estructuras compresivas de rumbo NW-SE.

Durante la fase principal de la Orogenia Laramide, los sedimentos sufrieron un plegamiento y un metamorfismo regional de bajo grado. El término de esta fase está marcado por el emplazamiento de rocas intrusivas y vulcanismo de tipo riolítico, como lo indica la abundancia de fragmentos de estas rocas en la parte superior del Conglomerado Guanajuato. El primer fallamiento (de rumbo NE-SW con buzamiento al NW-SE) creó fosas tectónicas en las cuales se depositó el Conglomerado Guanajuato; este primer fallamiento fue de edad Paleoceno-Eoceno. (Posterior a este fallamiento se emplazó el Granito Comanja, el cual está representado, en la zona de estudio, por el dique la Concepción?) (ya que el conglomerado es de edad Eoceno medio (Lutetiano); con el depósito de este conglomerado se terminó otro periodo de levantamiento y erosión). Posteriormente vino la aparición de vulcanismo, el cual dio origen a la Formación Losero, de edad Eoceno tardío, por estar colocada encima del Conglomerado Guanajuato (49 Ma, Aranda-Gómez y Mc Dowell, 1997) y bajo la Riolita Bufo, de edad de 37 ± 3 Ma, Gross (1975). La Formación Losero ha sido interpretada recientemente como depósitos rasantes de piroclásticos ("surges") por Larson (1995); Gutry (1995), Sheridan (citado en Randall *et al.*, 1994) y Labarthe-Hernández *et al.*, (1996) y ya no como tobas estratificadas, como se creía anteriormente. Las riolitas de la Formación Bufo fueron también producto del vulcanismo que afectó la región. Antes del depósito de la Formación Calderones ocurrió un fallamiento de rumbo NW-SE que afectó al Conglomerado Guanajuato, pero no a la Formación Calderones, (Nieto-Samaniego, 1990; 1992).

Posteriormente, se emplazó la Formación Calderones cuya edad está dada por su posición estratigráfica ya que se encuentra entre la Riolita Bufo (37.0 ± 3.0 Ma, Gross, 1975) y la Andesita Cedros (32.9 ± 1.6 Ma, Labarthe-Hernández *et al.*, 1995), y ha sido interpretada últimamente como una secuencia de tobas de caída aérea de grano fino, rica en fenocristales de plagioclasa en una matriz fina, la cual se presenta alterada a clorita y sericita, interestratificada y aglomerados y oleadas

de piroclásticos ("surges") según Larson (1995), y como flujos piroclásticos y oleadas de piroclásticos, llamados "surges" por Labarthe-Hernández *et al.*, (1996) y no como una acumulación de areniscas y tobas de composición andesítica como se venía manejando anteriormente, (Cepeda-Dávila, 1967).

Posteriormente a esta época siguieron dos fases de vulcanismo efusivo; la primera dio origen a la Andesita Cedros (cuya edad es de 32.9 ± 1.6 Ma, Labarthe-Hernández *et al.*, 1995), junto con los numerosos diques de la misma composición cálcico-sódica que se encuentra atravesando a las demás formaciones. Anterior al depósito de la Riolita Chichindaro, ocurrió un nuevo fallamiento de rumbo NW-SE (de edad Oligoceno temprano, Rupeliano) que afectó a las rocas que se encuentran abajo de las riolitas Chichindaro; este fallamiento fue lateral izquierdo y produjo zonas de dilatación (lazos sigmoides) con fracturamiento fuerte. Siguió a este fallamiento una distensión que creó un fallamiento NE-SW. Las Riolitas Chichindaro (que representan la segunda etapa de vulcanismo), aprovechó estos espacios abiertos para emplazarse formando domos a lo largo de estas zonas de dilatación. La Riolita Chichindaro es la formación más joven (30.8 ± 0.8 Ma, Nieto-Samaniego *et al.*, 1995). Al término de la efusión de la Riolita Chichindaro se originó otra etapa de fallamiento de tipo normal de edad Oligoceno temprano-tardío (Chatiano), muy intenso, el cual ocasionó estructuras de pilares y fosas tectónicas. Siguiendo a este fallamiento, surgió la mineralización a través de las fracturas existentes, a las cuales se le determinó edad de 27.4 ± 0.4 a 29.2 ± 2.0 Ma, según Gross (1975). Las vetas que se originaron son más que nada del tipo de relleno de fisuras, con algo de reemplazamiento de la roca encajonante. Como se puede observar, anteriormente se mencionó que las vetas podrían ser del tipo de reemplazamiento, pero, en base a todas las evidencias, el autor de este trabajo se inclina por la teoría de que las vetas son del tipo de relleno de cavidades.

7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

Con base en todo lo anterior se concluye que:

1. El Basamento Mesozoico está representado por facies volcano-plutónicas y volcano-sedimentarias, originadas respectivamente en ambientes de un arco insular intraoceánico y de una cuenca post-arco igualmente oceánica.

2. El Cenozoico está representados por diversos productos sedimentarios, volcánicos y volcano-clásticos de origen continental.

3. Los diques máficos del denominado Complejo Filoniano Santa Ana no son exclusivos de la Diorita La Palma, ya que también la Tonalita Cerro Pelón presenta intrusión de éstos. Por lo anterior se debe de llamar Complejo Filoniano Santa Ana sólo al enjambre de diques que intrusionan tanto a las dioritas como a las tonalitas.

4. En el Complejo Estructural Esperanza se tiene la presencia de cuerpos granitoides, los cuales se encuentran dentro de las calizas y de los finos, y pueden ser considerados como olistolitos.

5. El diferente grado de competencia entre las unidades mesozoicas y cenozoicas, marcó una diferencia notable en cuanto al cono de fracturamiento en ambas masas de rocas.

6. Las cabalgaduras, cizallamientos y plegamientos, son la respuesta al choque de la placa oceánica con la continental, lo cuál sucedió en el Albiano-Cenomaniano y originó que las rocas del arco magmático quedarán situadas topográficamente arriba de los terrigenos continentales que son de edad más joven.

7. El Basamento Mesozoico de la Sierra de Guanajuato sufrió al menos dos deformaciones compresivas en el Mesozoico, (Oregoniana y Laramídica), y al menos una distensiva en el Cenozoico.

8. Tomando en cuenta los pliegues del Complejo Estructural Esperanza, los cuales son de dirección general NW-SE, se supone que la fuerza primaria (compresiva) actuó perpendicularmente a esta dirección; es decir, NE-SW.

9. La Formación Losero es una secuencia de flujos piroclásticos rasantes, que representa la base de la Formación Bufa.

10. La Formación Calderones es una secuencia de derrames piroclásticos y oleadas de piroclásticos.

11. El fallamiento a rumbo de la Veta Madre, con componentes de movimiento lateral izquierdo es de edad Oligoceno temprano (Rupeliano), que originó la formación de lazos sigmoides y el gran desplazamiento del dique de grandes dimensiones (dique La Concepción) es una prueba de esta afirmación.

12. Los lazos sigmoides que se formaron a lo largo de la Veta Madre fueron aprovechados por la Riolita Chichíndaro para emplazarse y formar domos. En cuanto a su geometría, ésta tiene importancia, ya que la parte del lazo sigmoide con curvatura contraria a la dirección del movimiento es compresiva, mientras que la parte que gira en sentido contrario a la dirección del movimiento es compresiva; los "saltos" como zonas de dilatación pueden generar sistemas de apertura, que son generados por una zona de dilatación.

13. Posterior al emplazamiento de la riolita Chichíndaro ocurrió un fallamiento normal de edad Oligoceno temprano-tardío (Chatiano).

14. El depósito de la mineralización económicamente explotable es el último evento de la zona.

15. La presencia de alteraciones seguirá siendo una buena guía para desarrollar la exploración.

Se recomienda:

1. Realizar un fechamiento del dique La Concepción, porque éste resulta importante para interpretar la evolución tectónica de la zona.

2. Realizar muestreos geoquímicos en las zonas de alteración de el dique del punto 1, (hacia el poniente de la Mina Cebada, siguiendo dicha estructura), para determinar zonas geoquímicamente anómalas para prospectar por yacimientos minerales.

3. Realizar muestreos geoquímicos en las cercanías (norte) del Cerro Pelón en la zona de alteración argílica, ya que parece ser una zona geológicamente interesante.

4. Realizar muestreos en las zonas de alteración cercanas a lo pequeños domos de composición riolítica, ya que éstos parecen estar relacionados a la mineralización.

5. Buscar la continuidad de la Falla Aldana, mediante un estudio más detallado para conocer las condiciones del bloque desplazado.

6. Retomar el nombre de Diorita La Palma y considerar El Complejo Filoniano Santa Ana como una unidad aparte.

7. Poner especial atención en el área de las coordenadas 261 N y 2 335 W, ya que esta zona podría considerarse una zona de dilatación "mal formada", ya

que cuenta con las características idóneas para que fuera posible el depósito de mineralización, ya que cuenta con las siguientes condiciones:

- a.- Una silicificación fuerte.
- b.- Un fallamiento "escalonado" en el Complejo Estructural Esperanza.
- c.- El emplazamiento de un domo riolítico de dimensiones grandes.
- d.- Se tiene fallamiento de rumbo NE-SW en las zonas aledañas que aunque no son muy visibles, podría deberse a las condiciones actuales de la Tonalita Cerro Pelón en la zona.
- e.- No debe descartarse "similitud" con las condiciones de Cebada, y por lo tanto esta zona puede ser considerada un blanco de exploración.

BIBLIOGRAFÍA.

- Alvarez Jr. Manuel, 1965, Geología y Tectónica de México, México, 1965
- Aranda-Gómez, J.J. y McDowell, F.W., 1997, Syn-depositional tilting in Eocene red beds and Oligocene volcanics: the record of early phases of extension in the southern Basin and Range Province, Guanajuato, México: sometido para publicación en *Geology*.
- Aranda-Gómez, J.J. y Nieto-Samaniego, A.F., 1989, Consideraciones acerca de la evolución tectónica durante el Cenozoico de la Sierra de Guanajuato y la porción meridional de la Mesa Central: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v.8 p. 33-46.
- Buchanan, L.J., 1980, The las Torres Mine, Guanajuato, México Ore controls of a Fossil Geothermal System, 138 p.
- Bostford, C.W., 1909, The Zacatecas district and its relation to Guanajuato and other camps: *Engineering and Mining Journal*, v. 87 p.
- Cepeda-Dávila, L.J., 1967, Estudio petrológico y mineralógico de la región "El Cubo", Mpio. de Guanajuato, Gto. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 19, numeros 7-12, Julio/Diciembre, p. 39-107.
- Cervantes-Rivera, J.A., 1979, Aspectos Estructurales de la Veta Madre en el área de Chichindaro, Guanajuato, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Escuela de Ingeniería, tesis profesional, 62 p.
- Cervantes-Sánchez, Alfredo, 1988, Una zona neotectónica transversal en la Sierra de Guanajuato: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Tercer simposio sobre geología regional de México, memoria, p. 18-19.
- Corona-Chávez, Pedro, 1988, Análisis estratigráfico-estructural de la porción centro-sur de la Sierra de Guanajuato: Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, tesis profesional, 60 p. (Inédita)
- Duarte-Barraza, E.A., 1979, Algunos conceptos geológicos modernos aplicados en la exploración del Distrito Guanajuato, Compañía Minera Las Torres, S.A. p 261-293.
- Dávila-Alcocer, V.M. y Martínez-Reyes, J., 1987, Una edad cretácica para las rocas basales de la Sierra de Guanajuato: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Simposio sobre la Geología de la Sierra de Guanajuato, Guanajuato, Resúmenes p. 19-20 (resumen).
- Echegoyen-Sánchez, J., Romero-Martínez, S., y Velázquez-Silva, S., 1970, Geología y Yacimientos Minerales de la parte central del Distrito Minero de Guanajuato: Consejo de Recursos Naturales no Renovables, Boletín 75, 35 p.
- Edwards, J.D., 1956, Estudio sobre algunos de los Conglomerados Rojos del Terciario Inferior del centro de México: XX Congreso Geológico Internacional, México 1956, 75 p.

- Martínez-Reyes, J., 1992, Mapa Geológico de la Sierra de Guanajuato: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. Cartas Geológicas y Mineras No. 8 (con texto explicativo al reverso).
- Mitcham, T.W., 1974, Origin of breccia pipes: *Econ. Geol.*, v. 69 p. 412-413
- Monod, Oliver; Lapierre, Henriette; Chiodi, Michael; Martínez-Reyes, Juventino; Calvet, Philippe; Ortiz-Hernández, L.E., y Zimmermann, J.L., 1990, Reconstitution d'un arc intra-océanique au Mexique central-la séquence volcano-plutonique de Guanajuato (Crétacé Inférieur): *Comptes rendus des séances de l'Académie des sciences (Paris) ser 2*, v. 310, p. 45-51
- Mujica-Mondragón, R., y Albarrán-Jacobo, J.J., 1983, Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas del Altiplano: México D.F., Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología de Exploración, Proyecto C-1156, informe, 78 p. (inédito).
- Nieto-Samaniego, A.F., 1985a, Geología de un área de 237 Km² al norte de Guanajuato, Gto: Universidad de Guanajuato, Facultad de Minas, Metalurgia y Geología, tesis profesional, 67 p (Inédita).
- Nieto-Samaniego, A.F., 1985b, Análisis estructural del distrito minero de Guanajuato: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Estación Regional del Centro, informe, 42 p. (inédito).
- Nieto-Samaniego, A.F., y Martínez-Reyes, J, 1987, Geología del Graben de la Saucedá: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Simposio sobre la geología de la región de la Sierra de Guanajuato, Gto., Programa, resúmenes y guía de excursión, p. 12-14.
- Nieto-Samaniego, A.F., 1990, (1992), Fallamiento y estratigrafía cenozoicos en la parte sudoriental de la Sierra de Guanajuato: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, V. 9, núm. 2 p, 146-155.
- Nieto-Samaniego, A.F., García-Dobarganes, B., y Aguirre-Maese, A.L., 1992, Interpretación estructural de los rasgos geomorfológicos principales de la Sierra de Guanajuato, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, revista, vol. 10 núm 1, p. 25.
- Nieto-Samaniego, A.F., Macías-Romo, C., Alaniz-Alvarez, S., y Quintero-Legorreta, O., 1995, Nuevas edades isotópicas de la cubierta volcánica cenozoica de la parte meridional de la Mesa Central, México, en prensa.
- Ortega-Gutierrez, Fernando; Mitre-Salazar, L.M.; Roldán-Quintana, Jaime; Aranda-Gómez, J.J.; Morán-Zenteno Dante; Alaniz-Alvarez, S.A. y Nieto-Samaniego, A.F.; 1992, Texto Explicativo de la Quinta Edición de la Carta Geológica de la Republica Mexicana Escala 1: 2'000,000.
- Ortiz-Hernández, L.E., L'arc intra-océanique crétacé de Guanajuato (Mexique central); caracteres pétrographiques et affinité magmatique du complexe filonien et des laves associées-implications métallogéniques et géodynamiques: Université d'Orléans, memoria del D.E.A., 50 p. (Inédita).
- Ortiz-Hernández, L.E., Chiodi, M., Lapierre, H., Monod, O. y Calvet, P., 1990 (1992), El arco intraoceánico alóctono (Cretácico inferior) de Guanajuato- Características petrográficas, geoquímicas, estructurales e iso-tópicas del

- complejo filoniano y de las lavas basálticas asociadas; implicaciones geodinámicas: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 9 núm. 2, p. 126-145.
- Quintero-Legorreta, O., 1992, Geología de la Región de Comanja, Estado de Guanajuato y Jalisco: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 10, p. 6-25.
- Randall, J.A., 1976, Exploration possibilities at the Sirena mine, Guanajuato, Gto: Reporte privado (Inédito).
- Randall, J.A., Saldaña, E., y Clark, K.F., 1994, Exploration in a Volcano-Plutonic Center at Guanajuato, México. *Economic Geology*, v. 89, p 1722-1751.
- Romo-Gaucín, Rafael, 1984, Evaluación del mineral existente en la Mina de Peregrina, Distrito Minero de Guanajuato, Tesis Profesional, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, 40 p.
- Structural Geology of Rocks and Regions, George H. Davis, 1976, caps. 2, 9 y 11
- Structural Geology by Billings, 1952, caps 2, 3, 5 y 8.
- Tristán-González, M., 1986, Estratigrafía y tectónica del Graben de Villa de Reyes, en los Estados de San Luis Potosí y Guanajuato, México. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico No. 107, 91 p.
- Velázquez-Silva, Sergio, 1964, Estudio Geológico Superficial de la porción Central del Distrito Minero de Guanajuato; Instituto Politecnico Nacional, tesis profesional.
- Wandke, A., y Martínez, J., 1928, the Guanajuato mining district, Guanajuato, México: *Economic Geology*, v. 23, p. 1-44.
- Willis, B, and Willis R., *Geologic structures*, 3d edition p. 19, New York: Mc Graw-Hill Book Company, 1934.