



UNIVERSIDAD DE SONORA

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

GEOLOGIA DEL AREA DE EL TIGRE

NORESTE DE SONORA

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE

G E O L O G O

Presenta:

TITO REY MONTAÑO JIMENEZ

Hermosillo, Sonora, México.

Agosto de 1988

Universidad de Sonora

Repositorio Institucional UNISON



**"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"**



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



Mayo 27, 1988.

M.C. JOSE LUIS RODRIGUEZ C.
Asesor de tesis
P r e s e n t e

Biblioteca Depto. de Geología

Por este conducto le estamos informando que ha sido aprobado el tema de tesis profesional, intitulado:

"GEOLOGIA DEL AREA DE EL TIGRE, NORESTE DE SONORA"

para que sea desarrollado por el pasante de Geólogo:

MONTAÑO JIMENEZ TITO REY

Sin otro en particular, reciba un saludo cordial.

A T E N T A M E N T E

" EL SABER DE MIS HIJOS HARA MI GRANDEZA "

ING. RICARDO AMAYA M.
Coordinador Ejecutivo

M. No. Mes. No.
GEOL. MARIANO MORALES M.
Secretario Académico

RAM*MMM*ag



EL SABER DE MIS HIJOS
HARA MI GRANDEZA
BIBLIOTECA DE CIENCIAS
EXACTAS Y NATURALES



Departamento de Geología

Biblioteca Depto. de Geología

NOMBRE DE LA TESIS:

"GEOLOGIA DEL AREA DE EL TIGRE, NORESTE DE SONORA".

NOMBRE DEL SUSTENTANTE:

TITO REY * MONTAÑO JIMENEZ

El que suscribe certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada como requerimiento - parcial para obtener el Titulo de Geologo en la Universidad - de Sonora.

ING. RICARDO AMAYA MARTINEZ

El que suscribe certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada como requerimiento - parcial para obtener el Titulo de Geologo en la Universidad - de Sonora.

ING. MARIANO MORALES MONTAÑO

El que suscribe certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada como requerimiento - parcial para obtener el Titulo de Geologo en la Universidad - de Sonora.

M.S. JOSE LUIS RODRIGUEZ
CASTAÑEDA

A T E N T A M E N T E

ING. RICARDO AMAYA MARTINEZ
COORDINADOR EJECUTIVO

El área de estudio se localiza en el noreste del estado de Sonora, en la parte centro-occidental de la Sierra El Tigre.

Estratigráficamente, el área contiene siete unidades litológicas mayores, cuyas edades van del Precámbrico al Reciente. La unidad más antigua es el granito El Chinoso, de probable edad Precámbrica. El Paleozoico está representado por la caliza El Tigre, de edad Carbonífero-Permiana. Después de un período de erosión, probablemente en el Cretácico, se depositó el conglomerado Carabinas. Discordante sobre este conglomerado y el granito El Chinoso yace el conglomerado Palomitas, tentativamente asignado al Cretácico tardío-Terciario temprano. Posiblemente en discordancia sobre la anterior unidad descansa un paquete volcánico, el cual se divide en dos grupos. El grupo volcánico inferior, tentativamente asignado al Terciario temprano-medio, consiste de ignimbritas, tobas y sedimentos tobáceos, emplazados en un ambiente de estratovolcanes. En pequeña discordancia erosional sobre el grupo anterior y después de un período de alteración hidrotermal regional se emplazó el grupo volcánico superior en el Terciario medio (Oligoceno medio-tardío): la mitad inferior de este paquete consiste de flujos ignimbríticos, considerados como típicos de calderas; la mitad superior consiste de flujos lávicos, principalmente andesíticos e ignimbritas. Los depósitos más jóvenes, discordantes sobre todo este paquete, son los suelos y sedimentos aluviales.

Los intrusivos observados son pequeños y litológicamente se

tratan de dacitas, andesitas, brechas intrusivas hidrotermales, un pórfido cuarzomonzonítico y diques félsicos de textura afanítica a vítrea; de ellos, en este trabajo se hace énfasis en los tres primeros.

Los rasgos estructurales pre-volcánicos incluyen: a) diques aplíticos y pegmatíticos cogenéticos con el granito El Chinoso; b) deformación pre-paleozoica(?), expresada por una gnéisocidad en el mismo granito; c) plegamiento (y erosión) en la caliza El Tigre y el conglomerado Carabinas, probablemente en el Cretácico tardío. Las estructuras terciarias incluyen fracturas-diques y fallas. Se han identificado tres fases de fallamiento, cada una distinta en cinemática y edad: 1o.) en el Terciario medio (31-27 Ma) ocurrieron pequeñas fallas-vetas a rumbo lateral izquierdo, de tendencia general NNW, producto de una compresión y extensión subhorizontales de orientación NW-SE y NE-SW, respectivamente; 2o.) la evolución tectónica a un régimen típicamente extensional (cancelación de la compresión horizontal) durante el Terciario medio-tardío llegó a producir fallas normales de orientación predominantemente NW-SE (proto-Basin & Range); 3o.) un cambio en la orientación del eje de esfuerzo mínimo principal horizontal en el Terciario tardío a ENE-WSW produjo fallamiento normal de orientación NNW, como el sistema Fortuna (Basin & Range). Registros históricos y otros estudios indican que la región es tectónicamente activa; los datos disponibles no son suficiente para evaluar la actual situación en el área pero se puede señalar que la deformación ocurre utilizando estructuras pre-existentes.

Las imágenes de satélite sugieren la presencia de estructuras sub-circulares regionales, las cuales han sido interpretadas ya sea como expresiones superficiales de cuerpos intrusivos enterrados o como calderas; estas hipótesis esperan trabajos de campo para ser evaluadas.

En cuanto a los depósitos minerales, son 6 las estructuras mineralizadas económicamente importantes del área, las cuales son: (falla-veta) Sooy, Tigre, Seitz-Kelley, Protectora-El Vaso, Solitaria y El Aguila-Fundadora. De ellas, las tres primeras fueron minadas de 1903 a 1938, habiéndose logrado unos 50 millones de dólares (de aquellos tiempos) en plata y oro. La mineralogía hipogénica, su textura, las temperaturas y salinidades de los fluidos mineralizantes, más la alteración hidrotermal asociada, indican que estos yacimientos son clasificables como epitermales en los esquemas modernos. Adicionalmente, estos depósitos están asociados a la fase de fracturamiento del Terciario medio.

Como conclusión se puede decir que la estratigrafía es, en esencia, típica de la parte norte de la Sierra Madre Occidental, por lo menos. Las estructuras cenozoicas, por su parte, parecen reflejar sucesos de alcance regional. Finalmente, los depósitos minerales del área son parte de un grupo de yacimientos minerales metalogénicamente similares, los cuales forman un cinturón de unos 50-100 km de ancho y que se extiende desde Nuevo México hasta Nayarit.



DEDICO esta tesis a mis

Abuelos *Joel Montaña y Agustina Razgado*
 Paulino Jimenez y Nolberta López

Padres *Tito Montaña y Elodia Jimenez*

Hermanos *Miguel Angel*
 Jacinto
 Tomás
 Mariano Soledad

Cuñadas *Ana-Bertha Velázquez*
 Ramona Flores

Sobrinos *Irán Miguel*
 Guieh'-dshunadshii
 Agustina
 Jacinto

Tíos, primos y demás parientes y seres estimados.

También la dedico

A mis maestros, especialmente a *Bernard COLLETTA*, quien me introdujo en este duro y áspero, pero siempre interesante y exitante mundo de la investigación científica.

A mis compañeros y amigos.

Tito R. Montaña J.

Hermsillo, Son., agosto de 1988.

AGRADECIMIENTOS

La realización total de este trabajo no hubiera sido posible sin el apoyo brindado por la Anaconda Mining Co., el Instituto de Geología (UNAM) y J. Montaña, a quienes aquí expreso mi profundo agradecimiento.

La Anaconda Mining Co., a través de la Cía. Minera Talamán S.A. y Cobre de Hércules, S.A., me dió la facilidad de utilizar la información del trabajo para la elaboración de esta tesis. En particular, mi agradecimiento a M. Lujan y Wm. Wright. Durante el desarrollo de la exploración fueron benéficas e ilustrativas las pláticas y discusiones sostenidas con A. Cervantes, M. Conrad, R. Knowling, M. Lujan, L. Melendez, L. Ochoa, G. Park y Wm. Wright, quienes, además, también mostraron un buen compañerismo.

La Estación Regional del Noroeste del Instituto de Geología, UNAM, a través de Cesar Jacques, facilitó instalaciones, equipo y todo lo necesario para el desarrollo del escrito; adicionalmente, el apoyo brindado por su personal fue de máximo valor. De esta institución, Jose Luis Rodriguez amablemente dirigió el desarrollo de este trabajo. Parte de este tiempo participé en un proyecto de investigación, de donde obtuve fondos para sustentarlo. Particularmente, agradezco a Fernando Ortega y Cesar Jacques, Director de Instituto de Geología y Jefe de la ERNO, respectivamente, por todas las atenciones prestadas.

Jacinto Montaña, mi hermano y actualmente con la Secretaria
vii

Tito R. Montaña J.

Hermosillo, Son., agosto de 1988.

de Agricultura y Recursos Hidráulicos, me ayudó siempre desde el inicio de mi carrera. Han sido de especial valor los apoyos económico, moral y material brindados por él en varios momentos críticos que pasé en esta etapa.

Varias otras personas también colaboraron de una u otra manera en diferentes etapas durante el desarrollo del presente trabajo. Por ser tan grande este grupo y por temor a olvidar a alguien en este instante, no menciono sus nombres, no implicando esta omisión que su contribución haya sido menor. A todas ellas va mi agradecimiento.

Respecto al contenido de este documento, reconozco los comentarios y sugerencias de M. Lujan, L. Ochoa y Wm. Wright en la etapa de exploración y los de C. Jacques, L. Ochoa, J.L. Rodríguez y J. Roldán después de la revisión a una primera versión de este escrito. Las observaciones de R. Amaya, M. Morales y J.L. Rodríguez sobre otra versión también influyeron para la versión final. No obstante, el escritor mantiene responsabilidad sobre los errores, omisiones o deficiencias de cualquier tipo que siempre quedan.

Tito R. Montaña J.

Hermosillo, Son., agosto de 1988.

CONTENIDO

Resumen.....	ii
Dedicatoria.....	v
Agradecimientos.....	vii
Contenido.....	ix
Lista de tablas y figuras.....	xi
I. INTRODUCCION	
1. Objetivos.....	1
2. Localización y acceso.....	2
3. Fisiografía.....	4
4. Trabajos previos.....	6
5. Método de trabajo.....	7
II. ESTRATIGRAFIA	
1. Precámbrico.....	9
1.1. Granito El Chinoso.....	9
2. Paleozoico.....	13
2.1. Caliza El Tigre.....	13
3. Mesozoico.....	16
3.1. Conglomerado Carabinas.....	16
4. Cenozoico.....	21
4.1. Conglomerado Palomitas.....	21
4.2. Grupo volcánico inferior.....	24
4.2.1. Unidad 1.....	24
4.2.2. Unidad 2.....	26
4.2.3. Unidad 3.....	33
4.2.4. Unidad 4.....	41
4.2.5. Edad del grupo volcánico inferior.....	44
4.3. Grupo volcánico superior.....	45
4.3.1. Unidad 1.....	45
4.3.2. Unidad 2.....	52
4.3.3. Edad del grupo volcánico superior.....	56
4.4. Aluvión.....	57
4.5. Rocas intrusivas.....	57
4.5.1. Intrusivos dacíticos.....	57
4.5.2. Intrusivos andesíticos.....	58
4.5.3. Brecha hidrotermal intrusiva.....	61
4.5.4. Otros intrusivos.....	63
4.5.5. Relaciones entre intrusivos y su edad.....	63
III. GEOLOGIA ESTRUCTURAL	
1. Estructuras pre-terciarias.....	65
2. Estructuras terciario-cuaternarias.....	66
2.1. Las fracturas-diques.....	68
2.2. Las fallas-vetas.....	68
2.3. Fallamiento NW.....	76
2.4. Sistemas "O" Corral y Fortuna.....	78
2.5. Actividad tectónica actual.....	81
3. Estructuras circulares.....	83
IV. YACIMIENTOS MINERALES	
1. Historia y producción minera.....	86

2. Vetas de relleno de fisuras.....	89
3. Control estructural de la mineralización.....	96
V. CONCLUSION	
1. Posible significado de las fallas-vetas y algunas de sus implicaciones tectónicas y económicas.....	103
2. Conclusión.....	109
APENDICES	
Apéndice 1. Microscopía petrográfica de rocas ígneas...	108
Apéndice 2. Datación radiométrica del Miembro B de la unidad 1, grupo volcánico superior.....	116
REFERENCIAS CITADAS	

LISTA DE TABLAS Y FIGURAS

Tabla 1: Datos de producción del distrito minero El Tigre, Sonora.....	88
PLANO 1: Plano geológico, área El Tigre, Sonora, México (anexo).	
Figura 1: Localización y acceso al distrito minero El Tigre-Pilares de Teras.....	3
Figura 2: Contexto fisiográfico regional y local de la Sierra El Tigre.....	5
Figura 3: Columna estratigráfica del área de El Tigre.....	10
Figura 4: Traza de las fallas-vetas meridionales del distrito minero El Tigre, en algunos niveles de mina	70
Figura 5: Secciones transversales a las fallas-vetas meridionales del distrito minero El Tigre.....	71
Figura 6: Modelo cinemático para las fallas-vetas del área sur.....	75
Figura 7: Sección longitudinal a la veta Seitz-Kelley, mostrando el estilo de fracturamiento de la fase NW...	77
Figura 8: Algunos rasgos morfológicos mayores en la vecindad de la Sierra El Tigre identificados en la imagen de satélite Landsat, Banda 7.....	84
Figura 9: Traza superficial de las vetas del distrito minero El Tigre, Sonora.....	90
Figura 10: Secuencia paragenética de la mineralización primaria en las vetas del distrito minero El Tigre....	94
Figura 11: Sección longitudinal a la veta Tigre mostrando contenidos en plata.....	99
Figura 12: Sección longitudinal a la veta Tigre mostrando curvas estructurales y variaciones en rumbo de la veta.....	120
Figura 13: Estados de esfuerzo en la corteza durante la interfase Laramide-Basin & Range.....	106

I. INTRODUCCION

1. Objetivos

Debido a los resultados atractivos obtenidos por A.I. Manrique y sus colaboradores en su evaluación sobre la potencialidad económica de este distrito (Manrique, 1981), la Anaconda Minerals Company, decidió realizar un estudio detallado de exploración y evaluación minera del área de El Tigre. En este proyecto, ejecutado a través de la compañía minera Cobre de Hércules, S.A., en cooperación con la Compañía Minera Talamán, S.A., se desarrolló un programa que duró 28 meses en total, principiando en octubre de 1981 y finalizando en febrero de 1984. La mayor parte de la información lograda en este estudio ha sido presentada en dos partes. En la primera, Barnard & Wright (1982) y Park (1982) presentaron los avances obtenidos desde el inicio del programa hasta julio de 1982 y en la segunda Lujan *et al.* (1984) presentaron los resultados finales de todo el estudio. Por los objetivos propios de la exploración en dichos reportes se presentan y discuten detalladamente los datos y resultados relacionados directamente con la geología económica y la cuestión minera. El presente trabajo versa sobre la estratigrafía y las estructuras del área, dos temas sólo tratados someramente en trabajos anteriores.

Uno de los objetivos de este trabajo es la descripción sistemática de la litología y los rasgos estructurales presentes. También se incluye una descripción somera de los depósitos mine-

rales tipo veta de relleno de fisuras, considerados como los más importantes de la región.

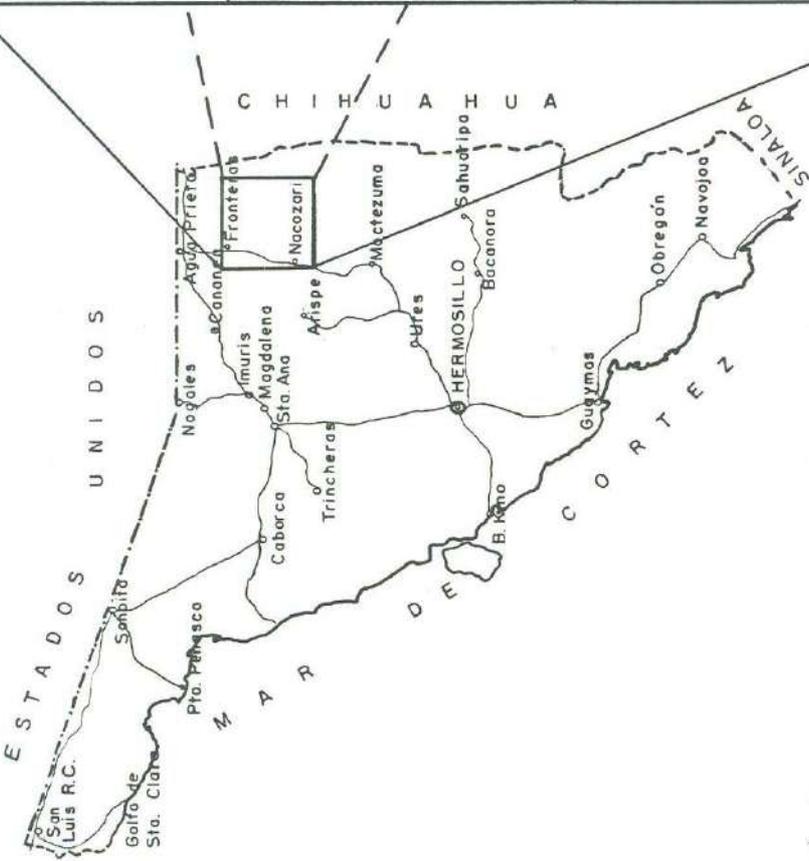
Otro de los objetivos es la interpretación de los datos presentados y la discusión de sus implicaciones en los contextos local y regional.

El objetivo final de este reporte es el de cubrir los requisitos para ser aceptado como una tesis profesional, con cuya exposición el autor cumple con los requerimientos para obtener el título de Geólogo, en la Escuela de Geología de la Universidad de Sonora, en Hermosillo, Sonora.

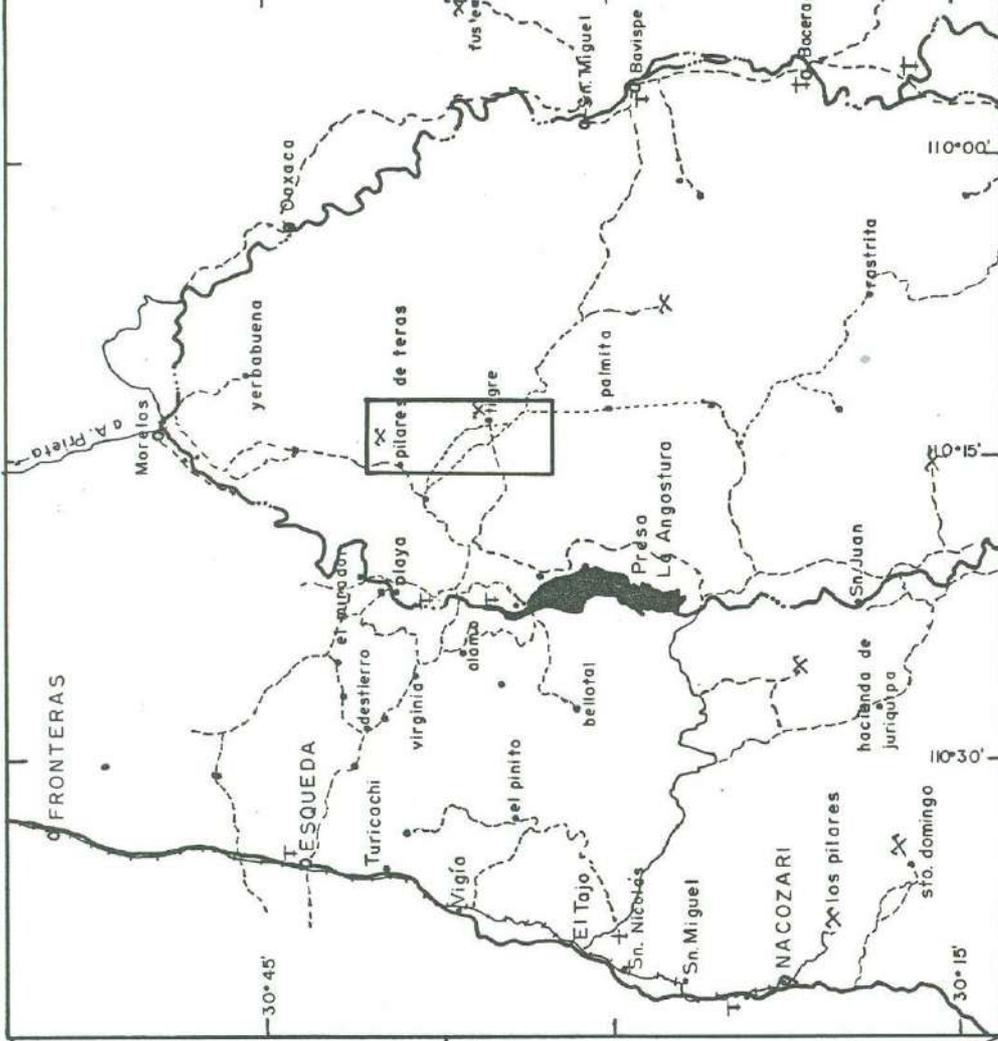
2. Localización y acceso

El área de estudio, localmente conocido como distrito minero El Tigre-Pilares de Teras, está situado en la parte nororiental del estado de Sonora, México (Fig. 1). El campamento principal, local del otrora pueblo minero El Tigre, se encuentra a unos 90 km al SE de Agua Prieta, 51 km al NE de Nacozeni y 35 km al ESE de Esqueda. El acceso directo a este lugar es vía el Rancho La Playa, al norte de la Presa La Angostura (o Lázaro Cárdenas). Se trata de un camino de terracería de unos 20 km de longitud que corre a lo largo del Arroyo El Chinoso; en condiciones óptimas este camino puede recorrerse por espacio de una hora.

El acceso principal al Rancho La Playa se hace desde Esqueda, por un camino de terracería de poco más de 40 km de longitud. En temporada de lluvias el Río Bavispe se puede cruzar por cualquiera de los dos vados que se encuentran al norte, El Pilar o El Mirador (Fig. 1); sin embargo, cuando La Angostura está inundada



a) Carreteras principales del estado de Sonora.



- b)
- carretera internacional
 - + ferrocarril
 - camino pavimentado
 - - - camino de terraceria
 - vereda
 - T pista para avionetos
 - o ciudad o pueblo
 - ejido o rancho
 - ✕ mina
 - Río Bavispe



EL SABER DE MIS HIJOS
 HAZA MI GRANDEZA
 BIBLIOTECA DE CIENCIAS
 EXACTAS Y NATURALES

Figura 1: Localización y acceso al distrito minero El Tigre - Pilares de Teras (recuadro en la f. b).
 Los detalles locales se dan en el Plano 1.

y el río es prácticamente intransitable se recurre a un camino que parte de Nacozari (o El Tajo; Fig. 1), cruza por la cortina de la presa y llega al mismo Rancho La Playa; este camino es casi el doble del anterior en longitud. En el área del Rancho La Playa existe una pista de aterrizaje de unos 1200 m de longitud que puede servir para avionetas pequeñas (Fig. 1).

3. Fisiografía

La Sierra El Tigre, también conocida como Sierra de Pilares de Teras o Sierra de la Madera, se encuentra en el extremo noroeste de la sub-provincia fisiográfica "Meseta de lavas" de la Sierra Madre Occidental (Raisz, 1964; Fig. 2a). Esta sierra se prolonga hacia el sur por unos 160 km, hasta ser interrumpida en Sonora Centro-Oriental por el Río Bonito, uno de los afluentes del Río Yaqui; en el este, norte y oeste la sierra está limitada por el Río Bavispe o Alto Yaqui, el cual en el oeste marca el límite entre las subprovincias Meseta de Lavas y Sierras Alargadas (Raisz, 1964; Fig. 2a). Existen dos rasgos topográficos distintivos de la región, la presa La Angostura y el Cerro El Tigre (a unos 750 y 2500 msnm, respectivamente), siendo este último uno de los más altos en el extremo noroccidental de la Sierra Madre en el estado. En esta parte de la sierra nacen radialmente los cañones que drenan al Río Bavispe (Fig. 2b).

En el área de estudio la topografía es abrupta, de pendientes fuertes, localmente presentándose escarpes subverticales de hasta casi 100 m de desnivel en las secuencias ignimbríticas. El punto más alto es el mismo Cerro El Tigre, mientras que los más bajos se encuentran en los lechos de los cañones Noche Triste,



EL SABER DE MIS HIJOS
HARA MI GRANDEZA
BIBLIOTECA DE CIENCIAS
EXACTAS Y NATURALES

Santa Ana y La Bota (1100 msnm) en el extremo noroccidental. Los rasgos topográficos del área se presentan en el Plano 1.

4. Trabajos previos

Desde 1903 hasta 1938 las actividades geológico-mineras fueron continuas en la antigua mina y los avances fueron informados por medio de reportes internos, los cuales siempre se mantuvieron al día (Miller, 1983, comunic. escrita). Mientras que dichos reportes se mantuvieron confidenciales para la compañía "The Lucky Tiger-Combination Gold Mining Company", parte de esa información fue publicada por Mishler (1920) y Mishler & Budrow (1925); en la primera de dichas publicaciones se describe de una manera general la estratigrafía, la geología estructural y económica local y en la segunda se da una explicación de los métodos de minado y la estimación de menas realizadas en la mina. Desde entonces estas propiedades han resultado de interés para la presente compañía (Anaconda), según se manifiesta por las intermitentes visitas de reconocimiento realizadas (e.g., Perry, 1935a, b; Mulchay & Velasco, 1947; Thoms, 1967a, b; Manrique, 1980, 1981).

Por otra parte, en el verano de 1938, Imlay realizó estudios de reconocimiento en la región con la intención de obtener evidencias que condujeran a "...posibles conexiones marinas entre el geosinclinal mexicano y el geosinclinal pacífico durante ciertas etapas de la Era Mesozoica" (Imlay, 1939). Durante la misma temporada y hasta 1941, White realizó varias visitas para estudiar la flora de la región, siendo publicados sus resultados años después (White, 1947, 1948). Más tarde, el Consejo de Recursos

Naturales No Renovables (hoy Consejo de Recursos Minerales), en colaboración con la Organización de las Naciones Unidas, emprendió un reconocimiento conjunto del mineral de las zonas seleccionadas en México durante el periodo comprendido entre julio de 1962 y julio de 1967 (Naciones Unidas, 1969). Así, el noreste del estado (inclusive el área de este reporte), constituyendo la "zona 9" de dicho estudio, fué sometido a trabajos de reconocimiento geológico, geofísico y geoquímico en búsqueda de depósitos de tipo pórfido cuprífero. Los resultados obtenidos en Sonora fueron publicados en 1965 y posteriormente, en 1969, fue publicado un resumen de los trabajos realizados y los resultados obtenidos en todo el estudio (C. R. N., 1965; Naciones Unidas, 1969).

A causa del alza de precios de los metales preciosos y el desarrollo de los modelos de mineralización de este tipo de metales en los años 70's, las minas de la región resultaron interesante. Entonces, Atkinson (1979) y Manrique (1980) visitaron el área con el fin de conocer y, a la vez, evaluar las estructuras mineralizadas y la mineralización en sí. En esa misma temporada, Natali y Sbar (1982) realizaron un estudio sobre la sismicidad en la parte norte de la sierra para determinar la actividad tectónica de la región. Finalmente, en 1981, C. Aguirre, E. K. Schmidt y F. Trask, bajo la conducción de A.I. Manrique, realizaron una evaluación general de todo el área (Manrique, 1981), siendo sus resultados el motivo por el que se llevó a cabo exploración, de la cual se derivó este trabajo.

5. Método de trabajo

Ya anteriormente Barnard & Wright (1982), Park (1982) y

Lujan et al. (1984) presentaron una descripción completa y detallada de los pasos y métodos seguidos y el equipo empleado en el programa de exploración, por lo que aquí se expone sólo un resumen de éstos.

En general, el programa de trabajo incluyó las siguientes actividades:

- a) Cartografía geológica y muestreo geoquímico regional; utilización de fotos aéreas a escalas 1:20,000 (blanco y negro) y 1:10,000 (blanco y negro y a color) y mapas topográficos a escala 1:10,000.
- b) Cartografía geológica y muestreo geoquímico superficial a semidetalle y detalle en áreas seleccionadas; trabajo realizado mediante caminamientos con brújula y cinta y utilización de ampliaciones de las fotos y/o mapas topográficos a escala 1:2,000.
- c) Levantamiento y muestreo de obras mineras, a escalas 1:200 y 1:500.
- d) Levantamiento y muestreo de testigos de barreno, a escala 1:100.

De los trabajos en laboratorio que apoyaron el desarrollo de dichas actividades se tienen: análisis químicos (varios reportes internos de la compañía Cobre de Hercules, S.A.), petrografía (Pérez-S., 1983), identificación de minerales de alteración por difracción de rayos-x (H.Salek, 1982, 1984, comunic. escrita), estudios de inclusiones fluidas en minerales de mena y ganga (Reynolds, 1983; Felling, 1983), fechamiento radiométrico de rocas volcánicas (H.Salek, 1983, comunic. escrita), entre otros.

II. ESTRATIGRAFIA

Las bases estratigráficas del área han sido establecidas por Mishler (1920) e Imlay (1939), el primero enfatizando sobre las rocas volcánicas y el segundo sobre las sedimentarias. En la presente exploración se encontraron básicamente las mismas unidades litológicas descritas por dichos autores, pero también se han reconocido otras nuevas. Debido a la pequeña extensión del Área de estudio en este reporte se utilizan nombres informales para referir a estas unidades. En el aspecto litológico, las rocas volcánicas en general han sido clasificadas por su composición de acuerdo con Streckeisen (1979), Dietrich et al. (1982) y Middlemost (1985) y específicamente las piroclásticas de acuerdo a Schmid (1981); el esquema de clasificación utilizado para otras litologías se indica en el texto. En la Figura 3 se sintetiza la secuencia estratigráfica del área.

1. Precámbrico

1.1. Granito El Chinoso

Se le da el nombre de Granito El Chinoso a la unidad que se cree la más antigua y que puede constituir el basamento de la región. Esta unidad ha sido referida en otros reportes como "granito viejo" (Mishler, 1920), "formación granito" (Bjorge, 1929), "granito precámbrico" (Atkinson, 1979, Manrique, 1981), o simplemente como "granito" (Park, 1982; Ochoa, 1983; Lujan et al., 1984). Aquí se le ha dado el nombre de Granito El Chinoso debido a su exposición principal en la cabeza del cañón del mismo nombre.

Esta unidad está expuesta principalmente en la parte centro-

occidental del área, en la parte donde se unen los cañones Combinación y Espuelas, cabeceras del Cañón El Chinoso. En este lugar el afloramiento tiene una extensión de casi 1 km² (Plano 1). También se encuentra al norte de la anterior exposición, en forma de pequeñas ventanas en el Cañón Palomitas y más al sur. En las obras desarrolladas a lo largo de las vetas esta roca se encontró en los niveles 14 y 15 en la veta Tigre, en el bajo de la falla Fortuna (c.f. Fig. 5).

En muestra de mano el granito presenta una textura holocristalina de grano grueso; la relación entre granos varía de equigranular a porfídica, esta última formada por mega-fenocristales de feldespato rosado de hasta 4 cm de longitud, en una matriz de grano medio a grueso; P.Damon y T.Anderson (comunic. oral, 1985 y 1986, respectivamente) han reconocido en los fenocristales de feldespato la textura rapakivi. Localmente esta unidad presenta una textura gnéisica; adicionalmente, diques aplíticos y pegmatíticos están espacialmente restringidos a ella.

Mineralógicamente, la roca está compuesta de 30-40% de cuarzo de hasta 1 cm de longitud, 35-40% de feldespato rosa de hasta 3-4 cm de longitud, 10-20% de plagioclasa y alrededor de 5% de minerales máficos. Los feldespatos (principalmente microclina) y las plagioclasas se encuentran fracturados y parcial a completamente alterados a arcillas y sericita; los máficos, formados principalmente por biotita, muscovita y algo de hornblenda(?), se encuentran parcial a completamente cloritizados. Pérez-S. (1983) estudió petrográficamente una sección delgada de esta unidad y parte de su descripción se da en el Apéndice 1 (muestra 1149).

asignado al Mesozoico (S.P.P., 1983). Sin embargo, existe el consenso entre los autores que han trabajado en esta área que este granito es asignable al Precámbrico. De ellos, Atkinson

De acuerdo a las observaciones de campo y sus rasgos petrográficos esta roca se clasifica como granito (s. Streckeisen, 1976; Dietrich *et al.*, 1982); Pérez-S. (1983; Apénd. 1, muestra 1149) señala que la alteración que esta unidad sufrió es metamórfica.

Relaciones estratigráficas y edad

Esta unidad yace en discordancia debajo de las volcanitas del área (Carlson, 1982, comunic. escrita; Lujan *et al.*, 1984) y también debajo de los conglomerados Palomitas y Carabinas.

Respecto a su edad, Mishler (1920) reporta a este granito como intrusivo y le asigna una edad de Paleozoico tardío, pero no señala dónde ni a cuál unidad intrusiva. En su descripción, dicho autor menciona que el granito aflora también en el Cañón La Pita. Sin embargo, en una descripción aparte, él mismo reporta intrusiones graníticas "...de donde se derivaron los flujos riolíticos terciarios..." y reconoce que "...es posible que el granito del Cañón La Pita sea de esta edad debido a que es más fresco que el granito pre-terciario en el molino de El Tigre". De la descripción imprecisa de Mishler (*op.cit.*), la edad de esta unidad ha sido interpretada de diferentes maneras por otros autores; por ejemplo, King (1939, p.1697) y Wisser (1966, p.70) favorecerían una edad de Cretácico Tardío a Terciario temprano para esta unidad. Por otra parte, en la carta geológica escala 1:250,000, editada en 1983 por el INEGI, el granito del área está asignado al Mesozoico (S.P.P., 1983). Sin embargo, existe el consenso entre los autores que han trabajado en esta área que este granito es asignable al Precámbrico. De ellos, Atkinson

(1979) fue el primero en sugerir tal edad, basándose en su parecido con granitos de grano grueso del suroeste de los Estados Unidos. Ochoa (1983) también le confiere una edad Precámbrica por su parecido con el granito Cananea, fechado como 1440 ± 15 Ma por Anderson & Silver (1977). Por otra parte, como se dijo anteriormente, P.E. Damon (1985, comunic. oral) y T.H. Anderson (1986, comunic. oral) reconocen en esta roca la textura rapakivi, considerada como distintiva de granitos precámbricos de 1.4-1.5 Ga de edad en el suroeste de los Estados Unidos. Por estas razones a esta unidad se le asigna una edad Precámbrica.

2. Paleozoico

2.1. Caliza El Tigre

Bajo el nombre de caliza El Tigre se describe una secuencia predominantemente carbonatada, del Paleozoico tardío, que aflora en la parte norte del área de estudio. Esta unidad fue inicialmente reportada por Mishler (1920, p.584) y posteriormente ha sido citada en otros trabajos tanto inéditos como publicados que incluyen, entre otros, a Perry (1935b), Imlay (1939), Thoms (1967a), López-R. (1969) y Tovar (1969).

Esta secuencia carbonatada se encuentra aflorando exclusivamente en la parte norte del área (Plano 1). Los afloramientos más extensos ocurren inmediatamente al este de Pilares de Teras, en donde ocupan las partes intermedias y cimas de los cerros occidentales de la sierra. Un poco más al sur, en el área del Cañón La Bota, se encuentran varios afloramientos pequeños de caliza recristalizada, la cual se piensa corresponde a la misma secuencia; estos cuerpos son de pocas unidades a decenas de metros

transversalmente y se encuentran en forma de colgantes sobre rocas intrusivas, aunque localmente se pueden encontrar limitados por fallas (Plano 1).

Debido a que no se ha observado la base ni la cima original de la secuencia, no es posible calcular un espesor significativo para esta unidad. En su parte más gruesa, en el Cañón de La Noche Triste, presenta un espesor de poco más de 600 m (Thoms, 1967a), el cuál se puede considerar como mínimo por la razón anterior.

Típicamente, las calizas son de color gris claro a oscuro e intemperizan a un gris blanquecino-amarillento. Se ha notado que la morfología local delata la composición general de la roca, distinguiéndose dos tipos de exposiciones: las protuberancias y los bajos topográficos o pequeñas mesetas. Las primeras las forman calizas masivas de estratificación gruesa, las cuales contienen nódulos y escasos lentes de pedernal de colores amarillo, gris y negro; algunos bancos contienen fusulinidos y escasos tallos de crinoides. Aparte de los fósiles, las calizas son muy puras, clasificadas como mudstone a packstone. Las rocas que forman puertos y mesetas consisten de calizas de estratificación delgada, relativamente ricas en lentes y nódulos de pedernal, con intercalaciones locales de lutita y arenisca de grano fino; en este tipo de rocas no se encontraron crinoides, los fusulinidos son más escasos y se notó la presencia de braquiópodos (Lujan et al., 1984).

Es común observar que las calizas están recristalizadas. Además, en la proximidad de cuerpos intrusivos estas rocas pierden

sus características originales, volviéndose verdaderas tactitas, como se puede ver en las minas de Pilares de Teras y en varios afloramientos del área del Cañón La Bota (e.g., mina El Tornillo). En estos lugares las rocas son generalmente de colores crema, anaranjado o verde, variando de tonadas claras a oscuras; en las partes intemperizadas exhiben manchas de oxidación de hierro, cobre y otros productos de descomposición de sulfuros primarios. Particularmente en los afloramientos del área del Cañón La Bota la recristalización está más acentuada, siendo muy difícil la identificación de los fósiles. Es notable la diseminación de pirita.

Relaciones estratigráficas y edad

La relación que guarda esta unidad con rocas más antiguas es desconocida en el área debido a que su base no está expuesta. La cima, por su parte, está cubierta por conglomerados cretácicos(?) (Imlay, 1939, p.1732) y por las volcanitas terciarias. En el Cañón de Santa Rosa estas rocas yacen discordantemente debajo de una secuencia sedimentaria del Cretácico Temprano descrita por Imlay (1939). Por otra parte, las calizas están cortadas por cuando menos tres tipos de intrusivos: un pórfido de cuarzomonzonita (Perry, 1935b; Thoms, 1967a; Park, 1983a), los intrusivos andesíticos y los dacíticos.

En cuanto a la edad de esta unidad, una muestra fosilífera tomada en el Cañón de La Noche Triste por Imlay (*op.cit.*) fue estudiada por Dunbar (1939) quien le asignó una edad tentativa del Pérmico (Leonardiano).

La secuencia que aflora en el Cañón de La Noche Triste ha sido correlacionada por Imlay (1939, p.1732) con los tres miembros superiores (miembros 1, 2 y 3, de la cima hacia la base) de la secuencia que aflora en el Cañón de Santa Rosa, a los cuales dicho autor les asignó una edad de Pensilvánico(?)-Pérmico. Sin embargo, es probable que las zonas con braquiópodos del área de Pilares de Teras sean correlacionables con por lo menos parte de los miembros inferiores de la secuencia del Cañón de Santa Rosa. Así, a esta unidad se le asigna una edad tentativa del Carbonífero-Pérmico.

3. Mesozoico

3.1. Conglomerado Carabinas

Aflorando principalmente en el extremo centro-occidental del Área (Plano 1) se encuentra una secuencia predominantemente conglomerática a la cual se le ha dado el nombre de conglomerado Carabinas; se le asignó este nombre por facilidad descriptiva y por aflorar cerca del Rancho Carabinas. Hasta donde se sabe, aparte de una mención aislada de Imlay (1939, p.1732), estas rocas no fueron reconocidas sino recientemente en esta exploración, habiendo sido descritas primeramente por Lujan *et al.* (1984). En la carta geológica hoja H12-6 de la S.P.P. (1983) aparece una unidad referida como Ki (lu-ar) en el área, pero la descripción litológica de dicha unidad no corresponde estrechamente a la observada en este estudio.

La masa principal de esta unidad yace en el extremo centro-occidental del área, cubriendo una franja de poco más de 5 km. También se encuentra en la parte central, como pequeñas lentes

encerradas entre el granito El Chinoso y las volcanitas.

La exposición más extensa de la unidad se encuentra en el Cañón Palomitas, en donde exhibe un espesor de más de 300 m; este espesor se puede considerar como mínimo debido a que la cima original no se ha visto.

En general ésta es una unidad conglomerática y en detalle consiste de bancos o secciones de conglomerados intercalados con bancos de sedimentos más finos. Normalmente forma bajos topográficos o lomeríos suaves cubiertos de zacates. Exhibe coloraciones claras hacia la base, ya sea blanco, verde o amarillo, mientras que hacia la cima las coloraciones son oscuras, variando de rojo a café y morado; este cambio en la coloración parece expresar la variación composicional de la roca. Uno de los rasgos que presenta esta unidad, por lo menos localmente, es la presencia de pirita en granos diseminados (1% vol.) y la recristalización de los bancos calcáreos en la parte basal.

Debido a su localización fuera de la zona de exposición de los depósitos minerales y la escasez de buenos afloramientos se hizo poco trabajo sobre esta unidad. Sin embargo, las observaciones en algunos lugares, especialmente en el Cañón Palomitas, permiten dividirla en tres partes, aquí nombradas como miembros inferior, medio y superior, según su posición estratigráfica.

Miembro inferior

Este miembro ha sido observado únicamente en el Cañón Palomitas, en donde presenta un espesor de sólo algunos metros. Es compacto, masivo y de composición homogénea en sección.

Litológicamente se trata de un conglomerado bien litificado, compuesto de gránulos mal clasificados de ortocuarcita, pedernal, cuarzo de veta(?) y muy escasos de rocas volcánicas; no se observaron fragmentos de caliza.

Este miembro pasa al miembro medio en forma abrupta.

Miembro medio

El miembro medio exhibe coloraciones claras, ya sea verde, blanco o amarillo. Se encuentra bien litificado y presenta una estratificación mediana. Se le estima un espesor de alrededor de 100 m.

Este miembro muestra una variación composicional de la base a la cima. La base consiste de una alternancia de conglomerado, caliza margosa, marga y una pequeña proporción de ortocuarcita. Hacia la cima aumenta la proporción de capas terrígenas como lutitas y areniscas, disminuye la de margas y desaparecen las calizas. Al igual que los bancos de sedimentos finos, los conglomerados muestran una variación semejante: en la base de la secuencia la mayoría de los cantos son de caliza, una pequeña proporción son de cuarcitas(?), pedernal y volcánicos, es notable la presencia de fragmentos de esquisto y la matriz es una arenisca arcósica calcárea; hacia la cima los fragmentos de esquisto parecen ausentes, los de caliza son muy escasos, los fragmentos volcánicos son más abundantes y la matriz es sensiblemente menos calcárea.

Los conglomerados contienen fragmentos que varían en forma desde redondeados a subredondeados y en tamaño desde guija fina

hasta cantos medianos (s. Dietrich *et al.*, 1982), son moderadamente clasificados y, como los bancos de sedimentos finos, se encuentran bien consolidados.

La coloración clara que exhibe este miembro se explica por el contenido de minerales de carbonatos y la relativa madurez de las areniscas contenidas.

Este miembro pasa al superior en forma transicional, como lo sugiere la variación composicional entre ellos.

Miembro superior

El miembro superior es de color rojo, café o morado oscuro. Se encuentra fuertemente litificado, a excepción de sus bancos conglomeráticos, los cuales se encuentran menos litificados hacia la cima de la secuencia. Se le estima un espesor de 200 m o más.

Litológicamente, está formado por intercalaciones de estratos medianos a gruesos de conglomerados, arenisca (algunas de ellas ortocuarcita) limolita y lutita. Los conglomerados están compuestos principalmente por fragmentos de pedernal, cuarzo de veta(?), arenisca, rocas volcánicas y escasos de caliza; la matriz es arena fina. Los fragmentos volcánicos son generalmente riolitas de color café oscuro, algunos de los cuales exhiben una textura fluidal; no se observaron fragmentos con apariencia similar a las volcanitas que afloran en el área.

Se han observado estructuras de canal (Luján *et al.*, 1984), un rasgo que parece persistir hacia la cima de la unidad.

Relaciones estratigráficas y edad

El miembro inferior de esta unidad yace discordantemente sobre el granito El Chinoso. Una evidencia adicional de la existencia de rocas precámbricas en erosión durante el depósito de esta unidad es la presencia de los fragmentos de esquisto en el miembro medio; hasta el momento sólo se han reportado rocas esquistosas precámbricas en las regiones circundantes a esta sierra (c.f. Condie, 1981). Por otra parte, se deduce que esta unidad es discordante sobre la caliza paleozoica por la presencia de cantos de caliza con tallos de crinoides y braquiópodos; los fragmentos de pedernal son parecidos y pueden corresponder a los nódulos y lentes de pedernal que están contenidos en la caliza. Así mismo, Imlay (1939, p.1732) reportó que "...las calizas (El Tigre) están sobreyacidas cerca de la cabecera del Cañón (de Noche Triste) por conglomerados y lechos rojos de probable edad Cretácica". Esta descripción litológica parece corresponder a la parte alta de la secuencia aquí descrita.

Por otro lado, esta unidad yace en clara discordancia debajo de las volcanitas terciarias y del conglomerado Palomitas. Así mismo, los fragmentos volcánicos contenidos en esta unidad, diferentes a las volcanitas del área, señalan la presencia de rocas volcánicas pre-terciarias que fueron erosionadas durante el depósito de esta unidad.

Esta unidad es asignable al Mesozoico, probablemente del Cretácico, sin poder definirse con precisión la edad por la falta de fósiles y porque no se determinó su relación con la secuencia fosilífera del Cretácico Temprano del Cañón de Santa Rosa. Los

conglomerados y lechos rojos en el Cañón de La Noche Triste han sido interpretados como los depósitos basales del mar Aptiano-Albiano por Imlay (1939). Alternativamente, esta unidad se interpreta como del Cretácico Tardío (Montaño, 1986) en base a la semejanza litológica entre ella y rocas del área de Cabullona asignadas a tal edad (Taliaferro, 1933).

4. Cenozoico

4.1. Conglomerado Palomitas

En una revisión del contacto entre el granito El Chinoso y el conglomerado Carabinas en el Cañón Palomitas se observó un paquete conglomerático yaciendo en clara discordancia sobre el conglomerado mesozoico y que no había sido previamente reconocido. Debido a su buena exposición en dicho cañón a esta unidad se le asignó el nombre de conglomerado Palomitas. Antes del descubrimiento de esta unidad sólo se reconocía la existencia de un "Conglomerado Mesozoico", incluyéndose en una sola unidad tanto al conglomerado antes referido (Carabinas) como a estas rocas (Lujan *et al.*, 1984). Al notarse la existencia de dos unidades diferentes se intentó hacer las modificaciones pertinentes, tarea que sólo pudo realizarse en las partes más accesibles, como es el centro del área.

En el mapa geológico (Plano 1) se puede observar que esta unidad está distribuida en el centro del área, en donde está protegida por las rocas volcánicas en su contacto con rocas más antiguas. Sin embargo, no se descarta la posibilidad de que se encuentre en la parte norte. En los afloramientos revisados se notó que esta unidad es muy delgada y se acuña hasta desaparecer.

El espesor máximo observado es de unos 5 a 6 m en el Cañón Palomitas.

Esta unidad es de color café a púrpura oscuro. En las áreas donde está bien desarrollada muestra una estratificación burda a moderada, pero en los afloramientos pequeños la estratificación casi no alcanza a definirse. Está moderada a fuertemente litificada pero es relativamente fácil de erosionarse, exhibiendo pequeñas paredes y/o bloques aislados, cuyos diámetros parecen reflejar el espesor del estrato del cual provienen.

Litológicamente, esta unidad parece ser un conglomerado mal clasificado. Está compuesto de clastos de rocas volcánicas, granito similar a El Chinoso, cuarzo de veta(?), pedernal y caliza. Los clastos varían en forma desde subangulosos a subredondeados y en tamaño varían de guijas finas a cantos pequeños, predominando los de tamaño de guija gruesa. La matriz es un material de grano fino de color púrpura oscuro; contiene fenocristales de feldespatos, algunos alterados y otros frescos. En algunas partes la matriz parece un material volcánico (L.Ochoa, 1984, comunic. personal) y en otras parece lodo.

Por su aspecto general esta unidad se considera como un conglomerado. No obstante, algunos de los rasgos megascópicos antes citados, como la mala clasificación de los fragmentos, la burda estratificación, la presencia de fenocristales de feldespatos en la matriz y el mismo aspecto de ésta, permiten especular en la posibilidad de que se trate de una "brecha laharica" (c.f., Fisher, 1960; Parsons, 1969).

Relaciones estratigráficas y edad

Esta unidad se encuentra en clara discordancia encima del granito El Chinoso en todos los afloramientos observados y del conglomerado Carabinas en el Cañón Palomitas. Por otra parte, su relación con el paquete volcánico no fue observada, pero algunas evidencias sugieren que esta relación es una discordancia.

Por las relaciones estratigráficas post-conglomerado Carabinas y pre-grupo volcánico inferior a esta unidad se le asigna una edad tentativa del Cretácico Tardío-Terciario temprano.

Como apoyo a la edad aquí asignada a este conglomerado se puede señalar que en las cabeceras de los cañones Santa Rosa e Internacional, Imlay (1939, p.1740) observó un conglomerado sobre las calizas paleozoicas y la secuencia del Cretácico Temprano y bajo las volcanitas terciarias. Así mismo, en otros lugares de la Sierra Madre Occidental y más al este, en el "Basin & Range" de Chihuahua, se ha notado la presencia de un conglomerado que yace discordantemente sobre rocas sedimentarias cretácicas deformadas y debajo de rocas volcánicas asignables al grupo volcánico inferior; localmente este conglomerado se conoce como Formación Pozos, Conglomerado Liebres (en Chihuahua; Bockoven, 1980; Keller *et al.*, 1982), Conglomerado Navosaigame (en Sonora Oriental; Clark *et al.*, 1979), Conglomerado Guanaceví (en Durango; Clark *et al.*, 1977; 1979), entre otros. Este conglomerado puede contener clastos con fósiles del Cretácico Superior (Bockoven, *op.cit.*), por lo que se le asigna un límite inferior del Cretácico Tardío. El aspecto de estas rocas varía de un lugar a otro; por ejemplo, en el área del Rancho El Papalote, en Chihuahua, esta roca se

trata de una brecha producto de depósitos de talud o de abanicos aluviales sobre calizas del Cretácico Medio (Capps, 1981). Sin embargo, además de su posición estratigráfica dichas unidades presentan características similares, tales como la ausencia de deformación tangencial, su relativamente poco espesor y su presencia local rellenando irregularidades debajo de las volcanitas.

4.2. Grupo volcánico inferior

Bajo el nombre de volcánicas inferiores Park (1982) agrupó a las unidades volcánicas más antiguas del área. Este término permanece en esencia en este reporte, cambiándose únicamente por el de grupo volcánico inferior. Este paquete rocoso consiste de tobas y sedimentos tobáceos con características distintivas como una intensa alteración hidrotermal, manchas de oxidación de hierro de colores café, rojo o anaranjado en las partes intemperizadas y comúnmente contienen vetillas estériles de cuarzo, calcita + pirita. Este grupo está compuesto de cuatro unidades, nombradas numéricamente de 1 a 4 de la base a la cima. A continuación se describe cada una de éstas y al final se discute la edad de todo el grupo.

4.2.1. Unidad 1

La unidad 1 agrupa a un paquete no diferenciado de tobas y areniscas volcánicas que forman la base del grupo volcánico inferior. Esta es una de las nuevas unidades volcánicas reconocidas casi al término de esta exploración, siendo previamente nombrada como "volcánicas del Cañón La Bota" (Lujan et al., 1984). Debido a que las exposiciones de esta unidad se encuentran en una área poco accesible y retirada de los depósitos minerales,

sólo fue estudiada en forma de reconocimiento.

Esta unidad fue reconocida en los alrededores del Rancho Carabinas en el Cañón La Bota, encontrándose principalmente en el fondo del mismo (Plano 1). En dicho lugar la unidad ocupa una superficie de alrededor de 2 km^2 y alcanza un espesor de unos 200 a 250 m (Lujan *et al.*, 1984). En el sur, área de Tigre Viejo, Nieman (1982) reportó rocas estratigráficamente equivalentes a esta unidad. No obstante, debido a que el miembro inferior de la unidad 2 de este mismo grupo puede ser confundido con otras rocas volcánicas en afloramientos aislados, aún persiste la duda de si esta unidad se encuentra realmente en esa área.

En general, esta unidad está formada por un paquete de ignimbritas con interestratificaciones de capas de sedimentos epiclásticos. Las ignimbritas, como promedio, son tobas de ceniza a lapilli, cristalinas y soldadas, de composición riolítica. Los bancos epiclásticos contienen de 30 a 35% de granos de cuarzo del tamaño de arena muy gruesa. Localmente se ven capas delgadas de ceniza.

Las rocas reportadas en Tigre Viejo (Nieman, *op.cit.*) parecen depósitos de fuentes distales, tal vez delgados, cuya local erosión pudo producir parte del material epiclástico de las rocas interestratificadas en las coladas ignimbríticas. La actitud de los sedimentos epiclásticos es muy variable; Lujan *et al.* (1984) los interpretaron como producto del retrabajo de tobas poco consolidadas y depositadas por ríos o corrientes trenzados.

Relaciones estratigráficas

Esta unidad sobreyace discordantemente al conglomerado Carabinas en el norte del área y tal vez también en el sur. Adicionalmente, parece ser concordante con el sobreyacente miembro A de la unidad 2 de este mismo grupo.

4.2.2. Unidad 2

Esta unidad consiste de tobas, las cuales varían en composición de riolita a traquita y andesita. Globalmente presenta dos aspectos distintos de la base a la cima, siendo esta diferencia la que permitió dividirla en sus dos miembros, el A y el B: en la base (miembro A) presenta un aspecto masivo y compacto y generalmente exhibe coloraciones de tonadas grises; en la cima (miembro B) presenta un aspecto fragmental y exhibe coloraciones de tonadas verdosas.

La unidad 2 está extensamente expuesta en el área, principalmente en la parte occidental y norte (Plano 1) y alcanza un espesor compuesto máximo de 330 m.

Miembro A

Este miembro fue inicialmente reconocido y nombrado por Mishler (1920) como formación nodular, en alusión a la presencia de prominentes esferoides (s. Hamel, 1984) comúnmente presentes en él. Los esferoides son su rasgo distintivo, siendo importante la presencia de éstos en localidades aisladas para distinguirlo de unidades parecidas, como son el miembro A de la unidad 3 o la unidad 4.

Se encuentra ampliamente distribuido en el área, generalmen-

te en afloramientos extensos y continuos de formas irregulares, o en afloramientos relativamente pequeños a medianos; únicamente no aflora en la parte sur ni en la franja occidental, en donde tal vez se encuentra cubierto por rocas más jóvenes (Plano 1). Su espesor varía de unos 120 m en la vecindad del campamento a más de 240 m en el área del Cañón La Bota (Lujan, *et al.*, 1984). Comúnmente forma acantilados a veces de más de 150 m de altura, cuestas de pendientes muy fuertes y cerros de cimas arredondadas; los afloramientos pueden estar cubiertos por bloques y esferoides sueltos, observándose a menudo los huecos dejados por estos últimos.

Este miembro se trata, en esencia, de una ignimbrita de color gris a blanco, localmente con ligeros tonos de azul o verde. Como se señaló anteriormente, su rasgo característico son los esferoides, los cuales están remarcablemente bien desarrollados, al igual que los esferulitos.

Los esferoides son típicamente duros y compactos, contrastando generalmente con la naturaleza blanda de la masa circundante. El contenido de estos cuerpos es variable de un lugar a otro. Son comunes en la parte sur del área hasta el Cañón Palomitas y parecen más escasos en la parte norte. Los estratos que los contienen son muy gruesos, del orden de decenas de metros. Varían en diámetro desde 1-2 cm hasta alrededor 1 ± m, promediando unos 10-20 cm; un tamaño mínimo de 3 mm fue reportada por Park (*in* Lujan *et al.*, 1984), aunque dicho autor no distinguió entre las esferulitas y dichos esferoides. Son generalmente subsféricos, localmente elipsoidales, con el eje mayor orientado según la

textura eutaxítica.

Los esferulitos son de talla milimétrica y están compuestos de feldespatos con cuarzo intersticial (Pérez-S., 1983). Exhiben textura radial, con su centro oquedoso o parcial a completamente relleno de arcillas. En el límite de estos cuerpos con el material circundante se encuentra una película de arcilla \pm pirita de grano fino. Los esferulitos parecen estar bien desarrollados en los contactos estratigráficos de este miembro y en otras zonas permeables de la roca.

Además de las estructuras esferoidal y esferulítica, este miembro presenta las texturas afanítica-porfídica, piroclástica(?) y eutaxítica. Megascópicamente exhibe un promedio de 2-5% de feldespatos euhedrales a anhedrales y escasos ojos de cuarzo ($1 \pm \%$), ambos de 1-2 mm en tamaño promedio. La alteración diferencial resalta la presencia de piroclastos(?), los cuales varían en tamaño de 1 a 12 mm y localmente alcanzan hasta un 25% en volumen. Las flamas, componentes importantes en las partes que exhiben la textura eutaxítica, son típicamente lenticulares, de escasos milímetros en anchura y alrededor de 2 cm en longitud. Comúnmente se observa una foliación o fracturamiento fino, bien desarrollado a lo largo de los planos formados por la textura eutaxítica.

De acuerdo a la composición mineralógica determinada megascópicamente la roca se clasificaría como una traquita. Sin embargo, es posible que el contenido de cuarzo sea mayor y que éstos esten actualmente enmascarados por la silicificación hidro-

termal. La presencia de cuarzo en los esferoides fue demostrada en el estudio de una lámina delgada (Apéndice 1; muestra 1151); adicionalmente, el análisis químico de una muestra inalterada(?) dió 70% de sílica (Mishler, 1920), indicando una composición félsica. Por otra parte, también megascópicamente se ha determinado que tanto la "matriz" como los esferoides englobados son aproximadamente de la misma composición (y textura). Sin embargo, en el análisis de las secciones delgadas se determinó que mientras que la muestra de un esferoide resultó de composición riolítica, una de la matriz resultó traquítica (Apéndice 1; muestras 1150 y 1151, respectivamente). Con estas observaciones parece claro que existen variaciones composicionales internas en el miembro. No obstante, si realmente existen diferencias composicionales entre la "matriz" y los esferoides, o de alguna otra manera, éstas sólo se podrán determinar mediante trabajos petrográficos y análisis químicos detallados. Por el momento se puede concluir que este miembro es una ignimbrita que varía en composición de riolítica a traquítica.

La roca típicamente se encuentra alterada, exhibiendo silificación y argilización en diferentes grados; los feldespatos sólo ocasionalmente parecen sanos. Uno de los minerales más comunes en toda la roca es la pirita, la cuál se encuentra principalmente en granos finos, ya sea diseminados en la pasta de la "matriz" y en la de los esferoides, o concentrados en el borde de los esferoides, bordes y/o centros de esferulitos y flamas, en fracturas y en los planos de foliación, alcanzando un contenido global de alrededor de 1-2% en volumen.

Este miembro pasa al miembro B concordantemente, ya sea en forma transicional o abrupta.

Miembro B

Este miembro fue inicialmente referido por Bjorge (1929) como "andesita fragmental" en la parte sur del área. Durante esta exploración se le nombró "aglomerado inferior" (Ochoa, 1983; Lujan et al., 1984), distinguiéndolo del miembro C de la unidad 3, anteriormente nombrado como "aglomerado superior".

A grandes rasgos, los afloramientos de este miembro forman una franja en la parte centro-occidental del área (Lujan et al., 1984, Plano 1), distribuyéndose de la siguiente manera: en la parte norte aflora en los flancos norte y sur del Cerro Santa Fe; en la parte central yace al sur del Cañón Combinación; en el sur se encuentra en el área de Tigre Viejo. Es interesante notar que estas exposiciones parecen estar controladas por la falla Fortuna, siendo grueso y extenso al este de la misma, mientras que al oeste está ausente o es delgado, semejando una lengüeta que se acuña en una distancia corta. El espesor de este miembro es variable en distancias hectométricas, aun al este de dicha falla (según se ha determinado en las obras subterráneas y en los barrenos), variando de cero a 250 m (Lujan et al., 1984); en superficie se le ha determinado un espesor máximo de poco más de 200 m en el flanco norte del Cerro Santa Fe. En las partes donde sus exposiciones son relativamente extensas estas rocas forman lomeríos bajos; en otras partes, donde se encuentran encajonadas por los miembros inferiores tanto de esta misma unidad como el de la sobreyacente, forma cuevas de pendientes suaves y pequeñas.

paredes locales.

En general este miembro está compuesto de tobas que composicionalmente varían de dacita a andesita. Exhibe coloraciones gris, púrpura o verde de tonalidades oscuras en superficies relativamente frescas y claras en las partes alteradas y/o intemperizadas; en las partes de textura fragmentaria o brechoide este miembro presenta un aspecto moteado debido a que comúnmente los clastos contenidos exhiben diferentes colores.

En promedio este miembro consiste de tobas de ceniza-lapilli, vitro-lito-cristalina, compuestas de <30% de piroclastos >3 cm, generalmente <25% de cristales del tamaño de ceniza, <10% de fragmentos de pómez del tamaño de lapilli y el resto de matriz; hacia la cima de la secuencia los líticos están ausentes (Lujan *et al.*, 1984).

Los fragmentos líticos son generalmente angulosos a subangulosos y composicionalmente se han determinado dos tipos principales (Ochoa, 1983; Lujan *et al.*, 1984), los andesíticos y los riolíticos.

En general, ha sido difícil determinar megascópicamente la composición mineralógica de la roca debida a la alteración hidrotermal que presenta. En exposiciones locales se encontraron contenidos de ~2-40% de feldespato, 0-5% de cuarzo, 0-15% de anfíbola(?) y 0-10% de biotita(?), habiéndose determinado un promedio general de 5-15% de feldespato, poco a nada de cuarzo y trazas de minerales máficos; cuando fue posible diferenciar los feldespatos se determinó que hay menos plagioclasa que feldespato-K. Este

contenido mineralógico clasifica a la roca como una andesita. No obstante, los estudios al microscopio muestran la presencia significativa de cuarzo y la posible inversión en la relación entre plagioclasas y feldespetos (Apéndice 1; muestras 1142 y 1160), indicando una composición dacítica. Por esto, a reserva de realizarse estudios detallados para entender las posibles variaciones composicionales, por el momento a este miembro se atribuye una composición que varía de dacita a andesita.

Relaciones estratigráficas

Esta unidad sobreyace discordantemente al granito El Chinoso y a los conglomerados Carabinas y Palomitas en el sur y en la franja occidental del área. Por otra parte, su contacto con las unidades 1 y 3 es, en general, concordante.

En realidad, sus contactos con las volcanitas adyacentes pueden parecer ambiguos, ya sean concordante o discordante, en exposiciones locales. Rasgos como la presencia de pliegues o variaciones en la actitud de la textura eutaxítica en el miembro A (Atkinson, 1979), variación en el espesor y la ausencia de cualquiera de los miembros en algunas localidades, pueden interpretarse como la persistencia de una topografía irregular y/o erosión en el tiempo de su emplazamiento. Sin embargo, la concordancia y, sobre todo, la transicionalidad que se observa entre este miembro y las rocas adyacentes son argumentos que niegan la existencia de un período importante de erosión, indicando más bien un volcanismo continuo.

4.2.3. Unidad 3

Esta unidad fue inicialmente nombrada por Mishler (1920) como "formación flat" en el área principal de la antigua mina El Tigre. A pesar de atribuirle una litología principal, dicho autor notó dos litologías diferentes en la unidad, estratigráficamente una sobre otra, refiriéndolas como "formación flat silicificada" y "formación flat" (inferior y superior, respectivamente). Los trabajos subsecuentes (Bjorje, 1929; Park, 1982) han permitido establecer que los dos tipos litológicos señalados por Mishler (*op.cit.*) se tratan de dos unidades diferentes, con límites más o menos definidos, las cuales fueron nombrados como formación tabular y flat, el inferior y superior, respectivamente. El progreso de la cartografía en la exploración mostró que esta unidad se encuentra presente en la parte norte del área, aunque con fácies diferente, siendo también dividida en dos partes nombradas formación tabular a la inferior y aglomerado superior a la superior (Lujan *et al.*, 1984). En el presente reporte la Unidad 3 corresponde a la "formación flat" originalmente establecida por Mishler (1920). Esta unidad está dividida en los miembros A, B y C, los cuales corresponden a las "formaciones" tabular, flat y aglomerado superior de Bjorje (1929), Park (1982) y Lujan *et al.*, (1984), respectivamente.

Esta unidad aflora en la franja central del área, desde Tigre Viejo hasta el Cerro Santa Fe, interrumpiéndose localmente por rasgos estructurales. Alcanza un espesor compuesto máximo de alrededor de 390 m.

Su litología consiste principalmente de flujos lávicos y

piroclásticos, cuya composición varía de riolítica a latítica. A continuación se describen las características de sus miembros.

Miembro A

Este miembro aflora principalmente en la franja central del área, desde Tigre Viejo hasta el Cerro Santa Fe, en forma de cuerpos medianos (1-5 km x \leq 10 km) y discontinuos; también ocurren algunos cuerpos aislados y relativamente pequeños en la parte centro-occidental. A nivel local, se puede decir que los afloramientos de la parte sur-central están controlados por rasgos estructurales, mientras que los de la parte norte parecen estar controlados por el nivel general de erosión. Rocas similares han sido reportadas más al norte, fuera del Plano 1 (Lujan *et al.*, 1984, Plano 1), lo cual indica que este miembro puede ser regionalmente extenso.

Su espesor es mayor en la parte sur. Sin embargo, las exposiciones son más uniformes y relativamente más extensas en el norte. Conservadoramente, se le estima un espesor promedio de 50-120 m.

En esencia, este miembro consiste de tobas y lava riolíticas de colores blanco o gris, localmente rosa o verde claros. Usualmente exhibe una estructura laminar, siendo ésta su rasgo distintivo y por la cual se le refirió inicialmente como "tabular". Sus afloramientos por lo regular se encuentran cubiertos de lajas de la misma roca, producto del intemperismo.

A escala megascópica sus rocas típicamente exhiben las texturas fluidal y eutaxítica (las cuales definen a la estructura

laminar). Aparentemente, cada una de estas texturas es distintiva de algún área en particular: la textura fluidal fue notada principalmente en la parte sur y centro del área, mientras que la textura eutaxítica y/o la piroclástica son predominantes en la parte norte. Cuando dichas texturas están ausentes las rocas muestran una textura afanítica-porfídica, con escasos y ocasionales fragmentos líticos.

Otras estructuras típicas de este miembro las constituyen las autobrechas. Estas estructuras fueron observadas en la parte sur y central del área y, aunque no son escasas en cualquier parte de una sección, parecen estar concentradas en la base del miembro, formando cuerpos de unos 2-3 m de espesor y lateralmente discontinuos (Lujan *et al.*, 1984). Los fragmentos contenidos son de tamaño centimétrico a decimétrico, exhiben casi exclusivamente la textura fluidal y su composición y apariencia son similares a las de la roca encajonante; el material que engloba a estos fragmentos parece ser la misma roca circundante. En donde se observa el contacto entre estas brechas con la roca encajonante, éste es transicional en distancias de pocos decímetros a metros, transversalmente. Las características de estas brechas parecen corresponder a las descritas para las autobrechas (Parsons, 1969).

Mineralógicamente, el miembro contiene cuarzo, feldespato y biotita; sin embargo, debida a la alteración de la roca y al tamaño pequeño de los cristales en la mayoría de los casos sólo se detectaron granos aislados de cualesquiera de ellos en un contenido <15% en volumen. En las zonas tobáceas el contenido de

fragmentos de pomez es generalmente $\leq 5\%$; en estas partes la matriz está compuesta de material de grano muy fino, el cual al microscopio parece ser ceniza con algo de vidrio (Lujan et al., 1984).

El examen al microscopio (Apéndice 1; muestras 1153 y "?") indica un contenido de feldespatos y cuarzo que clasifican a este miembro como de composición riolítica.

La distribución y variación en el espesor, la localización de los tipos texturales y la de las estructuras brechoideas permiten sugerir que en el área sur-central este miembro se trata de un domo riolítico, el cual está rodeado por ignimbritas.

El miembro A yace discordante debajo de los miembros B y C de esta misma unidad.

Miembro B

Este miembro se encuentra en la parte central del área en afloramientos medianos a pequeños; el afloramiento más extenso se encuentra en el área del campamento, desde la bocamina del Nivel 4 hasta la cresta sur del Cerro Combinación. Su espesor varía de cero, en varias localidades, hasta unos 210 m en el Cañón Combinación (140 m expuestos + 70 m intersectados por el barreno DDH T-17); de acuerdo a la hoja 21 de Bjorge (1929), a lo largo de la veta Tigre el espesor varía desde unos 10 hasta >100 m, siendo máximo en el área del Cañón Espuelas y hacia el norte, mínimo en Tigre Viejo y delgado (~40 m) pero casi uniforme más al sur, en el área de Gold Hill. Se le estima un espesor promedio de unos 40-100 m.

Este miembro es de los tipos rocosos más distintivos que afloran en el área. Su rasgo principal es el carácter sedimentario, expresado por una estratificación bien desarrollada y su actitud sensiblemente horizontal, por lo cual se le asignó inicialmente el nombre de "formación flat". En forma global presenta una coloración gris de tonos pálidos, pero en detalle la coloración es variable, dependiendo de la composición de los estratos; los colores de estratos individuales varían de negro a gris, localmente con aspecto moteado debido a la presencia de clastos de diferentes colores. Generalmente, forma crestas de pendientes suaves, a excepción de los afloramientos que se encuentran en los cañones Espuelas y Combinación en donde presenta escarpes medianos bajo protección de las resistentes rocas de la unidad 4.

Este miembro está formado por una secuencia vulcanosedimentaria, a nivel local, conteniendo depósitos que ilustran diferentes tipos de sedimentación, rocas piroclásticas y posibles coladas lávicas. La litología que usualmente se le atribuye es la que exhibe en el área del campamento, la cual consiste principalmente de tobas arenosas en estratos medianos (~5-15 cm) con interestratificaciones de pedernal, lutita y limolita; las interestratificaciones son por lo regular en capas delgadas y subordinadas en proporción, pero localmente llegan a ser prominentes o predominantes.

Las tobas contienen 2-5 % de fenocristales de feldespatos, escasos granos de cuarzo y alrededor de 20% de flamas. Además, contienen clastos principalmente de volcanitas, lutita, pedernal y pómez, los cuales están incluidos en una matriz rica en cenizas.

za, arcilla u otro material de grano fino; dichos clastos varían en tamaño de arena a grava y comúnmente exhiben estratificación graduada (Ochoa, 1983). Una sección delgada de esta roca fue analizada al microscopio, resultando ser una toba arenosa cristalolítica de composición latítica (Apénd. 1, muestra 1152).

Aparte de la estratificación gradual, otras estructuras sedimentarias observadas en este miembro incluyen huellas de oleaje, estratificación cruzada y rellenos de canal (Atkinson, 1979; Park, 1982).

En detalle, en este miembro se pueden notar tres asociaciones litológicas ligeramente diferentes entre sí, las cuales se describen a continuación:

a).- La base del miembro B en las áreas vecinas al campamento consiste de interestratificaciones de capas delgadas y discontinuas de pedernal negro y café, lutitas calcáreas, tobas de ceniza y escasas tobas de lapilli; S. Carlson (1982, comunic. escrita) reportó la presencia de un conglomerado intraformacional. El rasgo distintivo de este conjunto es la presencia de bloques, a veces hasta de 5 m en diámetro, los cuales son derivados del miembro A subyacente. Los estratos individuales se comportan lenticularmente, exhibiendo espesores máximos de alrededor de 1 m y extensiones laterales de pocas unidades a decenas de metros. El espesor de este conjunto es usualmente de escasos metros, aunque S. Carlson reportó un espesor de 80 m en el área de Tigre Viejo; su presencia no fue notada en la parte norte del área.

b).- El segundo conjunto litológico es el considerado como típico

para este miembro. Se diferencia de los otros por la mayor uniformidad de sus estratos (tanto en composición como en extensión y espesor) y la ausencia de bloques. Como se señaló anteriormente, en el área del campamento este conjunto es el más importante, alcanzando espesores de varias decenas de metros.

c).- El tercer conjunto está compuesto de tobas y/o areniscas volcánicas en estratos medianos (10-30 cm) alternando con bancos de ceniza, lutita y pedernal en estratos delgados a medianos (1-10 cm). Este se distingue del anterior por el espesor relativo de los estratos, la predominancia de material clástico, mayor proporción de material piroclástico y una disminución en el contenido de material fino, incluyendo pedernal y lutita. De acuerdo a lo observado en algunas localidades (e.g., Ochoa, 1983), este conjunto forma la parte alta de este miembro.

Finalmente, en el área del Cañón Espuelas un barreno intersectó a un cuerpo andesítico interpretado como dique-estrato, aunque no se descarta la posibilidad de que se trate de una colada; el argumento principal para interpretar a este cuerpo como dique-estrato es que no se observó ninguna colada en los afloramientos.

La relación entre los miembros B y C no fue observada pero se interpreta que el primero pasa al segundo transicionalmente hacia arriba y lateralmente, de acuerdo a la composición litológica del tercer conjunto descrito anteriormente.

Miembro C

Este miembro aflora únicamente en el área del Cerro Santa

Fe; se ha identificado un poco al sur del Cañón Palomitas en un par de barrenos, pero su alcance hacia dicha área no parece tan extenso pues a sólo escasas centenas de metros al sur de los barrenos yace el miembro B, su equivalente lateral. Presenta un espesor más o menos uniforme, de alrededor de 60 m.

Es posible que este miembro también se encuentre en el subsuelo al sur de Tigre Viejo, ya que la unidad que se encuentra en dicha localidad es de espesor delgado y constante en comparación con la que se encuentra al norte de dicho punto (Bjorge, 1929, hoja 21), la cuál parece corresponder al miembro B.

Este miembro consiste de tobas de color gris claro, localmente de aspecto moteado por los fragmentos de diferentes colores que contiene. Forma cuestas de pendientes suaves con pequeños y locales escarpes. Se caracteriza por presentar una estratificación bien desarrollada, resaltada por las intercalaciones de capas medianas a gruesas (20-40 cm prom.) de aspecto fragmentario con capas más delgadas (\leq 15 cm) de aspecto de ceniza. Localmente muestra estratificación graduada.

El miembro C contiene en promedio 25-65% de fragmentos líticos, menos del 1% en cristales y el resto de matriz. Los líticos son generalmente angulosos a subangulosos y la mayoría son del tamaño del lapilli, con un promedio de 2-10 mm en diámetro. En una localidad en donde la secuencia muestra una composición más o menos regular (barreno DDH T-13) se notaron tres tipos dominantes: fragmentos de pómez fuertemente argilizados, fragmentos de pedernal(?) y fragmentos con textura eutaxítica o fluidal;

la abundancia relativa entre ellos es variable. Las flamas, generalmente del tamaño de ceniza gruesa, son comunes en los estratos ricos en ceniza.

La matriz consiste principalmente de ceniza fina y su grado de soldamiento varía de un lugar a otro. Por lo regular se encuentra débil a moderadamente argilizada pero localmente muestra una silicificación incipiente a moderada.

Los cristales observados son de feldespatos subhedral y biotita euhedral del tamaño de ceniza gruesa, los cuales se encuentran sericitizados y cloritizados. No se observaron cristales de cuarzo.

Dadas las características mencionadas, este miembro se puede clasificar como una toba litica-vítrica de lapilli-ceniza fina, latítica, de acuerdo a su composición, o como una toba de lluvia de ceniza, según sus rasgos físicos.

Relaciones estratigráficas

Esta unidad sobreyace a la unidad 2 en aparente concordancia. No obstante, al oriente de las vetas el miembro B se encuentra directamente sobre el miembro A de la unidad 2, indicando una superficie de erosión o no depósito del miembro superior de la unidad 2 en esa parte. Por otra parte, los miembros superiores están sobreyacidos en aparente concordancia por la unidad 4.

4.2.4. Unidad 4

La unidad 4 fue inicialmente descrita por Mishler (1920), quien le asignó el nombre de "formación cliff" debido a que forma

notables acantilados inmediatamente al este del campamento.

Esta unidad aflora en la región central, desde el Cañón Espuelas hasta la pared norte del Cañón Palomitas (Plano 1); su presencia en la parte sur, por lo menos desde Gold Hill, se muestra en la hoja 21 de Bjorge (1929). Los afloramientos generalmente se encuentran en forma de franjas delgadas, largas y continuas, de tendencia general N-NNE; localmente se encuentran en forma de masas pequeñas. Su espesor fue inicialmente reportado como de $75 \pm$ m (Mishler, 1920; Manrique, 1981; Park, 1982). Sin embargo, actualmente se sabe que el espesor varía en superficie en forma irregular, de cero en el Cerro Santa Fe a casi 100 m al este del campamento; Bjorge (*op.cit.*) también señala un espesor variable en el subsuelo en la parte centro y sur del área. Se le estima un espesor promedio de 40-50 m. Ochoa (1983) ha sugerido que esta unidad se acuña a los lados, comportamiento que sólo fue observado en la parte norte.

Esta unidad se trata de una ignimbrita de color blanco a blanco grisáceo, generalmente compacta y dura. Forma grandes acantilados, los cuales exhiben juntas columnares toscamente desarrolladas; donde no presenta los acantilados ella forma laderas cubiertas de bloques. Generalmente se encuentra silicificada pero localmente también se encuentra argilizada.

En las partes silicificadas la roca consiste de una masa afanítica homogénea, mostrando sólo fantasmas de posibles feldespatos. En las partes argilizadas es posible notar una textura porfídica, con fenocristales de feldespatos y algunas flamas del

tamaño de ceniza, contenidos en una matriz muy fina. En exposiciones más frescas se ha determinado un contenido de hasta 5% de feldespatos, cuyo tamaño varía de alrededor de 1 a 8 mm.

Característicamente esta unidad exhibe pequeños granos de pirita, cuyo contenido por lo general depende de la posición con respecto a ciertas estructuras, como son su contacto con la unidad 3, las vetas y brechas, siendo generalmente $\leq 1\%$ lejos de dichas estructuras y $\geq 2\%$ en o cerca de las mismas.

Los análisis al microscopio indican un contenido de 10-12% de feldespatos, plagioclasa y cuarzo del tamaño de ceniza gruesa; la matriz está compuesta de cristales(?) del tamaño de ceniza fina y abundantes espículas de vidrio (Lujan *et al.*, 1984 y Apéndice 1, muestra 1157). Mishler (1920) reportó que la unidad contiene 85% de sílica.

Esta unidad se puede clasificar como una toba de ceniza fina, vitro-cristalina, moderadamente soldada, de composición riolítica.

Relaciones estratigráficas

La unidad 4 sobreyace a la 3 en aparente concordancia (Atkinson, 1979; Manrique, 1981; Lujan *et al.*, 1984). Sin embargo, es posible la presencia local de pequeñas discordancias erosionales como lo sugieren la variación en su espesor en intervalos relativamente cortos (*e.g.*, entre los cañones Combinación y Espuelas) y su presencia directamente encima del miembro A de la unidad 3 al norte del polvorín y en la pared sur del Cañón Palomitas.

Así mismo, el contacto de esta con la unidad 1 del grupo volcánico superior es abrupto y, aunque parece concordante, también está interpretado aquí como discordancia erosional por el adelgazamiento y acúñamiento lateral debajo de dicha unidad, el comportamiento en distribución y espesor del miembro A de la misma y por la diferencia en sus estilos de alteración.

4.2.5. Edad del Grupo Volcánico Inferior

Las características litológicas y estructurales y la posición estratigráfica del grupo volcánico inferior lo hacen correlacionable con paquetes rocosos reconocidos en otras localidades de la Sierra Madre Occidental (Wisser, 1966; Clark, 1976, 1987) y en otras partes como Nuevo México (e.g., Elston *et al.*, 1976) o en el "Basin & Range" de Chihuahua (Clark & Ponce, 1983). En la Sierra Madre este paquete es comúnmente referido como serie volcánica inferior (Clark, 1976, 1987; Clark *et al.*, 1977, 1979) o complejo volcánico inferior (Mc Dowell & Clabaugh, 1979).

En el área de estudio, la base de este grupo sobre el conglomerado Palomitas le establece un límite inferior post-Cretácico en edad. Así mismo, por la edad de la unidad 1 del grupo volcánico superior al límite superior se le asigna una edad pre-Oligoceno medio. Así, tentativamente se le asigna una edad de Terciario temprano a medio. Este rango de edad es similar al de los grupos correlativos según establecido por algunos autores (e.g., Clark *et al.*, 1977; 1979; Knowling, 1977; Cocheme, 1985). Particularmente Cocheme (1985) ha señalado un rango de edad de Eoceno-Oligoceno para este paquete en la parte norte de la Sierra Madre.

4.3. Grupo Volcánico Superior

El grupo volcánico superior incluye a un conjunto de unidades rocosas cuyas características unificantes son: a) se encuentran frescas relativamente lejos de las estructuras mineralizadas; b) exhiben coloraciones firmes, generalmente púrpura; c) presentan una estratificación uniforme en forma de pastel. En base a variaciones locales este grupo ha sido dividido en las unidades 1 y 2. A continuación se describen las unidades y posteriormente se discute la edad de todo el grupo.

4.3.1. Unidad 1

El nombre de "volcánicas medias" fue introducido por Park (1982) para agrupar a una serie de unidades menores con características similares, las cuales habían sido previamente referidas como unidades individuales en función a variaciones composicionales y texturales locales. Las unidades menores reconocidas por dicho autor y otros (Mishler, 1920; Bjorge, 1929; Park, 1982; Ochoa, 1983; Lujan *et al.*, 1984) son, de la base a la cima: "formación tuff", "formación Tigre", "Tigre superior", "riolita de cuarzo", "aglomerado" y "riolita de cuarzo y mica". En este reporte el nombre de "volcánicas medias" es reemplazado por el de unidad 1. Esta unidad está dividida en cinco miembros, los cuales corresponden a las unidades menores previamente reconocidas. (En las descripciones de cada uno de estos miembros se hacen comentarios adicionales acerca de sus nombres.)

La unidad 1 está expuesta en las partes central y sur del área cartografiada en afloramientos más o menos extensos, generalmente controlados por rasgos estructurales (Plano 1). Una

sección completa de ella aflora al este del campamento, en donde su espesor es de alrededor de 450 m; salvo esta localidad, en ningún otro lugar es posible encontrar la secuencia completa. Se le estima un espesor compuesto máximo de unos 550 m.

En general, la unidad 1 exhibe coloraciones de tonalidades moradas y está compuesta por una serie de flujos ignimbríticos riolíticos con intercalaciones menores de tobas de lapilli. Mineralógicamente contiene cuarzo, feldespato y escasos máficos. Como se señaló previamente, variaciones composicionales y texturales en este paquete permitieron dividirla en sus cinco miembros, los cuales se describen a continuación.

Miembro A

El miembro A fue inicialmente nombrado como "formación tuff" (Mishler, 1920; Bjorge, 1929) debido a su aspecto tobáceo. Es de color gris a morado claro y característicamente blando, susceptible de erosionarse fácilmente; presenta afloramientos de pendientes suaves generalmente cubiertos de derrubios.

Aflora únicamente al este del campamento, entre los cañones Espuelas y Combinación, formando una franja delgada de tendencia general N-S. Presenta un espesor máximo de alrededor de 20 m, acuñándose en sus extremos.

Litológicamente, este miembro es una toba de ceniza desprovista de soldamiento. Contiene 25-30% de fragmentos líticos angulosos a subangulosos y del tamaño de ceniza a lapilli; la composición de éstos es variable, habiéndose notado tres tipos principales: tobas afaníticas oscuras exhibiendo bandas finas, rocas

volcánicas similares al miembro B sobreyacente y tobas rosadas (Ochoa, 1983). La matriz es ceniza fina. Aunque el aspecto general de este miembro es el de una toba moderadamente clasificada, en algunas localidades presenta el aspecto de una brecha. Algunos horizontes exhiben estratificación graduada (Ochoa, 1983). Mishler (1920) reportó que este miembro contiene 71% de sílica, clasificándose como de composición riolítica.

De los datos anteriores este miembro se puede clasificar como una toba de ceniza a lapilli, de composición riolítica.

El miembro A pasa concordante y abruptamente al B.

Miembro B

En su descripción original este miembro estuvo dividido en una parte inferior y otra superior referidas como "formación Tigre" y "Tigre superior", respectivamente (Mishler, 1920; Bjorge, 1929), distinguiéndose la superior por la clara predominancia de una textura eutaxítica. En la presente cartografía ambas partes fueron agrupadas en una unidad, nombrada "formación Tigre" (Park, 1982; Ochoa, 1983; Lujan *et al.*, 1984). En este reporte se sigue la usanza anterior, substituyéndose únicamente el nombre de "formación Tigre" por el de "miembro B" para evitar confusión con el nombre de la caliza paleozoica referida en la literatura como formación Tigre (López-R., 1969).

Este miembro aflora generalmente en franjas largas de tendencia general N-NNW, poniendo en evidencia las estructuras regionales. En superficie su espesor varía desde menos de 100 m al norte del campamento hasta alrededor de 180 m en el Cerro Santa

Este miembro fue inicialmente nombrado como "riolita de cuarzo" (Mishler, 1920; Bjorge, 1929) en alusión a su composición mineralógica general. Aflora casi ininterrumpidamente en toda la franja oriental. También se encuentra en la franja occidental,

Fe. El espesor máximo determinado es de unos 250 m en el área de Tigre Viejo.

El miembro B está formado de una serie de flujos ignimbríficos de colores gris azulado a morado claro, con variaciones a crema, café o rojo; en las partes alteradas/intemperizadas exhibe colores amarillo anaranjado a café claro, con moteados o manchas de un café más oscuro (oxidación de pirita).

Individualmente, estos flujos varían de 4 a 15 ± m en espesor y pueden distinguirse en base a las variaciones mineralógicas, texturales y el grado de soldamiento (Nieman, 1982). No obstante, en general presentan una textura eutaxítica y contienen fenocristales del tamaño de ceniza, formados de feldespatos (15-30%), biotita (3-4%) y cuarzo (1-4%); localmente se encuentran flamas y fragmentos líticos, ambos del tamaño de lapilli y cada uno alcanzando hasta un 20% del volumen total.

Cuatro secciones delgadas fueron analizadas al microscopio (Apéndice 1; muestras 1144, 1148, 1156 y Fresh Tigre), determinándose que se tratan de una tobas soldadas cristalinas, de composición traquítica a riolítica.

El miembro B pasa concordantemente al C en forma abrupta.

Miembro C

Este miembro fue inicialmente nombrado como "riolita de cuarzo" (Mishler, 1920; Bjorge, 1929) en alusión a su composición mineralógica general. Aflora casi ininterrumpidamente en toda la franja oriental. También se encuentra en la franja occidental,

aunque en afloramientos aislados. Su espesor varía desde unos 30 m hasta 80 m por lo menos, presentando un espesor promedio de alrededor 40 m.

Este miembro está compuesto de ignimbritas. A nivel megascópico presenta una textura piroclástica-porfídica, localmente eutaxítica. Contiene cristales del tamaño de ceniza formados de 2 a 20% (~10% prom.) de cuarzo anhedral y 5 a 20% de feldespatos euhedrales; comúnmente el contenido de feldespatos es mayor que el de cuarzo aunque éste último es más notorio. La característica principal de este miembro, que lo distingue de los miembros B y E, es su escasez en micas (primarias), particularmente la biotita, la cual se encuentra en traza.

Dos láminas delgadas fueron analizadas al microscopio, resultando ser ignimbritas vitro-cristalinas de composición traquítica a riolítica (Apéndice 1, muestras 1154 y 1155).

Uno de los datos importantes sobre este miembro es que es la unidad rocosa más joven que se conoce con certeza que fue cortada por las vetas, como se puede observar en el área de Tigre Viejo y en el Cerro Combinación.

El miembro C pasa al D en forma abrupta.

Miembro D

Las rocas de este miembro fueron originalmente descritas por Ochoa (*in Park, 1982*), quien las señaló como "...rocas que contrastan en color, textura y composición (respecto al miembro C), las cuales descansan concordantemente sobre la riolita de cuarzo

(miembro C en este reporte)". Después del reporte anterior este miembro ha sido referido como "aglomerado volcánico" (Ochoa, 1983) o simplemente "aglomerado" (Lujan et al., 1984).

El miembro D fue observado únicamente en la franja oriental del área, desde la esquina sudoriental hasta el Cerro El Tigre, presentándose principalmente en afloramientos delgados, largos y continuos. Su espesor varía de unos 10-20 m al norte de dicho cerro hasta 100 m o más en Tigre Viejo; generalmente presenta un espesor más o menos constante de 30-50 m (Lujan et al., 1984).

Este miembro está formado de tobas, generalmente masivas, de colores café rojizo, morado o grisáceo. Presenta una textura piroclástica, gruesa en la base y fina hacia la cima; localmente la textura eutaxítica está bien desarrollada. Está compuesto en promedio de 30-40% de fragmentos líticos angulosos, irregulares y del tamaño de lapilli, los cuales son generalmente parecidos a la matriz (vitrofídica). Una sección delgada fue analizada al microscopio (Apéndice 1, muestra 1143), determinándose un contenido de 30% de líticos iguales o mayores que el lapilli y 70% de ceniza, incluyendo 10% de cuarzo, igual proporción de plagioclasa y 8% de feldespatos-K.

Con los datos anteriores este miembro se puede clasificar como una toba de ceniza-lapilli, lítica-cristal-vítrica, de composición riolítica.

Este miembro pasa transicionalmente al E.

Miembro E

El miembro E fue inicialmente referido por Mishler (1920) como "riolita de cuarzo y mica", nombre que fue empleado hasta antes del presente reporte. Está expuesto en la zona oriental y sur del área en forma de afloramientos discontinuos y de diferentes potencias. También se encuentran un par de afloramientos pequeños, uno al occidente, en el Cañón Los Chinitos y otro en la esquina sudoriental. Su espesor varía desde casi 40 m en la exposición sudoriental hasta unos 190 m en Gold Hill, aunque ambos espesores no son los originales debido a que en dichos lugares la secuencia se encuentra interrumpida por fallas. En general, el miembro presenta un espesor promedio de $140 \pm m$.

Este miembro está compuesto de tobas, generalmente masivas y de colores rojo, café o púrpura grisáceo, las cuales exhiben diferentes grados de soldamiento. En muestra de mano típicamente exhiben una textura piroclástica-porfídica, formada por 25-50% de fenocristales del tamaño de ceniza gruesa a lapilli ($<_4 mm$) empotrados en una matriz vítrea. Al microscopio la textura es vitroclástica (Apéndice 1, muestra 1158). En promedio el conjunto cristalino consiste de 10-20% cuarzo, igual proporción de feldes-pato-K, 5-6% plagioclasa y 2-4% de máficos, principalmente biotita y escasas anfíbolos(?).

Los datos anteriores y los presentados en el Apéndice 1 permiten clasificar a este miembro como una toba de ceniza vitro-cristalina de composición riolítica.

Relaciones estratigráficas y edad

La relación entre esta unidad y la unidad 4 se interpreta como discordancia erosional por las siguientes razones: la variación en espesor y comportamiento en cuña de la unidad 4 y la local presencia del miembro A sugieren que la primera se erosionó (y la segunda rellena irregularidades), antes del advenimiento del grueso paquete ignimbrítico (Mishler, 1920); el miembro A sobreyace únicamente a la unidad 4, mientras que el miembro B sobreyace también al miembro C de la unidad 3, además de la unidad 4. Adicionalmente, en la sección IV. 2 se establece que el emplazamiento de esta unidad ocurrió después que culminó el evento hidrotermal que afectó a las unidades del grupo volcánico inferior.

La relación entre esta unidad y la unidad 2 se interpreta como una discordancia y las razones se dan en la descripción de dicha unidad.

Para conocer la edad de esta unidad fue fechada isotópicamente una muestra colectada en la parte superior del Miembro B, la cual dió una edad de 31.7 ± 1.3 Ma (Apéndice 2).

4.3.2. Unidad 2

Los dos conjuntos volcánicos más jóvenes del área fueron inicialmente reportados por Mishler (1920), siendo uno referido como "andesita" y el otro como "riolita vítrea" (glassy rhyolite) u "obsidiana". Durante la presente exploración ambos paquetes fueron positivamente reconocidos, siendo el primero referido como "volcánicas púrpura" mientras que a la "riolita vítrea" se le

reconocieron dos tipos litológicos principales, a los que se nombró "toba víttrica amarilla" y "toba soldada gris" (Park, 1982; Lujan et al., 1984). Sin embargo, Park (1982) introdujo el nombre de "volcánicas superiores", el cual agrupa a dichos conjuntos. En el presente reporte se sigue la división establecida por Park (*op.cit.*), únicamente cambiándose el término "volcánicas superiores" por el de unidad 2 para evitar confusión con el nombre de este Grupo Volcánico Superior. Así mismo, el término "miembro A" substituye al "andesita" o "volcánicas púrpura", y el "miembro B" al "riolita vítrea" o al conjunto formado por la "toba víttrica amarilla" y la "toba soldada gris".

La unidad yace extensamente en la parte sur del área (Plano 1) y es probable su presencia más al este y sur. Su espesor es variable, estimándose un máximo de alrededor de 500 m.

Está compuesta en la base por una serie de coladas lávicas, principalmente andesíticas, mientras que su cima la forman coladas ignimbríticas de composición traquítica. Esta diferencia permitió dividirla en sus dos miembros, los cuales se describen a continuación.

Miembro A

Este miembro aflora únicamente en la parte sur del área, al oeste del sistema de fallas "O" Corral, invariablemente ocupando la parte intermedia de los cerros. Su espesor varía de menos de 40 m en la mayoría de las localidades, hasta más de 240 m en un punto ligeramente al noroeste de la confluencia de los cañones el Rincón y Tigre Viejo. No obstante, este último espesor no es el

original ya que la secuencia se encuentra afectada por el sistema de fallas "O" Corral.

Este miembro consiste de una serie de flujos de lava de color púrpura a negro de composición dacítica a andesítica, siendo predominantes los de esta última. Estos flujos son generalmente afanítico-porfídicos, masivos y compactos en su base y escoriáceos en su cima.

A nivel megascópico las andesitas muestran un 2% de fenocristales, principalmente plagioclasa subhedral de ≥ 0.5 mm en tamaño, los cuales yacen en una pasta afanítica. Al microscopio se ha observado hasta más de 20% de cristales de plagioclasa, feldespatos-K, piroxeno y biotita; la matriz, por su parte, presenta una textura microlítica con piroxenos y minerales opacos entre los microlitos (Apéndice 1, muestras 1147 y "Fresh purple volcanics").

Los flujos dacíticos son generalmente de una coloración más rojiza en relación a los andesíticos y su textura es afanítica. Exposiciones locales con textura porfídica muestran un contenido de alrededor del 15% de fenocristales de grano medio de cuarzo anhedral (8%), plagioclasa (5%) y biotita (2%) subhedral, los cuales yacen en una matriz afanítica.

El contacto entre éste y el miembro B es abrupto y concordante.

Miembro B

El miembro B yace principalmente en la parte sur del área,

cubriendo los cerros más altos de la región: en el extremo sur ocupa un área relativamente extensa y continua; al este, a la altura del Cerro El Tigre y más al sur, se encuentran algunas exposiciones de tamaño mediano. Su espesor total no fue determinado debido a que no se conoce su cima; en el Cañón Tigre Viejo se determinó un espesor de alrededor de 300 m, el cual debe considerarse como mínimo por la razón anterior.

Este miembro consiste de una serie de flujos ignimbríticos que megascópicamente exhiben alrededor de 10% de cristales del tamaño de ceniza, una proporción similar de fragmentos de pómez del tamaño de lapilli y el resto de matriz, la cual consiste predominantemente de vidrio; los cristales son principalmente de feldespatos-K y algo de cuarzo. De estos datos y de la descripción petrográfica de dos secciones delgadas (Apéndice 1, muestras 1145 y 1146) este miembro se puede clasificar como una toba de ceniza soldada, vitro-cristalina, de composición traquítica.

En todo este miembro se observó una serie de lentes delgadas de vitrófidos interestratificadas.

Un rasgo particular del miembro es la variación en actitud en su base, la cual parece reflejar las irregularidades existentes sobre la unidad 1 en el tiempo de su emplazamiento. Adicionalmente, en algunos lugares estas ignimbritas muestran una textura perlítica mientras que en otros la textura eutaxítica está bien desarrollada. Por esta diferencia textural Lujan *et al.* (1984) dividieron al miembro en dos partes ("toba vítrica amarilla" y "toba soldada gris", respectivamente). No obstante, a

excepción de dicha diferencia textural, todo este miembro es esencialmente homogéneo, por lo que aquí se abandona ese binomio y se utiliza únicamente el término "miembro B".

Relaciones estratigráficas

En la mayoría de los casos los contactos entre esta unidad con rocas más antiguas son tectónicos (Plano 1). De las escasas localidades en donde se ha observado un contacto estratigráfico (al oeste del Cañón Tigre Viejo y en la esquina suroccidental del área) el miembro A yace encima de los miembros C, D y E de la unidad 1 de este mismo grupo. Esta relación sugiere una discordancia entre ésta y la unidad 1. Este mismo tipo de relación entre ambas unidades fue sugerido previamente por Mishler (1920, p.583-584).

4.3.3. Edad del grupo volcánico superior

La edad del límite inferior de este paquete en el área ha sido establecido como del Oligoceno medio por la edad de 31 m.a. determinada para el miembro B de la unidad 1 (Apéndice 2). Por otra parte, su límite superior se desconoce, pero se considera también dentro del mismo Terciario medio. Como apoyo a esta designación, se sabe que unidades litológicas de aspecto físico, estratigráfico y estructuralmente similares a esta grupo se encuentran por toda la Sierra Madre Occidental y provincias vecinas (c.f., Elston & Northrop, 1976; Wisser, 1966; Mc Dowell & Claibough, 1979). Cocheme (1985) concluyó que el emplazamiento de estos paquetes volcánico ocurrió casi sincronicamente en todas partes, hace aproximadamente 30 ± 9 Ma.

1). Son generalmente de color gris claro a amarillo verdoso. Intemperizan y se erosionan con relativa facilidad, formando

4.4. Aluvi3n

Debido a la fuerte vegetaci3n imperante, gran parte del 3rea est3 cubierta por suelo vegetal, el cu3l no fue tomado en cuenta en este trabajo. Por otra parte, como se puede ver en el Plano 1, los lugares cartografiados como Aluvi3n (Cuaternario) son escasos, aislados y se encuentran en depresiones topogr3ficas. El material contenido en esta unidad consiste b3sicamente de grava suelta, producto del acarreo aluvial, o derrubios provenientes de las partes adyacentes. Esta unidad puede cubrir cualquier otra unidad en el 3rea.

4.5. Rocas Intrusivas

Durante la exploraci3n se reconocieron varios tipos de intrusivos en la regi3n, de los cuales se hizo 3nfasis sobre los que m3s afloran en el 3rea cartografiada, a saber, los dac3ticos, los andes3ticos y las brechas hidrotermales intrusivas (Lujan et al., 1984; Plano 1). De dichos intrusivos, los dac3ticos y los andes3ticos han sido descritos en detalle por Lujan et al. (1984). En este reporte, aparte de los dos anteriores, tambi3n se describen las brechas hidrotermales. Se incluye, adem3s, una descripci3n generalizada de otros intrusivos que no fueron cartografiados.

4.5.1. Intrusivos Dac3ticos

Los intrusivos dac3ticos ocurren principalmente en forma de troncos de menos de 1 km² en 3rea de exposici3n y se encuentran en la parte norte del 3rea a partir del Ca3n Palomitas (Plano 1). Son generalmente de color gris claro a amarillo verdoso. Intemperizan y se erosionan con relativa facilidad, formando

(Apéndice 1, muestras 1159, 1161, "?", "?", dique y Fresh andesite), las cuales mostraron que la roca típicamente presenta una textura inequigranular, con variantes como microporfídica, pilotaxítica, subofítica e hialopilitica; algunas de las secciones mostraron más de una de éstas. El contenido de micro-fenocristales varía de 35 a casi 100%, con un promedio de unos 40-70% en volumen; el resto de la roca está formada por una matriz micro-lítica con o sin vidrio. Los minerales primarios y su relación son casi invariablemente plagioclasa >> piroxeno > opacos. La composición de las plagioclasas varía de albita a labradorita. Aunque en general los piroxenos están alterados, parece cierta la presencia de pigeonita, augita y probable hiperstena (Mishler, 1920; Apéndice 1, muestras "?" y dique). Los minerales opacos son principalmente magnetita.

La alteración dominante en esta unidad es la propilitización, en donde el conjunto calcita + clorita + epidota ± pirita generalmente reemplaza parcial a completamente tanto a los fenocristales como la matriz.

En general existe el consenso de que estas rocas se tratan de andesitas (Mishler, 1920; Lujan *et al.*, 1984). Sin embargo, tomando la composición de las plagioclasas como criterio, la presencia de plagioclasa tan sódica como la albita puede indicar variaciones composicionales a traquiandesitas, mugearitas o rocas similares (Chayes, 1969).

Brecha volcánica andesítica

Un tronco andesítico se encuentra rodeado por una masa

brechoide en el área del Cañón Palomitas (Plano 1); el contacto entre una brecha volcánica y rocas masivas andesíticas también ha sido observado en algunos barrenos (e.g., DDH T-7, T-11). En estas brechas los clastos llegan a alcanzar hasta un 90% en volumen y su tamaño varía de <1 a 35 cm en diámetro, predominando los de 1-5 cm. Los fragmentos son principalmente de andesita (similar a las intrusivas) y una menor proporción la componen fragmentos de tobas félsicas. En la brecha del área del Cañón Palomitas los clastos se encuentran incluidos en una matriz fina, alterada e intemperizada, mostrando un aspecto arcilloso (Lujan *et al.*, 1984). En los barrenos, el aspecto de la matriz de la brecha es similar a la andesita masiva.

Por su relación espacial con el tronco andesítico en el área del Cañón Palomitas esta brecha ha sido considerada como una brecha de intrusión (Lujan *et al.*, *op.cit.*), implicando su relación genética (Wright & Bowes, 1963; Sillitoe, 1985). El aspecto genético de esta brecha no fue analizado en este estudio, por lo que se considera pendiente su clasificación en el esquema de Sillitoe (1985). Por el momento y siguiendo a Ochoa (1983) esta roca se clasifica como una brecha volcánica andesítica, de acuerdo a sus rasgos petrográficos (s. Fisher, 1960).

4.5.3. Brecha Hidrotermal Intrusiva

Estas brechas o estructuras similares han sido referidas en el área como "brechas alimentadoras de vapor" (steam-vent breccias; Park, 1982) o simplemente como "brecha" (Lujan *et al.*, 1984); otro nombre con el que comúnmente se les refirió durante la exploración fue el de "crackle-breccia". En este reporte se

grano fino, con o sin polvo de roca; casi siempre exhibe granos diseminados de pirita del orden de 1% en volumen. La relación fragmentos vs. matriz es variable de una localidad a otra, aunque en general parece persistir la relación fragmentos > matriz.

prefiere utilizar el nombre de "brecha hidrotermal intrusiva" (s. Wright & Bowes, 1963) en referencia al obvio origen hidrotermal de su matriz y su contacto abrupto e intrusivo con las rocas encajonantes

Estas brechas son irregulares en forma y varían en tamaño desde escasos centímetros en diámetro (observados en barrenos) hasta alrededor de 100 m en espesor y poco más de 1/2 km en longitud. Los cuerpos pequeños han sido observados principalmente en la parte sur y central del área, aunque su distribución puede ser más amplia. Por su parte, los cuerpos medianos y grandes han sido observados únicamente en la parte norte del área, a partir de la cresta del Cerro Combinación (Lujan *et al.*, 1984, Plano 1). Fuera del área, rocas de aspecto y litológicamente similares han sido observadas en Chino Gordo, al noreste del área (D. Hoi-sington, 1983, comunic. escrita).

La brecha está compuesta de fragmentos y matriz por lo general ambos claramente distinguibles. Los fragmentos son usualmente monogénicos, de composición y apariencia similares a las de la roca encajonante, varían en tamaño desde escasos milímetros hasta bloques de alrededor de 1 m en diámetro y son generalmente angulosos a subangulosos. La matriz es usualmente de grano fino y está compuesta predominantemente de cuarzo lechoso-translúcido de grano fino, con o sin polvo de roca; casi siempre exhibe granos diseminados de pirita del orden de 1% en volumen. La relación fragmentos vs. matriz es variable de una localidad a otra, aunque en general parece persistir la relación fragmentos > matriz.

Donde se ha observado su contacto con la roca encajonante, éste es brusco pero normal, claramente discordante (intrusivo).

4.5.4. Otros intrusivos

Se han observado por lo menos otros dos tipos de intrusivos al norte y noroeste del área. Uno de estos son los diques de textura afanítica a vítrea observados al oeste de Pilares de Teras (Park, 1983b; D.Hoisington, 1983, comunic. escrita). Otro de estos intrusivos es un pórfido, localmente granular, con fenocristales de grano medio a grueso, el cual generalmente ha sido referido como pórfido de riolita en el área de Pilares de Teras (Perry, 1935b; Thoms, 1967a; Manrique, 1980). Park (1983a) reportó un contenido mineralógico de 25% plagioclasa, 10% feldespatos-K, 5% cuarzo, 5% biotita y 5% hornblenda para esta roca, clasificándola como pórfido de cuarzomonzonita.

4.5.5. Relaciones entre intrusivos y su edad

De acuerdo a lo observado hasta el momento, las relaciones entre los intrusivos son contradictorias de una localidad a otra. Por ejemplo, la brecha hidrotermal corta a cuerpos dacíticos en varios lugares, mientras que en una localidad en el extremo noreste del área está cortada por un tronco andesítico. Esta y otras relaciones sugieren que las andesitas son las últimas en ocurrir (c.f., Lujan *et al.*, 1984). Una relación contraria se puede interpretar en el área de Pilares de Teras, en donde cuerpos andesíticos cortan a las dacitas y a su vez están cortados por diques félsicos(?). No obstante, se puede notar que los intrusivos de facies finas y la brecha hidrotermal cortan a la secuencia volcánica por lo menos hasta el miembro B de la unidad

1 del grupo volcánico superior. Así mismo, xenolitos petrográficamente similares a dicho miembro han sido observados en algunos de los intrusivos. Estas relaciones establecen una edad máxima para estos intrusivos, incluyendo a la brecha hidrotermal, de 31.7 ± 1.3 Ma (Oligoceno medio), es decir, la edad de ese miembro. En cuanto al pórfido de cuarzomonzonita de Pilares de Teras, únicamente se ha observado que éste intrusiona a la caliza paleozoica. La diferente textura y composición de esta roca permiten tratarla como una unidad distinta y es posible que se haya emplazado concomitantemente con el grupo volcánico inferior.

III. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

La composición variada, las relaciones que guardan entre sí y la disposición actual de las rocas del área son muestras de que la región ha estado involucrada en varios eventos tectónicos probablemente desde el Precámbrico. Sin embargo, debido a que la mayor parte del área está ocupada por rocas volcánicas terciarias así como por la edad Terciaria de la mineralización, en el trabajo de exploración se dió énfasis a las estructuras de esta edad y las más jóvenes. Por tal motivo, este capítulo se ha dividido en dos partes. En la primera se describen de manera general las estructuras pre-terciarias y en la segunda se detallan las terciario-cuaternarias.

1. Estructuras pre-terciarias

Como se señaló con anterioridad, la roca que se cree más antigua del área es el granito El Chinoso, de presumible edad Precámbrica. Los diques aplíticos y pegmatíticos que cortan a esta unidad presentan una tendencia general al NE. Debido a que este tipo de rocas (diques) son tradicionalmente consideradas como fases pneumatolíticas, tardías, asociadas a las masas graníticas (e.g., Tyrrell, 1978), se asume que son las estructuras más antiguas registradas en el área. Por otra parte, en algunas localidades este granito muestra estructuras de crenulación (Ochoa, 1983) o una gneisocidad, en ocasiones bien desarrollada; al microscopio estos rasgos estructurales se expresan como una deformación de los cruceros de las micas (Apéndice 1, muestra 1149). No se hizo ningún trabajo para entender el significado de estas estructuras, pero debido a que no se observaron rasgos

inferior y la unidad 2 del grupo superior (Plano 1). En algunas localidades estos cambios parecen ser productos de movimientos tectónicos, pero en otros casos pueden ser rasgos primarios. Aparentemente las variaciones exhibidas por las unidades del grupo volcánico inferior son primarias, consideradas como típicas de unidades en terrenos de estratovolcanes (Cruson & Pansze, 1984, comunic. oral). En relación a esto, se puede notar que las ignimbritas de la unidad 1 del grupo superior muestran una mayor uniformidad en su actitud; a diferencia del grupo volcánico inferior, a este tipo de rocas se les considera como provenientes de calderas o complejo de calderas (Elston & Smith, 1970; Rhodes & Smith, 1972).

Por otra parte, las variaciones en actitud que muestra el miembro B de la unidad 2 son muy locales y pueden estar reflejando el efecto de un evento tectónico concomitante. Particularmente, Mishler (1920) sugiere un basculamiento antes del emplazamiento de dicha unidad.

Las estructuras tectónicas terciarias y post-terciarias que a continuación se describen presentan tendencias variadas, pero son particularmente notorias las tendencias N, NNW, NW y NE (c.f., Mishler, 1920, p.587; Plano 1). Se ha notado que existen estructuras de tendencias similares pero que han actuado en tiempos diferentes. Por esta razón, se considera que una presentación en edades relativas resulta más significativa que una clasificación por tendencias.

De las más antiguas a las más jóvenes las estructuras son

las fracturas-diques, las fallas-vetas, el fallamiento NW y el sistema "O" Corral-Fortuna (en este reporte, los términos "fractura-dique" y "falla-veta" se emplean para diferenciar a ciertas estructuras particulares, aunque también llevan una connotación genética en el sentido de que se asume que primero ocurrieron las estructuras (*i.e.*, fracturas y fallas) las cuales fueron ocupadas por algún material (en este caso roca y mineral de veta) formando los diques y las vetas. En este mismo sentido, el término falla-veta se distingue del veta-falla, como actualmente se conoce a dichas estructuras, ya que ellas han sido tectónicamente reactivadas (*c.f.*, apart. III.2.5. y IV.2.)):

2.1. Las fracturas-diques

Las fracturas-diques son probablemente las estructuras terciarias más antiguas que se han reconocido en el área. En general, presentan una tendencia al norte con pequeñas variaciones al este u oeste y buzan con alto ángulo al oeste. Varias líneas de evidencia indican que hay más de una etapa de generación de este tipo de estructuras (*e.g.*, Mishler, 1920). Sin embargo, hasta el momento no se ha hecho ningún intento en distinguir posibles diferencias entre ellas.

2.2. Las fallas-vetas

Los reportes anteriores (Mishler, 1920; Bjorge, 1929; Park, 1982; Lujan *et al.*, 1984) ya han presentado en detalle los rasgos estructurales de las vetas (fallas) del área. Uno de los puntos que queda por discutir, sin embargo, es el tipo de fallamiento a que estos depósitos están asociados. Existen por lo menos tres atributos particulares de estas estructuras que permiten determi-

nar de una manera cualitativa los mecanismos de su formación: su geometría, el desplazamiento aparente involucrado y la localización de los clavos mineralizados en ellas:

Geometría.- En general, las fallas-vetas presentan un rumbo que varía de NNE al NNW y un buzamiento de alto ángulo. Sin embargo, individualmente ellas presentan variaciones, tanto en rumbo como en echado. Se ha podido establecer que estas variaciones no son al azar y que son rasgos geométricos atribuibles a todas las estructuras mineralizadas del área. Dichos rasgos, esquematizados en las figuras 4 y 5, se describen a continuación:

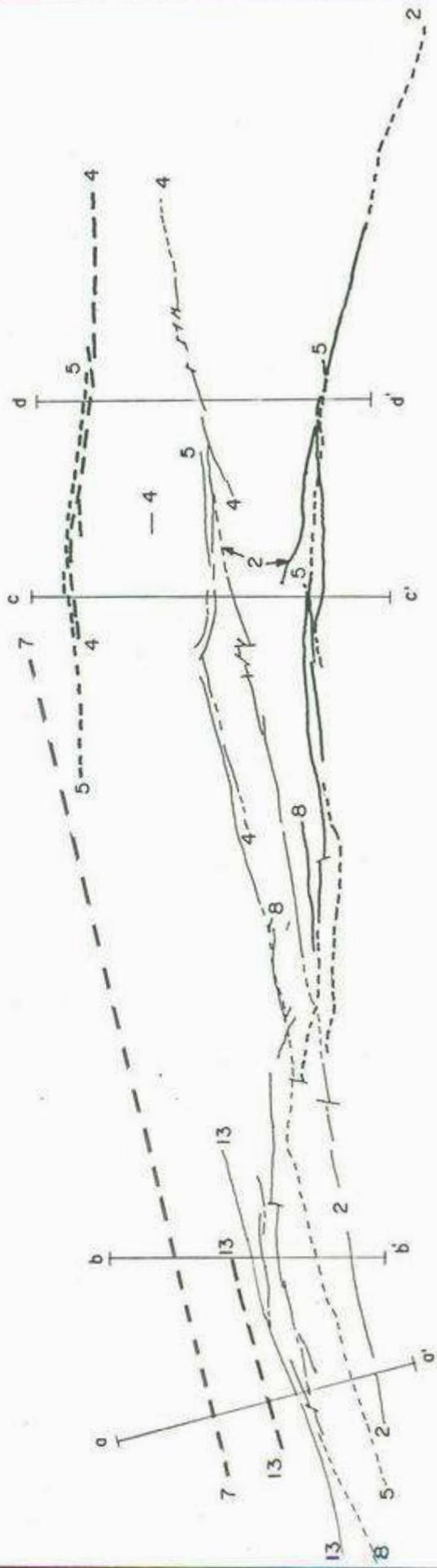
a).- Vista en planta (Fig. 4) una falla-veta está compuesta por segmentos largos de rumbo NNW más o menos uniforme, conectados entre sí por segmentos menores y de rumbo algo diferente (Lujan et al., 1984); estos segmentos menores, usualmente de rumbo N-NNE, le dan a toda la estructura un aspecto sigmoide en las áreas de unión.

b).- En sección transversal (Figs. 5) la actitud de cada estructura es sinuosa, y en general, tendiendo a la vertical más que buzando hacia algún lado en especial.

Desplazamientos aparentes.- El desplazamiento relativo observado en las fallas-vetas en sección transversal, más que ser de tipo normal o inverso por sistema, depende de su inclinación local y globalmente indica el desplazamiento aparente que sufrieron los bloques involucrados (c.f. Fig. 5).

Relación entre el comportamiento estructural y la mineraliza-

N



- falla - veta Tigre
- - - falla - veta Seitz - Kelley
- · - · falla - veta Sooy
- - - - sistema de falla Fortuna

Figura 4: Trazo de las fallas- vetas meridionales del distrito minero El Tigre, en los niveles de mina indicados por los números / tomada de B Jorge (1929) y G. Schmidt (1982, comunic. escrita). Las líneas a-a', b-b', c-c' y d-d' son las líneas de sección de la Figura 5.



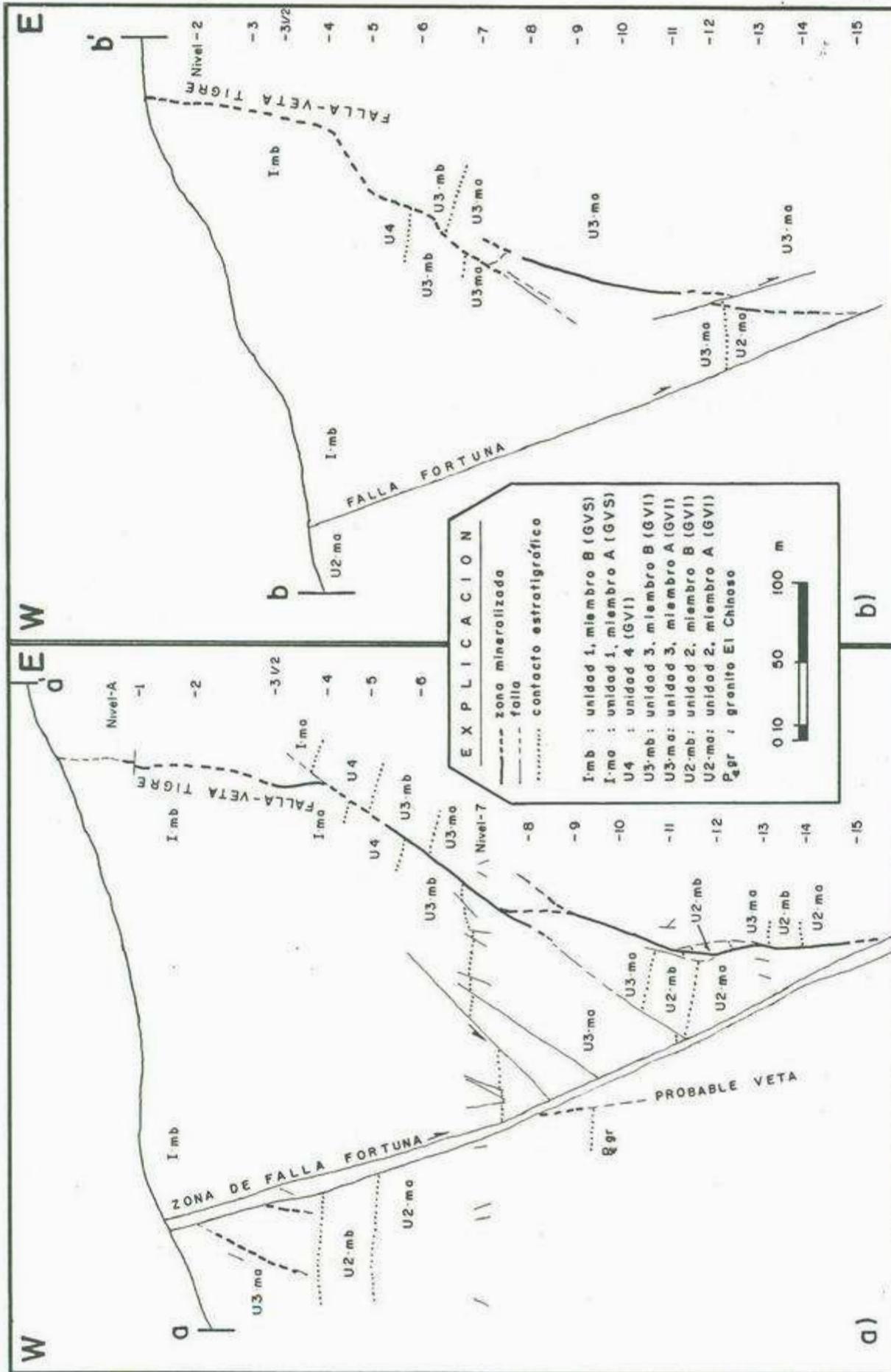


Figura 5: Secciones transversales a las fallas-vetas meridionales del distrito minero El Tigre (tomadas de Bjorge, 1929).
Las líneas de sección están indicadas en la Figura 4.

GVI y GVS significan grupo volcanico inferior y superior, respectivamente.

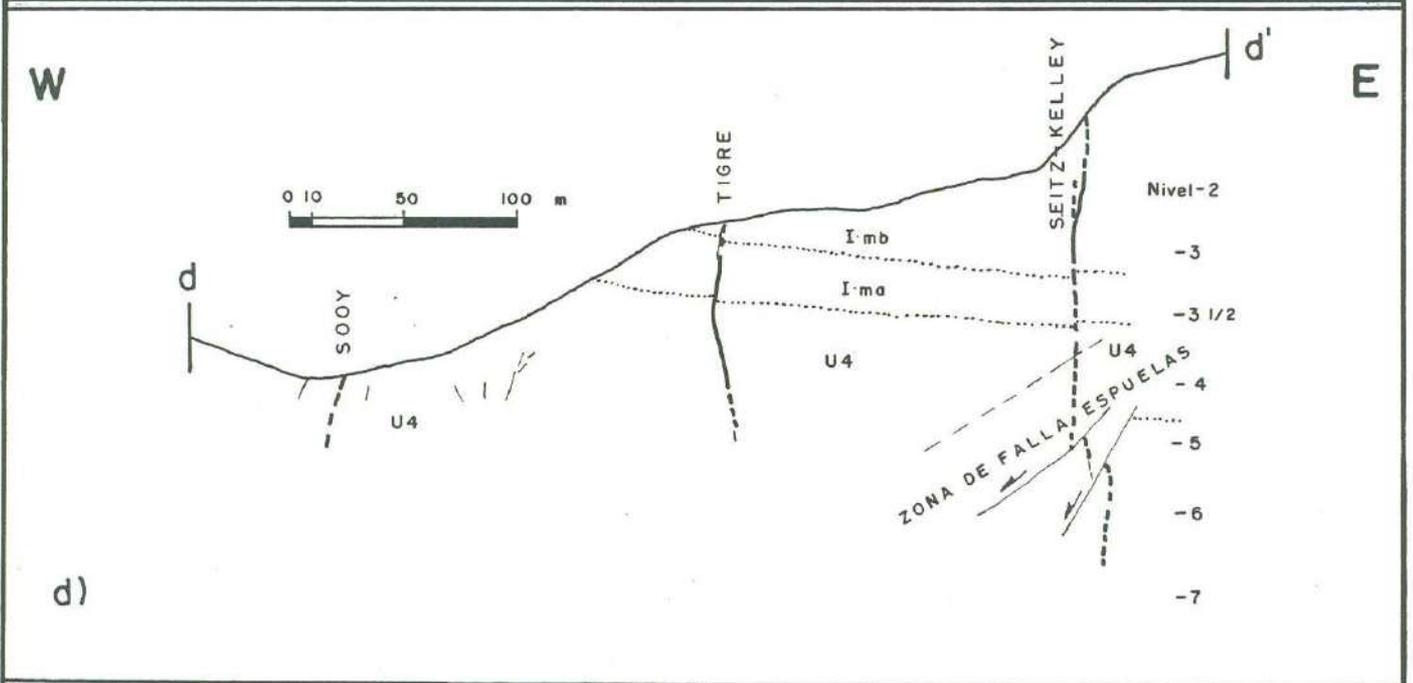
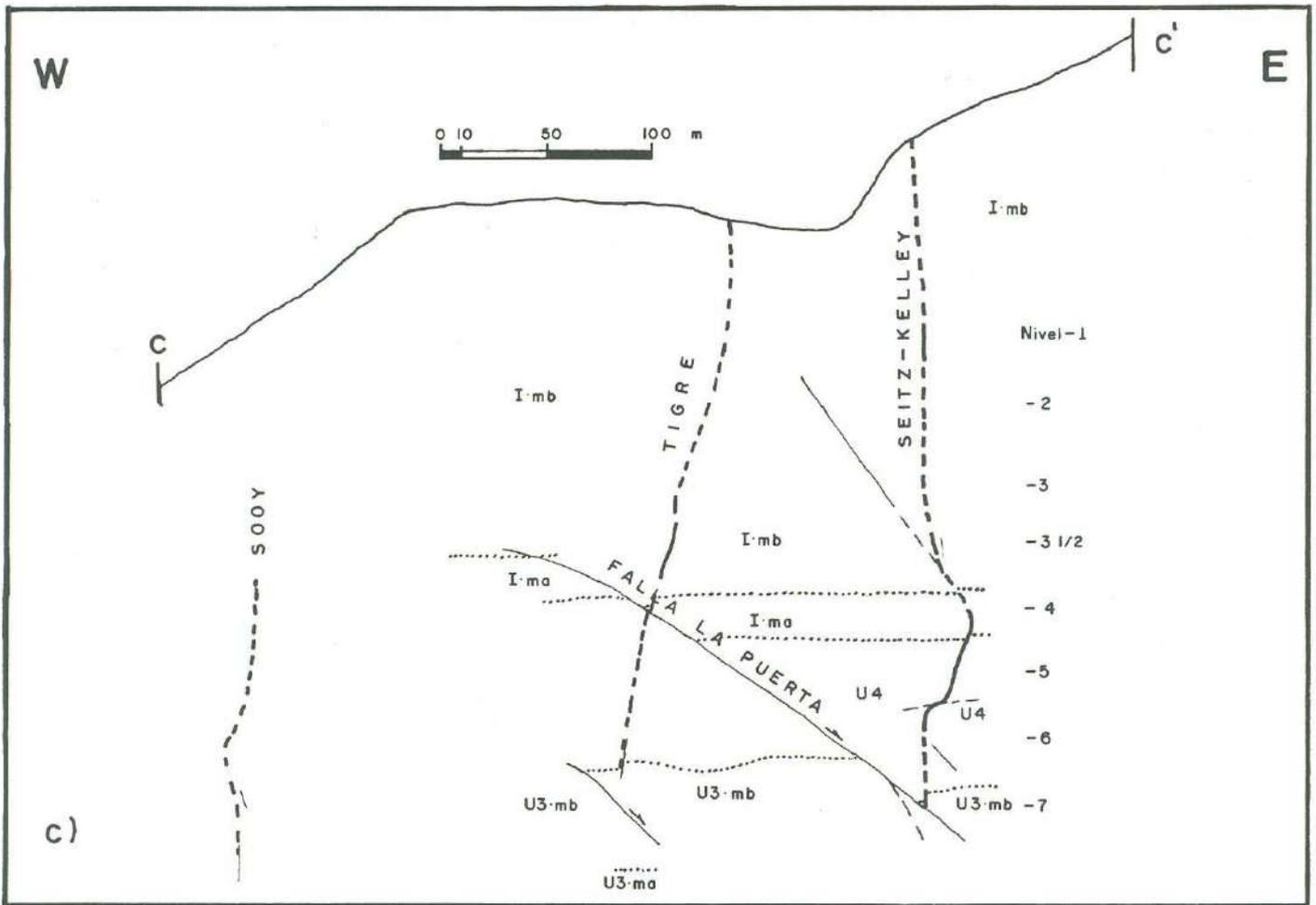


Figura 5 (cont'd).

ción.- Es interesante notar que la disposición de los clavos no es al azar; Lujan *et al.* (1984) señalan que estos yacen principalmente en los segmentos de tendencia NNW. Esto se demuestra en el apartado IV.3., en donde, haciendo una comparación semi-cuantitativa entre una sección estructural y otra de contenido metálico resalta claramente que los segmentos de veta de rumbo N25E-N05W están poco mineralizados mientras que los de rumbo N06-23W son los que contienen la mayor parte y mayor ley de mineralización.

Todos los rasgos geométricos (segmentos de rumbo más o menos uniforme, echado sinuoso pero tendiendo a ser vertical, patrón en échelon de los segmentos NNW y forma sigmoidea de las zonas de unión) son sugestivos de un fallamiento a rumbo (Seigel, 1950; Wilcox *et al.*, 1973). Así mismo, los desplazamientos aparentes ambiguos también sugieren un ambiente transcurrente (*e.g.*, Smith, 1965, Fig. 7c; Harding, 1973). Por otra parte, aun cuando por sí solos estos rasgos no son indicativos del tipo de deslizamiento involucrado (*e.g.*, Segall & Pollard, 1980), los escasos datos disponibles indican que estas estructuras son fallas a rumbo lateral izquierdo. Por ejemplo:

a).- Considérese el caso de la falla-veta Tigre en la Figura 5c. El desplazamiento aparente global, más que ser normal o inverso, indica simplemente que el bloque E bajó en relación al W. Sin embargo, esta misma disposición se puede tener si se desplaza horizontalmente a un bloque previamente inclinado. En este caso particular, si al miembro A de la unidad 1, el cual tiene un rumbo casi E-W (N84E-N72W) y buza de 10° a 15° al sur

(Bjorge, 1929), se le aplica un desplazamiento lateral izquierdo a lo largo de la misma estructura, quedaría la misma impresión de que el bloque E bajó en relación al W.

b).- En el caso de la falla-veta Seitz-Kelley en la Figura 5d, de acuerdo al desplazamiento global aparente el bloque E subió en relación al W. Sin embargo, aquí el mismo miembro A buza ^o 15 al norte (Bjorge, *op. cit.*), por lo que aplicando un deslizamiento lateral izquierdo a lo largo de la falla-veta quedaría la misma apariencia general.

La disposición de los clavos mineralizados en la falla-veta Tigre son también compatibles con un mecanismo de este tipo (Fig. 6). En la Figura 6a se representan esquemáticamente las fallas-vetas de la parte sur, el deslizamiento lateral izquierdo en estas estructuras y los clavos mineralizados en la veta Tigre. De esta figura se puede deducir cualitativamente las probables condiciones cinemáticas en que éstas ocurrieron: un eje de esfuerzo mínimo principal (σ_3) subhorizontal y de orientación NE-SW y un eje de esfuerzo máximo principal (σ_1) también subhorizontal y perpendicular al primero (Fig. 6b). Como se puede ver en la Figura 4, la zona de intersección de las estructuras Tigre y Seitz-Kelley presenta una tendencia general N-NNE, es decir, casi perpendicular al σ_1 . Esto explica satisfactoriamente el por qué esta zona fue pobre en mineralización (Mishler, 1920).

En relación a la edad del fallamiento, el fechamiento de la unidad del grupo volcánico superior la establece una edad máxima de 31.7 ± 1.3 Ma, pero desafortunadamente no se conoce de manera

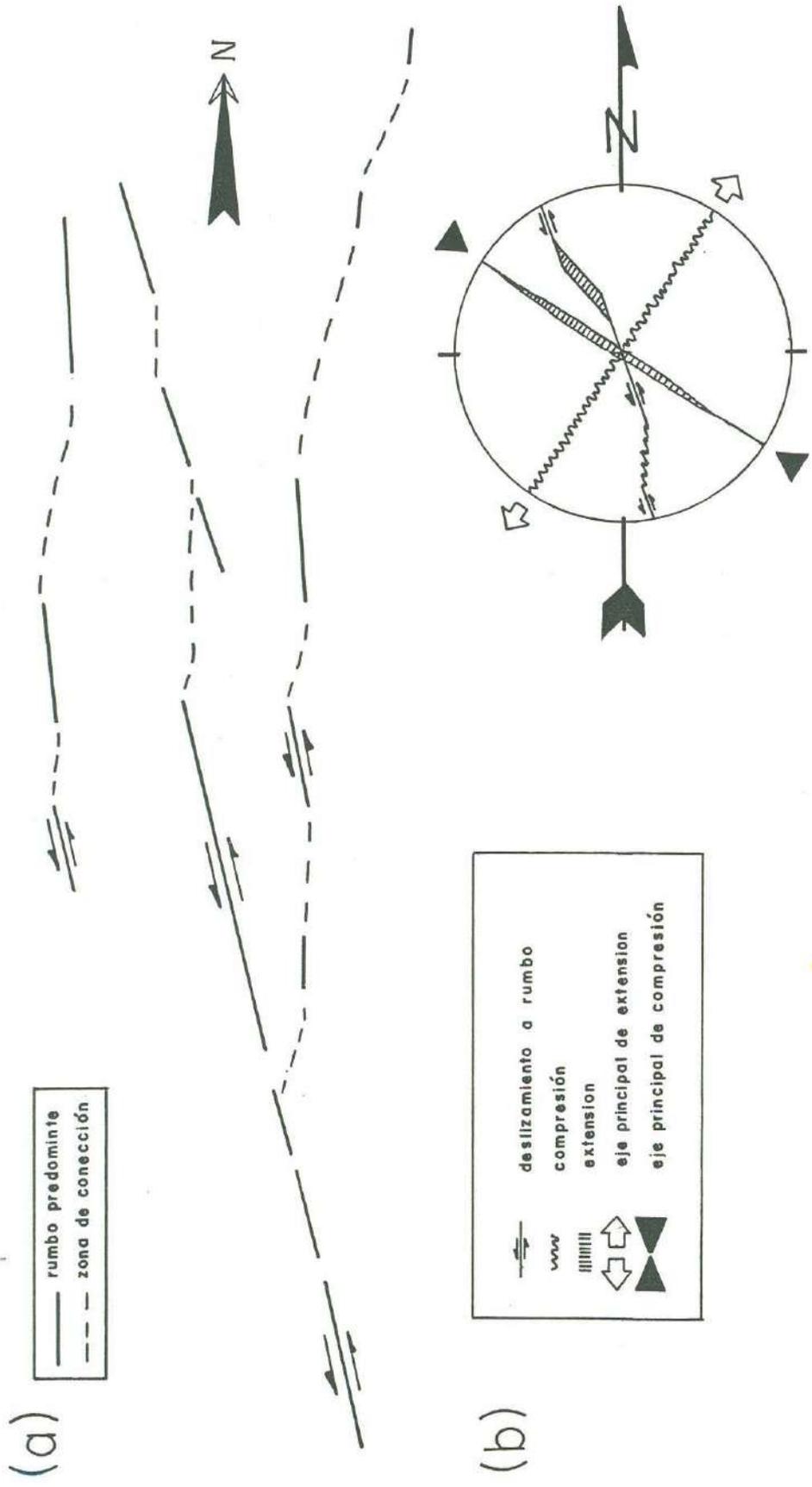


Figura 6: Modelo cinemático para las fallas-vegas del área sur. (a) Tendencia general de las estructuras y su desplazamiento relativo; (b) Relación entre estructuras y ejes cinemáticos (adaptada de Bles & Feuga, 1981), determinada en base a la figura (a). Nótese la similitud en orientación de las zonas de conexión de la figura (a) y de la (b) en su hemisferio sur.

directa el límite superior. No obstante, este distrito yace en la franja de mineralización de Ag-Au vetiforme identificada por K. Clark, P. Damon y colaboradores (Clark & de la Fuente, 1978; Clark *et al.*, 1979, 1982; Damon *et al.*, 1983; 1984), la cual tiene una edad de 27-29 Ma en el área de Chihuahua. Así, por el momento se puede considerar que este fallamiento ocurrió hace unos 31-27 Ma.

2.3. Fallamiento NW

Posterior al emplazamiento de la mineralización ocurrió un fallamiento relativamente importante, el cual es considerado como el causante del primer basculamiento de las volcanitas (Mishler, 1920). Este evento creó fallas orientadas predominantemente al NW y una pequeña proporción de otras orientadas al NE, E y N (Plano 1). De las fallas conocidas que ocurrieron en este evento se encuentran la Puerta y Espuelas (figs. 5c,d y 7); por su rumbo NW en la parte centro-occidental del área, es probable que el sistema "O" Corral se haya iniciado en este evento y reactivado posteriormente.

Estas estructuras son fallas normales de echados de alto a moderado ángulo y que presentan desplazamientos de escasos metros hasta más de 100 m (Mishler, 1920); una reconstrucción estructural en la falla-veta Tigre indica una dislocación vertical de 60-120 m al sur. El estilo de este fallamiento se ilustra en la Figura 7; en esta figura se nota el basculamiento que ocurre en estas estructuras. Adicionalmente, en el Plano 1 se nota que las fallas de orientación NW forman pequeños bloques en horsts o grabens (PL. 1). Este estilo de fallamiento sugiere que son el

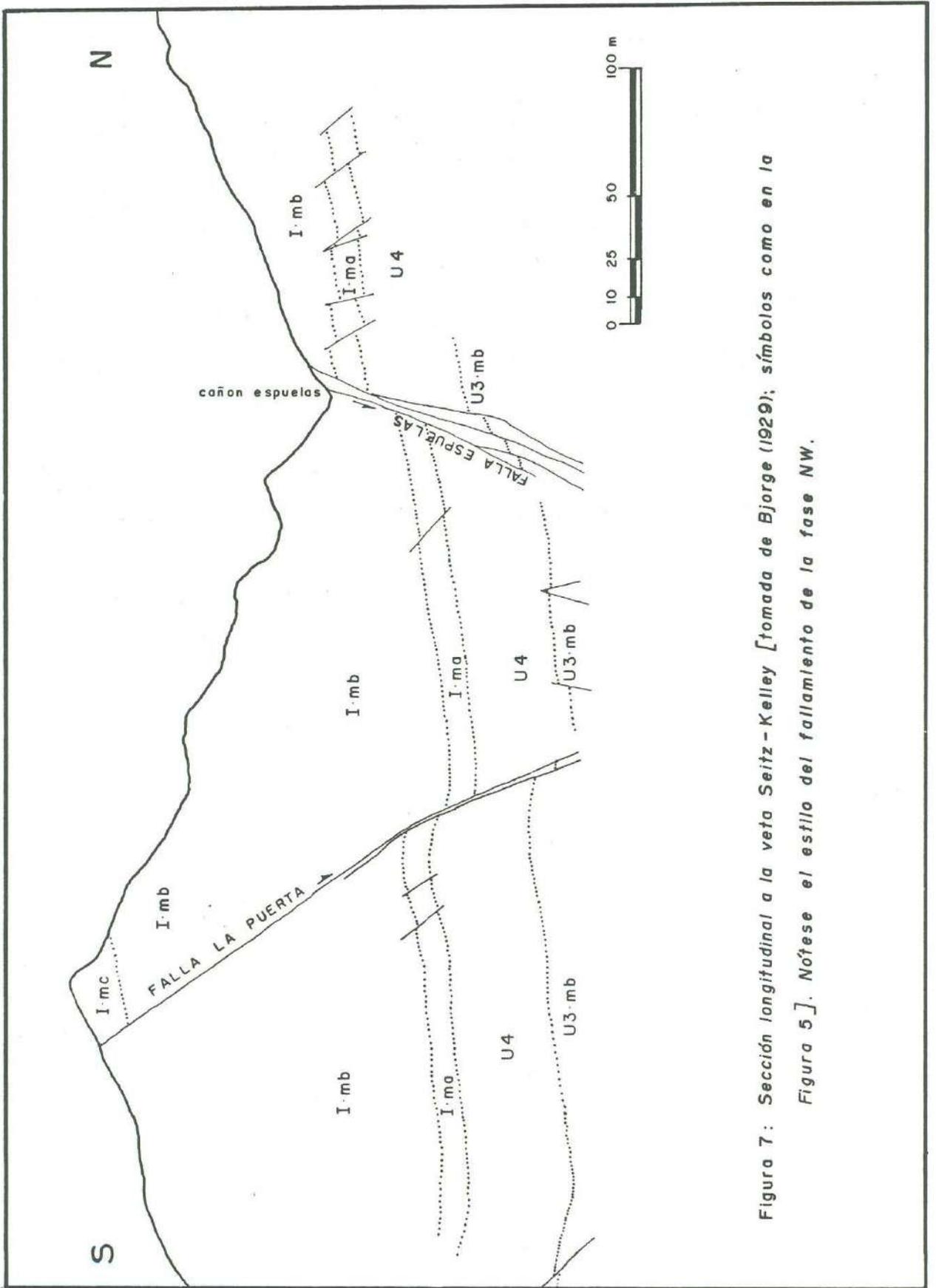


Figura 7: Sección longitudinal a la veta Seitz-Kelley [tomada de Borge (1929)]; símbolos como en la Figura 5]. Nótese el estilo del fallamiento de la fase NW.

producto de un σ_3 subhorizontal de orientación NE-SW.

Respecto a su edad, este fallamiento basculó a las volcánicas de la unidad 1 del grupo volcánico superior y corta a las estructuras mineralizadas, por lo que se le asigna un límite inferior post--31-27 Ma; por otro lado, la unidad 2 del mismo grupo se emplazó concomitante o después de la ocurrencia de este fallamiento, pero desafortunadamente no se pudo fechar dicha unidad. Por el momento se le confiere dentro del Terciario medio-tardío, de acuerdo a las edades obtenidas para estructuras de orientación similar en el SW de los Estados Unidos (e.g., Lipman, 1981; Seager *et al.*, 1984; Hagstrum & Lipman, 1986).

2.4. Sistemas "O" Corral y Fortuna

El fallamiento más joven en el área está representado por un par de sistemas de fallas normales, el "O" Corral y Fortuna, cuyo juego simultáneo creó el horst el Molino. Este fallamiento es considerado el más importante, tanto en la magnitud de su salto como en lo económico, pues ha desplazado a las estructuras mineralizadas tanto que la ubicación de la contraparte en el bloque de techo es un punto de debate.

Sistema "O" Corral.— El sistema "O" Corral, nombrado así por Park (1982) en alusión a su exposición cerca de un corral de piedra en el Cañón El Chinoso, se trata de una serie de fallas de tendencia general NNW a NW y buzamiento de alto ángulo al SW. El desplazamiento es en forma escalonada, habiendo bajado el bloque SW unos 450 a 920 m en total (Mishler, 1920; Plano 1). Este sistema es esencialmente paralelo al sistema Fortuna en el extremo sur del

área, en donde su rumbo es NNW, separándose de él en la parte centro-occidental en donde su rumbo es al NW (\sim N40W). Cruza entonces todo el extremo SW del área, desconociéndose su longitud total; de acuerdo a Mishler (*op.cit.*), todo el flanco occidental de la sierra bajó a lo largo de este sistema, por lo que se sospecha que su longitud es considerable.

Sistema Fortuna.- El sistema Fortuna, comúnmente referido como "falla Fortuna", consiste de una estructura principal de tendencia NNW (N20W) y buzamiento de alto ángulo (\sim 70^o) al este. Este sistema cruza casi todo el área desde la esquina SE hasta poco antes del Rancho Carabinas, en donde su traza se pierde (Plano 1). Más al sur la S.P.P. (1983) muestra una falla normal de unos 13-14 km de longitud y de tendencia esencialmente N-S con buzamiento al E, la cuál se sigue a lo largo del Cañón La Matanza. Esta estructura, también identificada en imagen de satélite (c.f. Fig. 8) coincide tanto en posición geográfica como en actitud con el sistema Fortuna.

Es probable que el sistema Fortuna sea una antigua estructura, reactivada en dos ocasiones por lo menos. Ella parece controlar la distribución de la unidad 2 miembro B del grupo volcánico inferior, siendo en esta ocasión su primera manifestación. Así mismo, por su tendencia similar y cercanía con las vetas del área (Fig. 3) es probable que se haya reactivado para formar a estas estructuras.

A esta estructura está asociada una serie de fallas antitéticas secundarias (c.f. Fig. 5a), cuya disposición sugiere

por la falla Fortuna y en el SE por un sistema de fallas SW

conectadas a la Fortuna, el cual puede considerarse como un ramal de dicha falla (e.g., Lujan *et al.*, *op cit.*); el paralelismo que presenta en esta parte el sistema "O" Corral con el "ramal" NW permite especular que el "O" Corral fue iniciado dentro del evento de fracturamiento NW y, además, que por lo menos localmente los sistemas de fallas NW han sido reactivados en tiempos relativamente recientes. El interjuego de este par de sistemas de fallas del área, uno bajando el bloque SW y el otro el NE, más la erosión, han permitido exponer en el bloque central al granito El Chinoso (Plano 1).

Este fallamiento es más joven que el fallamiento NW, pero no se puede fechar de manera directa en el área. Sin embargo, es interesante notar que la tendencia general del sistema Fortuna (NNW-SSE) más la fuerte componente normal del deslizamiento a lo largo de él sugieren que es el producto de un σ_3 subhorizontal, orientado ENE-WSW. Así, tanto la tendencia de esta estructura (y parte del sistema "O" Corral) como su cinemática son comparables a las de las estructuras típicas del fallamiento Basin-and-Range en el SW de los Estados Unidos, el cual es considerado dentro del Terciario tardío (Stewart, 1971, 1978; Eberly & Stanley, 1978; Zoback & Thompson, 1978; Lipman, 1981; Seager *et al.*, 1984). Por analogía, a estas estructuras se les asigna tentativamente tal edad.

2.5. Actividad Tectónica Actual

Uno de los sismos más fuertes que se ha sentido en el NW de México y SW de los Estados Unidos en tiempos históricos ocurrió en Mayo de 1887 y cuyo foco se localiza en el Valle de San

Bernardino, inmediatamente al norte de la Sierra El Tigre (Du Bois & Smith, 1980). Esta y otras indicaciones más (e.g., Du Bois, 1979; Natali & Sbar, 1982) muestran que la región es sísmica y tectónicamente activa. Los estudios centrados sobre las manifestaciones del sismo de 1887 (e.g., Gianella, 1960) han indicado que éste fue el producto de la activación de una falla de orientación casi N-S y de unos 80 km de longitud, la cual limita al Valle de San Bernardino en su flanco oriental (nombrada falla Pitaycachi por Natali & Sbar (1982)). Sin embargo, existen evidencias que indican que la actividad sísmo-tectónica persiste más al sur: Mishler (1920) ha señalado que el sistema "O" Corral ha sido reactivado dos veces desde 1880 (hasta 1920) causando severos temblores; uno de los microsismos de mayor magnitud ($M_l > 1.2$) registrados por Natali & Sbar (*op.cit.*) ocurrió en una localidad de coordenadas aproximadas $30^{\circ} 19'$ Lat. N; $109^{\circ} 20'$ Long. W; durante la temporada del desarrollo de la obra Lucía-Fundadora fueron sentidos por lo menos dos sismos pequeños, los cuales pueden interpretarse, opcionalmente, como pequeños deslizamientos a lo largo de ésta o alguna otra estructura regional, debido a la "extracción de asperezas" como producto del rebaje a lo largo de la veta (la observación de estrías subhorizontales a lo largo de la estructura en dicha obra apoya esta posibilidad). Adicionalmente, es interesante notar que ninguna de las estructuras consideradas como grandes, las vetas inclusive, se encuentran sanas sino, más bien, se tratan de zonas brecha. Así, es de suponerse que por lo menos parte de la deformación actual se esté llevando a cabo en alguna de las estructuras aquí cartografiadas.

3. Estructuras Circulares

Apoyados en una imagen de satélite (banda 7) a escala 1:250,000 Park (1983b) y Lujan *et al.* (1984) han identificado dos grandes rasgos sub-circulares en el extremo occidental de la Sierra El Tigre, los cuales están delineados por accidentes topográficos (arroyos, cañones, o frentes de sierras; Fig. 8). Uno de estos rasgos se localiza al oeste del área y este del Río Bavispe; incluidos en él se encuentran por lo menos otros dos menores. El segundo rasgo mayor se encuentra inmediatamente al sur del área y este de la presa. De acuerdo a Lujan *et al.* (1984) esta segunda estructura contiene un sistema de rasgos lineales de tendencia N; una de éstas coincidiría con la proyección sur del sistema Fortuna referido anteriormente.

Otros dos rasgos similares yacen al este y sur de la sierra (Fig. 8); parte del rasgo oriental está interpretado por la S.P.P. (1983) como una falla normal de tendencia curvilínea.

Los autores que identificaron estos rasgos circulares dieron también sendas interpretaciones sobre su significado. Por una parte, Park (1983b), refiriéndose al rasgo occidental, sugiere que "...es el límite periférico de la expresión superficial de un intrusivo enterrado...", y le atribuye una forma de domo ("doming"). Por su parte, Lujan *et al.* (1984) han sugerido la posibilidad de que estas estructuras se traten de "...calderas de colapso y sus rasgos lineales..." Ambas hipótesis son posibles (*c.f.*, Elston *et al.*, 1976). Sin embargo, quedan por comprobarse mediante argumentos geológicos. La pila ignimbrítica del grupo volcánico superior de área sugiere la presencia de calderas o

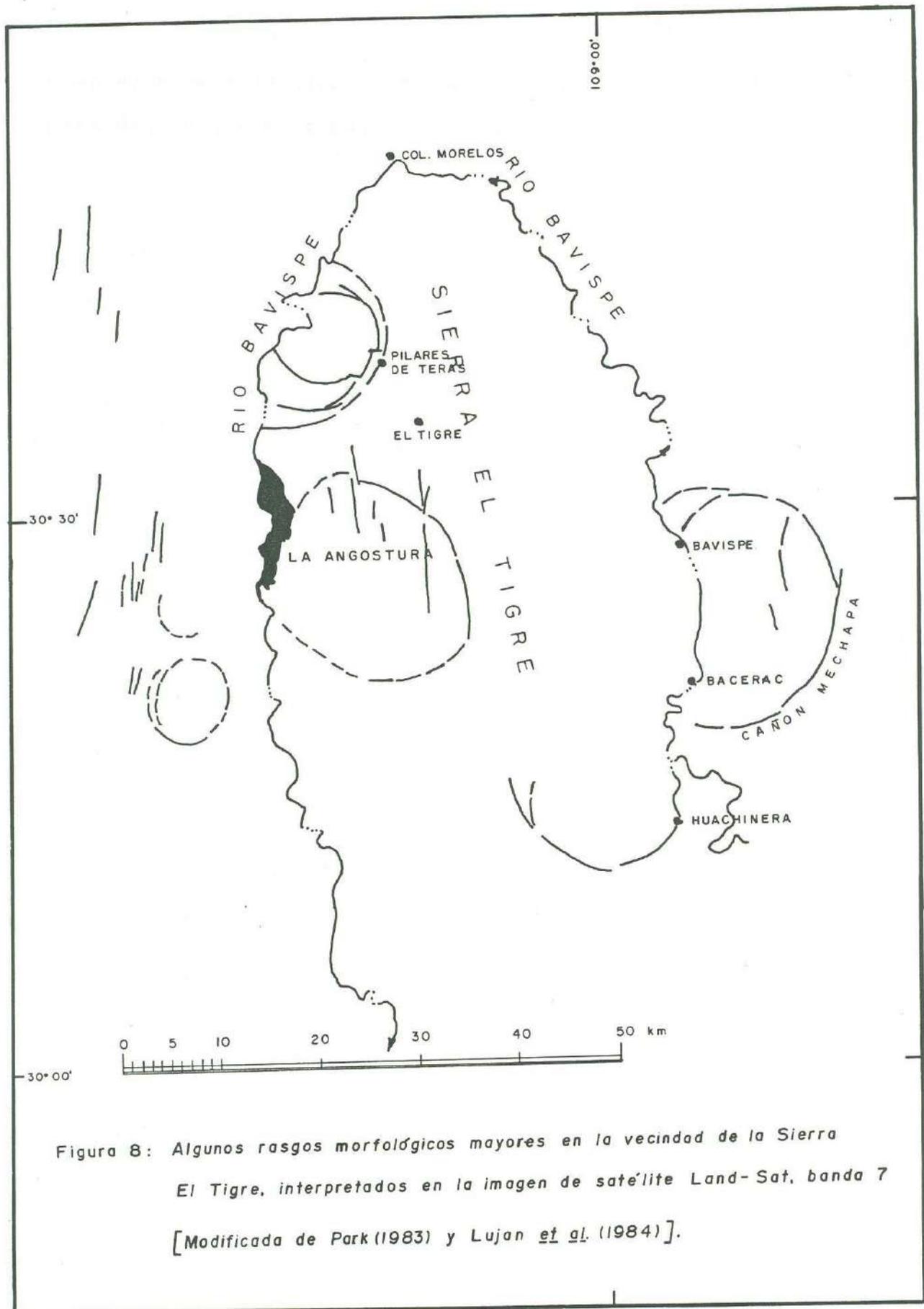


Figura 8: Algunos rasgos morfológicos mayores en la vecindad de la Sierra El Tigre, interpretados en la imagen de satélite Land-Sat, banda 7 [Modificada de Park (1983) y Lujan *et al.* (1984)].

complejos de este tipo. Sin embargo, no se realizaron trabajos para determinar la fuente de estas rocas.

IV. YACIMIENTOS MINERALES

En este distrito existen dos tipos de yacimientos minerales importantes: las vetas de relleno de fisuras, localizadas desde la parte sur del área hasta la pared norte del Cerro Santa Fe (Mishler, 1920; Mishler & Budrow, 1925; Park, 1982; Lujan *et al.*, 1984) y los de reemplazamiento en caliza, representados primordialmente por las minas del área de Pilares de Teras (Perry, 1935b; Park, 1983a; Lujan, 1983, comunic. escrita) y la mina El Tornillo en el Cañón La Bota. Existen además dos rasgos físicamente sobresalientes: las brechas hidrotermales (intrusivas) y una zona anómala en color y alteración con un área de 15 km x 10 km que se extiende hacia el norte desde el Cañón La Bota (G.Schmidt, *in* Manrique, 1981). Sin embargo, aparte de las minas de Pilares de Teras, las cuales se encuentran en esta última zona, estos rasgos no son considerados de importancia por no haber presentado anomalías geoquímicas. En esta sección sólo se presenta un resumen sobre los depósitos tipo veta de relleno de fisuras debido a que la mayoría de los trabajos se centraron en ellos y porque su discusión tiene relación directa con los tópicos principales de este trabajo. Este resumen trata sobre la mineralización y alteración; los rasgos estructurales se presentaron en la sección 3.2.2. Para mayor información referirse a los documentos de Mishler (1920), Mishler & Budrow (1925), Park (1982) y Lujan *et al.* (1984).

1. Historia y producción minera

La historia de El Tigre como pueblo es un tema de investigación de Nestor Fierros-M. (1987a,b, 1988, comunic. oral), a quien

el lector interesado deberá consultar. Este apartado trata principalmente los aspectos de producción, según consta en los archivos de la compañía minera Cobre de Hércules, S.A.

De acuerdo a registros publicados e inéditos en archivo de la compañía Cobre de Hércules, S.A., los trabajos formales en la mina El Tigre se iniciaron en 1903 por la Tigre Mining Co., S.A., y continuaron hasta 1938. Durante esta temporada esta mina fue bien trabajada, registrando sistemáticamente sus avances. La producción total hasta 1938 fue de unos 50,000,000 dólares en plata y oro (en los precios de aquellos días; Miller, 1983, comunic. escrita). En la Tabla 1 se enlistan las producciones y leyes logradas hasta los años 1920, 1924 y 1927. La producción se obtuvo fundamentalmente de las vetas del área de la antigua mina, principalmente de la veta el Tigre; sólo una pequeña proporción provino de otras vetas del área de Palomitas (o "North Tigre"; Mishler, 1920, 1928a; Mishler & Budrow, 1925; Miller, 1983, comunic. escrita). La compañía minera paró sus actividades en julio de 1938 debido, aparentemente, a la disminución en la producción, la caída del precio de la plata, aumento en los impuestos nacionales y locales, incomodidad en sus transacciones por problemas con los revolucionarios, escasez de mano de obra en parte por la competencia con compañías mineras de cobre, entre otros factores (Budrow, 1928; Mishler, 1928b; Miller, 1983, comunic. escrita).

La información sobre los trabajos en la mina después del cierre de la compañía es escasa e imprecisa. De acuerdo a Miller (1983, comunic. escrita) la mina fue arrendada al sindicato

Tabla 1.- Datos de producción del distrito minero El Tigre, Sonora.

AÑO	PRODUCCION (mill. oz) ORO PLATA	LEY					TONELAJE (ton. metr.)	FUENTE
		AU (oz./ton.)	Ag	Cu	Pb	Zn		
1903 - 1920	0.175 27.3	0.25	39	0.25	1.0	1.5	700,000	Mishler, 1920
-- - 1925	----- 40.0	0.25	40	0.40	1.1	1.5	--	Mishler & Budrow, 1925
-- - 1927	0.291 50.4	0.24	42	0.40	1.1	1.5	1,198,447	Mishler, 1926a

Biblioteca Depto.
de Geología

laboral de la misma compañía durante los 10 años siguientes y posteriormente a particulares. Por otro lado, R. Mulchay y R. Velasco reportaron 9 años más tarde que estas propiedades estaban en manos de gambusinos, cuyos trabajos se encontraron en malas condiciones. Lo notable en estos días es el abandono a estas minas: los niveles inferiores se inundaron, la madera se pudrió y muchas partes de las obras se derrumbaron.

Por otra parte, las obras en la parte norte del área (en Palomitas y la Bota) indican alguna producción, aunque no se obtuvo información sobre ellas. Sobre Pilares de Teras la información es también escasa e imprecisa. Se sabe que hasta 1935 la producción fue de 4,000,000 oz de plata, de las cuales 3,000,000 provinieron de la mina Cinco de Mayo y el resto de las minas Noche Triste, Azules, La Gloria y Roy-El Triunfo (Ruiz Bernal, *in* Perry, 1935b). En el tiempo de la visita de V.D. Perry las minas continuaban en operación, pero se desconoce la producción total y los detalles sobre dichas minas.

2. Vetas de relleno de fisuras

La Figura 9 muestra la distribución de la vetas en el área. Estos depósitos son considerados como esencialmente de plata y oro, los cuales provienen principalmente de los sulfuros de mena primarios. Los descubrimientos de concentraciones altas de oro y plata nativos y minerales secundarios (e.g., cerargirita) debieron de haber sido notables en los inicios de la explotación de la antigua mina El Tigre (Mishler, 1920; Romero-R., 1980, comunic. escrita) antes de llegar a minar en la zona de sulfuros primarios; sin embargo, la lixiviación y el enriquecimiento secundario

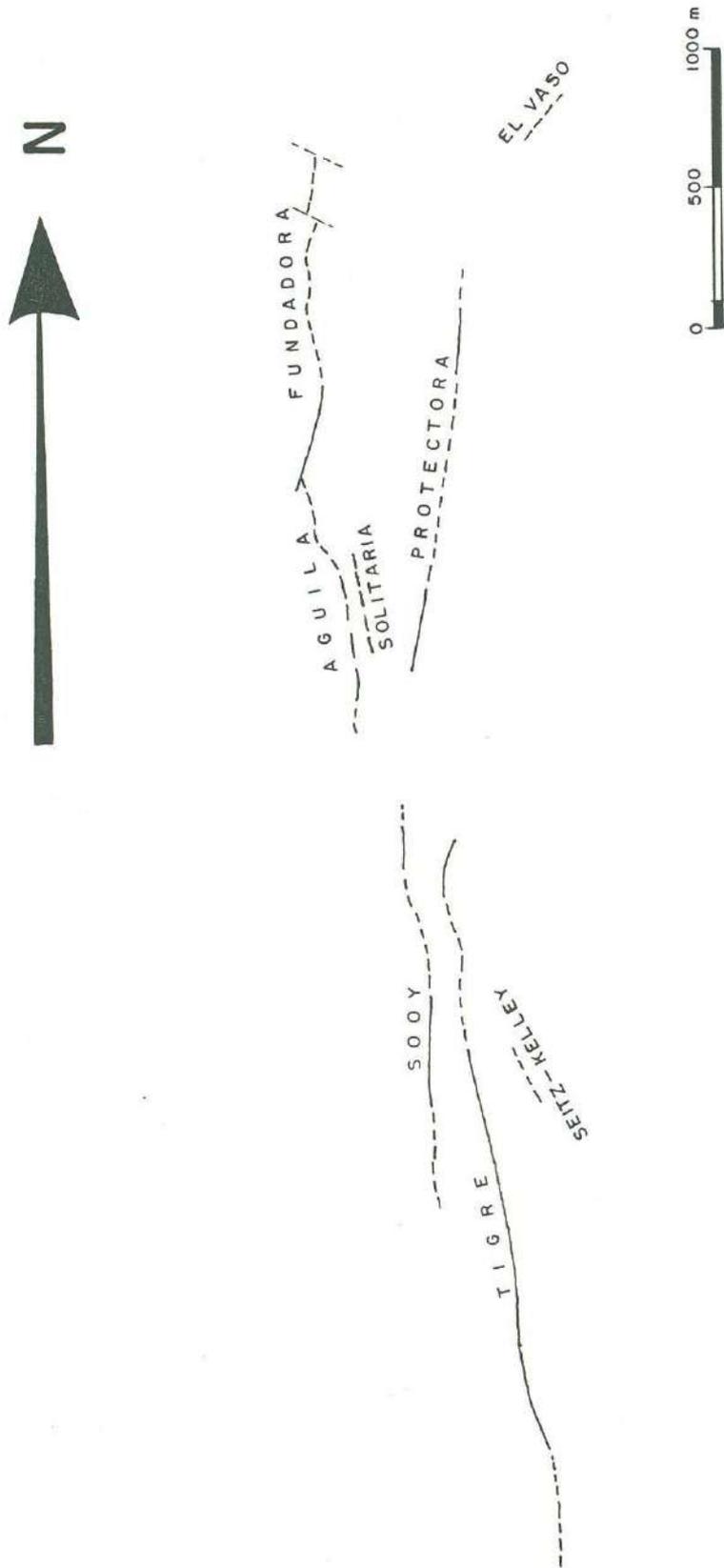


Figura 9: Traza superficial de las vetas del distrito minero El Tigre, Son. (rayado discontinuo donde inferidas o debilmente expuestas; tomada de Lujan et al., 1984).

no parecen ser volumétricamente importantes. En la actualidad las estructuras mayores se tratan de "veta-fallas" (diferentes de fallas-vetas) consistiendo exclusivamente de una zona de falla, o bien, de una combinación entre el material original de la veta y la zona de falla; en las partes mixtas el material original se comporta lenticularmente a lo largo de la estructura, variando de 0.5 a 15 m en longitud y de 1 a 70 cm en espesor (Lujan *et al.*, 1984).

La mineralogía de la mena primaria consiste de pirita, calcopirita, galena, esfalerita y tetrahedrita (var. freibergita); adicionalmente, Mishler (1920) y Mishler & Budrow (1925) reportaron estromeyerita, la cual no fue identificada con certeza en este estudio. Por otra parte, la mineralogía de la ganga consiste principalmente de cuarzo y calcita; localmente también se encuentran feldespato-K, anhidrita(?), arcillas y estibnita(?), en pequeñas cantidades. Generalmente la roca alterada forma una parte importante de la ganga, en este caso no de las paredes como tepetate, sino dentro de la "veta", en forma de fragmentos de brecha hidrotermal o tectónica.

No fue posible determinar el contenido original de sulfuros en las vetas mayores debido a la modificación estructural que éstas muestran actualmente. Sin embargo, los bloques de material original contenidos en dichas estructuras comunmente exhiben desde menos de 10% hasta 40% de sulfuros, un contenido promedio también observado en la mayoría de las vetillas intactas. Lujan *et al.* (1984) estiman un contenido de sulfuros de 5-8% como promedio, tomando en cuenta el material exótico incluido por el

tectonismo post-mineral. El porcentaje entre los mismos sulfuros es variable en detalle; localmente es posible encontrar ejemplares (vetillas o fragmentos) conteniendo, aparte de la ganga, sólo pirita, galena o esfalerita, o una proporción variable entre ellas (únicamente la calcopirita y la tetrahedrita no se encontraron aisladas). En general se acepta la relación esfalerita > galena > pirita > calcopirita (>estromeyerita?) > tetrahedrita (Mishler, 1920, p.521), aunque en la veta Fundadora, la mejor estudiada en este aspecto durante esta exploración, la pirita es el sulfuro predominante (Lujan *et al.*, 1984). La tetrahedrita comunmente forma <1% en volumen total de los sulfuros.

Las texturas de mineralización incluyen: crustificación, dientes de perro, bandeamiento, relleno de cavidades y reemplazamiento. Las dos primeras son típicas de los minerales ganga, principalmente cuarzo. La textura de bandeamiento está ilustrada por franjas de cuarzo de grano fino alternando con franjas de sulfuros. La textura de relleno de cavidades es típica de sulfuros, especialmente pirita, galena y esfalerita, los cuales ocupan las cavidades dejadas por los minerales mena-ganga anteriores y las pequeñas cavidades en la roca, formando las zonas de diseminación observadas en algunos barrenos. Finalmente, la textura de reemplazamiento parece exclusiva de los sulfuros, específicamente la calcopirita y la tetrahedrita (esta última invariablemente reemplaza a todos los sulfuros); es común ver a la calcopirita reemplazando a la esfalerita y, a su vez, estar reemplazada por la tetrahedrita.

En cuanto a los metales preciosos, Mishler (1920) y Mishler

& Budrow (1925) reportaron que todos los sulfuros (a excepción de la pirita) contienen cantidades comerciales de plata, aunque ésta se encuentra principalmente en la tetrahedrita y la estromeyerita, y además, que el oro está asociado a la calcopirita. Durante el presente estudio se notó que la plata también está asociada a la galena de grano fino y que el oro se puede encontrar sólo, asociado a la mineralización primaria.

Estudios de inclusiones fluidas en cuarzo y esfalerita indican que los fluidos mineralizantes fueron de 93-312^o C en temperatura y salinidades <10% peso eq. NaCl (Reynolds, 1983; Felling, 1983). Así, el conjunto mineralógico, las texturas, temperaturas y salinidades permiten clasificar a estos depósitos como epitermales, en los esquemas modernos de clasificación (Buchanan, 1981; Pansze, 1981).

Se ha establecido una secuencia paragenética de la mineralización de este distrito (Fig. 10). No obstante, los trabajos detallados mostraron que las etapas de mineralización-alteración son complejas, por lo que la secuencia establecida debe considerarse como preliminar.

Un punto que merece ser detallado es el referente a la alteración. Es de común aceptación que en el área se pueden encontrar las alteraciones propilitica, argílica y silícica, con variaciones locales (e.g., S. Carlson, 1982, comunic. escrita; Nieman, 1982; Park, 1982; Armbrust, 1983, comunic. escrita; Lujan et al., 1984). Los rasgos megascópicos indicativos de cualesquiera de éstas en las rocas son la decoloración, la destrucción de los

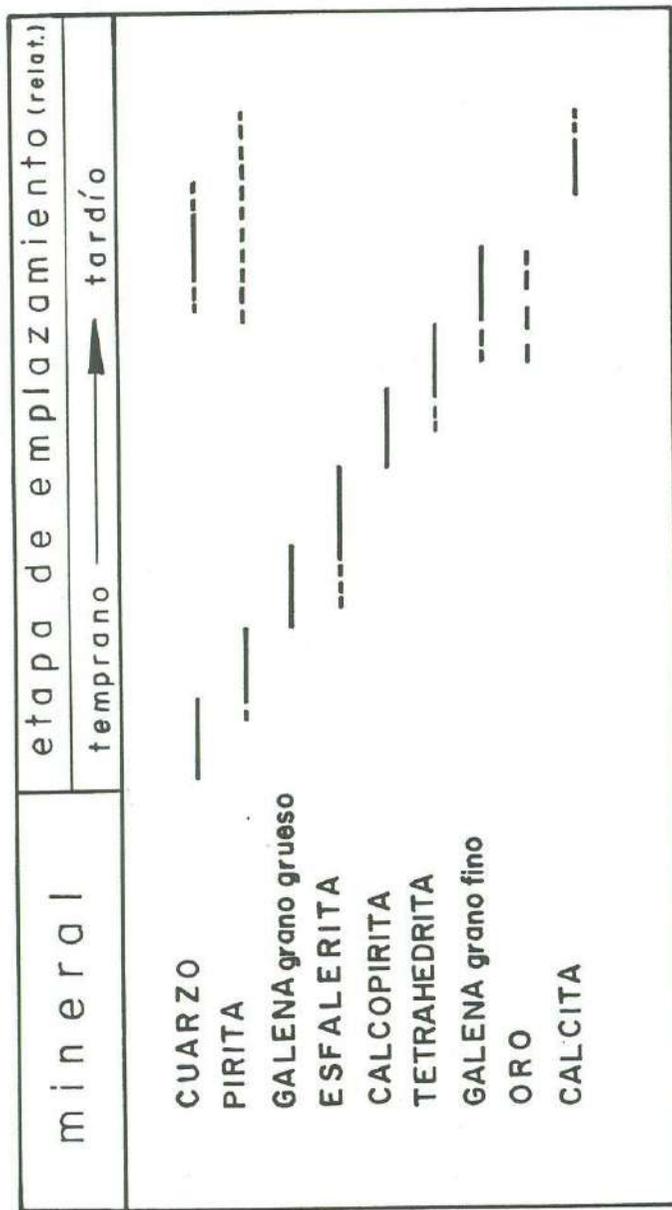


Figura 10: Secuencia paragenética de mineralización primaria de las vetas del distrito minero El Tigre, Sonora (J.A. Cervantes, comunic. pers., 1983).

máficos y el enmascaramiento de la textura original. En general, la disposición normal de los tipos de alteración en relación a la estructura mineralizada, transversalmente y desde ésta hacia afuera es silicificación-argilización-propilitización; localmente se observa feldespatización dentro o inmediatamente adyacente a las vetas.

Como se señaló anteriormente, se han identificado más de una etapa de mineralización en el distrito pero no se ha intentado establecer una relación entre estas etapas y las alteraciones. Es decir, si el zoneamiento observado (*i.e.*, feldespatización-silicificación-argilización-propilitización) representa la superposición de diferentes tipos de alteración que corresponden a diferentes etapas de la mineralización o si es un arreglo normal de todo un evento hidrotermal. Particularmente, aquí se considera que éste es un tópico que merece ser estudiado en detalle. La cuestión que a continuación se expone es la que concierne a la diferencia que muestran las unidades del grupo volcánico inferior en relación a las del grupo superior, pues es la que repercute en forma directa sobre la estratigrafía volcánica del área.

Uno de los rasgos más notorios en el área es el contrastante estilo de alteración exhibido por las unidades que forman los dos grupos volcánicos del área. En los miembros inferiores de la unidad 1 del grupo superior, específicamente el B y C, se puede notar un cambio gradual, generalmente transicional, de una alteración a otra, pasando a la roca fresca; las tres ocurren en un espacio por lo general no excedente de los 30 m afuera de la estructura mineralizada y la silicificación presenta un ancho <1

m. Este arreglo de alteración parece estar directamente relacionado a la mineralización del distrito (c.f., Buchanan, 1981). Por otra parte, en las unidades que forman al grupo inferior cada miembro exhibe la preponderancia de algún tipo de alteración en particular: los miembros inferiores de las unidades 2 y 3 y la Unidad 4 están extensamente silicificados, los miembros superiores de las unidades 2 y 3 están argilizados y las rocas andesíticas están propilitizadas. Varias líneas de evidencias indican que en estas unidades existe una superposición de por lo menos dos eventos de alteración cerca de las estructuras mineralizadas, siendo uno previo no relacionado a la mineralización.

Debido a que las características de un evento previo a la mineralización del área son distintivas de las unidades infrayacentes a la unidad 1 del grupo superior, mientras que ésta última y las superiores a ella no las presentan, se concluye que este evento ocurrió antes del emplazamiento del grupo volcánico superior.

3. Control estructural de la mineralización

Como se muestra en este apartado, ha resultado interesante investigar de una manera semicuantitativa la observación de Lujan *et al.* (1984, p. 73-74) sobre el control estructural de la mineralización.

Uno de los métodos utilizados para determinar si existe alguna relación entre el comportamiento de las estructuras mineralizadas y la localización de los clavos es comparar una sección de curvas estructurales con otra de contenidos metálicos (e.g.,

Al superponer la sección de curvas estructurales con otra de contenido metálico no es inmediatamente aparente si realmente existe alguna relación entre el comportamiento estructural y la localización de los clavos mineralizados. Una posible solución a este problema sería evaluar los rasgos estructurales particulares de las vetas, como son las variaciones en el echado y en el rumbo. En el presente trabajo la evaluación con respecto al echado no fue posible por la limitación de los datos disponibles. Sin embargo, la evaluación de la influencia del rumbo es muy halagueña, como se muestra a continuación.

Cuantificación rumbo de veta-contenido en plata

Superponiendo las figuras 11 y 12 se hizo un análisis cualitativo-semicuantitativo del contenido en plata en relación al rumbo de la estructura. El procedimiento se describe a continuación y posteriormente se presentan los resultados.

Procedimiento

- 1.- Se mide la longitud del segmento de veta (*i.e.*, segmento de un mismo rumbo) que se encuentra en un mismo intervalo de valor de plata (especificado en la Figura 11).
- 2.- Se anotan, tabularmente, la longitud del segmento, la clasificación del intervalo (*i.e.*, bajo, intermedio, etc.) y el rumbo del segmento. En caso de que un intervalo especificado de ley esté contenido en un segmento de veta de más de un rumbo, este segmento se divide en sub-segmentos con rumbos específicos de acuerdo a la Figura 12; estos sub-segmentos se consideran como segmentos y se anotan individualmente en la tabulación.

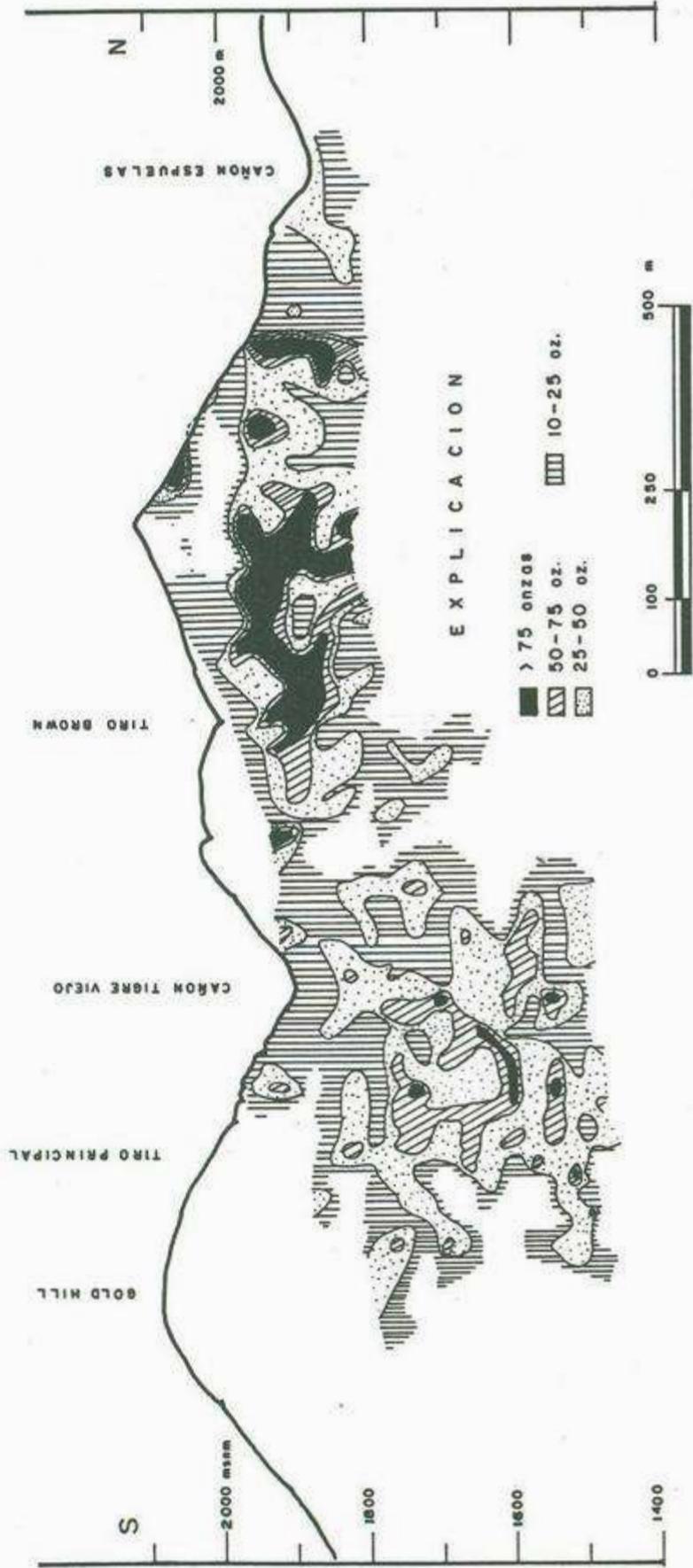
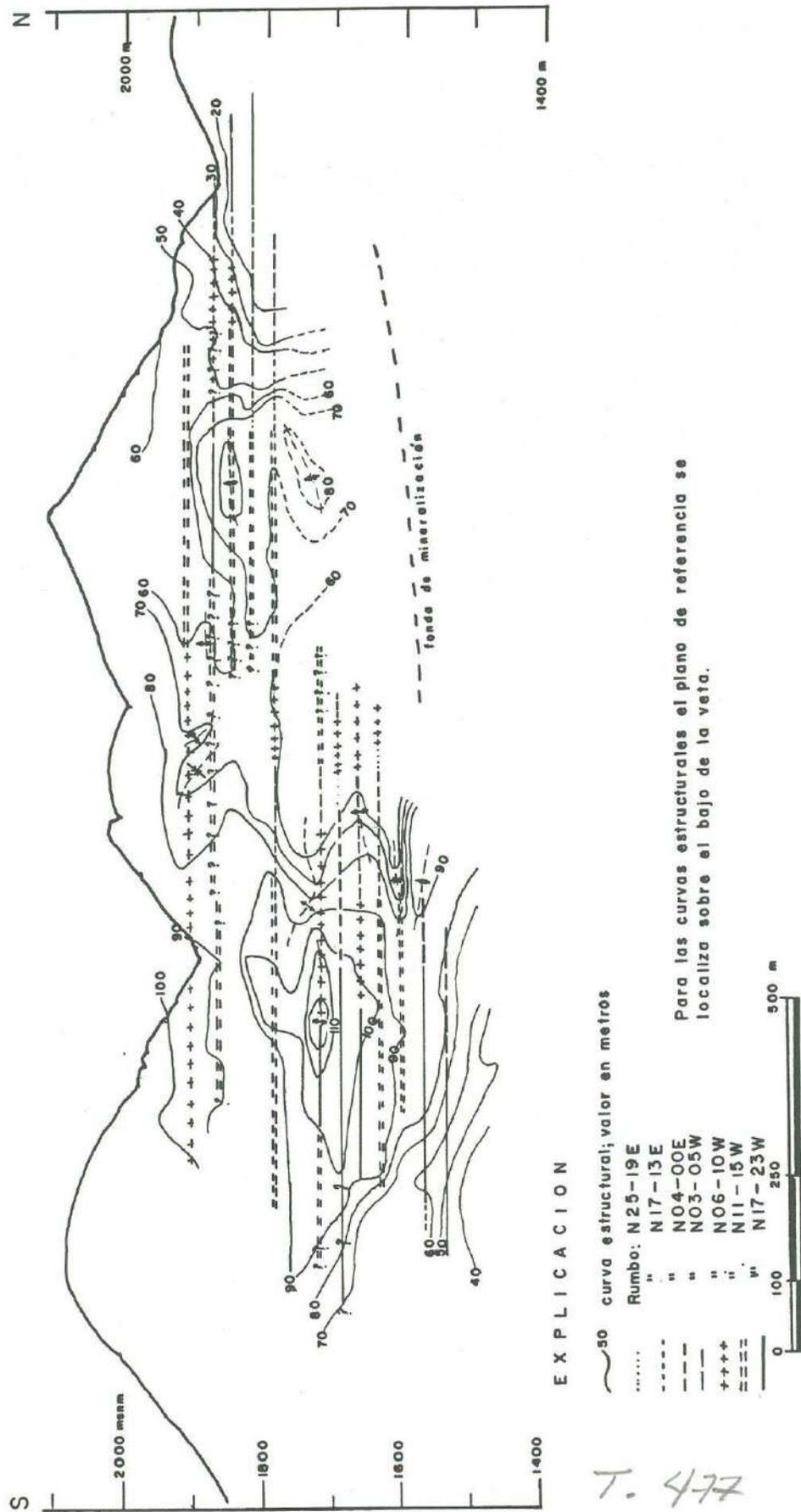


Figura II: Sección longitudinal a la Veta Tigre, mostrando las curvas de iso-valores de plata (modificada de G. Schmidt, 1982). En el análisis de esta sección (ver texto) se reconocen dos grandes cuerpos mineralizados: el cuerpo sur es el que yace entre Gold Hill y el Cañón Tigre Viejo; el cuerpo norte yace entre el tiro Brown y el Cañón Espuelas.



T. 477

Figura 12: Sección longitudinal a la falla-veta Tigre, mostrando las curvas estructurales (tomadas de G. Schmidt, 1982, comunic. escrita) y las variaciones en el rumbo.

- 3.- Se agrupan los segmentos de rumbos iguales y se suman las longitudes de dichos segmentos.
- 4.- Se calculan los porcentajes.

Esta operación fue hecha tanto global como parcialmente, en este último caso dividiéndose la veta en una área sur y otra norte; la división entre ambas áreas es precisamente la zona de separación entre el cuerpo sur y el norte (c.f. Fig. 11).

Resultados

Del desarrollo en esta veta

- 1.- Las áreas le correspondieron:
 - a): 68% área sur,
 - b): 32% área norte.
- 2.- Los segmentos de rumbo de veta le correspondieron:
 - a): 22.8% en segmentos de rumbo N25E-N05W, del cuál
 - i): 15.4% fue material de baja ley (<25 oz)
 - ii): 07.4% " " " ley de mena (>25 oz), siendo
 - 5.2% material de ley intermedia
 - 1.8% material de ley alta
 - 0.4% material de ley muy alta.
 - b): 77.2% en segmentos de rumbo N06-23W, del cuál
 - i): 31.0% fue material de baja ley
 - ii): 46.2% " " " ley de mena. De éste,
 - 24.2% material de ley intermedia
 - 13.7% " " " alta
 - 08.3% " " " muy alta.

Del total del desarrollo en el área sur, los segmentos de rumbo de veta le correspondieron:

- 1.- 22.1% en segmentos de rumbo N25E-N05W, del cuál
 - a): 16.9% fue material de baja ley
 - b): 05.2% " " " ley de mena, siendo el
 - 2.6% material de ley intermedia
 - 2.2% " " " alta
 - 0.4% " " " muy alta
- 2.- 77.9% en N06-23W, del cual
 - a): 36.1% fue material de baja ley
 - b): 41.8% " " " ley de mena, siendo
 - 22.5% material de ley intermedia
 - 13.9% " " " alta
 - 02.4% " " " muy alta.

Del total del desarrollo en el área norte, los segmentos de rumbo de veta le correspondieron:

- 1.- 24.4% en N25E-N05W, del cuál
 - a): 12.6% fue material de baja ley

- b): 11.8% " " " ley de mena, siendo
 --10.8% material de ley intermedia
 --01.1% " " " alta
 --0.0% " " " muy alta.
- 2.- 75.6% en N06-23W, del cuál
 a): 20.0% fue material de ley baja
 b): 55.6% " " " ley de mena, siendo
 --21.5% material de ley intermedia
 --13.4% " " " alta
 --20.4% " " " muy alta.

El resultado anterior demuestra que en general los segmentos de veta de rumbo N25E-N05W están poco mineralizados, mientras que los de rumbo N06-23W son los que contienen la mayor parte y de mayor ley de mineralización. A primera instancia, se podría pensar que no hay mucha razón en atribuirle un buen porcentaje de la mineralización a los segmentos de rumbo N25E-N05W, puesto que porcentualmente son más pequeños (22.8%) que los de rumbo N06-23W. Sin embargo, del total de desarrollo en ellos el 68% fue en tepetate y sólo el 32% fue en material de ley de mena; además, de éste material de ley de mena el 71% fue de ley intermedia, 24% alta y sólo el 5% fue material de ley muy alta. Comparativamente, del total del desarrollo en los segmentos de rumbo N06-23W, el 60% fue en material de ley de mena. Por otra parte, las estadísticas del área norte son más dramáticas: del total del desarrollo en material de ley de mena en los segmentos N25E-N05W (24.4%), el 92% fue material de ley intermedia y cero material de ley muy alta; del total del desarrollo en los segmentos de rumbo N06-23W el 74% fue material de ley de mena, y del total de éste, el 38% fue de ley intermedia y casi la misma proporción de material de ley muy alta.

V. DISCUSION Y CONCLUSION

1. Posible significado de las fallas-vetas y algunas de sus implicaciones tectónicas y económicas.

La mayoría de los puntos considerados como importantes y enlistados en el siguiente apartado han sido reconocidos y tratados por los diferentes autores citados en el texto por lo que no se discuten más en el presente reporte. El punto sobresaliente en este trabajo es indudablemente el referente al fallamiento relacionado a las vetas, el cual, por su posible implicación tectónica y su interés económico, amerita una pequeña discusión.

Debido al pequeño tamaño del área de estudio no se puede evaluar apropiadamente la influencia regional del fracturamiento asociado a las estructuras mineralizadas. Sin embargo, su edad, geometría particular y la orientación de los ejes cinemáticos asociados permiten hacer algunas especulaciones acerca de su origen.

Dreier (1984), incluyendo a estas estructuras en su análisis de la tectónica regional, determinó un campo de esfuerzo isotrópico o uno de extensión débil, con su σ_3 orientado ENE-WSW (subperpendicular a la tendencia general de estas estructuras) en el Terciario medio; esta interpretación está apoyada por otros investigadores (e.g., Lipman, 1981). La edad adoptada por Dreier (*op.cit.*) para estas estructuras es similar a la asignada en este trabajo; así mismo, el despreciable desplazamiento aparente en las mismas apoya la interpretación de la presencia de un campo de esfuerzo casi isotrópico en ese tiempo. Sin embargo, la cinemá-

tica aquí deducida es diferente a la determinada por dicho autor. En este aspecto, es interesante notar que los diques que marcan el comienzo de una extensión NE-SW en Nuevo México (EEUU) son similares a las estructuras del área tanto en su edad (31-27 Ma; tomando en cuenta la incertidumbre de las fechas radiométricas) como en la geometría (c.f. Laughlin et al., 1983, Fig 1).

En los aspectos mecánico y cronológico, debido a la escasez de datos sobre las estructuras de esta edad no se pueden hacer conclusiones firmes. Sin embargo, la correlación de las estructuras de estas dos regiones y los resultados de otros trabajos permiten emitir las siguientes hipótesis de trabajo:

- a) Las primeras manifestaciones estructurales desarrolladas durante el establecimiento de un nuevo campo de esfuerzo muestran la presencia de una anisotropía debida a la influencia de estructuras pre-existentes.
- b) La presencia de un G_1 sub-horizontal hasta hace unos 31-27 Ma (tomando en cuenta la incertidumbre de las determinaciones radiométricas).
- c) La extensión de orientación NE-SW dió principio en el mismo tiempo.

En cuanto a la primera hipótesis, en el caso de las vetas del área, su orientación y geometría, diferentes a las de las estructuras laramídicas (c.f., Corbitt & Woodward, 1973; Brown & Dyer, 1987) y a las típicas del Terciario tardío, permiten especular sobre la posibilidad de que sean estructuras "neo-formadas", ocurriendo bajo la influencia de previas estructuras (c.f.,

Seigel, 1950); en el caso de los diques de Nuevo México (c.f. Laughlin *et al.*, 1983, Fig. 1), su disposición similar a la de "estructuras modelo" tratadas por Pollard *et al.* (1982, Fig. 4) sugiere que se formaron por un mecanismo similar. Esta hipótesis, además, parece estar apoyada por los resultados de los estudios neotectónicos en el suroeste de los Estados Unidos (Zoback & Zoback, 1980), Baja California y Sonora (Angelier *et al.*, 1981; Colletta & Angelier, 1981, 1983); es particularmente interesante notar del trabajo de Colletta & Angelier (*op.cit.*) que una tectónica que principió en el Plioceno utilizó y sigue utilizando básicamente estructuras pre-existentes.

La segunda hipótesis ha sido considerada recientemente por Price & Henry (1984) y Muller (1986). En este aspecto, por lo menos dos puntos resaltan de los resultados de dichos autores:

La edad es dentro de la contemplada en este trabajo; en este aspecto, aunque Muller (*op.cit.*) prefiere una edad de 22 Ma para el cambio de σ_1 a σ_3 , la edad radiométrica determinada de 27 Ma (también plausible) tiene una incertidumbre de ± 4 Ma, colocando así el límite inferior en 31 Ma.

La orientación del σ_3 sub-horizontal es esencialmente la misma que la del "laramídico" de la región. Este punto parece diferente al determinado en este trabajo. Sin embargo, en realidad no lo es; la Figura 13 ilustra un posible tipo de cambio de un σ_1 (laramídico) por un σ_3 (proto-Basin & Range) el cual no ocurre instantáneamente en un sentido estricto. Según esta interpretación las vetas del área y posiblemente los diques de Nuevo México

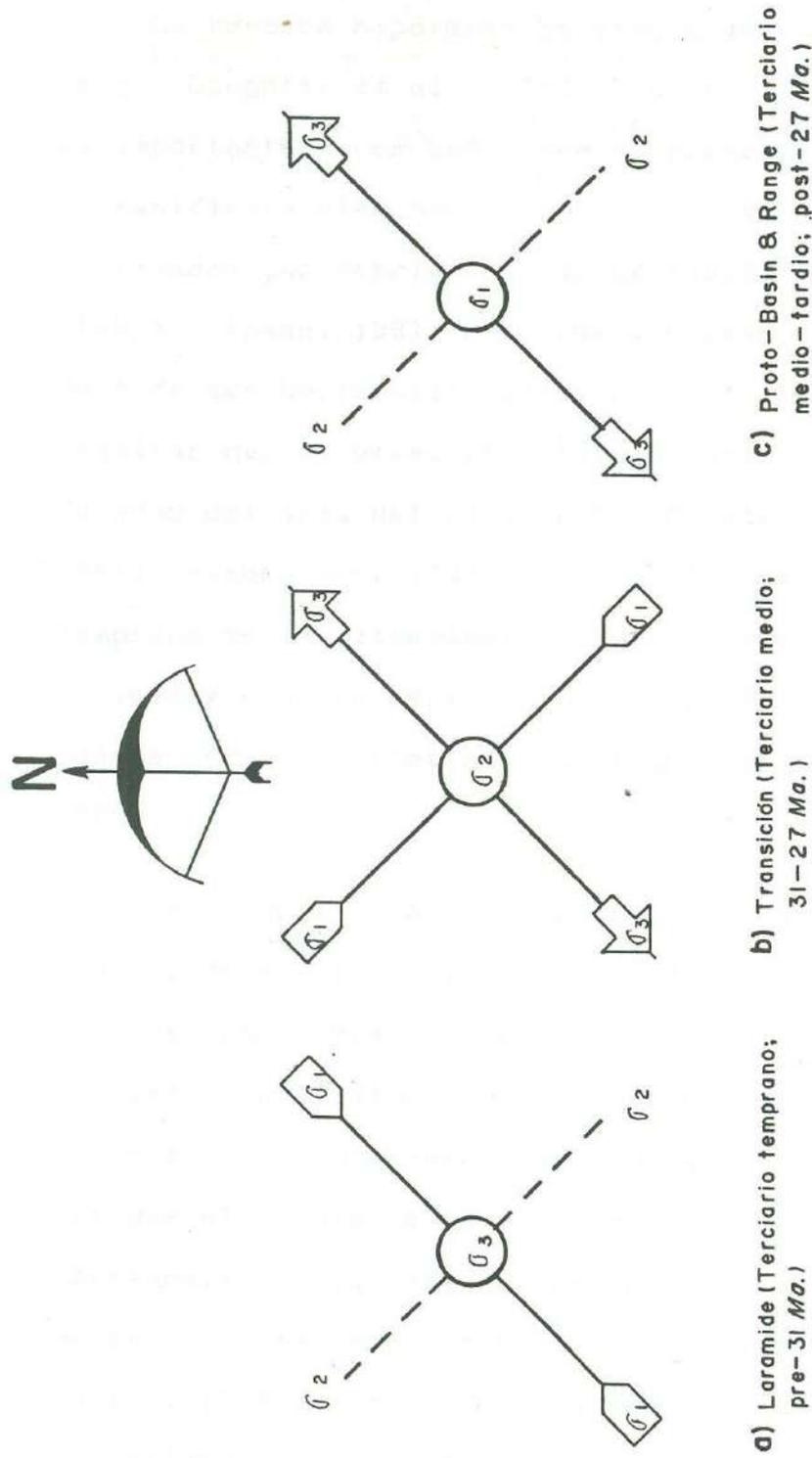


Figura 13: Estados de esfuerzo en la corteza durante la interfase Laramide- proto-Basin & Range.

Pasaje de un ambiente tectónico cuyo estado de esfuerzo es típicamente compresional (a) a otro cuyo estado de esfuerzo es típicamente extensional (c).

Los criterios utilizados para llegar a esta figura se dan en el texto.

ocurren precisamente en el tiempo de este intercambio (Fig. 13b).

La tercera hipótesis ha sido sugerida por varios autores (e.g., Laughlin et al., 1983; Seager et al., 1984). En este caso, es importante hacer notar que la presencia de una extensión NE-SW se manifiesta claramente después de los 25 Ma (ver criterios utilizados por Rehrig & Heidrick (1976) y Glazner & Bartley (1984); Lipman, 1981; Hagstrum & Lipman, 1986), cuando ya el σ_1 dejó de ser horizontal; adicionalmente, también vale la pena resaltar que la geometría lístrica del fracturamiento de 23-26 Ma de edad del área del rift de Rio Grande en Nuevo Mexico (Lipman, 1981; Chamberlain, 1981; Hagstrum & Lipman, 1986) no es la fase temprana de la extensión, como lo interpretan Hagstrum & Lipman (*op.cit.*) sino la evolución de dicho fracturamiento en áreas idóneas (c.f., Colletta & Angelier, 1982; Angelier & Colletta, 1983).

Una cuarta hipótesis resulta al considerar los trabajos de Price & Henry (1984) y Muller (1986). Se puede notar que las regiones consideradas por dichos autores (Colorado, Texas y Chihuahua) y las tratadas en esta discusión (Sonora y Nuevo Mexico) están considerablemente separadas entre sí. Así, se puede especular que el cambio de la compresión a la extensión ocurrió "simultáneamente" en una extensa región, negando una posible migración de sur a norte como sugieren algunos autores (e.g., Dreier, 1984; Muller, 1986); esta extensión temprana es diferente a las fases extensionales sugeridas o discutidas por otros autores (e.g., Loring, 1976, p.248; Glazner & Bartley, 1984).

En el punto de vista de la geología económica, la hipótesis acerca de que estas estructuras se formaron en un tiempo definido y bajo condiciones cinemáticas también definidas resulta particularmente interesante tanto en el área como en la región. Sobre los yacimientos minerales del área, del estudio sobre inclusiones fluidas (22 muestras; análisis en cuarzo y esfalerita) Reynolds (1983) y Felling (1983) concluyeron que los fluidos mineralizantes muestran un zoneamiento a nivel distrital, según la distribución de las temperaturas y salinidades; la implicación de la hipótesis de dichos autores es que los depósitos minerales yacen siguiendo tal zoneamiento; adicionalmente, de los datos de Felling (*op.cit.*) Wm. Atkinson (1983, comunic. escrita) descarta la posibilidad de encontrar mineralización hacia abajo, de acuerdo al esquema de tal zoneamiento. Sin embargo, de los análisis críticos de los datos logrados en dichos estudios (T^o y salin.; e.g., Wm. Wright, 1983, comunic. escrita) en conjunto con otros datos, como son la mineralogía o su textura, se ha llegado a la conclusión que todo el proceso de mineralización es complejo, el cual se podría desglosar con el estudio de un conjunto de ejemplares logrados mediante un completo muestreo, pero después de comprender las relaciones paragenéticas entre los minerales económicos. En este aspecto, se puede notar de los documentos de Mishler (1920, 1928a), Park (1982) y Lujan et al. (1984) que estos depósitos no han sido desahuciados por su disminución en ley o pobreza, sino por ser delgados, cortos y erráticos. Así, por el momento resulta más importante buscar las estructuras (o segmentos de ellas) con la orientación idónea, más que localizar una posición geográfica o elevación en las mismas. Bajo este

punto de vista, las mismas vetas antiguas resultan interesantes.

La comparación entre las Figuras 6 y 9 resulta desalentadora, pues se nota que son pocos los lugares económicamente atractivos en las vetas conocidas; una zona potencialmente interesante es el extremo norte de la veta El Aguila, en donde ésta presenta un rumbo inferido sensiblemente al NW. A pesar de lo anterior, la región tiene una fuerte potencial económica si se consideran los resultados de los trabajos de K.Clark, P.Damon y colaboradores (Clark & de la Fuente, 1978; Clark *et al.*, 1979, 1982; Damon *et al.*, 1981, 1983, 1984). Se puede notar de los documentos de dichos autores que el área yace en un cinturón de depósitos vetiformes de Ag-Au de unos 50-100 km de espesor. Así, si se llega a demostrar la aplicabilidad regional de los mecanismos cinemáticos deducidos aquí para esta estructuras, se dispondrá entonces de una valiosa herramienta de exploración, pues se tendrá el área, la edad y la actitud de las estructuras importantes.

2. Conclusión

En términos generales, los resultados obtenidos del presente estudio en los terrenos estratigráfico y estructural son compatibles con los logrados por otros recientes (*e.g.*, Chaulot-Talmont, 1984; Cocheme, 1985) y parecen aplicables a la parte norte de la Sierra Madre Occidental. A continuación se enlista los puntos considerados como más sobresalientes.

Estratigrafía

- a) La presencia del cratón norteamericano hasta esta parte

de Sonora, previamente señalado por algunos autores (e.g., Anderson & Silver, 1975; Condie, 1981) estaría apoyada por la posible edad Precámbrica del granito El Chinoso.

b) La interfase Mesozoico/Cenozoico está marcada por un corto(?) período de erosión/deposito representado por el conglomerado Palomitas. Este evento parece regionalmente importante pues ha sido identificado en varias localidades de la Sierra Madre Occidental, Chihuahua y Nuevo México.

c) El volcanismo "laramídico" (grupo volcánico inferior) está casi ininterrumpidamente seguido por el volcanismo del Terciario medio (grupo volcánico superior), sin aparente disturbio estructural; dichos eventos están virtualmente separados por un período de alteración hidrotermal. Este tipo de relación parece característico de la parte norte de la Sierra Madre Occidental (Cocheme, 1985) o quizá para todo el flanco oriental del frente magmático laramídico-terciario medio (c.f. Coney & Reynolds, 1977; Damon et al., 1983, 1984).

d) Diferencias en el estilo estratigráfico-estructural entre las unidades volcánicas indican que:

--i) el marco geológico durante el Terciario temprano-medio (grupo volcánico inferior) consistió en la formación de estratovolcanes, cuya topografía irregular provocó las variaciones en el espesor de las unidades. Es probable que la erosión local por la inactividad volcánica eventual por un lado, y la emisión casi simultánea de productos volcánicos de diferentes fuentes por otro, hayan hecho que las relaciones estratigráficas entre estas

unidades volcánicas sean aparentemente ambiguas de una localidad a otra. Adicionalmente, paquetes de sedimentos volcanoclásticos en la secuencia (unidades 1 y 3) indican periodos de sedimentación e inactividad volcánica localmente importantes, pero la presencia de estratos tobáceos en dichos paquetes claramente indican la persistencia de la actividad volcánica en la región;

--ii) Las volcanitas del Terciario medio (grupo volcánico superior) son consideradas como productos principalmente de fisuras y formadores de calderas.

Estructuras

El fracturamiento terciario en el área se puede dividir en tres fases:

1o) Un fracturamiento de tendencia general N-NNW pero en detalle sinuoso y zigzagueante, cuyo desplazamiento relativo no parece haber sido importante. Estas estructuras fueron formadas hace unos 31-27 Ma, en un campo de esfuerzo con ejes σ_1 y σ_3 sub-horizontales y orientados aproximadamente NW-SE y NE-SW, respectivamente; en los espacios abiertos a lo largo de estas estructuras (segmentos orientados NNW-NW) se emplazó la mineralización económica que dió fama a este antiguo distrito minero.

2o) Posterior al emplazamiento de la mineralización se formaron las primeras fallas normales, cuya tendencia predominantemente NW-SE y su estilo estructural sugieren que son el producto de un σ_3 sub-horizontal orientado NE-SW y un σ_1 sub-vertical. Este fallamiento es comúnmente referido como proto-Basin & Range y su estudio en algunas localidades en el suroeste de los Estados

Unidos (e.g., Lipman, 1981; Laughin *et al.*, 1983; Seager *et al.*, 1984) indica que su formación se inició en el Oligoceno medio-tardío; así mismo, el rango de edad establecido por Berchembriter (1976) para la falla Caridad (post-Eoceno--Mioceno medio; de tendencia NW) en el área de Nacozari, apoya una edad de Terciario medio-tardío para este fracturamiento en la región.

3o) Posterior a la actividad volcánica en la localidad ocurrieron las fallas de tendencias NNW-SSE, como el sistema Fortuna, cuyo estilo estructural sugiere que son el producto de un σ_3 sub-horizontal orientado ENE-WSW y el σ_1 sub-vertical. Este evento, tradicionalmente nombrado como "Basin and Range", se inició en el Mioceno medio-tardío (Zoback & Thompson, 1978; Lipman, 1981; Colletta & Angelier, 1981).

Un cambio en la orientación del σ_3 a ENE-E--WSW-W hace unos 7-4 Ma ha sido documentado en varias localidades en el suroeste de los Estados Unidos (Zoback & Thompson, 1978; Lipman, 1981; Seager *et al.*, 1984) y noroeste de Sonora (Angelier *et al.*, 1981; Colletta & Angelier, 1981, 1983). Esta última situación cinemática, considerada como actualmente activa en toda la región (Zoback & Zoback, 1980; Natali & Sbar, 1982; Colletta & Angelier, 1981, 1983; Sutter, 1987) no parece haber dejado aún registro como un fracturamiento notable en el área, estando aprovechando las viejas estructuras.

APENDICES

Apéndice 1: *Microscopía petrográfica de algunos ejemplares de rocas ígneas del área (sintetizada de Pérez-Segura (1983), Ochoa (1983) y Morrison (1983, comun. escrita)).*

UNIDAD: Granito El Chinoso

Muestra: 1149

Textura: granular xenomórfica.

Composición: microclina (38%), cuarzo (30%), plagioclasa (20%), clorita (10%), apatita (1%), opacos (1%), zircón y esfena (traza).

Notas:

- los cristales se encuentran como un agregado granudo xenomorfo.
- tanto el cuarzo como los feldespatos presentan extinción ondulante.
- las plagioclasas se alteran un 60% a sericita, pero conservan restos de maclado polisintético; a veces forman mirmequitas en los contactos con la microclina.
- la microclina tiene abundantes islas completamente reemplazadas por sericita, las cuales fueron seguramente plagioclasa (en antipertitas).
- las micas se alteran completamente a clorita verde; muestran cruceros deformados.
- los opacos se asocian a los ferromagnesianos.
- la alteración es metamórfica.

UNIDAD: Unidad 2, Miembro A (gpo. volc. inf.)

Muestra: 1150

Textura: vitrofidica-fluidal.

Composición: esferolitos (3%), feldespato-K (2%), óxidos de hierro (3%), zircón (trazas), matriz (92%).

Notas:

- esferolitos de feldespato bien cristalizados en las orillas (cuarzo intersticial); se hallan en bandas.
- fenocristales de feldespato-K alterándose.
- matriz devitrificada.

UNIDAD: Unidad 2, Miembro A (gpo. volc. inf.)

Muestra: 1151

Textura: vitrofidica-fluidal.

Composición: cuarzo (10%), feldespato-K (5%; antipertitas), matriz (85%).

Notas:

- cuarzo en vetillas.
- sericita-montmorillonita alterando a feldespatos.
- estructuras fluidales rellenas con cuarzo.

UNIDAD: Unidad 2, Miembro B (gpo. volc. inf.)

Muestra: 1142

Textura: vitrofidica.

Composición: antiguos fenocristales de plagioclasa (7%), cuarzo (3%), fragmentos de roca (2%), opacos (1%),

hidrobiotita (traza) y matriz (88%).

Notas:

- la matriz es vitrófida, fluidal, con desarrollo de esferolitos en zonas; sericita (5%) se encuentra a lo largo de líneas de flujo, reemplazando.
- el tamaño de los cristales es 0.5-2 mm.
- los cristales de cuarzo son pequeños, corroidos, a veces con extinción ondulante; las antiguas plagioclasas son automorfas y están alteradas completamente a sericita.
- los fragmentos de rocas son irregulares y de textura porfídica; tienen abundantes minerales opacos y sus feldespatos se alteran a sericita.

UNIDAD: Unidad 2, Miembro B (gpo. volc. inf.)

Muestra: 1160

Textura: porfídica-microlítica.

Composición: plagioclasa (20%), feldespato-K (7%), opacos (5%), apatita (traza) y matriz (57%); calcita-clorita (7%), calcedonia-cuarzo (4%).

Notas:

- fenocristales de plagioclasa deformados y alterados a calcita-clorita-cuarzo-sericita.
- matriz feldespática con microlitos mal formados.
- calcedonia radial, concéntrica, relleno de huecos.
- calcita en vetillas y alterando (30%) a feldespatos.

UNIDAD: Coladas andesíticas dentro de la Unidad 2 Miembro B (gpo. volc. inf.)

Muestra: ? . Descripción de Ochoa (1983).

Textura: porfídica-hialopilitica.

Composición: ?

- plagioclasa, antiguos piroxenos, feldespato-K (escaso) y matriz; calcita-clorita-sericita, amígdalas.

Notas:

- plagioclasa de dos tipos: andesina (An 30) en un 60% y microlitos de labradorita (An 54).
- antiguos piroxenos han sido reemplazados por calcita-clorita.
- vidrio volcánico dentro de la matriz le dan un aspecto marrón a la roca con luz natural.
- en general, débil alteración propilitica presente, con calcita-clorita-sericita reemplazando parcialmente a algunos cristales.
- las amígdalas presentan una franja de mineral reconocido como calcedonia, el cual a su vez engloba a un mosaico constituido por pequeños granos perfectamente separados de probables zeolitas y cuarzo masivo; es menos común encontrar vesículas rellenas con calcita, zeolita y calcedonia.

UNIDAD: Unidad 3, Miembro A (gpo. volc. inf.)

Muestra: 1153

Textura: porfídica fluidal.

Composición: feldespato-K (10%; antiperitas), cuarzo (7%),

plagioclasa (3%), apatita (traza) y matriz (80%).

Notas:

- tamaño de fenocristales = 1 mm.
- cuarzo en ojos corroidos; antipertitas subautomorfas.
- matriz vitrofídica; abundantes espículas devitrificadas y aplastadas.
- alteración: hidrobiotita y sericita.

UNIDAD: Unidad 3, Miembro A (gpo. volc. inf.)

Muestra: ? (descripción de Ochoa, 1983)

Textura: vitroclástica-fluidal.

Composición: ?

- cuarzo (10%), feldespato-K (microclina; 5%), mica (hidromica?; 1%), rutilo; matriz (vidrio).

Notas:

- feldespato-K, de 1-1.5 mm en tamaño, ocurren como cristales aislados.
- pequeñas cantidades de hidromica? junto con cuarzo (xenomorfo; de 0.2 mm en diámetro) forman delgadas bandas irregulares, las cuales se pierden en la matriz de vidrio.
- cristales de biotita, a veces alterados a muscovita, son automorfas y hasta de 2 mm en tamaño; presentan pequeños granos de rutilo a lo largo de su clivaje, los cuales dan un aspecto manchado al mineral.

UNIDAD: Unidad 3 Miembro B (gpo. volc. inf.)

Muestra: 1152

Textura: vitroclástica.

Composición: total de granos 30%.

- plagioclasa (10%), feldespato-K (8%), fragmentos de roca (vitrofídica; 12%), clorita-hidrobiotita (en matriz; 12%) y matriz 58%.

Notas:

- se observa estratificación gradual (tanto en lámina como en muestra de mano); el tamaño de los granos es de 0.2-0.5 mm.
- plagioclasas en tabletas automorfas y a veces de forma irregular; tienen maclado polisintético y son de composición ácida a intermedia.
- feldespato-K (ortoclasa) de forma irregular.
- fragmentos de roca irregulares y con desarrollo parcial esferolítico.
- matriz silico-feldespática de grano fino, con clorita y arcillas.

UNIDAD: Unidad 4 (gpo. volc. inf.)

Muestra: 1157

Textura: vitrofídica.

Composición: feldespato-K (5%), plagioclasa (3%), cuarzo (2%), opacos (2%), zircon (traza) y matriz (88%).

Notas:

- antiguas plagioclasas alteradas 100% a sericita.
- fenocristales automorfos de feldespato-K corroidos por la matriz; algunos se hallan asociados a óxidos

de hierro (goethita).
 --abundantes espículas de vidrio.

UNIDAD: Unidad 1, Miembro B (gpo. volc. sup.)
 Muestra: 1144

Textura: vitrofídica-fluidal.
 Composición: feldespatos (40%), cuarzo (4%), ferromagnesia-
 nos (5%), apatita (traza), zircón (traza), siderita
 (traza) y matriz (50%).

Notas:

- feldespatos automorfos completamente argilizados.
- cuarzo anhedral en huecos; a veces como fenocristales corroidos por la matriz.
- antiguos ferromagnesianos tabulares (posibles piroxenos) con inclusiones de apatita; se hayan muy oxidados y alterados a arcillas-sericita.
- trazas de siderita en huecos de antiguos cristales.
- alteración: sericita-carbonatos-silice.

UNIDAD: Unidad 1, Miembro B (gpo. volc. sup.)
 Muestra: 1148

Textura: cristalina en matriz vitrofídica.
 Composición: plagioclasa (30%), feldespato-K (10%), antiguos piroxenos (5%), cuarzo (2%), opacos (2%), zircón (traza), apatita (traza), fragmentos de roca (10%) y matriz (40%).

Notas:

- tamaño promedio de los cristales = 1-2 mm.
- plagioclasas subautomorfas, con maclas de repetición; son de composición intermedia.
- cuarzo xenomorfo fino.
- antiguos piroxenos completamente alterados a sericita y minerales opacos.
- matriz devitrificada con ocasional desarrollo de esferolitos.

UNIDAD: Unidad 1, Miembro B (gpo. volc. sup.)
 Muestra: 1156

Textura: vitrofídica.
 Composición: feldespato-K (10%; antipertitas), micas (2%), cuarzo (2%), ferromagnesianos (2%), zircón (traza), apatita (traza) y matriz (83%).

Notas:

- feldespato-K automorfo, alterados (50-100%) a sericita-hidromica.
- cuarzo corroido por la matriz.
- antiguos ferromagnesianos totalmente sericitizados, rodeados de minerales opacos.
- biotita en cristales tabulados aislados; alterados a muscovita y minerales opacos.
- matriz devitrificada, a veces reemplazando a feldespato-K.

UNIDAD: Unidad 1, Miembro B (gpo. volc. sup.)
 Muestra: Fresh Tigre (G-83-136; muestra fechada; Apéndice 2).

Textura: piroclástica.

Composición:

- 30% de cristales subhedrales: feldespato-K (4-5%), plagioclasa (17-18%), cuarzo (4%), biotita (4%), zircón (traza).
- 10% de fragmentos volcánicos.

Notas:

- cristales del tamaño de ceniza gruesa (1 mm, en matriz de ceniza fina).
- son visibles bandas claras, definidas por lentes de ceniza fina púrpura oscura o fragmentos de pomez colapsados (2-3 cm largo x 0.5-1 mm ancho), puestos en una matriz de cristales y ceniza mas gruesa y de color claro.

UNIDAD: Unidad 1, Miembro C (gpo. volc. sup.)

Muestra: 1154

Textura: vitrofídica-fluidal.

Composición: hidrobiotita (10%) y matriz (86%).

Notas:

- Cuarzo en huecos; presenta extinción ondulante y textura en forma de rompecabezas.
- hidrobiotita en fracturas.
- antiguos cristales totalmente sericitizados.
- Ignimbrita de composición traquítica.

UNIDAD: Unidad 1, Miembro C (gpo. volc. sup.)

Muestra: 1155

Textura: vitrofídica.

Composición: feldespato-K (8%), cuarzo (2%), epidota (1%) y matriz (89%).

Notas:

- feldespato-K (sanidino y ortoclasa) automorfo, alterado a sericita.
- antiguos cristales hexagonales epidotizados.
- matriz devitrificada, con abundantes espículas.

UNIDAD: Unidad 1 Miembro D (gpo. volc. sup.)

Muestra: 1143

Textura: piroclástica.

Composición: 30% de fragmentos de roca >3 mm y 70% de cristales mas matriz (<3 mm).

- cuarzo (10%), plagioclasa (10%), feldespato-K (8%), opacos (2%), zircón (traza) fragmentos de rocas (19%); arcillas (10%).

Notas:

- los cristales son bien clasificados, en tamaño promedio de 0.2-0.5 mm.
- plagioclasas de composición ácida-intermedia.
- los fragmentos de roca son de vitrofido de textura fluidal, con desarrollo esferolítico; el fragmento mayor contiene 3% de feldespato-K (como antipertitas) y 2% de biotita de color castaño (var. ferrífera).
- la matriz arcillosa contiene caolín-montomorillonita y menor sericita.

UNIDAD: Unidad 1 Miembro E (gpo. volc. sup.)

Muestra: 1158

Textura: vitroclástica.

Composición: feldespato-K (20%), cuarzo (10%), plagioclasa (6%), ferromagnesianos (4%), zircón (traza) y matriz (60%).

Notas:

- tamaño promedio de cristales = 1-2 mm.
- feldespato-K (ortoclasa) automorfo o irregular, con macla de carlsbad pero la mayor parte está constituida de antipertitas.
- plagioclasas, de composición intermedia y de tamaño menores que los dos anteriores, son de forma irregular y con maclado polisintético.
- cuarzo anguloso, amiboide, corroído por la matriz; a veces anómalmamente biáxico.
- antiguos ferromagnesianos: biotita y probable anfíbola.
- matriz vitrofídica, a veces con estructura fluidal y desarrollo de esferolitos en zonas.

UNIDAD: Unidad 2, Miembro A (gpo. volc. sup.)

Muestra: 1147

Textura: porfídica-microlítica.

Composición: plagioclasa (10%), piroxenos (5%), biotita (2%), feldespato-K (1%), fragmentos oxidados (3%) y matriz (79%).

Notas:

- piroxenos en cristales pequeños, rara vez en cristales maclados (2 individuos); probable augita.
- cristales con fragmentos oxidados, biotita y sericita.
- matriz microlítica, con piroxenos y minerales opacos entre los microlitos.

UNIDAD: Unidad 2, Miembro A (gpo. volc. sup.)

Muestra: Fresh Purple Volcanics

Textura: afánítica-porfídica.

Composición: feldespato-K (19%), plagioclasa (10%), piroxeno (5%) y biotita.

UNIDAD: Unidad 2, Miembro B (gpo. volc. sup.)

Muestra: 1145 (Toba Vitrica Amarilla de Lujan *et al.*, 1984)

Textura: perlítica-porfídica.

Composición: feldespato-K (10%), biotita (1%) y matriz (89%)

Notas:

- feldespato-K (sanidino) con maclas de carlsbad automorfos, con ángulo axial pequeño; presentan fracturas que pueden deberse a enfriamiento rápido en un medio acuoso (textura perlítica).
- alteración de paragonitas en las fracturas.
- microgeodas de cuarzo.

UNIDAD: Unidad 2, Miembro B (gpo. volc. sup.)

Muestra: 1146 (Toba Sodada Gris de Lujan *et al.*, 1984).

Textura: vitrofídica.

Composición: feldespató-K (2%), cuarzo (2%), zircón (traza) y matriz (96%).

Notas:

- feldespató-K (ortoclasa) formando esferulitos y en fenocristales.
- cuarzo en huecos.
- matriz devitrificada.

UNIDAD: Intrusivo andesítico

Muestra: 1159

Textura: subofídica.

Composición: plagioclasa (30%), piroxenos (5%), opacos (3%) y matriz (57%); clorita.

Notas:

- cristales de feldespató automorfos, zonales, con clorita a través de cruceros alterando probablemente a antiguas perfitas; la clorita también ocurre en parches xenomorfos intersticiales.
- matriz microlítica, compuesta por feldespatos.
- piroxenos entre microlitos.
- minerales opacos automorfos diseminados.

UNIDAD: Intrusivo andesítico

Muestra: 1161

Textura: porfídica-microlítica.

Composición: plagioclasa (50%), antiguos piroxenos (10%), opacos (7%) y matriz (33%); clorita (10%) y calcita (10%).

Notas:

- megafenocristales de plagioclasa con maclas polisintéticas y de composición intermedia.
- minerales opacos diseminados en la matriz.
- clorita, altera completamente a antiguos piroxenos.
- calcita, como parches esparcidos uniformemente en la matriz.

UNIDAD: Intrusivo andesítico

Muestra: ?

Textura: porfídica-microlítica.

Composición: plagioclasa (60%), piroxenos (8%), opacos (magnetita; 5%) y matriz (27%); calcita (25%), clorita (5%), arcillas (2%).

Notas:

- fenocristales de albita-oligoclasa flotan sobre una matriz de microlitos de plagioclasa posiblemente algo diferente en composición.
- alteración propilitica, ataca principalmente a los antiguos piroxenos (actualmente calcita-clorita) y en menor proporción a las plagioclasas (arcillas-sericita-calcita).

UNIDAD: Intrusivo andesítico

Muestra: ?

Textura: pilotaxítica.

Composición: plagioclasa (90%), piroxenos (?; 2%), opacos (3%), calcita (3%), clorita-epidota (2%).

Notas:

- dos tipos de plagioclasa: cristales grandes de labradorita y pequeños de andesina.
- piroxeno intersticial (posible hiperstena).
- magnetita dispersa en toda la roca, por lo regular intersticialmente.
- debil alteración propilitica, indicada por la presencia de la asociación calcita-clorita-epidota.

UNIDAD: Intrusivo andesítico

Muestra: ? (dique)

Textura: traquita-seriada; en partes también pilotaxítica e hialopilitica.

Composición: plagioclasa (25%), piroxenos (5%), opacos (magnetita; 2%) y matriz (vidrio; 65%); clorita (2%), calcita (1%) y arcillas (traza).

Notas:

- plagioclasa en cristales euhedrales con gemelación polisintética y en algunas partes carlsbad; principalmente labradorita y quizá algo de andesina.
- piroxenos en cristales anhedrales; principalmente pigeonita y tal vez algo de augita; algunos cristales presentan extinción zonal. Posiblemente existan dos generaciones de piroxenos.
- los minerales de alteración ocurren principalmente en los piroxenos.

UNIDAD: Intrusivo andesítico

Muestra: Fresh andesite

Textura: micro-porfídica.

Composición: plagioclasa (30%), piroxenos (5%), opacos (3%); clorita (5%).

Notas:

- máficos, fuertemente alterados.
- los granos de feldspatos son en general frescos; el tamaño promedio de éstos es muy fino a extremadamente fino.

UNIDAD: Brecha volcánica andesítica.

Muestra: ?

Textura: vitroclástica.

Composición: fragmentos de roca (95%) y matriz (5%).

Notas:

- tamaño promedio de los fragmentos = 1-2 cm.
- los clastos son principalmente de rocas volcánicas microporfídicas y, en menor proporción, de tobas arenosas.
- los clastos están incluidos en una matriz volcánica, la cual también contiene pequeños cristales de plagioclasa (alterada a arcilla-calcita-clorita) y escasa biotita (alterada a muscovita).

Apéndice 2: Determinación de la edad radiométrica del miembro B de la unidad 1 del grupo volcánico superior

AUTORIDAD: Kruger Enterp., Inc., Geochron. Lab. Div.

MUESTRA: Fresh Tigre, G-83-136 (descripción petrográfica en Apéndice 1)--Concentrado de biotita.

ANALISIS:

--Argon:

^{40*} Ar (ppm)	^{40*} Ar / ⁴⁰ Ar	total
0.01377	0.591	
0.01369	0.569	
(prom. = 0.01373)		

--Potasio:

K (%)	⁴⁰ K (ppm)
6.121	7.338
5.908	
(prom. = 6.015)	

FORMULA EMPLEADA:

$$\text{Edad (en Ma)} = \frac{1}{\text{Lb} + \text{Le}} \ln \left(\frac{\text{Lb} + \text{Le}}{\text{Le}} \times \frac{\text{Ar}^{40*}}{\text{K}} + 1 \right)$$

CONSTANTES EMPLEADAS:

$$\begin{aligned} \text{Lb} &= 4.72 \times 10^{-10} \text{ /año} & \text{Le} &= 0.585 \times 10^{-10} \text{ /año} \\ \text{K} / \text{K} &= 1.22 \times 10^{-4} \text{ g./g.} \end{aligned}$$

EDAD = 31.7 (± 1.3) Ma

Nota: ^{40*}Ar se refiere a ⁴⁰Ar radiogénico.

Biblioteca Depto.
de Geología

REFERENCIAS CITADAS

- ANDERSON, T.H. & L.T. Silver, 1975, Extent and development of the craton under part of the Sierra Madre Occidental, northwestern Mexico: *Geol. Soc. Amer. Abs. Progr.*, 10;359.
- & -----, 1977, U-Pb isotope ages of granitic plutons near Cananea, Sonora: *Econ. Geol.*, 72;827-836.
- ANGELIER, J. & B. Colletta, 1983, Tensional fractures and extensional tectonics: *Nature*, 301;49-51.
- , -----, J. Chorowicz, L. Ortlieb & C. Rangin, 1981, Fault tectonics of the Baja California Peninsula and the opening of the Sea of Cortez, Mexico: *J. Struc. Geol.*, 3;347-357.
- ATKINSON, W.W., 1979, Report on a visit to the El Tigre mining district, Sonora, Mexico: *The Anaconda Min. Co.*, Denver, CO., reporte inédito, 17p.+
- BARNARD, F. & W.A. Wright, 1982, Progress report, El Tigre Project, Sonora, Mexico: *Cobre de Hercules, S.A.*, Hermosillo, Son. y *The Anaconda Min. Co.*, Denver, CO., reporte inédito, 41p.+
- BERCHEMBRITER, D.K., 1976, The geology of La Caridad fault, Sonora, Mexico: *Ma.S. Thesis, Univ. Iowa, Iowa*, 127p.
- BJORGE, G.N., 1929, The Tigre Mining Company, S.A., Sonora, Mexico--El Tigre mine geologic maps and sections: *The Lucky Tiger-Combination Gold Min. Co.*, Kansas City, MO., reporte inédito, 24 hojas.
- BLES, J.-L. & B. Feuga, 1981, La fracturation des roches: *Bur. Rech. Géol. Min.*, Orléans, cedex (Francia), 124p.
- BOCKOVEN, N.T., 1980, Reconnaissance geology of the Yecora-Ocampo

- area, Sonora and Chihuahua, Mexico: *Ph. D. dissert. Univ. Texas, Austin, Texas, 197p.*
- BROWN, M.L. & R. Dyer, 1987, Mesozoic geology of northwestern Chihuahua, Mexico: *in Wm.R. Dickinson & M.A. Klute (eds.), Mesozoic rocks of southern Arizona and adjacent areas, Arizona Geol. Soc. Digest, 18;381-394.*
- BUCHANAN, L.J., 1981, Precious metal deposits associated with volcanic environments in the Southwest: *in Wm.R. Dickinson & Wm.D. Payne (eds.), Relations of tectonics to ore deposits in the southern cordillera, Arizona. Geol. Soc. Digest, XIV; 237-263.*
- BUDROW, L.R., 1928, Report of consulting engineer, Year 1927: *The Lucky Tiger-Combination Gold Min. Co., Kansas City, MO., reporte inédito, p.5-9.*
- CAPPS, R.C., 1981, Geology of the Rancho El Papalote area, Chihuahua, Mexico: *in P.C. Goodell & A.C. Waters (eds.), Uranium in volcanic and volcanoclastic rocks, Amer. Assoc. Petrol. Geol., Energy Min. Div., Studies in Geology, 13; 243-264.*
- CHAMBERLAIN, R.M., 1981, Cenozoic stratigraphy and structure of the Socorro Peak volcanic center, central New Mexico--A summary: *New Mexico Geol., 3;22-24.*
- CHAULOT-TALMON, J.F., 1984, Etude géologique et structurale des ignimbrites du Tertiaire de la Sierra Madre Occidental, entre Hermosillo et Chihuahua, Mexique: *Thèse 3ème cycle, Univ. Paris-Sud, Orsay, 259p.*
- CHAYES, F., 1969, The chemical composition of Cenozoic andesite: *in A.R. McBirney (ed.), Proceedings of the andesite confe-*

rence, *Internat. Upper Mantle Project Scientific Rpt. 16*,
Oregon Dept. Geol. Min. Ind. Bull. 65;1-11.

CLARK, K.F., 1976, Geologic section across Sierra Madre Occidental, Chihuahua to Topolobampo, Mexico: *New Mex. Geol. Soc. Spec. Publ. No. 6*; 26-38.

-----, 1987, Summary of the lithology, tectonic framework and metallic deposits in Sierra Madre Occidental, northwestern México: *in Geology in The Real World--The Kingsley Dunham volume, Inst. Min. Metall., London (Inglaterra)*; 31-50.

-----, M.L. Carrasco-C., P.E. Damon & H. Sandoval-S., 1977, Posición estratigráfica y distribución en tiempo y espacio de mineralización en la provincia de la Sierra Madre Occidental en Durango, Mexico: *A.I.M.M.G.México, Mem., XII Convenc. Nal., Acapulco, Gro.*; 197-244.

----- & F.E. de la Fuente, 1978, Distribution of mineralization in time and space in Chihuahua, Mexico: *Mineral. Deposita, 13*;27-49.

-----, R.R. Dow & R.D. Knowling, 1979, Fissure vein deposits related to continental volcanic and subvolcanic terranes in Sierra Madre Occidental province, Mexico: *in J.D. Ridge (ed.), LAGOD 5th. Symp., Nevada Bur. Mines Geol. Rpt. 33*; 189-201.

-----, C.T. Foster & P.E. Damon, 1982, Cenozoic mineral deposits and subduction-related magmatic arcs in Mexico: *Geol. Soc. Amer. Bull., 93*;533-544.

----- & B.F. Ponce-S., 1983, Summary of the lithologic and contained mineral resources in north-central Chihuahua: *in*

K.F. Clark & P.C. Goodell (eds.), *Geology and mineral resources of north-central Chihuahua, guidebook, 1983 field conference, El Paso Geol. Soc. Publ. No. 15; 76-93.*

COCHEME, J.-J., 1985, Le magmatisme cénozoïque dans le nord-ouest du Mexique, cartographie de la région de Yécora-Maicoba-Mulatos, illustration magmatique de la fin d'un régime en subduction et du passage a un régime distensif: *These de Doctorat d'Etat, Aix-Marseille (Francia), 209p.+*

COLLETTA, B. & J. Angelier, 1981, Faulting evolution of the Santa Rosalia basin, Baja California Sur, Mexico: *in L. Ortlieb & J. Roldan-Q. (eds.), Geology of northwestern Mexico and southern Arizona, Geol. Soc. Amer. fieldguides and papers, Inst. Geol., Univ. Nal. Auton. México;265-274.*

----- & -----, 1982, Développement de structures liées a de forts taux d'extension--exemples dans le Nevada (USA) et Basse-Californie (Mexique): *9e Reun. Ann. Sci. Terre, Soc. Geol. Fr., , Paris, p.149.*

----- & -----, 1983, Tectonique cassante du nord-ouest mexicain et ouverture du Golfe de Californie: *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 7;433-441.*

CONDIE, K.C., 1981, Precambrian rocks of the southwestern United States and adjacent areas of Mexico: *New Mexico Bur. Mines & Min. Res., Resource Map 13.*

CONEY, P.J. & S.J. Reynolds, 1977, Cordilleran benioff zones: *Nature, 270;403-406.*

C. R. N. (Consejo de Recursos Naturales no Renovables), 1965, Reconocimiento geoquímico y yacimientos minerales de la porción nordeste del estado de Sonora, México: *Open file*

- rprt., México, D.F.
- CONOLLY, H.J.C., 1936, A contour method of revealing some ore structures: *Econ. Geol.*, 31;259-271.
- CORBITT, L.L. & L.A. Woodward, 1973, Tectonic framework of Cordilleran foldbelt in southwestern New Mexico: *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 57;2207-2216.
- DAMON, P.E., M. Shafiqullah & K.F. Clark, 1981, Age trends of igneous activity in relation to metallogenesis in southern Cordillera: *in* Wm.R. Dickinson & Wm.D. Payne (eds.), *Relation of tectonics to ore deposits in the southern Cordillera, Arizona Geol. Soc. Digest*, 14;137-154.
- , ----- & -----, 1983, Geochronology of the porphyry copper deposits and related mineralization of Mexico: *Canad. J. Earth Sci.*, 20;1052-1071.
- , ----- & -----, 1981(1984), Evolución de los arcos magmáticos en México y su relación con la metalogénesis, *Univ. Nal. Auton. México, Inst. Geol., Revista*, 5;223-238.
- DIETRICH, R.V., J.T. Dutro, Jr. & R.M. Foose (comps.), 1982, A.G.I. data sheets for geology in the field, laboratory, and office: *Amer. Geol. Inst.*, U.S.A.
- DREIER, J., 1984, Regional tectonic control of epithermal veins in the western United States and Mexico, *in* J. Wilkins, Jr. (ed.), *Gold and silver deposits of the Basin and Range province, western U.S.A.*, *Arizona Geol. Soc. Digest*, 15;28-50.
- DU BOIS, S.M., 1979, Earthquakes: *Arizona Bur. Geol. Min. Technol., Fieldnotes*, 9; 1-9.
- & A.W. Smith, 1980, Earthquakes causing damage in

- Arizona: *Arizona Bur. Min. Technol., Fieldnotes*, 10; 4-6,12.
- DUNBAR, C.O., 1939, Permian fusulines from Sonora: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 50;1745-1760.
- EBERLY, L.D. & T.J. Stanley, Jr., 1978, Cenozoic stratigraphy and geologic history of southwestern Arizona: *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 89;921-940.
- ELSTON, W.E. & S.A. Northrop (eds.), 1976, Cenozoic volcanism in southwestern New Mexico: *New Mexico Geol. Soc. Spec. Publ. No. 5*,
- , R.C. Rhodes, P.J. Coney & E.G. Deal, 1976, Progress report on the Mogollon Plateau volcanic field, southwestern New Mexico, No. 3--Surface expression of a pluton: *in* W.E. Elston & S.A. Northrop (eds.), *Cenozoic volcanism in northwestern New Mexico*, *New Mex. Geol. Soc. Spec. Publ. No. 5*; 3-28.
- & E.I. Smith, 1970, Determination of flow directions of rhyolitic ash-flow tuffs from fluidal textures: *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81; 3393-3406.
- FELLING, R., 1983, Fluid inclusion study of the El Tigre prospect, Sonora, Mexico: *The Anaconda Min. Co., Denver, CO., reporte inédito*, 18p.
- FIERROS-M., N., 1987a, Mineral El Tigre: *Sonora mágica y desconocida*, (Hermosillo, Sonora), 61;10-11.
- , 1987b, El Tigre--Pueblo del pasado: *Historia de Sonora* (publicado por el Archivo Histórico, Gobierno del estado de Sonora, Hermosillo, Son.), 47;32-33.
- FISHER, R.V., 1960, Criteria for recognition of laharc breccias, southern Cascade Mountains, Washington: *Bull. Geol.*

- Soc. Amer.*, 71; 127-132.
- GIANELLA, V.P., 1960, Faulting in northeastern Sonora, Mexico, in 1887 (Abstr.): *Geol. Soc. Amer.*, (Meeting in Vancouver); 2061.
- GLAZNER, A.F. & J.M. Bartley, 1984, Timing and tectonic setting of Tertiary low-angle normal faulting and associated magmatism in the southwestern United States: *Tectonics*, 3;385-396.
- HAGSTRUM, J.T. & P.W. Lipman, 1986, Paleomagnetism of the structurally deformed Latir volcanic field, northern New Mexico--Relations to formation of the Questa caldera and development of the Rio Grande rift: *J. Geophys. Res.*, 91;7383-7402.
- HAMEL, D.S., 1984, Description and possible origin of Oligocene ash-flow spheroids, Terril Mountains, Churchill County, Nevada: *Geol. Soc. Amer. Abs. Progr.*, 16; 528.
- HARDING, T.P., 1973, Newport-Inglewood, California--An example of wrenching style of deformation: *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 53; 97-116.
- IMLAY, R.W., 1939, Paleogeographic studies in northern Sonora: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 50; 1723-1744.
- KELLER, P.C., N.T. Bockoven & F.W. Mc Dowell, 1982, Tertiary volcanic history of the Sierra del Gallego area, Chihuahua, Mexico: *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 93; 303-314.
- KING, R.E., 1939, Geological reconnaissance in northern Sierra Madre Occidental of Mexico: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 50; 1625-1792.
- KNOWLING, R.D., 1977, The geology and ore deposits of the Ocampo district, Municipio de Ocampo, Chihuahua, Mexico: *Ma.S.*

- Thesis, Univ. Iowa, Iowa, 167p.*
- LAUGHLIN, A.W., M.J. Aldrich & D.T. Veniman, 1983, Tectonic implications of mid-Tertiary dikes in west-central New Mexico: *Geology*, 11;45-48.
- LIPMAN, P.W., 1981, Volcano-tectonic setting of Tertiary ore deposits, southern Rocky Mountains: *in* Wm.R. Dickinson & Wm.D Payne (eds.), *Relations of tectonics to ore deposits in the Southern Cordillera, Arizona Geol. Soc. Digest*, 14;199-213.
- LOPEZ-R., E., 1969, Marine Paleozoic rocks of Mexico: *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 53; 2399-2417.
- LORING, A.K., 1976, The age of Basin-Range faulting in Arizona: *Arizona Geol. Soc. Digest*, 10;229-258.
- LUJAN, M.A., J.A. Cervantes, G. Morrison & L.H. Ochoa, 1984, El Tigre project summary report, Sonora, Mexico: *Cobre de Hercules, S.A., Hermosillo, son. y The Anaconda Min. Co., Denver, CO., reporte inédito, 87p.+*
- MANRIQUE, A.I., 1980, El Tigre district, State of Sonora: *The Anaconda Min. Co., Denver, CO., reporte inédito, 9p.+*
- , 1981, El Tigre district--Task force evaluation: *The Anaconda Min. Co., Denver, CO., reporte inédito.*
- MC DOWELL, F.W. & S.E. Clabaugh, 1979, Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico: *in* Ch.E. Chapin & W.E. Elston (eds.), *Ash-flow tuffs, Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 180; 113-124.*
- MIDDLEMOST, E.A.K., 1985, Magmas and magmatic rocks--An introduction to igneous petrology: *Longman Group Ltd., England, 266p.*

- MISHLER, R.T., 1920, Geology of the El Tigre district, Mexico: *Min. Sci. Press*, 121; 583-591.
- , 1928a, Report of General Manager on the Tigre Mining Company, S.A., Year 1927: *The Lucky Tiger-Combination Gold Min. Co.*, Kansas City, MO., reporte inédito, p.11-13.
- , 1928b, Report of General Manager on the Tigre Leasing Company, S.A., Year 1927: *The Lucky Tiger-Combination Gold Min. Co.*, Kansas City, MO., reporte inédito, p.14-15.
- & L.R. Budrow, 1925, Methods of mining and ore estimation at Lucky Tiger mine: *Amer. Inst. Min. Metall. Eng., Trans.*, 72; 468-484.
- MONTAÑO, T.R., 1986, Estratigrafía del área El Tigre, noreste de Sonora (res.): *Nuevas aportaciones a la geología de Sonora, Simposio, Univ. Nal. Auton. México, Inst. Geol.*, Hermosillo, Sonora; 12-13.
- MULCHAY, R.B. & J.R. Velasco, 1947, Report on Porvenir mine, near El Tigre, Sonora: *The Cananea Cons. Copper Co., S.A.*, Cananea, Son., reporte inédito, 6p.
- MULLER, O.H., 1986, Changing stresses of the radial dike swarm at Spanish Peaks, Colorado: *Geology*, 14;157-159.
- NACIONES UNIDAS, 1969, Estudio de yacimientos de minerales metalíferos en México: *Publ. DF/SF/UN/19--México*, Nueva York, 92p.+
- NATALI, S.G. & M.L. Sbar, 1982, Seismicity in the epicentral región of the 1887 northeastern Sonoran earthquake, Mexico: *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 72; 181-196.
- NIEMAN, G.W., 1982, Report on the geology of part of the El Tigre

- prospect, Sonora, Mexico: *The Anaconda Min. Co.*, Denver, CO., reporte inédito, 11p.
- OCHOA, L.H., 1983, Breves observaciones megascópicas y petrográficas de las principales rocas que afloran en el área de El Tigre: *Cobre de Hercules, S.A.*, Hermosillo, Son., reporte inédito, 39p.
- PANSZE, A.J., 1981, Applied geochemistry of epithermal gold systems: *Golden Colorado*; tambien, comunicación presentada en el seminario "*Depositos de oro y plata relacionados al volcanismo*", por *Cruson & Pansze, Geol., A.I.M.M.G.México, A.C.*, Hermosillo, Sonora, octubre 1984, 52p.
- PARK, G.M., 1982, Progress report on the work at the El Tigre mine, Sonora, Mexico: *The Anaconda Min. Co.*, Denver, CO., reporte inédito, 52p.
- , 1983a, Geological and sample evaluation of the Pilares de Teras area, Sonora, Mexico: *The Anaconda Min. Co.*, Denver, CO., reporte inédito, 23p.+
- , 1983b, Geological and geochemical evaluation of the Pilares west area, El Tigre project, Sonora, Mexico: *The Anaconda Min. Co.*, Denver, CO., reporte inédito, 12p.+
- PARSONS, W.H., 1969, Criteria for the recognition of volcanic breccias--Review: *Geol. Soc. Amer. Mem.* 115; 263-304.
- PEREZ-S., E., 1983, Descripciones petrográficas, proyecto El Tigre: *Cobre de Hercules, S.A.*, Hermosillo, Son., reporte inédito.
- PERRY, V.D., 1935a, Report on Porvenir mine near El Tigre, Sonora, Mexico: *The Cananea Cons. Copper Co., S.A.*, Cananea, Son., reporte inédito, 4p.

- PERRY, V.D., 1935b, Report on Minas Cinco de Mayo y anexas, Pilares de Teras, Sonora, Mexico: *The Cananea Cons. Copper Co., S.A., Cananea, Son., reporte inédito, 4p.*
- POLLARD, D.D., P. Segall & P.T. Delaney, 1982, Formation and interpretation of dilatant echelon cracks: *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 93;1291-1303.
- PRICE, J.G. & C.D Henry, 1984, Stress orientation during Oligocene volcanism in Trans-Pecos Texas--Timing the transition from Laramide compression to Basin and Range tension: *Geology*, 12;238-241.
- RAISZ, E., 1964, Landforms of Mexico, 2nd. ed.: prepared for the *Geograph. branch of the Off. Nav. Res.*, Cambridge, Mass.
- REHRIG, Wm.A. & T.L. Heidrick, 1976, Regional tectonic stress during the Laramide and late Tertiary intrusive periods, Basin and Range province, Arizona: *Arizona Geol. Soc. Digest*, 10;205-229.
- REYNOLDS, T.J., 1983, Fluid inclusions studies of the El Tigre prospect, Mexico: *The Anaconda Min. Co.*, Denver, CO., reporte inédito, 12p.
- RHODES, R.C. & E.I. Smith, 1972, Distribution and directional fabric of ash-flow sheets in northwestern Mogollon Plateau, New Mexico: *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83; 1863-1868.
- ROBERTSON, E.C., 1983, Relationship of fault displacement to gouge and breccia thickness: *Min. Eng.*, 35; 1426-1432.
- , 1984, Relationship of fault displacement to gouge and breccia thickness (Replies to Discussions): *Min. Eng.*, 36; 1677-1678.
- SCHMID, R., 1981, Descriptive nomenclature and classification of

- pyroclastic deposits and fragments--Recommendations of the IUGS Subcomission on the Systematics of Igneous Rocks: *Geology*, 9; 41-43.
- SCHOLTZ, C.H., 1987, Wear and gouge formation in brittle faulting: *Geology*, 15;493-495.
- SEAGER, W.R., M. Shafiqullah, J.W. Hawley & R.F. Marvin, 1984, New K-Ar dates from basalts and the evolution of the sothern Rio Grande rift: *Geol Soc. Amer. Bull.*, 95;87-99.
- S. P. P., 1983, Carta Geològica esc. 1:250 000, hoja Nacozari (H12-6): *Secret. Program. Presup., Dir. Gral. Geograf.*, México, D.F.
- SEGALL, P. & D.D. Pollard, 1980, Mechanics of discontinuous faults: *J. Geophys. Res.*, 85; 4337-4350.
- SEIGEL, H.O., 1950, A theory of fracture of materials and its applications to geology: *Amer. Geophys. Union, Trans.*, 31; 611-619.
- SILLITOE, R.H., 1985, Ore-related breccias in volcanoplutonic arcs: *Econ. Geol.*, 80;1467-1514.
- SMITH, J.G., 1965, Fundamental transcurrent faulting in northern Rocky Mountains: *Bull. Amer. Assc. Petrol. Geol.*, 49; 1398-1409.
- STEWART, J.H., 1971, Basin and Range structure--A system of horst and grabens produced by deep-seated extension: *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 4;1019-1044.
- , 1978, Basin-Range structure in Western North America--A review: *in* R.B. Smith & G.P. Eaton (eds.), *Cenozoic tectonics and regional geophysics of the Western Cordillera*, *Geol. Soc. Amer., Mem.* 152;1-31.
- TYRRELL, G.W., 1978, Principios de petrología: *Cia Edit. Cont.*, S.A., México, D.F., 369p.

STRECKEISEN, A.L., 1976, To each plutonic rock its proper name:

Earth-Sci. Rev., 12; 1-33.

-----, 1979, Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites, and melilitic rocks--Recommendations and suggestions of the IUGS Subcomission on the Systematics of Igneous Rocks: *Geology*, 7; 331-335.

SUTER, M., 1987, Orientation data on the state of stress in northeastern Mexico as inferred from stress-induced borehole elongations: *J. Geophys. Res.*, 93;2617-2626.

SWANSON, E.R., R.P. Keizer, J.I. Lyons & S.E. Clabaugh, 1978, Tertiary volcanism and caldera development near Durango City, Sierra Madre Occidental, Mexico: *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 89; 1000-1012.

TALIAFERRO, N.L., 1933, An occurrence of Upper Cretaceous sediments in northern Sonora, Mexico: *J. Geol.*, 41;12-37.

THOMS, J., 1967a, Reconnaissance examination, Cinco de Mayo and La Gloria mines, Pilares de Teras area: *Cia. Minera Nacozari, S.A.*, Nacozari, Son., reporte inédito, 8p.

-----, 1967b, El Tigre mine, Sonora, Mexico: *Cia Minera Nacozari, S.A.*, Nacozari, Son., reporte inédito, 7p.

TOVAR, J., 1969, Stratigraphic study of the Sierra Santa Rita: *in* D.A. Cordova, S.A. Wengerd & J. Shomaker (eds.), *Guidebook of the border region (Chihuahua and the United States)*, *New Mexico Geol. Soc.*, 20th Field Conf., Oct. 23-25, 1969;165-170.

TYRRELL, G.W., 1978, Principios de petrología: *Cia Edit. Cont.*, S.A., México, D.F., 369p.

- WATERMAN, G.C., 1984, Relationship of fault displacement to gouge and breccia thickness (Discussion): *Min. Eng.*, 36; 1677-1767.
- WHITE, S.S., 1947, New plants for northeastern Sonora, Mexico, and notes on extensions of range: *Jour. Arnold. Arb.*, 28; 439-441.
- , 1948, The vegetation and flora of the regions of the Rio de Bavispe in northeastern Sonora, Mexico: *Lloydia*, 11; 229-302.
- WILCOX, R.E., T.P. Harding & D.R. Seely, 1973, Basic wrench tectonics: *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 57; 74-96.
- WILDER, D.G., 1984, Relationship of fault displacement to gouge and breccia thickness (Discussion): *Min. Eng.*, 36; 1677-1678.
- WISSER, E., 1966, The epithermal precious-metal province of northwest Mexico: *Nevada Bur. Mines Rept.* 13-C; 63-92.
- WRIGHT, A.E. & D.R. Bowes, 1963, Classification of volcanic breccias--A discussion: *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 74; 78-86.
- ZOBACK, M.L. & G.A. Thompson, 1978, Basin and Range rifting in northern Nevada--Clues for a mid-Miocene rift and its subsequent offsets: *Geology*, 6; 111-116.
- & M. Zoback, 1980, State of stress in the conterminous United States: *J. Geophys. Res.*, 85; 6113-6156.