

2 00364

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

Facultad de Ciencias

3  
2ej.



# Geología del Area de Tizapa Municipio de Zacazonapan, México

T E S I S

Que para obtener el grado de:  
MAESTRO EN CIENCIAS  
(geología)

p r e s e n t a :

JOSE DE JESUS PARGA PEREZ

MEXICO, D. F.

1981

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



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

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

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

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

A MI ESPOSA RAQUEL

A MI HIJO JOSE ALEJANDRO

A MIS PADRES Y HERMANOS

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

# C O N T E N I D O

## RESUMEN

### CAPITULO I

Pags.

INTRODUCCION . . . . .	1
1. Antecedentes . . . . .	1
2. Localización y Extensión . . . . .	2
3. Vías de Comunicación y Acceso . . . . .	2
4. Fisiografía e Hidrografía . . . . .	3
5. Métodos de trabajo . . . . .	4
6. Agradecimientos . . . . .	6

### CAPITULO II

#### ESTRATIGRAFIA

INTRODUCCION . . . . .	8
------------------------	---

#### ROCAS METAMORFICAS

1. Augengneis Arroyo Frio . . . . .	10
2. Esquistos cuarzofeldespáticos . . . . .	20
3. Filitas Temascaltepec . . . . .	25
4. Esquistos Campanario . . . . .	31
5. Esquistos de tremolita/actinolita . . . . .	37
6. Metarriolita Las Muertas . . . . .	40
7. Esquistos de biotita . . . . .	42
8. Metafelsita La Pila . . . . .	46
9. Filitas gráficas . . . . .	50
10. Metacalizas grises . . . . .	52
11. Formación Amatepec . . . . .	57
12. Roca verde San José . . . . .	62

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

ROCAS VOLCANICAS	Pags.
13. Riolita (Rf) . . . . .	65
14. Derrames andesítico-basálticos (Bt) . . .	68
 ROCAS INTRUSIVAS	
15. Tronco diorítico (Igi) . . . . .	70
16. Diques aplíticos con turmalina . . . . .	71
17. Diques micrograníticos . . . . .	73
18. Diques andesíticos . . . . .	75
 CAPITULO III	
GEOLOGIA ESTRUCTURAL	
INTRODUCCION . . . . .	77
1. Primera fase de deformación D <sub>1</sub> . . . . .	78
2. Segunda fase de deformación D <sub>2</sub> . . . . .	79
3. Tercera fase de deformación D <sub>3</sub> . . . . .	83
4. Tectónica distensiva . . . . .	84
5. Discusión . . . . .	86
 CAPITULO IV	
METAMORFISMO	
INTRODUCCION . . . . .	89
1. Primer evento metamórfico M <sub>1</sub> . . . . .	90
2. Segundo evento metamórfico M <sub>2</sub> . . . . .	97
3. Metamorfismo regresivo M <sub>3</sub> . . . . .	100
4. Condiciones físicas del metamorfismo . . .	102
 CAPITULO V	
EDAD Y CORRELACION	
1. Antecedentes . . . . .	110
2. Discusión . . . . .	112

	Pags.
3. Edad de las fases de deformación . . . . .	118
4. Correlación . . . . .	119
CAPITULO VI	
IMPORTANCIA ECONOMICA DE LA REGION . . . . .	121
CONCLUSIONES . . . . .	127
REFERENCIAS CITADAS . . . . .	130

## RESUMEN

El área estudiada de Tizapa comprende 26 km<sup>2</sup> que se localizan aproximadamente 125 km al SW de la Ciudad de México y 3.5 km al SE del Poblado de Zacazonapan. En Tizapa aflora una secuencia metamórfica de posible edad paleozoica tardía que descansa discordantemente sobre un basamento granítico (augengneis). Las rocas metamórficas a su vez son sobreyacidas en discordancia por rocas sedimentarias y volcánicas cretácicas. La secuencia metamórfica es intrusionada por un tronco de diorita de hornblenda, algunos cuerpos de riolitas, derrames de basaltos de olivino, andesitas basálticas y diques de composición ácida a intermedia.

La naturaleza premetamórfica de la secuencia metamórfica de Tizapa consistió en su base de una roca plutónica de composición granodiorítica cubierta discordantemente por una arenisca arcósica, que pasa gradualmente a sedimentos pelíticos ligeramente carbonosos. En la parte media predominan los sedimentos pelíticos carbonosos con intercalaciones de tobas de composición intermedia, grauvacas, sedimentos pelíticos y riolitas. Hacia la cima, se tienen rocas volcánicas félsicas, sedimentos pelíticos ligeramente carbonosos, subgrauvacas, sedimentos calcáreos y rocas volcánicas de composición intermedia con un espesor aproximado de 2700 m.

Las rocas ígneas están representadas por un tronco de diorita de hornblenda, pequeños cuerpos de riolitas con estructura fluioal, rocas andesítico-basálticas que cubre discordantemente en gran parte las rocas metamórficas del área.

La secuencia metamórfica de Tizapa ha sido afectada por tres deformaciones compresionales. La primera deformación  $D_1$  se caracteriza por una foliación axial penetrante  $S_1$  asociada a un plegamiento isoclinal. La segunda  $D_2$  plegó la foliación  $S_1$  en pliegues angulares asimétricos y produjo localmente un crucero plisante  $S_2$ . La tercera está definida por un plegamiento regional representado por un anticlinal que buza  $10^\circ$  al NW  $42^\circ$ . Posteriormente se desarrollaron dos fases de tectónica distensiva en un período de tiempo comprendido probablemente desde el mioceno hasta el cuaternario.

Esta secuencia metamórfica fué afectada por tres eventos metamórficos. El primero  $M_1$ , sintectónico con  $D_1$ , fué el más intenso alcanzó la parte baja de la facies de anfibolit<sub>g</sub>, que se estima que se desarrolló a una temperatura entre 500 y 550 °C, presión alrededor de 2 kb, bajo una cubierta litológica de aproximadamente 7500 m y un gradiente geotérmico alto, del orden de 70 °C/km, típico de terrenos de baja presión/alta temperatura. El segundo evento metamórfico  $M_2$ , sintectónico con  $D_2$ , manifiesta únicamente la facies de esquisto verde y se cree que se desarrolló dentro de un rango de temperaturas entre 350 y 400 °C y presión menor de 2 kb. El tercer evento metamórfico corresponde a una intensa y extensa retromorfosis que ha afectado toda la secuencia metamórfica posiblemente desde antes de la deformación  $D_3$ .

La edad de las rocas metamórficas de Tizapa se considera tentativamente como paleozoica tardía, tomando como base únicamente su -

posición estratigráfica-estructural y su grado de deformación y de metamorfismo.

El yacimiento de Tizapa, consiste de cuerpos lenticulares de sulfuros masivos polimetálicos, bandeados y ocasionalmente brechados; concordantes con la foliación de la roca encajonante y también como mineral diseminado y en diminutas vetillas. Los sulfuros masivos están constituidos principalmente por pirita, esfalerita, galena y en pequeñas cantidades tetraedrita y posiblemente freibergita y como gan ga cuarzo y fragmentos de rocas metamórficas.

El yacimiento de Tizapa, se clasifica tentativamente como un sulfuro masivo polimetálico de Zn, Pb, Ag y Cu que fué originado muy probablemente por procesos exhalativos sinsedimentarios relacionados con volcanismo submarino.

1

CAPITULO I  
I N T R O D U C C I O N

1. Antecedentes

En el año de 1977 la Gerencia de Estudios Especiales del Consejo de Recursos Minerales puso en marcha el proyecto denominado "Eje Neovolcánico", cuyos objetivos consistían en evaluar el potencial minero de una área de 10,000 km<sup>2</sup> comprendida dentro de la provincia metalogenética denominada "Eje Neovolcánico" (Salas, 1975). En este mismo año, durante los trabajos de exploración regional de este proyecto, al estudiarse una región al suroriente de Zacazonapan y al norte del Río Temascaltepec, se encontró una pequeña mina abandonada en el lecho del Arroyo de Tizapa.

La mineralización consiste en una serie de cuerpos estratiformes de sulfuros masivos, concordantes con la foliación de las rocas metamórficas que los encajonan. Se tomaron algunas muestras de los terrenos, del exterior y del interior de la mina y se analizaron, obteniéndose resultados económicamente atractivos. Todo lo anterior sugirió que - podía tratarse de un yacimiento de tipo "kuroko" lo cual aunado al hecho de tenerse un yacimiento de este tipo a escasos 6 km al sur de esta localidad (Sta. Rosa), aumentaba el interés económico y científico por esta área. En seguida se trató de averiguar algo acerca de la historia de - esta mina, pero únicamente se logró saber que fué trabajada en intervalos de tiempo discontinuos, sin ninguna técnica de explotación definida y que la última vez que se trabajó fué por el año de 1936.

Posteriormente se realizó una visita de reconocimiento por parte del personal del Consejo de Recursos Minerales y finalmente se decidió

llevar a cabo un estudio geológico detallado de la mina y de los terrenos que la circundan, así como un estudio geológico regional a semidetalle, contando para esto último con un mapeo base topográfico escala 1:10,000. El objetivo principal de esta tesis es la realización detallada de la cartografía geológica y descripción litológica atendiendo al orden de superposición estructural que guarden las rocas metamórficas del área de Tizapa. Como objetivo de segundo orden, se intenta detectar y diferenciar los eventos de deformación así como los tipos de metamorfismo que han afectado a estas rocas.

## 2. Localización y extensión

El área de estudio se encuentra localizada en la parte suroriental del Estado de México, cerca de los límites con el Estado de Michoacán, a 67 km en línea recta al SW  $63^{\circ}$  de Toluca, capital del Estado de México y 3.5 km al SE del poblado de Zacazonapan, cabecera del municipio del mismo nombre. Las coordenadas de la mina de Tizapa son  $100^{\circ} 14'$  longitud oeste y  $19^{\circ} 02'$  latitud norte (Figura 1). El área de trabajo tiene una forma rectangular de 5.2 km de largo por 5.0 km de ancho, comprendiendo una superficie de  $26 \text{ km}^2$ .

## 3. Vías de comunicación y acceso

En la actualidad, Zacazonapan se encuentra bien comunicada por caminos de terracería que entroncan con carreteras pavimentadas. El área de Tizapa es accesible desde Zacazonapan por medio de una brecha con una extensión de unos 4 km. El recorrido se hace en escasos 30 minutos en cualquier clase de vehículo.



Zacazonapan es accesible desde la Ciudad de Toluca por dos caminos diferentes, el más corto es por la carretera pavimentada que pasa por Valle de Bravo, Colorines, Santo Tomás de los Plátanos y Zuluapan con una longitud de 147 km; a partir de este lugar se toma un camino de terracería con una longitud de 15 km con rumbo al suroriente que pasa por Otzoloapan y llega a Zacazonapan. En total el recorrido Toluca-Zacazonapan por esta ruta es de 152 km.

Una segunda vía de acceso es por la carretera pavimentada Toluca-Bejucos, que pasa por Temascaltepec y Tejupulco, hasta llegar a la altura del Km 14 donde se encuentra la desviación a Luvianos; a partir de aquí (Km 14) existe un buen camino de terracería que llega hasta Zacazonapan. Por esta vía el recorrido es de 156 km.

Actualmente existe un camino de terracería en proceso de construcción entre Zacazonapan y Temascaltepec, el cual es accesible en el tramo Zacazonapan-Lampazos únicamente para vehículos de doble tracción. Cuando entre en servicio, este camino acortará una hora el tiempo que tarda el recorrido Toluca-Zacazonapan, que es actualmente de tres horas.

#### 4 Fisiografía e hidrografía

El área de estudio se encuentra localizada en los límites de la provincia fisiográfica denominada "Eje Neovolcánico", y la subprovincia llamada Cuenca del Balsas-Mexcala, de la provincia fisiográfica de la Sierra Madre del Sur (Reisz, 1959). La región está caracterizada por una topografía típica de la etapa de madurez, disectada por profundas barrancas en la que destacan algunos conos volcánicos y mesetas formadas

por derrames basálticos jóvenes.

Geomorfológicamente los rasgos más característicos de esta región están constituidos por la Sierra de La Pila y la profunda barranca que ha excavado el Río Temascaltepec (Figura 2), la cual alcanza a tener diferencias altimétricas de hasta 600 m entre el fondo de la misma y la cima de algunas elevaciones montañosas que la rodean, o de las mesetas formadas por derrames de basaltos de olivino (Figura 3).

El área de estudio drena hacia la cuenca del Río Balsas; su sistema de drenaje es dendrítico e intermitente, caracterizado principalmente por arroyos de fuertes pendientes a veces interrumpidos por saltos de hasta 40 m. En época de lluvias, estos arroyos adquieren un carácter torrencial. El arroyo principal es el denominado "El Ahogado" que lleva agua todo el año. En la parte norte, a éste se le unen los siguientes arroyos: El Campanario, San Pedrito, el de San José, el de Tizapa y el Arroyo Frío. Finalmente, el Arroyo el Ahogado desemboca en el Río Temascaltepec, que junto con el Río Tilostoc forman el Río Tuzantla, afluente del Río Balsas.

##### 5. Métodos de trabajo

El trabajo de campo consistió en un levantamiento geológico regional a semidetalle, para lo cual se utilizó parte de la hoja topográfica denominada "Valle de Bravo", clave E-14-A-46, editada por DETENAL a escala 1:50,000 y ampliada fotográficamente a una escala de 1:10,000. En vista de que en esta área están expuestas predominantemente rocas metamórficas y que son éstas en las que se encuentran emplazados los yaci-



Figura 2. Vista panorámica de la Sierra de La Pila, Municipio de Zacazonapan, México.



Figura 3. Derrames de basaltos de olivino de la mesa de Tizapa, Zacazonapan, México

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

mientos de sulfuros, se hicieron cuidadosamente las descripciones de éstas, teniendo especial cuidado en determinar hasta dónde fué posible en el campo la geometría y dimensiones de cada unidad litológica, así como sus relaciones de contacto con otras unidades, su posible espesor, grado de metamorfismo y micro y macro estructuras presentes.

Los reconocimientos se llevaron a cabo principalmente a través de arroyos, ya que es aquí donde se encuentran buenos afloramientos de las unidades litológicas y donde se pueden obtener buenos datos estructurales y descripciones litológicas. Para lograr un conocimiento más amplio de la naturaleza premetamórfica de esta secuencia así como del grado de metamorfismo a que éstas fueron sometidas, se tomaron muestras de roca cada vez que se detectaron cambios litológicos para practicarle estudios petrográficos en sección delgada (en total 150).

Se tomaron tres muestras de roca para determinar su edad por métodos radiométricos: de un augengneis, aparentemente la roca más antigua expuesta en el área, dos de rocas metavolcánicas posiblemente relacionadas con la génesis del yacimiento de Tizapa y una de la diorita de hornblenda; sin embargo, a la fecha todavía no se tienen resultados.

## 6. Agradecimientos

Deseo en primer lugar hacer patente mi agradecimiento a las autoridades del Consejo de Recursos Minerales por las múltiples facilidades y apoyo moral recibidos a lo largo de cuatro años, de estudio en las aulas universitarias y tres de desarrollo profesional en el campo de las ciencias de la tierra, que finalmente han fructificado en la elaboración de esta tesis; al Ing. Guillermo P. Salas Director General,

al Dr. José Luis Lee Moreno Gerente de Estudios Especiales y al Ing. Jorge Nieto Obregón Jefe del Departamento de Investigación Aplicada.

Agradezco sinceramente la valiosa colaboración del Dr. Fernando Ortega Gutiérrez que dirigió acertadamente el desarrollo del presente estudio y quien en todo momento mostró entera disposición - tanto en las discusiones teóricas como en la solución de los problemas de campo, lo cual además de contribuir directamente a la mejor realización del presente estudio, motivó en el suscrito el interés - por el estudio de los terrenos metamórficos de México.

La revisión crítica del estudio estuvo a cargo del Dr. Zoltan de Caerna, Dr. Luis Miguel Mitre Salazar, Dr. Daniel Colorado Liévano, M. en C. Jesús Ruíz Elizondo, M. en C. Jerjes Pantoja Alor y M. en C. Gerardo Sánchez Rubio, a quienes manifiesto un profundo agradecimiento por las acertadas correcciones y observaciones que tuvieron a bien indicarme.

Agradezco también al personal del Proyecto Rocas Metamórficas, muy especialmente al M. en C. Mariano Elías Herrera por su constante y valiosa ayuda para encontrar en el presente la clave del pasado. A los Pasantes J. Jesús Rodríguez Salinas, Eduardo Obregón Ramos, Luis Mayoral Martínez y Eliseo Romo Vargas. Así mismo al Sr. Isidro Corona S. por su útil y grata compañía durante las largas caminatas en que desafiando a la naturaleza recorrimos las barrancas del área de Tizapa colectando datos geológicos.

He de agradecer también a la Sra. Ma. Teresa Villagrán E. que paciente y eficientemente mecanografió lo mismo media docena de borradores que el impecable manuscrito final.

## CAPITULO II ESTRATIGRAFIA

### INTRODUCCION

Antes de iniciar la exposición sintetizada de la estratigrafía, es necesario aclarar que el orden en que se describen las unidades litológicas es estructural y no estratigráfico, puesto que la secuencia normal pudo haber sido invertida y repetida tectónicamente antes del metamorfismo. Asimismo, las unidades de roca que aquí se describen no necesariamente indican diferencias litológicas premetamórficas, ya que algunas de las diferencias mineralógicas en las que se ha basado dicha división pueden ser de origen metamórfico debidas a variaciones en el grado, disponibilidad de fluidos, etc., durante el metamorfismo o bien a cambios debidos a procesos de metamorfismo regresivo.

Las rocas expuestas en el área de Tizapa son principalmente metamórficas de grado medio, bajo y muy bajo, quedando éstas situadas desde el dominio del anquilmetamorfismo (Kubler in Winkler, 1976, p. 72), a la facies de esquisto verde y parte baja de la facies de anfibolite. Una tercera parte de las rocas expuestas en esta área de estudio están constituidas por rocas ígneas intrusivas y extrusivas (Figura 4).

La unidad que se encuentra estructuralmente en la parte más baja de la secuencia metamórfica es un augengneis con inclusiones de esquistos de mica y granate que probablemente representa un basamento premetamórfico (Figura 5); lo sobreyacen en discordancia aproximadamente 120 m de esquistos cuarzo-feldespáticos y sobreyaciendo a éstos concordan

te y gradualmente se tienen esquistos de clorita, muscovita y granate con un espesor de unos 40 m. La parte central de la secuencia está - compuesta por filitas gráficas, esquistos de muscovita, esquistos de clorita, esquistos de tremolita/actinolita y esquistos de biotita, así como intercalaciones de metarriolitas. Este paquete tiene un espesor aproximado de 1500 m.

Cubriendo estas rocas en aparente concordancia se tiene una metarriolita con un espesor de unos 150 m que está parcialmente cubierta por 30 m de filitas de grafito y sericita, que a su vez son cubiertas en aparente concordancia por una secuencia de aproximadamente 200 m de metacalizas grises foliadas y recristalizadas con filitas calcáreas hacia la base. Estas son sobreyacidas discordantemente por un paquete de 400 m de calizas grises a negras en estratos delgados con intercalaciones de sedimentos clásticos hacia la base (Formación Amatepec). Derrames y brechas andesíticas con intensa alteración propilítica con espesor aproximado de 300 m y edad cretácica, así como derrames de basalto andesítico, basalto de olivino con espesores de 20 a 80 m y depósitos epiclásticos del Cenozoico Superior cubre discordantemente a las rocas metamórficas (Figura 6).

En la Tabla 1, se muestra una síntesis de eventos geológicos para el área de Tizapa, Zacazonapan, México.



### EXPLICACION

- CUATERNARIO**
  - Di G Depósito de lodo (Di) y Aluvión (G)
- TERCIARIO**
  - ROCAS IGNEAS**
    - Bt Basalta de olivina y andesitos basálticos (Bt) y Depósitos epiclasticos (De)
  - DISCORDANCIA**
    - Rf Riolitas con estructura fudal
    - Igi Diatita de hornblenda
    - Diques felsíticos
    - Diques andesíticos
- MESOZOICO**
  - CRETACEO**
    - Rv Rocas Verdes San José
    - Kia Formacion Amatepec
  - DISCORDANCIA**
- PALEOZOICO SUPERIOR**
  - Mg Metacalizas grises
  - Fg Filitas gráficas
  - Mfip Metafelsita La Pila
  - Eb Esquistos de biotita
  - Mrh Metarolita Los Muertos
  - Erc Esquistos de tremolita/actinolita
  - Ec Esquistos Campanario
  - Ft Filitas Temascaltepec
  - Fqm Esquistos cuarzo-feldespáticos
  - Agp Augengneis Arroyo Frío

- SIMBOLOS GEOLOGICOS**
- ↗ Rumbo e inclinación de la estratificación
- ↘ Rumbo e inclinación de la foliación regional
- ↔ Lineación interseccional (Li)
- ↻ Lineación ondulada (Lg)
- ⊕ Anticlinal con buzamiento
- Contacto geológico observado
- - - Contacto geológico graduo
- - - Contacto geológico inferido
- Falla normal observada
- Falla normal inferida
- Falla inversa

- SIMBOLOS TOPOGRAFICOS**
- Curvas de nivel cada 20m
- Río
- Arroyo
- Camino de herradura
- Cose aislada
- ⊗ Prospecto Tizapa (Ag, Pb, Zn, Cu y Cd)
- ⊙ Muestra para estudios petrográficos
- ▲ Muestra para análisis químico de roca entera



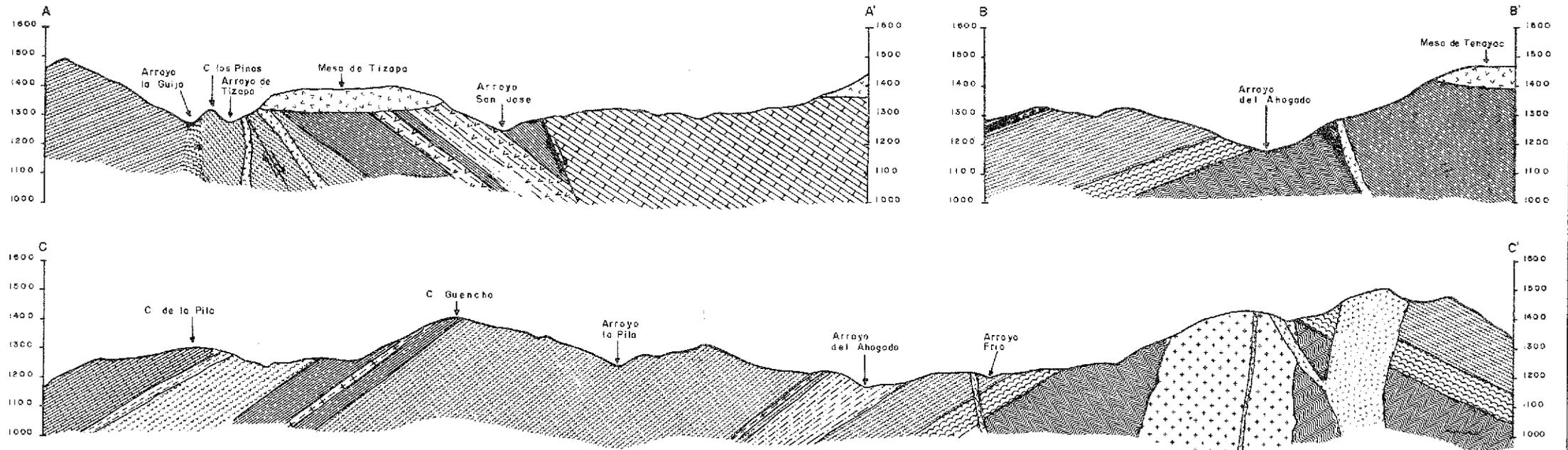
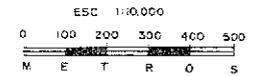
**TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN**

FIGURA 4- MAPA GEOLOGICO DEL AREA DE TIZAPA MUNICIPIO DE ZACAZONAPAN MEXICO

- ROCAS IGNEAS**
- Q** Aluvion
  - Bt** Basaltos de olivino y andesitas basálticas
  - Rf** Riolitas con estructura fluidal
  - g** Diorita de hornblenda
  - Di** Diques aplíticos furmolinizados

- ROCAS METAMORFICAS**
- Ka** Formación Amatepec
  - Mg** Metacalizas grises
  - Fg** Filitas gráficas
  - MfLP** Metafelsita La Pila
  - EB** Esquistos de biotita
  - Mrh** Metariolita Las Huertas

- ROCAS METAMORFICAS**
- Eto** Esquistos de tremolita/actinolita
  - Ec** Esquistos Campanario
  - Fi** Filitas Temascaltepec
  - Fqm** Esquisto cuarzofeldespático
  - Agn** Augengneis Arroyo Frio



ESC. VERT. 1 1000  
ESC. HORIZ. 1 1000

FIGURA 5 SECCIONES ESTRUCTURALES DEL AREA DE TIZAPA. MUNICIPIO DE ZACAZONAPAN, MEXICO

ELABORO  
J. JESUS PARGA P. (1981)

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

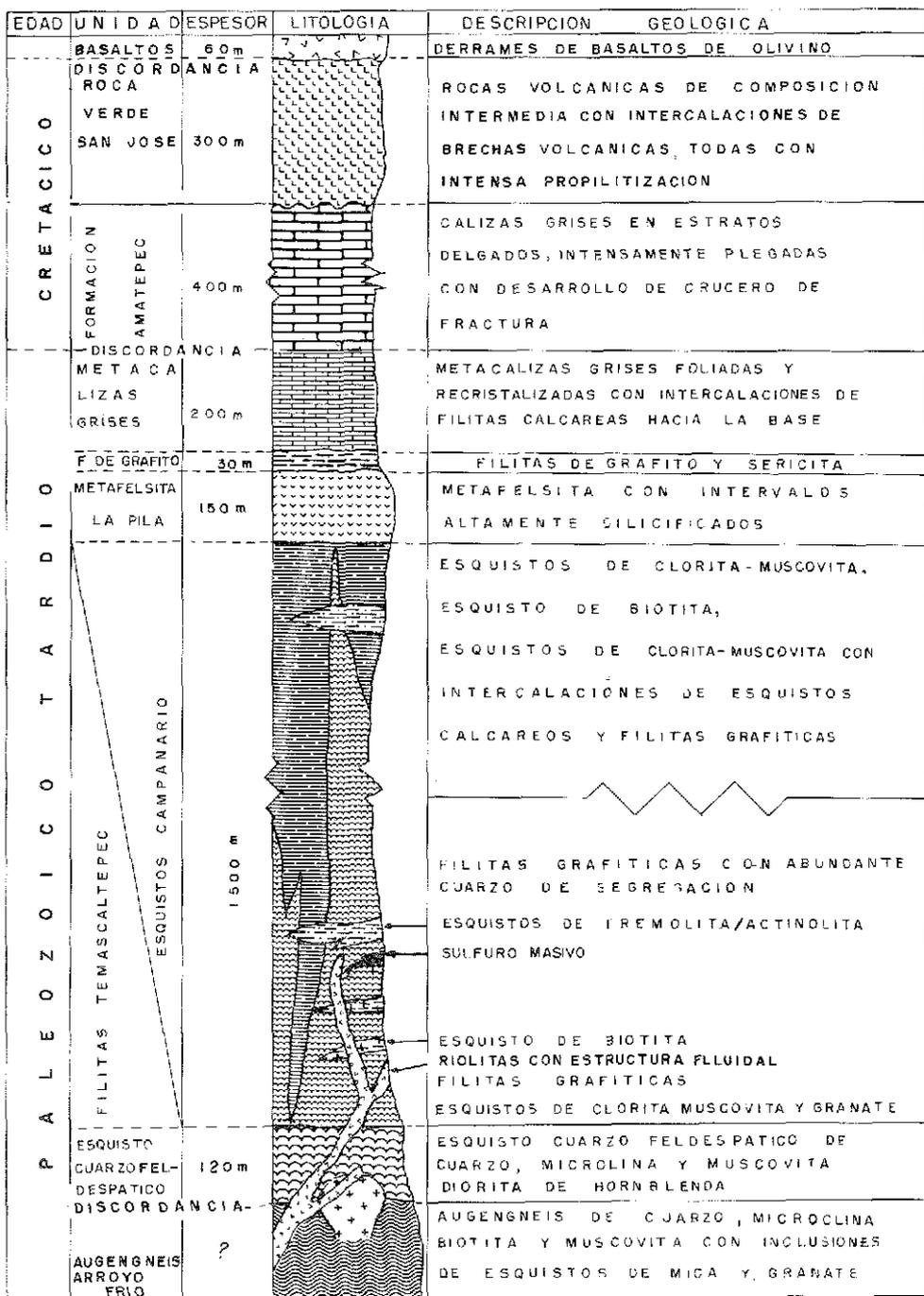


Figura 6 Columna estratigrafica del area de Tizapa, Mpio de Zacazonapan, México

**TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN**

ERA-SISTEMA	SERIES	PISOS EUROPEOS	EVENTOS GEOLOGICOS					
			SEDIMENTARIOS	MAGMATICOS	TECTONICOS	METAMORFICOS	METALOGENETICOS	
CUATERNARIO			ALUVION	EFUSION DE BASALTOS DE OLIVINO Y ANDESITAS BASALTICAS	TECTONICA DISTENSIVA		DIATOMITAS EN CUENCAS LACUSTRES	
				RIOLITAS CON ESTRUCTURA FLUIDAL Y DIQUES FELSITICOS				FILONES DE Ag Pb Zn Cu Y Au DE ORIGEN HIDROTHERMAL
				DIORITA DE HORNBLENDA Y DIQUES TURMALINIZADOS				
TERTIARIO	PLEISTOCENICA							
TERTIARIO	OLIGOCENICA							
	MIOCENICA							
CRETACICO	SUPERIOR	MAESTRICHIANO	DEPOSITO DE LODOS CALCAREOS Y SEDIMENTOS TERRIGENOS	EFUSION DE LAVAS ANDESITICAS SUBMARINAS Y DIQUES BASICOS	D <sub>3</sub> TECTONICA COMPRESIONAL			
	INFERIOR	CENOMANIANO	DEPOSITO DE LODOS CALCAREOS					
CRETACICO								
JURASICO					D <sub>2</sub> TECTONICA COMPRESIONAL	M <sub>2</sub> METAMORFISMO REGIONAL		
TRIASICO								
PALEOZOICO TARDIO			DEPOSITO DE LODOS CALCAREOS, DEPOSITO DE SEDIMENTOS PELITICOS, CARBONOSOS, ARENISCAS CUARZOFELDSPATICAS, TOBAS Y TOBAS HIBRIDAS	EFUSION DE LAVAS Y TOBAS DE COMPOSICION ACIDA A INTERMEDIA	D <sub>1</sub> TECTONICA COMPRESIONAL	M <sub>1</sub> METAMORFISMO REGIONAL	SULFUROS MASIVOS VOLCANOGENETICOS Ag Pb Zn Y Cu	
				INTRUSION GRANODIORITICA				
			ROCAS PELITICAS					

TABLA 1 Síntesis de eventos geológicos para el área de Tizapa, Zacazonapan, México.

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

## ROCAS METAMORFICAS

### 1. Augengneis Arroyo Frío (Agn)

#### a. Distribución y relaciones de Campo

En este estudio se designa informalmente a esta unidad con el nombre de "Augengneis Arroyo Frío", por su afloramiento en el lecho del Arroyo Frío, donde se encuentra mejor expuesta por espacio de aproximadamente 2.0 km y donde pueden observarse claramente las relaciones de contacto entre esta unidad y el esquisto cuarzofeldespático que la sobreyace.

Esta unidad se encuentra estructural y tal vez estratigráficamente en la parte más baja de toda la secuencia metamórfica y puede ser también la más antigua. Aflora principalmente sobre el Arroyo Frío y en el Arroyo del Ahogado, a partir de donde se une a éste el Arroyo Tizapa, hacia el sur por una longitud de unos 200 m aguas abajo, estando expuesto en un área de aproximadamente 1.3 km<sup>2</sup> (Figura 4). Su espesor es desconocido, ya que su base no está expuesta y su cima está erosionada, sobre la cual se depositó una arenisca impura en parte ligeramente conglomerática, la cual, debido a los procesos metamórficos a que ha sido sometida, ahora se presenta como un esquisto cuarzofeldespático.

El contacto entre el augengneis y la roca que lo sobreyace en el Arroyo Frío da la impresión de ser gradual, pues los efectos del metamorfismo regional han obliterado las características originales de ambas rocas, presentando actualmente una gran similitud, tanto en color co

mo en textura (Figura 7), y solamente la presencia de abundantes porfidoclastos y una coloración ligeramente más oscura en el augengneis nos indica la posición aproximada del contacto. Este contacto corresponde muy posiblemente a una antigua superficie de erosión y por lo tanto representaría una discordancia erosional.

En la parte norte del área de su afloramiento, el augengneis está aparentemente en contacto por falla normal con filitas grafiticas y esquistos de muscovita. Las evidencias de campo de dicha falla son la ausencia del esquisto cuarzofeldespático y la presencia, sobre la - margen izquierda del Arroyo del Ahogado y casi en la intersección de éste con el Arroyo de Tizapa, de rocas con textura cataclástica que corresponden a milonitas relacionadas posiblemente con esta falla de origen sin tectónico (Figura 4).

A unos 100 m aguas abajo de donde se une el Arroyo de Tizapa al del Ahogado, existe un dique de microgranito introducido entre el augengneis y el esquisto cuarzofeldespático. Sobre el cauce del Arroyo Frío, a una altura de 1,230 mm, existe dentro del augengneis un miembro de esquisto de mica y granate (almendina), que tiene una forma de cuño de unos 4 m de ancho y que aflora en una longitud de aproximadamente 10 m. Esta roca está polideformada de color gris claro ligeramente rojizo, con textura porfidoblástica y, mineralógicamente, consiste de porfidoblastos de granate en una matriz esquistosa de cuarzo, muscovita y biotita.

El augengneis es de color gris claro con tintes verdosos en la matriz y muy compacta, que intemperiza a un color café claro; tiene una estructura gneásica en la cual destacan abundantes porfidoclastos de fel

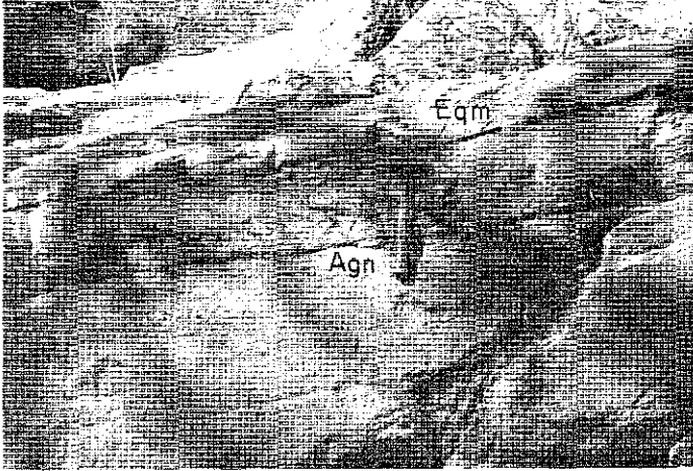


Figura 7. Un aspecto del contacto entre el augengneis Arroyo Frio, (abajo) y el esquistocuarzo-feldespatico (arriba). Localidad en el Arroyo Frio, Zacazonapan, - México.

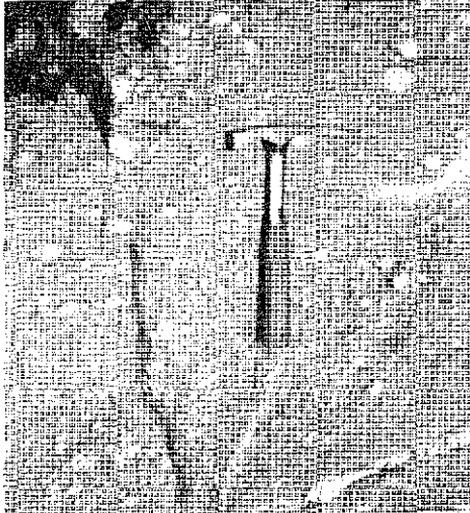


Figura 8. Detalle del augengneis Arroyo Frio localidad en el Arroyo del Ahogado, Zacazonapan, México.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo, los cuales alcanzan dimensiones de hasta 5 x 2 cm (Figuras 8 y 9). Ocasionalmente se presentan dentro de esta roca algunas inclusiones de color gris oscuro que destacan sobre el color muy claro del augengneis. Estas inclusiones aparentemente corresponden a fragmentos de una roca originalmente ígnea intrusiva de grano mediano (metaxenolitos); también cabe la posibilidad de que se trate de segregaciones de origen magmático (Figura 9). La presencia de estas inclusiones, aunada a la naturaleza ígnea premetamórfica de los porfidoclastos confirma el carácter original intrusivo de esta roca, es decir, que se trata de un ortogneis. Es de hacer notar que esta unidad no es en toda su extensión porfidocléstica, sino que en algunos lugares presenta texture granoblástica de grano grueso. Otra característica estructural sobresaliente de esta roca es la presencia de un crucero plisente - ("crenulation cleavage" o "strain slip cleavage", Hobbs et. al., 1976) originado por el plegamiento asimétrico de una foliación primaria (Figura 10).

#### b. Litología y petrografía

Megascópicamente en el augen se observan los siguientes minerales: Feldespato potásico, cuarzo y plagioclasa; éstos constituyen los porfidoclastos (ojos) que se presentan toscamente alineados en una matriz bandeda, constituida por cuarzo, biotita, muscovita, fengita y minerales arcillosos (Figura 9). En las cercanías del augengneis con la diorita se formaron soles de turmalina negra, más o menos abundantes, originados por la introducción metasomática de boro a través de diques aplíticos.

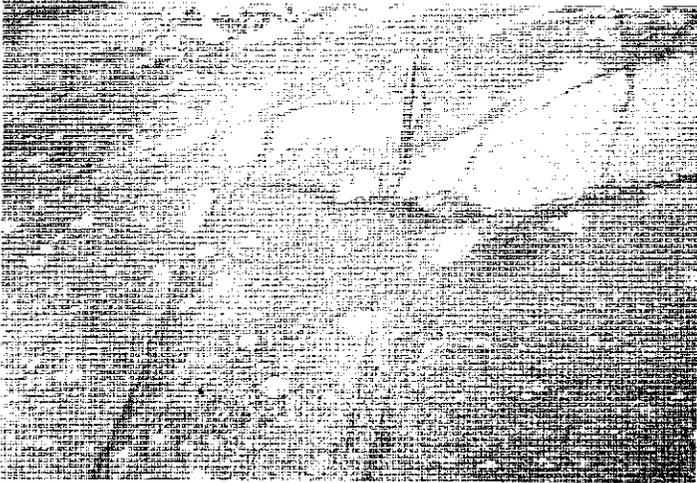


Figura 9. Detalle del augengneis Arroyo Frío mostrando inclusiones xenolíticas. Localidad en el Arroyo del Ahogado, Zacazonapan, México.



Figura 10. Fotomicrografía que ilustra la polideformación y polimetamorfismo que ha sufrido el augengneis Arroyo Frío. Nícoles Cruzados, X 40.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

El augengneis es de naturaleza milonítica, puesto que los grandes cristales de feldespato y cuarzo son "porfidoclastos" que sobrevivieron a la granulación responsable de la estructura que presenta la matriz que rodea los porfidoclastos (ojos). Estos ojos son principalmente de microclina y pertita (Figura 11); pero también se tienen algunos de plagioclasa sódica. La matriz está constituida por bandas orientadas de granos xenoblásticos de cuarzo ocasionalmente fracturados, con extinción ondulante y feldespatos alternados con filosilicatos (biotita café, muscovita y algunas fengitas). La mayor parte de la biotita se encuentra cloritizada formando peninita, por lo que adquiere un color verde y disposición en pequeños manchones, principalmente la que está como huésped en los porfidoclastos de microclina o pertita.

La muscovita y fengita se encuentran en forma de hojuelas blancas y con tintes rosados, ocasionalmente dobladas y con extinción ondulante. También se tiene feldespato potásico y plagioclasas microcristalinas formando parte de las bandas orientadas de la matriz. Ocasionalmente se presentan disseminaciones de pirita de grano fino, marcasita supergénica, apatita, zircón y magnetita como minerales accesorios; epidota en las plagioclasas, óxidos de fierro, hematita y limonita relleno de diminutas fracturas y como pequeñas costras; sericita en la matriz, en los bordes a lo largo de diminutas fracturas en los feldespatos, así como peninita.

La abundancia promedio de minerales, estimada de cinco secciones delgadas, para el augengneis es la siguiente: Microclina y pertita 40.0%, cuarzo 23.0%, plagioclasa sódica 24.0%, biotita 5.0%, muscovita y fengita 4%, peninita, albita, epidota, hematita, limonita, magnetita,

spatita y minerales arcillosos, zircón y esfena en cantidades menores de 1%.

Con respecto a la mineralogía del esquistos de mica y granate, ésta es relativamente sencilla; megascópicamente destacan los porfidoblastos de granate de color rojizo en una matriz de cuarzo y filocelictos. Los granates en forma de ojos alcanzan dimensiones macroscópicas hasta de 6 x 3 mm.

En sección delgada puede observarse su textura porfidoblástica claramente, donde los granates en forma de ojo son rodeados de manera fluidal por micas (Figura 12). Esta disposición comunica a la roca una textura amigdalítica muy típica de los esquistos miloníticos (Sellière, 1971 p. 259). En ocasiones, las bandas plegadas de mica no rodean los granates y son truncadas bruscamente cuando entran en contacto con éstos.

Los porfidoblastos de granate, presentan ocasionalmente granulación marginal y una textura poiquilítica, constituida por un arreglo de bandas paralelas de inclusiones de cuarzo con extinción ondulante - que, representan probablemente una foliación antigua absorbida por los granates (Figura 12).

El cuarzo generalmente con extinción ondulante se presenta - formando parte de la matriz en agregados de granos xenoblásticos alargados, ocasionalmente plegados y en ojos parcial o totalmente fragmentados, lo que confiere a las rocas una naturaleza blastomilonítica (Sellière, op. cit.), caracterizada por la coexistencia de dos paragéne-

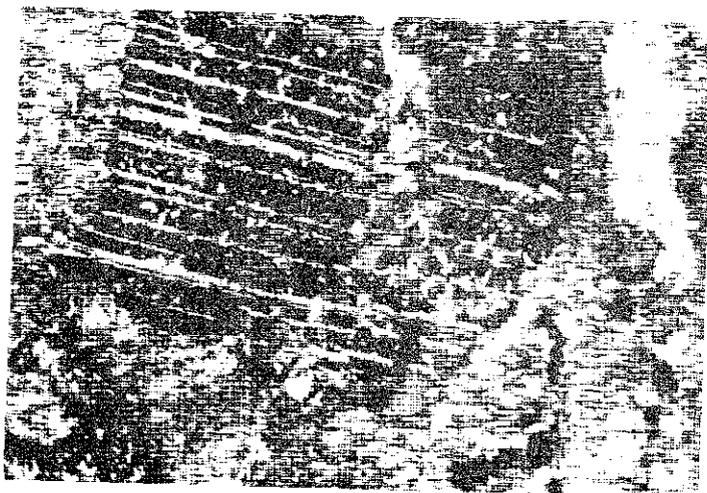


Figura 11. Fotomicrografía mostrando la naturaleza  
fibrítica de un porfiroclasto del augen-  
gneis Arroyo Frio.  
Nicolas Cruzados, X 100.



Figura 12. Fotomicrografía mostrando un porfiroblas-  
to de granate en el augengneis Arroyo Frio  
Luz Natural, X 40.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

sis con cuarzo cataclástico y blastocristales.

Las micas, muscovita y biotita constituyen también parte de la matriz. La muscovita es la más abundante, varía de 30 a 50%; la biotita se presenta en hojuelas de color café rojizo y su abundancia se restringe de un 10 a 20%. Ambas micas se encuentran dispuestas en bandas paralelas que definen la foliación posteriormente plisada para formar micropliegues y una nueva foliación.

### c. Origen

De acuerdo con las observaciones de campo, estudios petrográficos y composición química (Tabla 2), el autor propone a estas rocas como un ortaugengneis de composición granodiorítica, emplazado antes del depósito de la secuencia volcánico-sedimentaria metamorfoseada de Tizapa. Posteriormente originándose una regolita y una arenisca arcóscica que fueron sepultadas rápidamente. Evidencias de lo anterior existen en el lecho del Arroyo Frío, donde el augengneis con abundante porfidoclastos está cubierto por una roca bien foliada con escasos porfidoclastos (metaregolita), que pasa gradualmente a esquistos cuarzoal-deaspático, siendo este contacto gradual y paralelo con la foliación de ambas rocas (Figura 7).

La hipótesis postulando el augengneis como un intrusivo de edad postdepósito a la secuencia metamórfica de Tizapa puede descartarse, tomando en consideración que en el campo no se han observado relaciones intrusivas entre el augengneis y la secuencia metamórfica que lo abrevse, la falta de una zona de metamorfismo de contacto rodeando el

Tabla. 2 .Análisis químico de algunas unidades de la secuencia metamorfica de Tizopa, Zacazonapan, México

MUESTRA	1	2	3	4	5	6
Si O <sub>2</sub>	67.10	68.40	65.97	75.00	66.88	74.57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.22	13.15	15.97	10.00	15.66	12.58
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	.90	.60	2.00	.90	1.33	1.30
Fe O	3.52	4.50	2.70	.60	2.59	1.02
Mg O	2.79	2.60	2.18	2.50	1.57	.11
Ca O	2.23	1.80	2.59	.31	3.56	.61
Na <sub>2</sub> O	3.05	2.05	2.97	4.00	3.84	4.13
K <sub>2</sub> O	3.46	3.90	1.98	6.00	3.07	4.73
H <sub>2</sub> O <sub>p</sub>	.72	.20	.25	.59	—	.66
H <sub>2</sub> O <sub>m</sub>	—	1.00	3.07	—	—	—
Ti O <sub>2</sub>	.48	.58	—	.04	.57	.17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.17	1.20	.08	.06	.65	.07
Mn O	.08	.09	—	—	.07	.05
Zr O <sub>2</sub>	.25	—	—	—	—	—
S O <sub>3</sub>	—	—	.24	—	—	—
F	.03	.03	—	—	—	—
C O <sub>2</sub>	—	.24	—	—	—	—
S U M A	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
NORMA C.T.P.W. (NORMALIZADA A 100%)						
cz	23.758	31.716	26.430	32.384	21.900	31.100
c	4.206	5.557	4.731	—	—	—
z	.372	—	—	—	—	—
or	20.443	23.042	11.698	35.450	18.300	27.800
ab	25.795	17.338	23.547	18.029	32.500	35.100
an	3.419	—	12.323	—	16.400	2.000
th	—	—	.426	—	—	—
ac	2.603	1.736	5.785	2.603	—	—
ns	5.317	3.578	3.953	2.990	—	—
wo	—	—	—	.478	—	.100
gn	6.946	6.319	5.427	6.224	3.900	.300
fs	5.819	7.471	4.957	1.036	2.900	.600
il	.912	1.102	—	.076	1.100	.300
ap	2.771	2.843	.190	1.42	.500	.200
cc	—	.393	—	—	—	—
mg	—	.129	—	—	1.900	1.900

- NOTA. 1. Augengneis Arroyo Frio (TQ-1)  
 2. Augengneis Arroyo Frio (TQ-2)  
 3. Esquisto de Biotita (TQ-9)  
 4. Metafelsita La Pila (TQ-5)  
 5. (Nockolds, 1954) granodiorita promedio  
 6. (Nockolds, 1954) riolita alcalina promedio  
 Análisis químicos hechos en el laboratorio de  
 química del C.R.M. bajo la dirección del  
 Dr. L. de pueblo G.

augengneis y la abundancia de microclina y pertita en el esquisto cuarzo-feldespático que sobreyace al augengneis. Siendo este esquisto la única roca metasedimentaria que contiene microclina y pertita, lo más probable es que estos minerales sean producto de la erosión del augengneis y no del metamorfismo, ya que el feldespató potásico tiende a desarrollarse durante metamorfismo de grado alto.

Existe también la posibilidad de que se trate de un contacto de tipo tectónico y que la secuencia metamórfica de Tizapa hubiese sido transportada tectónicamente antes del metamorfismo hasta quedar descansando sobre el augengneis en posición alóctona. Sin embargo, en apoyo de lo anterior únicamente existe la presencia de milonitas hacia la parte norte del área de afloramiento del augengneis, lo cual parece más bien estar relacionado con una falla sintectónica normal y no necesariamente con fenómenos de transporte tectónico horizontal.

## 2. Esquisto cuarzo-feldespático (Eqm)

### a. Distribución y relaciones de campo

Esta unidad sobreyace al augengneis Arroyo Frío y aflora principalmente en el Arroyo Frío (Figura 13), Arroyo del Ahogado, Arroyo de Tizapa y Arroyo del Agua Salada. El contacto con el augengneis se interpreta como discordante, aunque los efectos del metamorfismo regional lo han transformado hasta obliterar por completo su naturaleza original, presentándose actualmente como un contacto gradual y paralelo con la foliación de ambas rocas, sobre todo en el lecho del Arroyo Frío (Figura 7).

Hacia la cima estructural y probablemente estratigráfica, sobre el lecho del Arroyo Frío y de Tizapa lo sobreyacen concordante y gradualmente esquistos de muscovita, clorita y granate que exhiben un avanzado estado de retrogresión. Sobre el Arroyo del Ahogado está en contacto concordante y gradual con un esquisto de muscovita, clorita y grafito.

En la parte norte y noroeste del área de afloramiento (Figura 4), esta unidad está ausente aparentemente debido a que fué desplazada por una falla normal, lo cual se ha interpretado en base a la presencia de rocas cataclásicas sobre el Arroyo del Ahogado. La distribución de esta unidad se restringe al perímetro del augengneis Arroyo Frío.

El espesor de esta unidad es aproximadamente de 120 m, y pre

domina en ella una textura esquistosa. Sin embargo, presenta algunas variaciones a textura granoblástica, pudiendo en estos casos clasificarse como cuarcita feldespática. En algunas localidades tiene abundantes diaclases, generalmente perpendiculares a la foliación o formando un ángulo muy cercano a los  $90^{\circ}$ . Es muy compacta, de color gris - claro a casi blanco e imberiza a un color café claro o café rojizo.

#### b. Litología y petrografía

Megascópicamente los minerales reconocibles son cuarzo y feldespatos, que constituyen casi el 100%, micas y óxidos de fierro. En esta roca únicamente se ha observado una sola foliación originada por el proceso de deformación.

Las secciones delgadas de esta roca muestran una textura esquistosa formada por bandas orientadas de cuarzo, feldespatos y micas y ocasionalmente textura granoblástica-inequigranular constituida esencialmente por granos recristalizados de cuarzo y algunos feldespatos, que casi han perdido su naturaleza original clástica sin orientación alguna.

El cuarzo presenta extinción ondulante de moderada a intensa y algunos de sus cristales xenoblásticos, originados a partir de cuarzo detrítico por recristalización, están alargados formando bandas orientadas paralelamente con los filosilicatos; la abundancia del cuarzo varía de un 70 a 90%. En segundo orden de abundancia se tiene microclina y micropertitas de (5 al 15%), que exhiben una extinción ondulante moderada; éstas se presentan en granos subredondeados derivadas

precisamente del augengneis, pudiendo observarse gran similitud entre los feldespatos del augengneis y los de esta roca (Figura 14).

Le siguen en abundancia hojuelas de muscovita y ocasionalmente de fengita (2-10%) dispuestas en bandas orientadas que rodean granos de cuarzo y feldespatos, cuando son abundantes o se distribuyen sin orientación alguna cuando son escasos.

Presentan también intercrecimientos gráficos de cuarzo en microclina micropertítica. Se presentan algunos porfidoblastos de albita (1-3%) en cristales idioblásticos, con una ténue extinción ondulante y, en ocasiones, doblamiento, rotura y desplazamiento de las líneas de macla. Ocasionalmente se presentan zircones redondeados y cristales aislados de turmalina de origen metasonático.

El metamorfismo regresivo se manifiesta en estas rocas por - una incipiente sericitización de los feldespatos y manchas de hematita en la microclina, que aparentemente fueron derivadas de biotita que estuvo como huésped en los porfidoclastos del augengneis y que ha degradado hasta hematita pasando por clorita.

#### c. Origen inferido

Con respecto a la génesis de esta unidad, se infiere que se originó por metamorfismo regional a partir de una arenisca cuarzofeldespática, a su vez producto de la erosión de una roca ígnea intrusiva cuarzofeldespática, sepultada rápidamente antes de sufrir cambios químicos considerables. Posteriormente, estas areniscas sufrieron los -

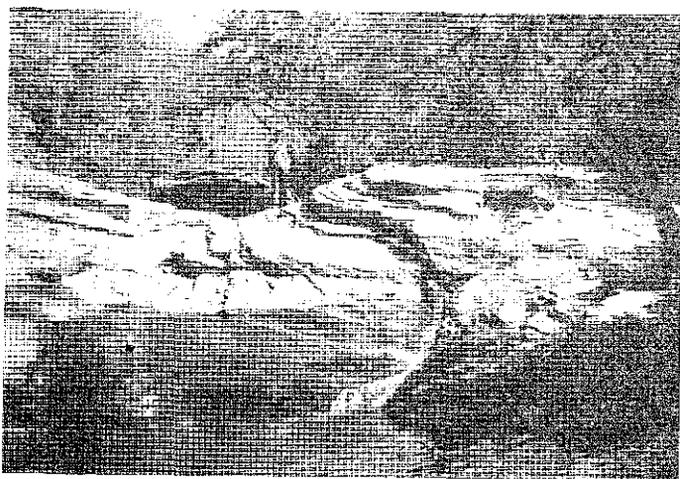


Figura 13. Afloramiento típico del esquisto cuarzo-feldespático. Localidad en el Arroyo frío, Za-  
cazonapan, México.



Figura 14. Fotomicrografía mostrando la textura esquistosa del esquisto cuarzo-feldespático.  
Nicoles Cruzados, X 40.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

efectos de un metamorfismo regional de grado medio (parte baja de la facies de anfibolita) y se transformaron en un esquisto cuarzofeldespático con intercalación de cuarcitas feldespáticas hacia la base.

### 3. Filitas Temascaltepec (Ft)

#### a. Distribución y relaciones de campo

En este trabajo se designa informalmente con el nombre de "Filitas Temascaltepec" (Elías, 1981) a un grueso paquete de filitas gráficas con esquistos de clorita y granate hacia la base, de amplia distribución en el área de Tizapa (Figura 4), pudiendo observarse magníficos afloramientos de esta unidad principalmente en el cauce del Río Temascaltepec del que toman su nombre, Arroyo del Ahogado y Arroyo de Tizapa.

Esta unidad sobryace concordante y gradualmente al Esquisto Cuarzofeldespático, pudiendo observarse claramente lo anterior en el lecho de los Arroyos de Tizapa y El Frío. Las sobryacen concordantemente filitas de clorita-muscovita, metarriolitas y en ocasiones la cubren discordantemente basaltos de olivino y andesitas basálticas cuaternarias.

El espesor de esta unidad es difícil de determinar con exactitud, pues se ha observado en algunas localidades que la secuencia está repetida por pliegues isoclinales, y no es posible reconocer todas estas estructuras; además se interdigita con los esquistos Campanario, por lo que no es posible hacer las correcciones necesarias para obtener el espesor verdadero de esta unidad; sin embargo, se estima conservadamente en aproximadamente 1500 m.

## b. Litología y petrografía

Esta unidad está constituida en su base por esquistos de cuarzo, clorita y granate que se presentan como una roca compacta con textura esquistosa de color gris verdoso, que intemperiza a pardo rojizo. Megascópicamente, es posible reconocer cuarzo, clorita, muscovita y porfidoblastos de granate, generalmente en avanzado estado de cloritización.

Las secciones delgadas de los esquistos granatíferos, muestran una textura porfidoblástica, en la que se destacan los porfidoblastos de granate en forma de ojos rodeados por clorita y muscovita. Los minerales que constituyen estos esquistos son los siguientes: cuarzo (20-50%), formando un mosaico equigranular, clorita (5-10%), generalmente de la variedad perinita que se presenta formando bandas orientadas que rodean a los granates y que los reemplazan total o parcialmente (Figura 15) y en manchones que parecen ser pseudomorfos de granate; muscovita (3-50%), se presenta en bandas intercaladas con bandas de clorita y como porfidoblastos aislados orientados según la foliación; granate (0-10%), se presenta como porfidoblastos embebidos en una matriz de clorita-muscovita que los rodea. Dentro de los granates hay granos de cuarzo con extinción ondulante dispersos y formando racimos, lo mismo que hematita y perinita que reemplazan a los granates a partir de diminutas fracturas. Como accesorios y en cantidades menores a 1% se tienen: pirita, turmalina, ilmenita, esfena, magnetita y hematita.

Los esquistos superiores tienen un espesor reducido que puede considerarse entre 40 y 60 m y cambian gradualmente a filitas grafiticas.

Las filitas grafiticas son rocas con excelente foliación, de color gris mediano a negro con lustre satinado, de poco a medianamente compactas, que adquieren por intemperismo una coloración café claro y se hacen muy deleznable. En muchas localidades puede observarse que presentan los efectos de un intenso plegamiento, generalmente de tipo asimétrico e isoclinal, y algunas bandas angulares.

Una característica sobresaliente de esta unidad es que contiene abundante cuarzo de segregación que se concentra en forma de cuerpos irregulares de gran tamaño (Figura 16) y vetillas que forman pliegues ptigmáticos o estructuras de "boudinage".

Megascópicamente, las filitas grafiticas tienen una textura esquistosa bien desarrollada que coincide con la foliación más antigua y en ocasiones con una foliación posterior (Figura 17). Se puede reconocer grafito, cuarzo, muscovita, óxidos de hierro y ocasionalmente pirita finemente diseminada.

Las secciones delgadas de las muestras de la filita grafitica muestran una textura esquistosa, constituida por bandas orientadas paralelamente de grafito, cuarzo y muscovita.

Los minerales presentes son: grafito (5-35%), formando bandas oscuras; le sigue en abundancia muscovita (2-25%), en finas bandas intercaladas con las de grafito, cuarzo (10-50%) con extinción ondulante con inclusiones de grafito en espiral (Figura 17), que forma mosaicos granoblásticos generalmente orientados con respecto a las bandas grafiticas y de filosilicatos; biotita (0-5%) que se encuentra generalmente

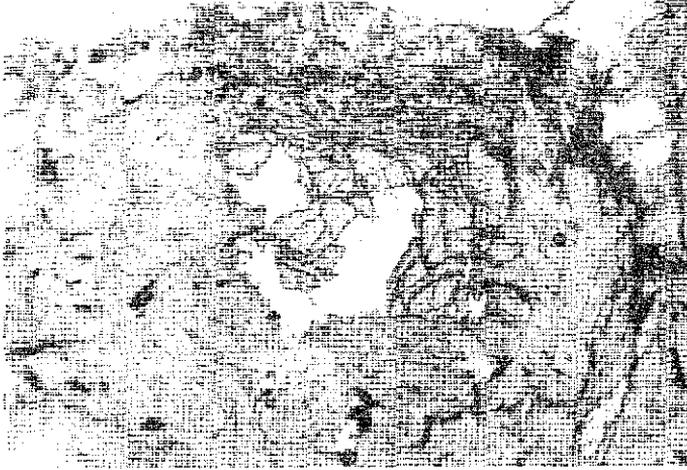


Figura 15. Fotomicrografía que muestra restos de un porfidoblasto de granate embebido en una pasta de clorita. Luz natural, X 40.



Figura 16. Bloque de cuarzo de origen metamórfico y afloramiento de las filitas Temascaltepec, Localidad en el flanco sur del Cerro de Los Pinos, Zacazonapan, México.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

cloritizada y distribuida erráticamente en algunos horizontes de esta unidad. En cantidades menores al 1% se presentan: pirita como cristales con sombras de presión, hematita, magnetita, zircón, ilmenita (generalmente alterada) (Figura 1B), rutilo, esfena y leucoxeno.

### c. Origen

De acuerdo con estudios petrográficos de esta roca, se infiere que el protolito de las filitas Temascaltepec fue un paquete volcanosedimentario constituido por sedimentos pelíticos, sedimentos carbonosos, sedimentos tobáceos y rocas volcánicas de composición intermedia, que por metamorfismo regional de facies de esquisto verde, fueron transformados a esquistos granatíferos, esquistos de clorita, clorita-muscovita y filitas grafíticas.



Figura 17. Fotomicrografía de la filita Temascaltepec. Al centro cristales de cuarzo elongados con inclusiones de grafito rotacionales. Luz natural, X 100.

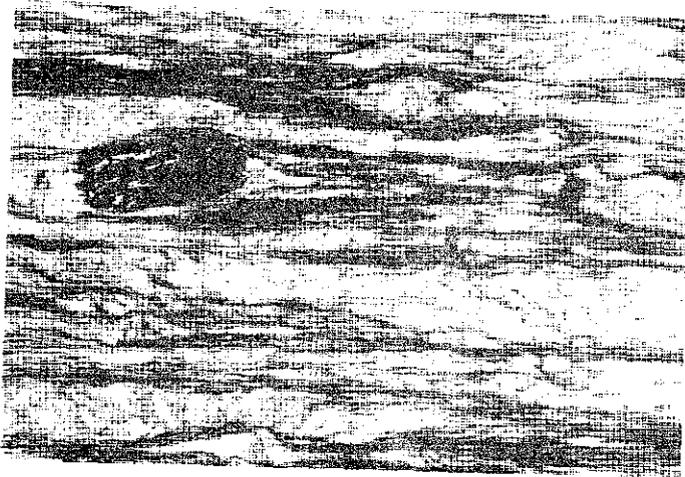


Figura 18. Fotomicrografía de la filita Temascaltepec que muestra textura esquistosa con dos foliaciones superpuestas. Luz natural, X 40.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

#### 4. Esquistos Campanario (Ec)

##### a. Distribución y relaciones de campo

En este trabajo se designa informalmente con el nombre de "Esquistos Campanario" a un grueso paquete de gran heterogeneidad litológica que comprende principalmente esquistos de clorita, muscovita y biotita, que gradúan hacia su cima a filitas sericíticas con intercalaciones de filitas gráficas y metacalizas. La razón por la cual no se dividió este paquete en varias unidades, obedece a la dificultad que representa en el campo reconocer sus contactos, ya que los cambios litológicos son sumamente frecuentes e imbricados y los afloramientos muy pobres, a excepción de algunos ubicados en los cauces de los arroyos. La heterogeneidad litológica de esta secuencia es en parte de carácter premetamórfico y parte debida a dos eventos de metamorfismo progresivo y una intensa retrogresión que han afectado a estas rocas. Esta unidad está amplia e irregularmente distribuida de la manera siguiente: en la parte norte del área cubre aproximadamente 2.5 km<sup>2</sup> estando bien expuesta en el lecho del Arroyo El Campanario, del que toman su nombre y en el cual afloran a lo largo de aproximadamente 2.0 km. También están expuestos en los arroyos de Lampazos, San Pedro y El Ahogado. En la parte suroeste, aflora en la Sierra de La Pila en un área de aproximadamente .75 km<sup>2</sup> (Figura 4).

En la parte norte del área sobreyacen concordantemente a las filitas Temascaltepec, con las que regionalmente parecen estar interdigitadas. Hacia el norte y noroeste están en contacto por falla normal con metacalizas y en toda el área norte los cubren discordantemen

te derrames de basaltos, andesitas basálticas y depósitos epiclásticos del Cuaternario y Reciente.

En el cerro de La Pila su contacto con las filitas Temascaltepec, que las subyacen, es concordante y transicional, ya que sobre el Arroyo El Pocito puede observarse un miembro de esquistos de clorita intercalado cerca del contacto superior de las filitas Temascaltepec. En la cima y flanco sur del Cerro de La Pila se pasa directamente de las filitas grafiticas a los esquistos de clorita; los sobreyace en aparente concordancia una metarriolita blanca y antes de cruzar el Río Temascaltepec se acucñan.

En la parte norte del área estudiada, determinar su espesor real presenta las mismas dificultades que las filitas Temascaltepec, - sin embargo, se estima que su espesor sea de aproximadamente 1,500 m y en el sur; en la Sierra de La Pila, su espesor máximo es de solamente unos 300 m. El gran espesor de esta unidad en el área norte y la ausencia de las filitas Temascaltepec, probablemente representan un cambio de facies horizontal y vertical de origen sedimentario. Lo anterior lo apoya la presencia de interdigitaciones de los esquistos verdes Los Martínez con la filita Temascaltepec del área de Almoloya-San Lucas cartografiada por Elías (1981).

#### b. Litología y petrografía

Los esquistos de clorita con muscovita y algo de biotita representan casi por completo a esta unidad y constituyen la totalidad de las rocas expuestas en la región de El Campanario y Sierra de La Pi

la; están constituidas por rocas compactas de grano fino a grueso, ligeramente conglomeráticas en áreas muy restringidas, que en superficie fresca presentan un color verde claro a mediano y por intemperismo se vuelven deleznable y adquieren una coloración café claro.

Megascópicamente, estas rocas presentan una textura esquistosa y es posible identificar cuarzo, clorita, muscovita, ocasionalmente biotita y óxidos de hierro.

Las secciones delgadas muestran una textura esquistosa bien desarrollada, en ocasiones con predominio de dos foliaciones originadas durante los procesos de deformación. La esquistosidad está definida por bandas de grane de cuarzo (30-60%), algunos elongados y con extinción ondulante, clorita (20-40%), distribuidas en bandas según la orientación de las dos foliaciones, muscovita (0-30%), en hojuelas dispuestas paralelamente con las foliaciones, biotita (0-15%) como aislados porfidoblastos o en racimos distribuidos a lo largo de los planos de foliación y generalmente cloritizada parcial o totalmente, albita (0-6%), en porfidoblastos distribuidos erráticamente, en ocasiones rodeada por filosilicatos y con las líneas de macla rotas, - epidota (0-4%) como manchones de pequeños granos generalmente asociada a porfidoblastos de albita y xenoblastos de calcita (0-5%) que generalmente se encuentra asociada a bandas de cuarzo o a la plagioclasa y epidota. Como minerales accesorios en cantidades menores al 1% se tienen: pirita, magnetita, ilmenita, leucoxeno, esfena, zircón, grafito y hematita.

En la parte norte del área, las filitas gráficas se encuen-

tran intercaladas en esta unidad de manera caótica y consisten de - cuerpos lenticulares de dimensiones muy variables, desde sólo unos pocos a decenas de metros, siendo su litología la misma que la de las filitas Temascaltepec descritas anteriormente.

Las metacalizas únicamente fueron observadas en el Arroyo del Campanario en una sólo localidad, intercaladas dentro de esquistos de clorita-muscovita como un cuerpo lenticular de unos 20 m de potencia. Estas rocas son de color negro, compactas, bien foliadas y megascópicamente es posible identificar cuarzo, calcita, grafito y óxidos de hierro.

Secciones delgadas de rocas calcáreas colectadas sobre el cauce del Arroyo del Campanario muestran una textura esquistosa, definida por bandas orientadas de calcita alternando con bandas de cuarzo y finas bandas de muscovita y grafito. En ocasiones se observa el desarrollo incipiente de un crucero plisante (Figura 19).

El principal constituyente es la calcita (40-60%), que se presenta en un mosaico granoblástico equigranular en arreglos de bandas semiparalelas orientadas. Le sigue en importancia cuarzo con extinción ondulante (40%), en bandas de granos xenoblásticos elongados paralelos con las bandas de calcita; el grafito (5%) toma finas bandas intercaladas entre las de calcita y cuarzo y la muscovita (3%), también en finas bandas, se dispone de igual manera. Como minerales accesorios y en cantidades menores al 1% se observan magnetita, zircon, hematita y porfidoblastos (metacristales), de pirita, algunos de estos últimos muestran desarrollo de sombras de presión consistentes de fibras de cuarzo casi normales a las superficies de los porfido-

blastos; estas fibras están curvadas, indicando una rotación posterior a la cristalización, que hacen pensar que esta pirita es sinéctica (Figura 2D).

### c. Origen

En base a su mineralogía y textura, se infiere que los esquistos Campanario fueron originados por efectos de dos eventos metamórficos de bajo grado a partir de tobas híbridas de composición básica e intermedia con intercalaciones de sedimentos pelíticos y lodos calcáreos.

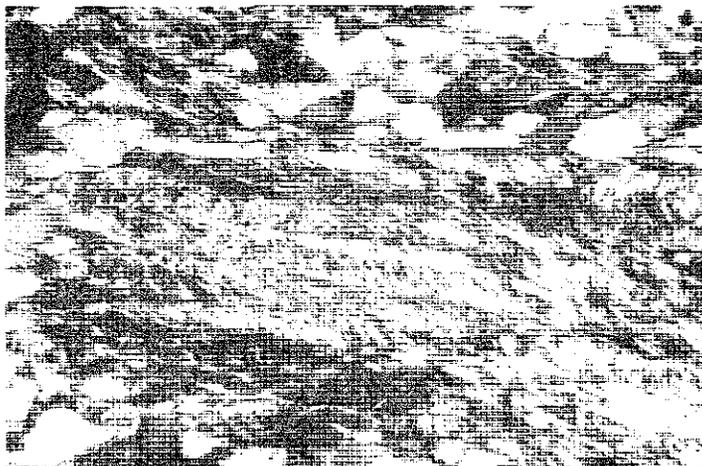


Figura 19. Fotomicrografía que muestra desarrollo de un crucero plisente en esquistos de clorita y muscovita del Arroyo del Campanario. Nícoles Cruzados, X 100.



Figura 20. Fotomicrografía que muestra sombras de presión rodeando a un metacrystal de pirita - (negro) en esquistos calcáreos. Nícoles Cruzados, X 100.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

## 5. Esquistos de tremolita/actinolita (E<sub>2</sub>)

### a. Distribución y relaciones de campo

Estos esquistos están distribuidos irregularmente dentro del área de estudio, formando cuerpos lenticulares y se encuentran emplazados tanto dentro de las filitas Temascaltepec como de los esquistos Campanario. El más grande se localiza en el sitio denominado "Las Muertas"; las rocas que lo rodean son metarriolitas y esquistos de clorita y el otro está expuesto sobre el lecho del Arroyo del Ahogado a unos 50 m al sur de donde se une a éste el Arroyo Frio, estando este último limitado por filitas gráficas (Figura 4). En todos los casos, la foliación de estos esquistos es concordante con la de las rocas que los rodean.

### b. Litología y petrografía.

Los esquistos de tremolita/actinolita son rocas compactas de grano fino, bien foliadas, de color verde a gris verdoso que intemperizan a pardo rojizo. Megascópicamente presentan una textura esquistosa y es posible reconocer los minerales siguientes: tremolita/actinolita, cuarzo, epidota y plagioclasa.

Las secciones delgadas de muestras colectadas en las diferentes localidades tienen una textura esquistosa definida por bandas de tremolita/actinolita intercaladas con bandas de cuarzo y plagioclasas con epidota y calcita. Los minerales que la forman en orden de abundancia son los siguientes: tremolita/actinolita (5-60%), generalmente en bandas de agregados fibrosos o radiales, o como blastocristales ais

lados (Figura 21); cuarzo (20-30%) en bandas de agregados granoblásticos intercaladas con las bandas de tremolita-actinolita; plagioclasa (andesina) (0-20%), en porfidoblastos aislados y en agregados de éstos que en ocasiones son rodeados por tremolita/actinolita (Figura 22); epidota (0-15%), principalmente clinzoisita, en cristales anhedrales de forma redondeada y raramente prismáticos en manchones acompañando a las plagioclasas y en ocasiones distribuidos erráticamente; calcita (0-4%), en cristales anhedrales aislados. En cantidades menores al 1% se presentan los minerales siguientes: esfena, ilmenita, magnetita, pirita y hematita.

### c. Origen

De acuerdo con su morfología y significado petrogenético es posible inferir que los esquistos de tremolita/actinolita se originaron a partir de diques premetamórficos probablemente de composición andesítica, que se emplazaron en diferentes niveles estructurales y fueron afectados por metamorfismo de bajo grado (facies de esquisto verde) y, posteriormente, han sufrido un proceso de metamorfismo regresivo.

También cabe la posibilidad de que estos esquistos se hayan originados a partir de tobas o lavas intermedias depositadas en un medio acuoso simultáneamente con sedimentos pelíticos carbonosos y/o tobáceos.



Figura 21. Fotomicrografía, mostrando bandas de tremolita/actinolita al centro en esquistos de tremolita/actinolita, Nícoles Cruzados, - X 40.

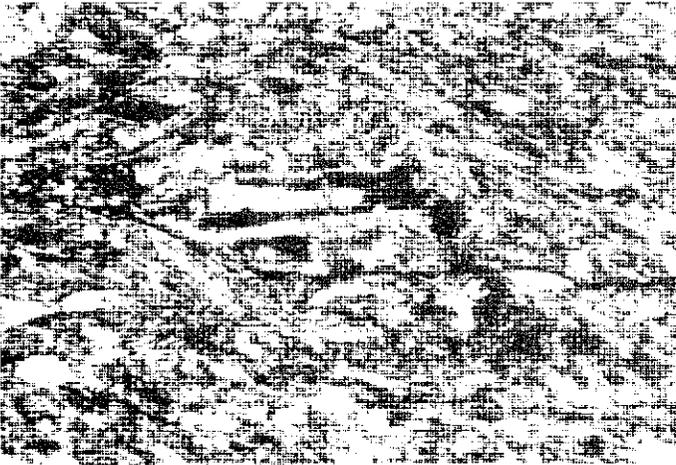


Figura 22. Fotomicrografía que muestra un porfidoclasto de andesina rodeado fluidalmente por - tremolita/actinolita, epidota y cuarzo. Nícoles Cruzados, X 40.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

## 6. Metarriolita Las Huertas (Mrh)

### a. Distribución y relaciones de campo

En este estudio se designa informalmente con el nombre de "Metarriolita Las Huertas" a un litosoma metarriolítico expuesto en el área denominada Las Huertas, comprendida entre los Arroyos de San José y El Ahogado y la Mesa de Tizapa, estando estas metarriolitas emplazadas en los esquistos Campanario (Figura 4).

En el área de Las Huertas, el litosoma metarriolítico está emplazado dentro de los esquistos Campanario bisectado por esquistos de tremolita/actinolita y limitado hacia la parte noroccidental por una falla normal que lo pone en contacto con metacalizas. Hacia la parte occidental y noroccidental estas metarriolitas están cubiertas discordantemente por los derrames de basaltos de la mesa de Tizapa. Es de hacer notar que la foliación de las metarriolitas es paralela con la de las rocas que la rodean.

### b. Litología y petrografía

Estas metarriolitas son rocas muy compactas y bien foliadas de color blanco aperlado, que por intemperismo adquieren diversas tonalidades de rojo, generalmente muy ténue. Megascópicamente es posible reconocer únicamente cuarzo, muscovita y óxidos de fierro.

Las secciones delgadas muestran una textura esquistosa bien desarrollada, definida por una serie de bandas paralelas, de cuarzo

y muscovita interrumpidas esporádicamente por porfidoclastos de feldespatos (Figura 23), comunicando lo anterior una textura porfidoclástica a esta roca.

Los minerales que constituyen estas rocas, en orden de abundancia son los siguientes: cuarzo (65-80%), muscovita (10-20%), albita (3-6%). Como minerales accesorios y en cantidades menores al 1% se tiene: pirita, magnetita, zircón, ilmenita, hematita y sericita.

### c. Origen.

De acuerdo a su distribución de campo, morfología, homogeneidad litológica y por los estudios petrogenéticos realizados se infiere que estas rocas se originaron muy posiblemente como domos de riolita emplazados en un ambiente submarino, contemporáneamente con las metapelitas y metatobas que forman los esquistos Campanario y posteriormente sufrieron los mismos procesos de deformación y metamorfismo que estos esquistos.

## 7. Esquistos de biotita (Eb)

### a. Distribución y relaciones de campo

Dentro de lo que comprende el grueso de la columna litológica del área de Tizapa, constituida por las filitas Temascaltepec y los esquistos Campanario, se tienen emplazados a diferentes niveles estructurales, algunos litosomas de esquistos de biotita con las características siguientes: su geometría corresponde generalmente a formas tabulares con la foliación siempre paralela con la de las rocas que los rodean y su litología, aunque tengan una separación espacial considerable, es muy semejante (Figura 4). El espesor de los diferentes litosomas de estos esquistos varía de aproximadamente 20 a 100 m y la persistencia longitudinal de los afloramientos de unos 100 a 1600 m (Figura 4). Ocasionalmente presentan plegamientos isoclinales.

## 6. Litología y petrografía

Los esquistos de biotita son rocas muy compactas de grano mediano, con muy buena foliación, de color gris claro y por intemperismo adquieren una coloración café amarillenta. Megascópicamente se pueden reconocer los minerales siguientes: cuarzo, biotita, feldespatos y óxidos de hierro.

Las secciones delgadas muestran una textura porfidoclástica con una matriz esquistosa constituida por finas bandas de cuarzo y muscovita que definen una foliación. En ocasiones plisada simétricamente y se ha desarrollado un crucero plisante paralelo con los ejes -

y flancos de las plisaduras. Los esquistos de biotita expuestos sobre la margen izquierda del Arroyo de Tizapa (Figura 4), son de naturaleza claramente milonítica, estando constituidos por clastocristales de cuarzo, plagioclasa y biotita embebidos en una matriz de cuarzo recristalizado con algo de muscovita, clorita y ocasionalmente calcita. Los minerales que constituyen esta roca en orden de abundancia son los siguientes: cuarzo (30-60%), generalmente con extinción ondulante, formando un mosaico granoblástico que forma bandas juntamente con las micas; andesina (5-20%), formando porfidoclastos distribuidos erráticamente (Figura 24), biotita (5-15%), formando porfidoclastos algunos rotos o doblados y otras como porfidoblastos distribuidas a lo largo de los planos de foliación; albita (0-2%), formando aislados porfidoblastos distribuidos erráticamente; muscovita (0-15%), formando bandas que se distribuyen a lo largo de las foliaciones; clinozoisita (0-10%), formando manchones íntimamente asociados con las plagioclasas; clorita y peninita (1-4%), en aislados manchones y en diminutas vetillas; calcita (0-5%), en aislados cristales anhedrales íntimamente asociados con las plagioclasas y epidota. En cantidades menores al 1% se tiene: pirita, magnetita, esfena, zircon y hematita.

### c. Origen

De acuerdo con su morfología, distribución, caracteres petrogenéticos y composición química (Tabla 2), es posible inferir que los esquistos de biotita se originaron a partir de cuerpos intrusivos de composición diorítica, su geometría y relaciones de campo sugieren que pudiera tratarse de diquestratos emplazados antes que sucedieran

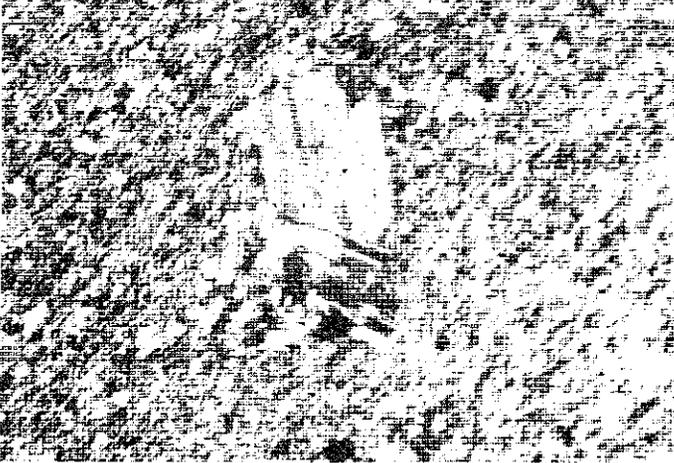


Figura 23. Fotomicrografía de la metarriolita Las Huertas que muestra su textura porfidoclastica y esquistosa. Nícoles Cruzados, X 40.

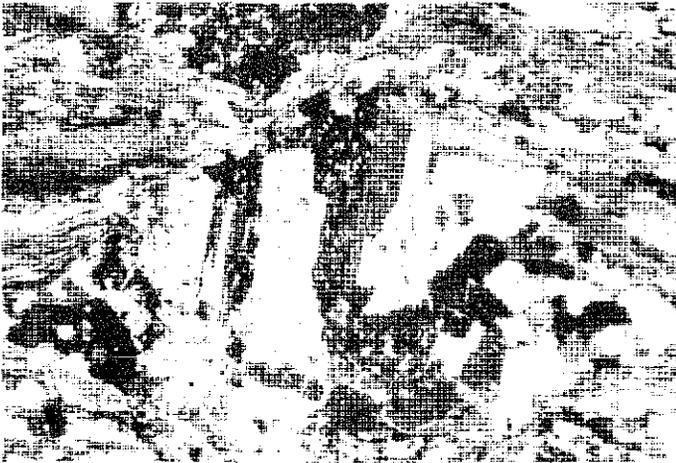


Figura 24. Fotomicrografía del esquistito de biotita mostrando su textura porfidoclastica. Nícoles Cruzados, X 40.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

los eventos diastróficos y metamórficos que han afectado las rocas metamórficas que los rodean.

También cabe la posibilidad de que estos esquistos de biotita se originaran a partir de horizontes de areniscas cuarzofeldespáticas depositadas juntamente con los de las filitas Temascaltepec y esquistos Campanario y, posteriormente, por efectos del metamorfismo de grado bajo dieron origen a esquistos de biotita.

## 8. Metafelsita La Pila (Mflp)

### a. Distribución y relaciones de campo

Se designa informalmente con el nombre de "metafelsita La Pila" (Elías, 1981) a un paquete de rocas volcánicas de composición riolítica, afectadas por metamorfismo de grado bajo, facies de esquisto verde. Esta unidad presenta una amplia distribución dentro del área estudiada, aflora a lo largo de una franja de 2.5 km de largo y ancho de 75 a 300 m que corre con una dirección general NW-SE, desde el flanco norte del Cerro de La Pila, donde está en contacto por un falla normal con metacalizas, extendiéndose hasta el límite sur del área de trabajo y sigue hacia el SE por más de 10 km (Figura 4).

La metafelsita La Pila se encuentra sobreyaciendo en aparente concordancia a los esquistos Campanario y a las filitas Temascaltepec y la sobreyacen en aparente discordancia filitas de grafito y sericita y ocasionalmente metacalizas o filitas calcáreas. El espesor estimado de la metafelsita varía entre 75 y 150 m aproximadamente.

### b. Litología y petrografía

Esta unidad está constituida por rocas muy compactas ocasionalmente silicificadas, de color blanco aperlado y gris claro, que muestran varias tonalidades de rojo debido a la presencia de óxidos de hierro (Figura 25).

Megascópicamente presenta una textura esquistosa compuesta de

cuarzo, muscovita y óxidos de hierro. Presenta una foliación bien desarrollada de rumbo NW-SE con inclinaciones al SW y un cruce de fractura con rumbo general NE-SW e inclinaciones al NW, lo cual por acción del intemperismo permite que se formen abundantes fragmentos de forma rómbica, especialmente cuando la roca es más silíceas.

Las secciones delgadas muestran una textura esquistosa donde únicamente se observa una foliación, parcialmente milonítica constituida casi exclusivamente por bandas de cristales xenoblásticos de cuarzo (30-65%), con extinción ondulante, intercalaciones de bandas de muscovita (20-40%), escasos porfidoblastos de albita (5%), sanidino ( 5%) en porfidoclastos aislados distribuidos a lo largo de los planos de foliación (Figura 26). Como minerales accesorios en cantidades menores al 1% se tienen: magnetita, pirita, zircón, leucóxeno y hematita.

### c. Origen

Con respecto a la génesis de esta roca, tomando en consideración su persistencia y homogeneidad litológica, mineralogía sencilla (cuarzo, muscovita y feldespatos), textura porfídica reliquia y su composición química (Tabla 2), se infiere que el protolito de la Metafelsita La Pila fué una roca de composición riolítica, depositada muy probablemente como ignimbritas en un medio acuoso, lo cual se infiere en base a su persistencia y homogeneidad litológica en la cual se diferencia de la metarriolita Las Muertas. Posteriormente, estas rocas fueron sometidas a procesos de metamorfismo regional de bajo grado, que condujo a una descomposición del feldespatos potásico en muscovita



Figura 25. Afloramiento típico de la metafelsita La Pila. Localidad en el flanco sur del Cerro de La Pila. Zacazonapan, México.

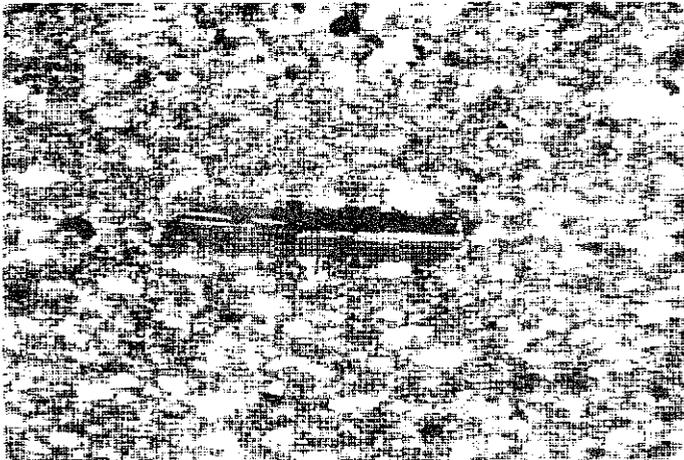


Figura 26. Fotomicrografía de la metafelsita La Pila, que muestra su textura esquistosa y porfiroblasto de sanidino al centro. Nícoles Cruzados, X 40.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

y albita; el cuarzo recristalizó contribuyendo a la formación de muscovita, pero persistieron algunos escasos cristales de sanidino de la roca original.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

## 9. Filitas gráficas (Fg)

### a. Distribución y relaciones de campo

Esta unidad se encuentra distribuida a lo largo de una franja muy angosta que corre con dirección NW-SE paralelo a la unidad anterior (metafelsita La Pila). La amplitud del afloramiento es muy irregular, ya que en algunas partes no se observa y parece ser que se acuña. Tiene un espesor muy reducido o está cubierta por sobrecorrimientos de las metacalizas que la sobreyacen (Figura 4). Su espesor varía entre 0.0 a 30.0 m. Esta unidad gradúa a filitas de grafito-sericita y filitas sericíticas.

Las filitas gráficas son de color gris oscuro a negro; por intemperismo adquieren una coloración pardo rojiza y son poco compactas. Cuando predomina la sericita, su color cambia a gris muy claro.

### b. Litología y petrografía

Megascópicamente las filitas gráficas presentan una textura esquistosa y, en cuanto a minerales, solamente se observa grafito, algo de cuarzo, minerales micáceos y óxidos de hierro.

Las secciones delgadas muestran una textura que varía de esquistosa a semiesquistosa; constituida por una intercalación de bandas de grafito (35%), con bandas de granos xenoblásticos de cuarzo (60%) con extinción ondulante, escasas hojuelas de muscovita (2%), hematita, zircón y ocasionalmente pirita en diminutos cristales fina-

mente diseminados. El rasgo distintivo de las filitas sericíticas es el predominio de sericita sobre el grafito y el cuarzo.

c. Origen

Con respecto al origen de estas filitas gráficas y sericíticas, se infiere que su protolito fué un paquete de sedimentos pelíticos con diferentes cantidades de materia orgánica que posteriormente por efecto de los eventos metamórficos, fué transformado a filitas - gráficas y sericíticas. Evidencias de lo anterior son la gran cantidad de grafito contenido en las filitas gráficas y su textura de grano muy fino.

## 10. Metacalizas grises (Mg)



### a. Distribución y relaciones de campo

Sobreyaciendo en aparente concordancia a las filitas grafiticas y a la metafelsita La Pila se tiene un paquete de metacalizas de color gris a negro bien foliadas y recristalizadas, con filitas calcáreas hacia la base.

Esta unidad aflora en el flanco occidental del Cerro de La Pila (Figura 4) donde tiene un espesor de aproximadamente 200 m (Figura 5), Lomas del Arrastradero y Arroyo San Pedrito.

En el área de Tizapa, en la localidad denominada "La Calera", ubicada en el flanco sur del Cerro de La Pila, la unidad está constituida en su base por filitas calcáreas de color gris claro, con abundante cuarzo de segregación formando filones aboudinados y entre los planos de foliación, que son paralelos con los de estratificación, se pueden observar abundantes hojuelas de muscovita. Hacia arriba las filitas calcáreas cambian a metacaliza foliada y recristalizada que varía de color gris a negro. En la unidad abundan micropliegues isoclinales en chevrón (Figura 27) y ocasionalmente se presentan algunos simétricos isopacos de crestas redondeadas.

### b. Litología y petrografía

Megascópicamente, las filitas calcáreas están representadas por una roca bien foliada de color gris claro con lustre satinado -

constituída esencialmente de calcita, cuarzo y muscovita con abundante cuarzo de segregación. Sus secciones delgadas muestran una textura esquistosa constituída por bandas orientadas de xenoblastos de calcita (50-90%), cuarzo (5-30%), y escasas hojuelas de muscovita (2-5%), que definen la foliación de esta roca. Pequeñas cantidades de grafito se presentan concordantemente con la foliación y como accesorios magnetita y hematita en cubos pseudomorfo de pirita.

Las metacalizes tienen estratificación delgada, están foliadas, son de grano fino y su color varía de gris mediano a negro, presentan filones de cuarzo de segregación aboudinados paralelamente con la estratificación, así como vetillas de calcita que rellenan fracturas de distensión; estas vetillas cortan con gran ángulo la foliación y los filones de cuarzo e incluso llegan a desplazarlos (Figura 28).

En algunas localidades se tienen dentro de la metacaliza, - cristales de pirita diseminados, aunque generalmente ésta se encuentra oxidada y solamente se logra observar diminutas cavidades rellenas de óxidos de hierro y ocasionalmente cubos de hematita como pseudomorfo de pirita.

Las secciones delgadas de las metacalizes muestran una textura de granoblástica en las más puras, a semiesquistosa en las arcillosas (Figura 29). En las primeras, la textura granoblástica está constituída por un mosaico de granos xenoblásticos de calcita recristalizada con escasos granos de cuarzo y ocasionalmente grafito, muscovita, pirita, magnetita y hematita, finamente diseminados. Las metacalizes impuras tienen algunas bandas de muscovita y granos de cuarzo con ex-



Figura 27. Pliegues en chevrón que representan el plegamiento de la metescaliza. Localidad en el flanco SW del Cerro de La Pila, Zacazonapan, México.

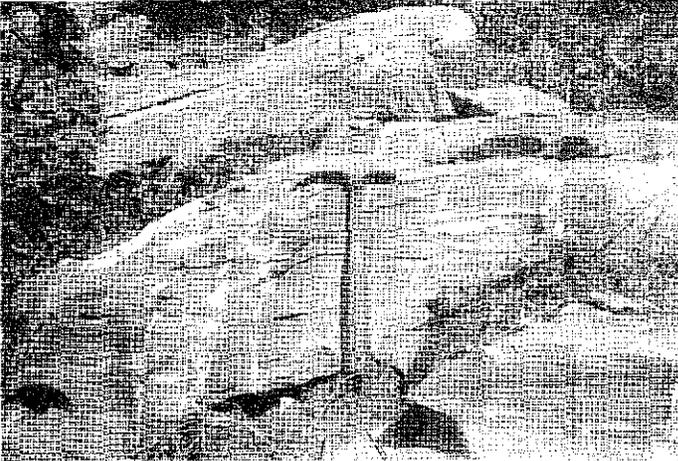


Figura 28. Metacalices con abundantes vestigios discordantes de calcite y filones de cuarzo abundantes, localidad en el Cerro de La Pila, Zacazonapan, México.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

tinción ondulante que se hallan orientados paralelamente con bandas calcíticas. Ocasionalmente son cruzadas por vetillas de calcita (Figura 30).

La mineralogía de esta unidad es relativamente sencilla y está constituida esencialmente de calcita (60-95%), cuarzo (2-30%), -grafito (4%), muscovita (0-4%), albita, pirita, hematita, magnetita y titanita en cantidades menores al 1%.

### c. Origen

De acuerdo con las características petrológicas y petrográficas de las rocas de esta unidad, se infiere que las rocas sedimentarias premetamórficas se depositaron en una cuenca relativamente poco profunda y que durante el tiempo de depósito hubo ciertas perturbaciones en el control tectónico de la sedimentación. Este se manifestó provocando una variación caracterizada por un considerable aporte de sedimentos pelíticos hasta lodos calcáreos ligeramente carbonosos.

El aporte de terrígenos cesó progresivamente hasta desaparecer casi por completo, ocasionando lo anterior que se depositaran únicamente los lodos calcáreos que actualmente constituyen las metacalizas. La presencia de grafito y pirita singenética en esta unidad indican que estas rocas se depositaron originalmente en un ambiente reductor y circulación restringida.



Figura 29. Fotomicrografía de metacalizes grises del Cerro de La Pila, que muestra su textura esquistosa. Nicules Cruzados, X 100.

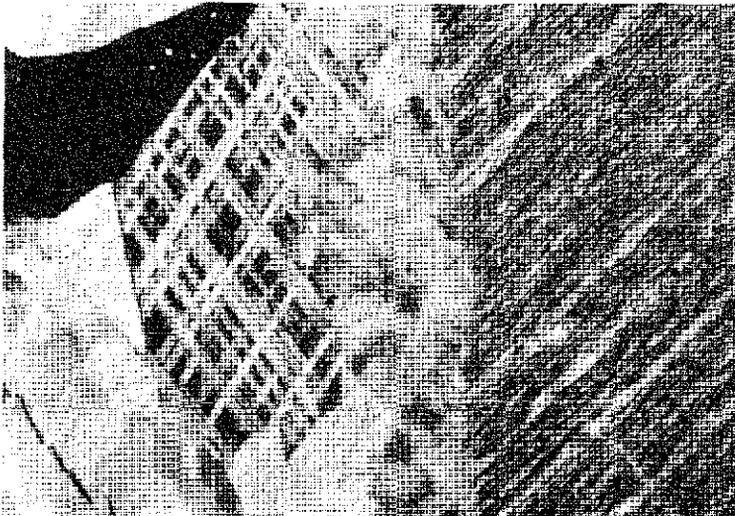


Figura 30. Fotomicrografía de metacalizes grises del Cerro de La Pila, que muestra parte de un filón de calcite cortando la foliación.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

## 11. Formación Amatepec (Kia)

### a. Distribución y relaciones de campo

Las metacalizas grises, están sobreyacidas en discordancia por una secuencia calcárea constituida por una intercalación de calizas de color gris a negro en estratos delgados, subgrauvacas y areniscas calcáreas, exhibiendo todas ellas un metamorfismo de muy bajo grado (anqui metamorfismo). Estas rocas quedan comprendidas dentro de lo que de Cserna (1978) cartografió como Formación Amatepec en la región sur del área del presente estudio (Figura 4) y subyacen en aparente concordancia a rocas volcánicas de composición básica débilmente metamorfosadas (Formación Xochipala o roca verde San José).

La unidad se encuentra ampliamente distribuida en la región de Tizapa, principalmente en las Lomas del Arrastradero, Cerro de La Pila, área de Lampazos y está claramente expuesta sobre los cauces del Río Temascaltepec y Arroyo de San José. Su espesor en el área de El Arrastradero, se estima en 400 m aproximadamente.

Las rocas que constituyen esta unidad están afectadas por numerosos micropliegues y mesoplicues generalmente asimétricos y anisopacos casi similares (Figura 31), estas rocas también están afectadas por un crucero de fractura que se desarrolló paralelo al plano axial de mesoplicues (Figura 32).

### b. Litología y petrografía

Las calizas se presentan generalmente en estratos delgados y

ocasionalmente medianos, son de color gris a negro, intensamente plegadas, con un crucero de fractura asociado a dicho plegamiento y cruzadas en todas direcciones por angostos filones de calcita y cuarzo.

Megascópicamente en estas calizas se pueden identificar calcita, cuarzo, óxidos de fierro y minerales arcillosos.

En sección delgada se observa que las calizas están constituidas por un arreglo paralelo de bandas de calcita intercaladas con bandas de cuarzo y sericita, con aisladas y pequeñas manchas de coloración rojiza que corresponden a óxidos de hierro probablemente derivados de pirita singenética; ocasionalmente se presentan disseminaciones de materia carbonosa.

Intercaladas con las calizas se tiene un miembro de subgrauvacas que gradúa a calizas arcillosas con intercalaciones de lentes aislados y delgados de caliza muy compacta de color gris oscuro a negra. Dentro de esta unidad quedan comprendidos también algunos horizontes de areniscas calcáreas distribuidos hacia la cima estructural e intercalados con calizas negras en estratos delgados.

Megascópicamente, las subgrauvacas son rocas compactas intensamente plegadas (Figura 32), con crucero de fractura asociado a dicho plegamiento. Tienen un color gris claro a mediano con diferentes tonalidades de verde que intemperiza a color café a café rojizo. Su mineralogía consiste principalmente de cuarzo, muscovita y/o clorita. Las secciones delgadas de estas rocas muestran que están constituidas esencialmente por bandas de granos de cuarzo arregladas paralelamente

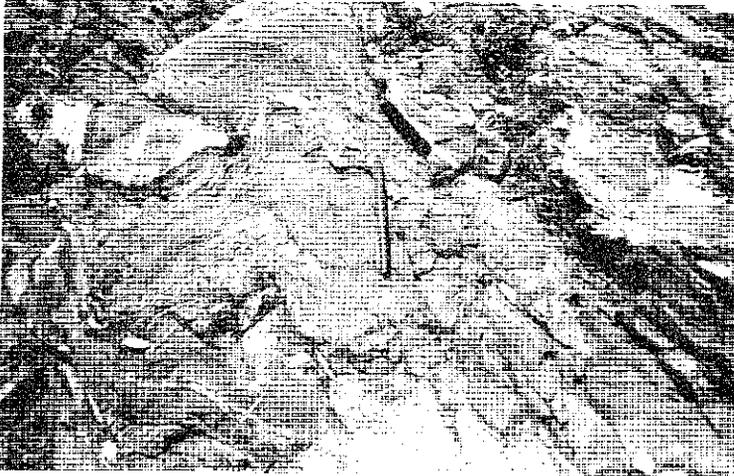


Figura 31. Calizas de la formación Amatepec intensamente plegadas, afloramiento en la localidad de Lampezos, Zacazonapan, México.



Figura 32. Subgrauvacas intensamente plegadas con cruce-ro de fractura desarrollado paralelamente al plano de simetría de los pliegues, localidad sobre el lecho del Río Temescaltepec, Zacazonapan, México.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

con bandas de sericita y/o clorita y ocasionalmente diminutas bandas de materia carbonosa y calcita en granos aislados.

Estructuralmente arriba de las subgrauvacas se tienen calizas negras en estratos delgados con areniscas calcáreas intercaladas. Las areniscas calcáreas son rocas compactas de color gris mediano a gris amarillento, megascópicamente constituidas de calcita, cuarzo y óxidos de hierro. Las secciones delgadas permiten reconocer una segregación de calcita y cuarzo en bandas paralelas y una mineralogía constituida principalmente de calcita (70-90%), cuarzo (8-25%), sericita (0-8%), albita, pirita, magnetita, ilmenita y hematita en cantidades menores al 1%.

#### c. Origen

De acuerdo a estas características petrológicas y petrográficas de las rocas que constituyen esta unidad, se infiere que las rocas sedimentarias premetamórficas se depositaron en una cuenca relativamente poco profunda.

Las calizas fueron originadas a partir de lodos calcáreos, generalmente mezclados con cantidades variables de sedimentos pelíticos.

En cuanto a las subgrauvacas éstas fueron originadas posiblemente como tobas híbridas de tipo básico y sedimentos arenosos depositados dentro de la misma cuenca. Posteriormente siguió el depósito de sedimentos calcáreos, con aporte de mayor o menor cantidad de terrígeno

nos y ocasionalmente tobas que se mezclaban con los sedimentos. La presencia de materia orgánica y posiblemente pirita singenética, implican la existencia de condiciones de circulación restringida en la cuenca donde se depositaron estos sedimentos.

## 12. Roca verde San José (Rv)

### a. Distribución y relaciones de campo

En este trabajo se designa informalmente con el nombre de roca verde San José a un paquete de rocas volcánicas de composición intermedia debilmente metamorfoseadas. Estas rocas están bien expuestas en la parte norte del área de estudio, sobre el lecho del Arroyo San José, y están cubriendo en aparente concordancia las rocas calcáreas de la formación Amatepec. La naturaleza concordante del contacto anterior se estableció tomando en consideración la ausencia de una foliación bien definida y presencia de metamorfismo de grado muy bajo en estas rocas y las de la formación Amatepec, en contraste con las rocas subyacentes que presentan un patrón de deformación muy intenso y están bien foliadas y recrystalizadas. Esta unidad está sobreyacida discordantemente por derrames de basaltos de olivino y andesitas basálticas del Cuaternario.

### b. Litología y petrografía

Esta unidad consiste esencialmente de una roca compacta que en superficie fresca es de un color verde pistache a claro con tintes grisáceos; por intemperismo adquiere una coloración ocre y pierde su estructura compacta tiene una estructura generalmente brechoide y en algunos horizontes derrames de lavas acojinadas, que ocasionalmente exhiben una ténue foliación. Su textura es porfídica (reliquia) y cataclástica en las brechas, con desarrollo ocasional de algunas dia cl as as. Megascópicamente sólo es posible identificar algunos fenocris

tales de plagioclasa y cuarzo en una matriz afanítica color verde, diminutas vetillas de calcita, pirita diseminada y óxidos de hierro.

Las secciones delgadas de esta roca, muestran que tiene una foliación incipiente y textura hialopilitica reliquia, constituida por restos de agregados semiradiales de microlitos embebidos en una matriz de vidrio desvitrificado (Figura 33). Las secciones delgadas de las brechas de esta unidad muestran una textura claramente brechoide (Figura 34), y la misma mineralogía que la roca masiva. Los minerales esenciales son andesina (65%), principalmente en la matriz como microlitos aciculares y en escasos fenocristales, hornblenda en fenocristales alterados a clorita y calcita, esfena y óxidos de hierro. - También se ha observado una albitización de las plagioclasas con la recristalización concomitante de epidota. La pasta original hialopilitica ha sido reemplazada parcialmente por intercrecimientos micrograníticos de cuarzo en ocasiones burdamente alineados. Como minerales accesorios se tienen apatita y magnetita.

### c. Origen

De acuerdo a su mineralogía, composición, textura y heterogeneidad estructural, se infiere que estas rocas se originaron a partir de lavas y brechas de composición andesítica originadas por vulcanismo aparentemente submarino, afectadas por fenómenos de metamorfismo de grado muy bajo (anquimetamorfismo).

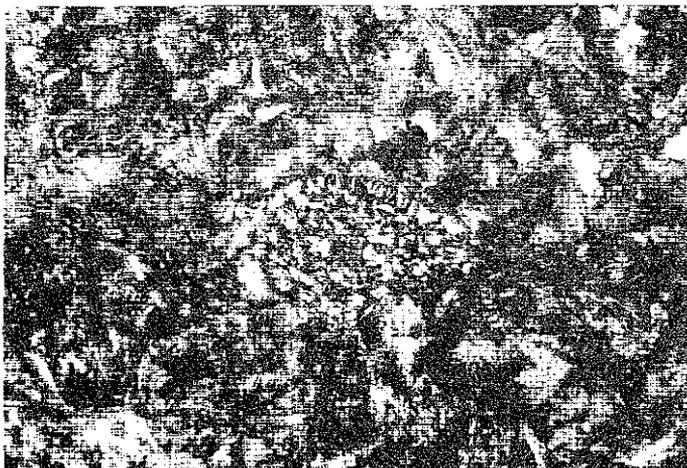


Figura 33. Fotomicrografía mostrando la textura micropilítica de la roca verde San José, con fenocristal de hornblenda cloritizado al Centro. Localidad en el Arroyo San José. Nícoles Cruzados, X 100.



Figura 34. Fotomicrografía mostrando la textura de las brechas de la roca verde San José. Localidad en el Arroyo San José. Nícoles Cruzados, X 100.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

## ROCAS VOLCANICAS

Las rocas volcánicas cubren casi la tercera parte del área en estudio y están representadas principalmente por derrames de andesitas y basaltos de olivino, asociándose a estas rocas, pequeños remanentes de depósitos epiclásticos. Entre estas rocas se tienen también pequeños afloramientos de riolitas con estructura fluidal.

13. Riolita (Rf). En la parte central del área en estudio se tiene una serie de rocas volcánicas de composición riolítica, estando distribuidas rectilíneamente con longitud de 3.2 km y dirección general de casi este-oeste, desde las cercanías de la mina Tizapa a la barranca del Agua Salada (Figura 4).

En el área de la mina de Tizapa se tiene el afloramiento más occidental de esta roca. En esta localidad afloran tres cuerpos, estando el principal emplazado a lo largo de la cresta del Cerro de Los Pinos, con dirección general E-W presenta una geometría alargada y un espesor irregular que varía desde unos 20 hasta menos de 1 m. La riolita presenta una zona de brechamiento (10-20 cm) en su contacto con los esquistos y filitas y xenolitos de rocas metamórficas de varios tamaños, principalmente de filitas grafíticas y también esquistos de muscovita (Figura 35). Localmente estas riolitas están emplazadas principalmente a lo largo del contacto entre filitas grafíticas y esquistos de muscovita, sin embargo, hacia la parte oriental del Cerro de Los Pinos, están emplazadas dentro de las filitas grafíticas únicamente.

Aproximadamente 2 km en línea recta al E-SE del Cerro de Los Pinos, en la Barranca del Agua Salada, se tiene aflorando una riolita igual que la del Cerro de Los Pinos, siendo este afloramiento más extenso; tiene una forma elipsoidal con un eje mayor de 600 m y el menor de 100 m, aproximadamente. En sus cercanías - hay otros afloramientos más pequeños. Además, entre el Cerro de Los Pinos y la Barranca del Agua Salada, hay otros afloramientos de estas riolitas, inclusive emplazadas dentro del tronco diorítico, presentando todas ellas una estructura fluidal bien desarrollada, relaciones claramente intrusivas y xenolitos de las rocas que intrusionan (Figura 4).

En general, estas rocas son muy compactas, de color claro algo grisáceas que por intemperismo adquieren una coloración café rojiza y pardo rojiza. Presentan buena estructura fluidal. Su textura es porfídica, con matriz afanítica y como constituyentes principales se observan cuarzo, feldespatos y fragmentos de esquistos.

Al microscopio presentan una cristalización muy deficiente y una textura claramente porfídica (Figura 36); sus minerales principales son cuarzo y sanidino, con fragmentos de esquistos en una matriz constituida por vidrio parcialmente desvitrificado. Como minerales secundarios se presentan sericite, hematita, limonita, algo de magnetita, zircón y ocasionalmente raros intercrecimientos de feldespato alcalino y cuarzo formando complicadas estructuras.

De acuerdo con la textura y mineralogía anterior, la roca se cla-



Figura 35. Riolites con estructura fluidal y xenolito de filita grafitica. Localidad en el Cerro de Los Pinos, Zacazonapan, México.



Figura 36. Fotomicrografía que muestra la textura porfídica de la riolite. Nicules Cruzados, X 40.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

sífica como riolita.

Algunos de estos cuerpos pueden corresponder a domos volcánicos de lavas riolíticas, las que al ser extravasadas y debido al alto grado de viscosidad y a un enfriamiento extremadamente rápido, no fué posible que fluyeran a grandes distancias, por lo que aparentemente formaron estructuras dómicas sobre los conductos alimentadores. Estos domos en el presente se encuentran parcialmente erosionados. Los otros cuerpos de rocas riolíticas parecen haber resultado de la consolidación rápida de magmas de composición riolítica dentro de fisuras que funcionaron como conductos alimentadores de ignimbritas.

La naturaleza petrológica de estas rocas es muy semejante con los depósitos ignimbriticos que se encuentran ampliamente distribuidas entre Temascaltepec y Valle de Bravo, a escasos 10 km al este de Tizapa, por lo que se considera que su génesis haya estado íntimamente relacionada en tiempo con los eventos magmáticos que dieron origen a estos depósitos de ignimbritas probablemente durante el Mioceno.

14. Derrames andesítico-basálticos (8t). Esta unidad comprende una serie de derrames andesítico-basálticos nombrados informalmente por Elías (1981), como basaltos Tenayac. Estas rocas volcánicas están ampliamente distribuidas en la región de Tenayac-Tizapa, las cuales forman mesas y pequeños conos volcánicos aislados que comprenden un área de aproximadamente 8 km<sup>2</sup> en el presente trabajo (Figura 4).

En los frentes de los derrames pueden observarse diaclasas columnares, curvicolunares, horizontales y ocasionalmente brechas de derrame. El espesor de los basaltos varía desde unos 20 m en la Mesa de Tizapa (Figura 3), hasta 80 m en la mesa de Tenayac, en la localidad denominada Las Culebrinas.

Estos basaltos son muy compactos, de color gris oscuro y por intemperismo adquieren una ténue coloración rojiza. Megascópicamente se puede reconocer su textura porfídica constituida por una matriz microcristalina de plagioclasas y ferromagnesianos con fenocristales de olivino y piroxenas.

Las secciones delgadas de esta roca muestran una textura pilotaxítica porfídica (Figura 37), constituida por una matriz de plagioclasas cálcicas distribuidas en arreglos paralelos que rodean fluidalmente a fenocristales de olivino e hiperstena y su mineralogía es la siguiente: Esenciales: plagioclasa cálcica (57%); éstas se encuentran formando agregados paralelos; olivino (0-25%) se presenta en fenocristales idiomórficos e ipidiomórficos generalmente con una aureola de hematita; hiperstena (0-15%) se presenta también formando fenocristales idiomórficos e ipidiomórficos generalmente poco oxidados y formando parte de la matriz holocristalina. Generalmente se observa una relación mineralógica estrecha entre el olivino y la ortopiroxena, esto es cuando el olivino aumenta, la ortopiroxena disminuye hasta llegar a desaparecer y viceversa. Como mineral accesorio únicamente se observó un poco de magnetita y como secundario solamente óxidos de hierro.

Los derrames de composición andesítico-basáltica fueron originados a partir de aparatos volcánicos monogenéticos (Demant, 1978), relacionados directamente con fracturas de tensión involucradas en la formación de fosas tectónicas dentro de la Provincia Volcánica Transmexicana. De acuerdo con Demant (1978) la edad de estas rocas queda comprendida dentro del período Pliocuaternario.

#### ROCAS INTRUSIVAS

Las rocas ígneas intrusivas expuestas en esta área de estudio están representadas por un tronco de composición diorítica y diques de composición diversa que intrusionan la secuencia metamórfica en diferentes niveles estructurales, lo mismo que el tronco diorítico.

15. Tronco diorítico (Igi). Este intrusivo se encuentra localizado en la parte centro-oriental del área de estudio y emplazado totalmente dentro de rocas metamórficas (Figura 4), tiene una forma burdamente elipsoidal, cubre un área de aproximadamente 2.0 km<sup>2</sup>, y tiene una estructura dómica. Sus relaciones con las rocas circundantes son claramente intrusivas; sin embargo, en ningún lugar se logró observar aureolas de metamorfismo de contacto como era de esperarse; quizá esto sea debido a un emplazamiento de baja temperatura y a la naturaleza cuarzo-feldespática de la roca encajonante.

Esta roca diorítica es muy compacta cuando está fresca y de color verde oscuro, por intemperismo adquiere una coloración café claro. Megascópicamente se le puede observar una textura fanerítica holocristalina de grano grueso y los siguientes minerales:

Plagioclasa, hornblenda de color verde oscuro, óxidos de hierro y minerales arcillosos en los afloramientos intemperizados. Esta roca en general presenta pocas diaclasas sin orientación preferencial alguna.

En sección delgada, esta roca presenta una textura holocristalina fanerítica hipidiomórfica de grano grueso (Figura 38), con la siguiente mineralogía: Minerales esenciales: oligoclasa y andesina (60%), hornblenda (30%) y cuarzo (7%). Accesorios; bitita (2%), magnetita (1.5%) y apatita (<1%). Secundarios; clorita; minerales arcillosos y óxidos de hierro (1.0%). De acuerdo con la anterior textura y mineralogía esta roca puede clasificarse como una diorita de hornblenda.

La edad de este intrusivo puede quedar comprendida dentro del Cenozoico Temprano, ya que es intrusionado por las riolitas con estructura fluidal, que se supone son del Mioceno.

Intrusivos pequeños de la misma composición y probablemente de la misma edad, están aflorando en el área cartografiada por Elías, (1981), al sur del Río Temascaltepec.

16. Diques Aplíticos con Turmalina. En el área comprendida entre el Arroyo Frío y el Arroyo de Agua Salada, aflora una serie de diques aplíticos con turmalina que intrusionan el augengneis - Arroyo Frío, el esquistos cuarzofeldespático y el tronco de diorita de hornblenda. Estos diques tienen un espesor variable de unos 5 cm hasta 5 m y con una extensión longitudinal que varía



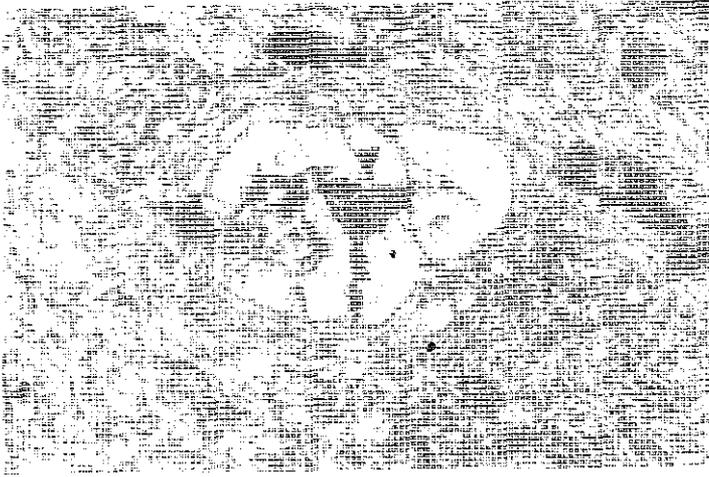


Figura 37. Fotomicrografía que muestra la textura hialopilitica de los basaltos Tenayac. Nícoles Cruzados, X 100.

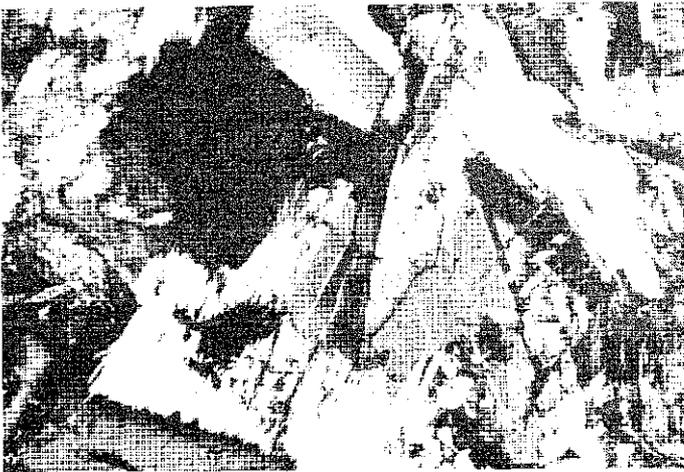


Figura 38. Fotomicrografía mostrando la textura holocrystalina equigranular de la diorita de hornblenda. Nícoles Cruzados, x 40.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

desde unos cuantos metros hasta 600 m. Están constituidos por rocas muy compactas de grano fino de color gris claro que intemperizan a café rojizo. El rumbo de estos diques es de N-NW y su inclinación generalmente es muy cercana a los  $90^{\circ}$ .

Megascópicamente los minerales reconocibles en esta roca son únicamente cuarzo, feldespato y turmalina que se presenta en cristales aislados e iculares y en agregados radiales (soles de turmalina), y óxidos de hierro.

El origen de estos diques está relacionado en tiempo y espacio con una fase magmática tardía de la diorita de hornblenda, ya que diques con turmalina solamente se observaron en la cercanía del tronco de diorita de hornblenda. En cuanto a su edad, lo único que se puede afirmar es que son post-diorita de hornblenda y pre-riolita con estructura fluidal.

17. Diques micrograníticos. Sobre el lecho de los arroyos de Tizapa, Ahogado y Frío, afloran varios diques de características geológicas semejantes entre sí, el de mayor potencial se encuentra ubicado a una altura de 1,265 msnm, sus relaciones de contacto con respecto a las rocas anfitrionas son discordantes por intrusión. Su espesor, sobre el lecho del Arroyo de Tizapa, es de 6.0 m y tiene un rumbo general NW-SE y aflora únicamente en una extensión longitudinal de 12 m (Figura 4).

Esta roca es muy compacta, de color gris claro, casi blanca, y por intemperismo adquiere algunas tonalidades de café rojizo,

megascópicamente se reconocen los siguientes minerales: cuarzo, pequeñas manchas verdes de clorita, diminutas hojuelas de biotita, algo de minerales arcillosos y muy pequeñas vetillas de 1-2 cm de largo llenas de pirita parcialmente oxidada. En este dique se presentan varios de los denominados "Anillos de Difusión de Liesegang". Se cree que éstos son producidos por la difusión de un gel que ya contiene una sustancia con la cual la solución puede reaccionar para formar un precipitado, y a medida que la solución avanza, la nueva sustancia producida por la reacción - primeramente forma solución sobresaturada, que llega a la precipitación en una determinada etapa. Esto utiliza todo el material en la vecindad y la precipitación cesa hasta que la solución difusora ha avanzado lo suficiente para producir otra zona de precipitación, es decir otro anillo. En este caso los anillos son de hidróxidos de hierro.

En sección delgada esta roca presenta una textura holocristalina porfídica de grano fino con la siguiente mineralogía: Minerales esenciales; oligoclasa, andesina, cuarzo y microclina. Accesorios, biotita, apatita y magnetita. Minerales secundarios: - clorita, sericita, hematita, limonita y minerales arcillosos. De acuerdo con la anterior mineralogía la composición de estas rocas corresponde a una microdiorita alterada.

Todos estos diques micrograníticos al parecer estén relacionados genéticamente con el mismo evento magmático que dió origen a las riolitas fluidales que afloran en esta región.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

18. Diques andesíticos. En la parte norte del área de estudio se tiene una serie de diques de composición intermedia que intrusionan tanto los esquistos Campanario como la Formación Amatepec. Estos diques están constituidos por rocas muy compactas de grano fino a mediano con textura que varía de holocristalina porfídica a holocristalina equigranular de grano fino a mediano con un color que varía de gris mediano a gris oscuro, que intemperiza a diferentes tonalidades de café y pardo rojizo. Su espesor varía desde unos cuantos centímetros hasta aproximadamente unos 20 m.

Estos diques generalmente intrusionan la roca metamórfica discordantemente, sin embargo, en algunas ocasiones éstos han sido emplazados a lo largo de los planos de foliación o estratificación y se comportan como diquestratos.

Megascópicamente sólo es posible distinguir los siguientes minerales: cuarzo, feldespato, anfíbolos y óxidos de hierro.

Secciones delgadas de muestras de diques, muestran una textura que varía de holocristalina porfídica a holocristalina equigranular, su mineralogía está constituida esencialmente por oligoclasa, andesina y hornblenda que llegan a constituir hasta un 95% del volumen total de la roca; cuarzo, magnetita y pirita como accesorios y como minerales secundarios; clorita, calcita, sericita, hematita y limonita.

Generalmente todos estos diques presentan alteración hidrotermal que se manifiesta por una cloritización de las anfíbolos y seri-

citización de las plagioclasas, lo cual aunado a procesos de intemperismo oblitera la naturaleza original de estas rocas dificultando su estudio al microscopio.

Es posible que estos diques estén genéticamente relacionados con las rocas verdes que sobreyacen la Formación Amatepec, ya que - por lo menos especialmente si están asociados y además sus litologías son más o menos equivalentes en cuanto a composición química.

CAPITULO III

GEOLOGIA ESTRUCTURAL



INTRODUCCION

En base al estudio detallado de los rasgos estructurales cartografiados y del estudio petrográfico de secciones delgadas, se llegó a la plena identificación a pequeña escala de dos fases de deformación ( $D_1$  y  $D_2$ ) acompañadas de eventos metamórficos y una tercera fase megascópica de deformación ( $D_3$ ) sin metamorfismo. Posteriormente se desarrolló una importante fase tectónica distensiva relacionada con la evolución de la Faja Volcánica Transmexicana.

La primera fase de deformación  $D_1$  se determinó en base a una foliación penetrante  $S_1$ , del tipo de "foliación de plano axial" paralela a los planos axiales de los pliegues  $P_1$ . La segunda fase de deformación  $D_2$  se determinó en base a la amplia distribución de una esquistosidad de fractura o crucero plisante  $S_2$  asociado directamente a un plegamiento  $P_2$  de la foliación  $S_1$ . La tercera fase de deformación  $D_3$ , está representada por un plegamiento anticlinal  $P_3$  de magnitud regional que afecta las estructuras desarrolladas durante  $D_1$  y  $D_2$  y, finalmente, la fase de deformación distensiva se determinó en base a la presencia de varias fallas normales de magnitud variable, que desplazan las estructuras anteriormente mencionadas.

Los elementos estructurales más sobresalientes de la secuencia metamórfica de Iizpa son: a) una foliación predominante de carácter regional generalmente plisada; b) una foliación secundaria;

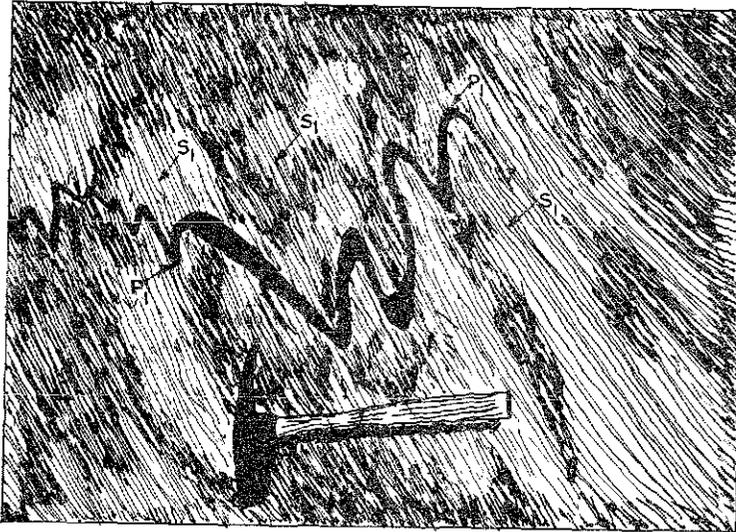


Fig- 39 Vetilla de cuarzo (en negro) formando pliegues asimétricos subisoclinales (P) con una foliación ( $S_1$ ) asociada, que representan la primera deformación ( $D_1$ ). Filitas Temascaltepec, arroyo de Tizapa, Zacazonapan, México.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

c) micropliegues y mesoplegues de diversos estilos; d) milonitización incipiente; e) una lineación definida por la intersección de la foliación predominante con la estratificación (esta lineación generalmente se encuentra plisada y se presente principalmente en los intervalos filíticos y ocasionalmente en los esquistos cuarzo-feldespáticos), f) una lineación definida por los ejes de mesoplegues (esta lineación es muy escasa, aunque se presente en casi todas las unidades litológicas de la secuencia metamórfica); g) sobrecorrimientos compresionales de poca magnitud asociados a pequeñas cabalgaduras y h) fallamientos normales de diferentes magnitudes que afectan toda la secuencia metamórfica.

#### 1. Primera fase de deformación $D_1$

La primera fase de deformación  $D_1$ , fué la más importante y se manifestó por un intenso pliegamiento acompañado por una foliación penetrante  $S_1$ , del tipo de "foliación de plano axial". Los pliegues  $P_1$  originados por esta deformación presentan diferente geometría de acuerdo a la competencia de las rocas que afectaron; sin embargo, predominan los pliegues de charnela angular isoclinales o subisoclinales (Figura 39). Durante esta deformación, se llevó a cabo la cristalización de minerales metamórficos sintectónicos; estos (filosilicatos) crecieron orientados y la mayor parte de ellos se dispuso paralelamente según los planos de foliación. La milonitización incipiente presente en algunas partes de esta secuencia, probablemente se desarrolló durante esta fase deformante.

En la región de Tizapa, esta foliación es generalmente para-

lela a la estratificación ( $S_0$ ), ya que generalmente los contactos litológicos son paralelos con la foliación, observándose en ocasiones que dentro de las filitas, la estratificación es aún bastante clara; sin embargo, en algunas localidades debido a la presencia de abundantes pliegues ( $P_1$ ), la foliación  $S_1$  forma diversos ángulos que incluso llegan a ser perpendiculares a la estratificación. La intersección de la foliación  $S_1$  con la estratificación  $S_0$ , da origen a una lineación de intersección  $L_1$  que es perceptible localmente en la parte este del área en estudio (Figura 4). La dirección de esta lineación varía entre  $170$  y  $315^\circ$  y su buzamiento entre  $15$  y  $40^\circ$ .

Con respecto a la estratificación ( $S_0$ ) no es posible saber actualmente si fue perturbada antes de ser afectada la secuencia volcánosedimentaria premetamórfica por la deformación  $D_1$ . Por falta de observaciones suficientemente detalladas la posición original de la foliación  $S_1$  no pudo determinarse ya que posteriormente fue plegada y en ocasiones casi borrada durante la deformación  $D_2$ .

## 2. Segunda fase de deformación $D_2$

En el área de Tizapa, las estructuras microscópicas y mesoscópicas correspondientes a la segunda fase de deformación  $D_2$  son muy abundantes y se caracterizan por una gran complejidad en sus orientaciones. La principal de estas estructuras está representada por una esquistosidad de fractura o crucero plisante  $S_2$  (Figuras 40 y 41) que se desarrolló durante la segunda fase de deformación  $D_2$ . En la literatura se conoce este tipo de foliación como strain slip cleavage, pero Hobbs y colaboradores 1976, prefieren llamarlo como crenulation

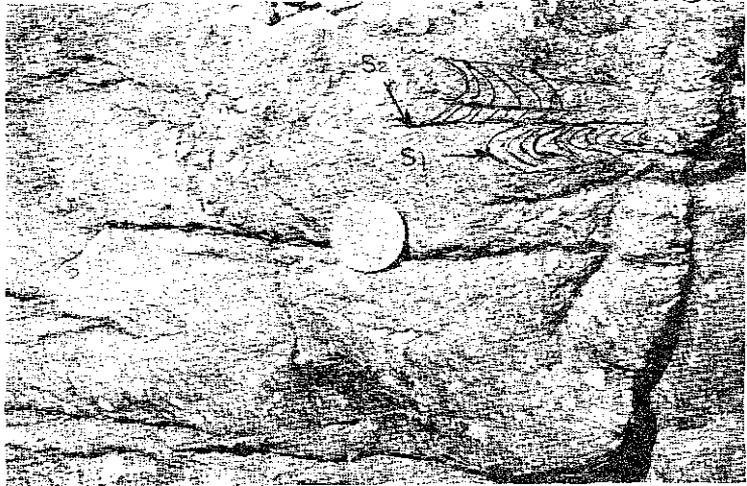


Figura 40. Polideformación del augengneis Arroyo Frio. Foliaciones  $S_1$  y  $S_2$  que representan las deformaciones  $D_1$  y  $D_2$ . Localidad en el Arroyo del Ahogado. Zacazonapan, México.

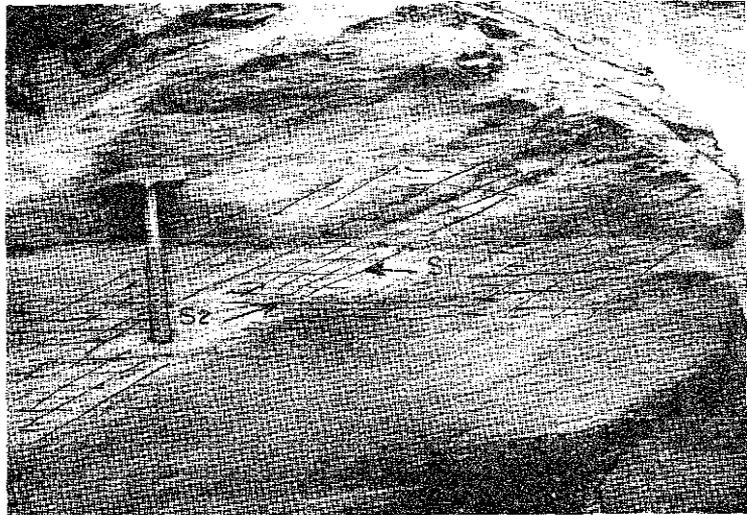


Figura 41. Foliaciones penetrantes  $S_1$  y  $S_2$ , desarrolladas durante las deformaciones  $D_1$  y  $D_2$ . Localidad en el Arroyo del Campanario. Temascaltepec, México.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

cleavage (cruceiro plisante), siendo esta última la designación que se adopta en este estudio.

El cruceiro plisante  $S_2$  afectó a la foliación axial  $S_1$ , definida por una orientación preferencial de los filosilicatos microplegándola. Los pliegues  $P_2$  son generalmente angulosos y asimétricos.

Durante esta deformación, la lineación de intersección  $L_1$  fué plegada siendo su dirección, prácticamente perpendicular al rumbo de la foliación  $S_1$ . En la parte sur de la Sierra de La Pila, esta lineación tiene una dirección que varía entre  $215$  y  $250^{\circ}$  y un buzamiento entre  $20$  y  $30^{\circ}$ .

Las estructuras de "boudinage" originadas durante esta segunda fase de deformación, se hallan en toda la secuencia, aunque predominan en las filitas gráficas y metacalizas. En esta secuencia son abundantes las vetas de cuarzo concordantes con la foliación originadas por segregación debida a los eventos metamórficos de la primera deformación. Luego fueron deformadas dando lugar a estructuras de "boudinage". En ocasiones estos filones fueron plegados asimétricamente.

Otras microestructuras desarrolladas durante esta deformación son las bandas angulares ("kink bands"), que se encuentran principalmente en los esquistos de clorita y clorita-muscovita. Se presentan discontinuamente en la roca como escalones monoclinales angulosos, con sus planos axiales paralelos. También se presentan estas

estructuras a escala microscópica afectando los filosilicatos e inclusive a algunos feldespatos potásicos (Figura 42). La posición del crucero plisante en tiempo anterior al ascensamiento de la deformación  $D_3$ , no se pudo establecer, en primer lugar, debido a que no se presenta en todas las unidades de roca y, en segundo, a que fué afectada por la deformación  $D_3$ .

### 3. Tercera fase de deformación $D_3$

Esta tercera fase es la responsable de la actitud estructural actual de las rocas metamórficas y está representada por un pliegue anticlinal de magnitud regional con su eje orientado NW-SE y buzando al NW, así como por fallas inversas con deslizamientos hacia el este ubicadas al sur del Río Temascaltepec, en la región de El Sauz fuera del área estudiada. Asociada al plegamiento regional, se tiene una serie de pliegues de crestas redondeadas, generalmente recostados hacia el noroeste, con intenso fracturamiento asociado que representa un crucero de fractura muy incipiente (Figura 43) así como pliegues de charnelas engulosos subsoclineales. La orientación de la foliación axial  $S_1$  está restringida prácticamente a dos dominios que definen una estructura anticlinal doblemente buzante de magnitud regional.

La actitud de la foliación en el flanco noreste del anticlinal, corresponde a un rumbo de  $N75^{\circ}W$  con inclinación de  $40^{\circ}$  al NE; en la parte suroccidental, el rumbo es de  $S55^{\circ}E$  con inclinaciones de  $30^{\circ}$  al SW. La parte correspondiente a la nariz de este pliegue, se encuentra cubierta por los derrames basálticos de la Mesa de Tizapa. -

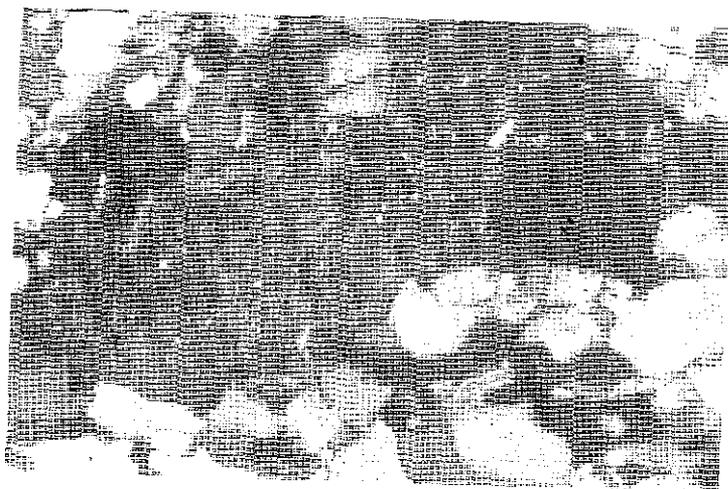


Figura 42. Fotomicrografía del esquisto cuarzofeldespático que muestra un feldespato potásico microplegado "kinked". Nícoles Cruzados, X 100.



Figura 43. Plegamiento ( $P_3$ ) simétrico recostado en subgrauvacas con intenso fracturamiento asociado. Localidad sobre el camino de El Limón al Saúz, Tejupilco, México.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

La naturaleza de anticlinal buzando al NW de esta estructura puede apreciarse claramente en la Figura 44, que representa la proyección equiareal de la distribución de 600 polos a la superficie de la foliación regional  $S_1$ . De la anterior proyección equiareal se calculó una dirección de  $318^{\circ}$  y buzamiento de  $10^{\circ}$  para el eje de esta estructura anticlinal.

En el flanco norte del Cerro de La Pila, dicha estructura - fué desplazada por una falla normal de rumbo general NE-SW (Figura 4); lo mismo ocurre con parte del flanco nororiental de esta estructura, donde falta parte de la secuencia metamórfica y hay milonitas que apoyan la existencia de una falla normal afectando esta parte de la secuencia (ver secciones estructurales de la Figura 5).

La existencia de una cuarta fase de deformación se sugiere débilmente en base a estudios petrográficos de la diorita de hornblenda, en la cual se tiene la presencia de biotitas ligeramente dobladas; sin embargo, se considera que lo anterior esté más bien relacionado con la contracción ocurrida durante la etapa final de enfriamiento del intrusivo.

#### 4. Tectónica distensiva

Posteriormente, la secuencia metamórfica de Tizapa fué afectada por un fallamiento normal que pone en contacto las calizas de la formación Amatepec del Albiano con la secuencia metamórfica de - posible edad paleozoica tardía.

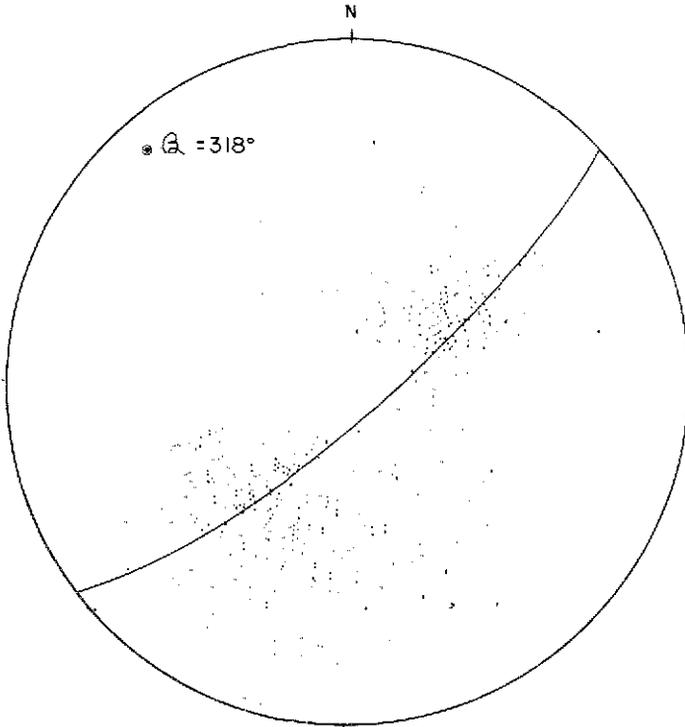


Figura No. 44 Proyecciones estereográficas equiareales de 600 polos correspondientes a la foliación  $S_1$ , que definen un pliegue anticlinal  $P_3$  en las rocas metamórficas del área de Tizapa, Zacazonapan, México

Esta tectónica distensiva se manifiesta en el área de Tizapa por una falla normal ubicada en la parte norte del área en estudio (Figura 4); su longitud es de aproximadamente 5 km, con rumbo general de  $N50^{\circ}E$ , su inclinación no se conoce ni su desplazamiento, aunque se estima que este sea del orden de varias decenas de metros en sentido vertical y probablemente también pudo haber sufrido un considerable desplazamiento lateral sinistral, tomando en consideración el espesor de las unidades desplazadas. Esta falla afecta la nariz de la estructura anticlinal que tiene el sustrato en el núcleo y que fué originada por la tercera fase de deformación  $D_3$ , por lo que esta falla es posterior al Cretácico Tardío-Terciario temprano.

Finalmente, la secuencia metamórfica de Tizapa fué afectada por otra fase de tectónica distensiva, que consistió en una serie de fallas normales casi verticales comprendidas dentro del marco tectónico regional en el cual se originó la Faja Volcánica Transmexicana durante el Pliocuaternario (Demant, 1978).

Las fallas normales pliocuaternarias reconocidas en el área de Tizapa tienen una dirección general NW-SE a casi E-W (Figura 4). Estas fallas se manifiestan superficialmente por truncamiento de estructuras, zonas de brechamiento y en algunas ocasiones solamente se observe el plano de falla estriado, con inclinaciones que varían desde unos  $60$  a  $85^{\circ}$ .

En el área de los socavones de Tizapa, fallas normales con rumbo general NW-SE, desplazamientos del orden de 50 m e inclinacio-

nes que varían de 60 a 85<sup>o</sup>, cortan y desplazan los cuerpos mineralizados de sulfuros masivos y las rocas metamórficas que los encajonan. También fallas normales de rumbo general NW-SE a casi E-W de pequeña magnitud se encuentran erráticamente distribuidas en toda la secuencia metamórfica.

## 5. Discusión

Con respecto a la estructura de esta parte del sur de México los principales trabajos que se han realizado son los de Fries (1960) donde se define la existencia de dos fases de deformación, en base a una discordancia en la que el Albiano cubre rocas más antiguas, plegadas, foliadas y metamorfoseadas.

De Cserna (1978) postula la existencia de un gran levantamiento del basamento (basament fold) entre Taxco y Tejupilco, exponiendo rocas metamórficas de probable edad paleozoica en el núcleo y rocas calcáreas y volcánicas, ambas Cretácicas, en los flancos.

Gampa y colaboradores (1974, p. 24), identificaron en la secuencia metamorfoseada de Ixtapan de la Sal, México-Teloloapan, Gro., una primera y principal fase de deformación sinmetamórfica desarrollada hacia finales del Cretácico temprano; una segunda oblicua a la primera y una tercera superpuesta. Estos autores indican que tales hechos pueden interpretarse como simultáneos, producidos durante una deformación o bien producidos por deformaciones superpuestas acaecidas en lapsos diferentes; posteriormente un combamiento tardío desarrollado después del Eoceno y finalmente un fracturamiento consistente en fallas -

normales de gran ángulo producidas por la tectónica plio-cuaternaria.

Colorado (1979) en el área de Santa Rosa ubicada 5 km al sur de Tizapa, menciona haber reconocido las fases de deformación siguientes:

- Una primera fase (albiana), debido al efecto de una carga litostática, caracterizada por el desarrollo de una esquistosidad de flujo  $S_1$ , acompañada de un metamorfismo de grado débil.
- Segunda fase (albiano cenomeniana), representada localmente por una esquistosidad de fractura  $S_2$ , de tipo strain slip cleavage.
- Tercera fase de deformación (laramídica paleocena), representada por pliegues de magnitud kilométrica con sus ejes orientados aproximadamente N-S y deslizamientos de gran magnitud hacia el este.
- Cuarta fase (post-eocénica), representada por un arqueamiento regional, del eje de las estructuras de gran radio de curvatura, que adquieren una orientación NNW-SSE, acompañada por el emplazamiento de plutones granodioríticos y, finalmente,
- Fases distensivas (oligocénica cuaternarias), representada por una red extremadamente densa de fallas y emisión de rocas volcánicas alcalinas.

Con respecto al trabajo anteriormente discutido tanto en el

área de Almoloya de las Granadas (Elías, 1981), como en Tizapa, se identificaron plenamente la primera, segunda y tercera fases de de formación, sin embargo, la cuarta fase de deformación reconocida - por Colorado (1979), no se manifiesta claramente en Tizapa, ni en Almoloya de las Granadas.

La tectónica distensiva presente tanto en Almoloya como en Tizapa, también es reconocida ampliamente en el área de Santa Rosa. En la Figura 45, se muestra una correlación de eventos tectónicos para las áreas de Almoloya y Tizapa y la Figura 46, muestra una correlación tectonoestratigráfica para la misma región.

AREA Y EVEN- TO TECTO- NICO	ALMOLOYA ELIAS H M 1981	TIZAPA PARGA P. J J 1981
FALLAMIENTO NORMAL	TECTONICA DISTENSIVA	TECTONICA DISTENSIVA
PLEGAMIENTO REGIONAL	D <sub>3</sub>	D <sub>3</sub>
CRUCERO PLISANTE	D <sub>2</sub>	D <sub>2</sub>
FOLIACION AXIAL	D <sub>1</sub>	D <sub>1</sub>

Fig 45-CORRELACION ENTRE EVENTOS TECTONICOS RECONOCIDOS EN LA REGION COMPRENDIDA ENTRE TEJUPILCO Y ZACAZONAPAN, MEX.

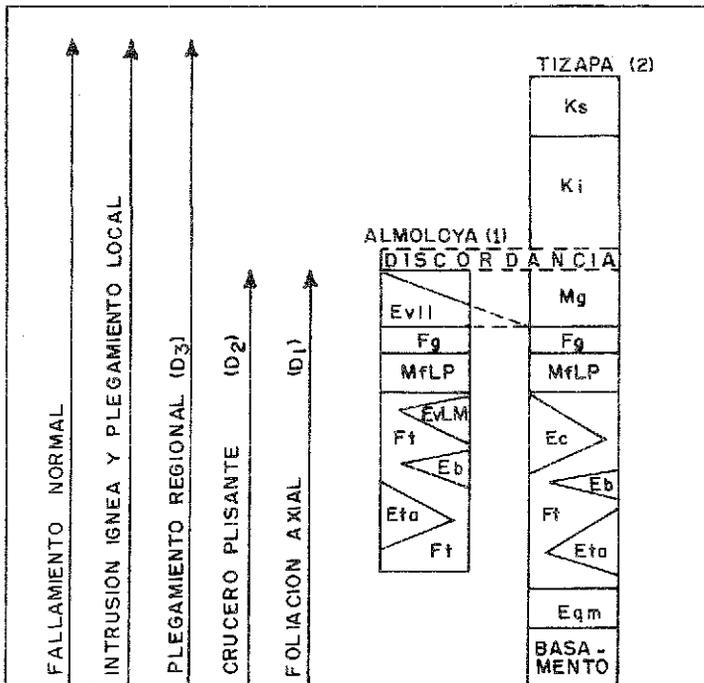


Fig 46-CORRELACION TECTONOESTRATIGRAFICA PARA LA REGION COMPRENDIDA ENTRE TEJUPILCO Y ZACAZONAPAN, MEX. (1) ELIAS (1981); (2) (ESTE TRABAJO)

AREA Y EVEN- TO TECTO- NICO	ALMOLOYA ELIAS H. M. 1981	TIZAPA PARGA P. J. J. 1981
FALLAMIENTO NORMAL	TECTONICA DISTENSIVA	TECTONICA DISTENSIVA
PLEGAMIENTO REGIONAL	D <sub>3</sub>	D <sub>3</sub>
CRUCERO PLISANTE	D <sub>2</sub>	D <sub>2</sub>
FOLIACION AXIAL	D <sub>1</sub>	D <sub>1</sub>

Fig 45.-CORRELACION ENTRE EVENTOS TECTONICOS RECONOCIDOS EN LA REGION COMPRENDIDA ENTRE TEJUPILCO Y ZACAZONAPAN, MEX.

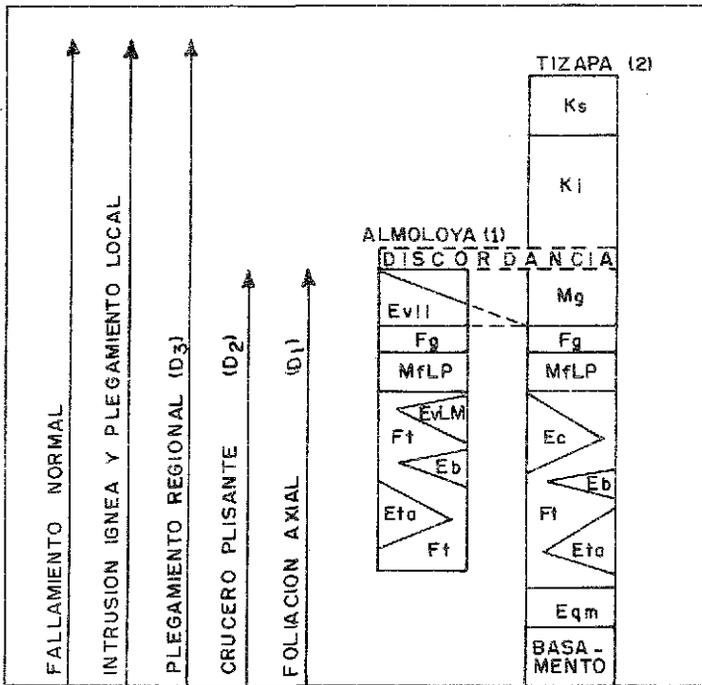


Fig 46.-CORRELACION TECTONOESTRATIGRAFICA PARA LA REGION COMPRENDIDA ENTRE TEJUPILCO Y ZACAZONAPAN, MEX. (1) ELIAS (1981) , (2) (ESTE TRABAJO)

CAPITULO IV  
M E T A M O R F I S M O

INTRODUCCION

Las rocas metamórficas que afloran en el área de Tizapa constituyen aproximadamente las dos terceras partes del área total de las rocas expuestas en esta región y su estudio constituye uno de los objetivos primordiales de este trabajo. Por lo anterior, se tratará de llegar a un conocimiento detallado de la evolución metamórfica de la secuencia volcánico-sedimentaria, así como de conocer hasta donde sea posible, las condiciones físicas (presión y temperatura) del metamorfismo que afectó a estas rocas.

Las deformaciones  $D_1$  y  $D_2$ , que originaron las foliaciones  $S_1$  y  $S_2$ , estuvieron acompañadas respectivamente por los eventos metamórficos sintectónicos  $M_1$  y  $M_2$ . También se tiene un importante metamorfismo regresivo  $M_3$ , presente en todas las rocas metamórficas de la región.

En virtud de que las unidades premetamórficas tenían una litología muy heterogénea (lo cual implica una variada composición química), y de que cada una reaccionó de manera diferente a las condiciones del metamorfismo, se cree conveniente discutir individualmente los procesos metamórficos  $M_1$ ,  $M_2$  y  $M_3$ , que afectaron a dicha secuencia metamórfica.

ROCAS	GRADO	B A J O		M E D I O	
	FACIES	ESQUISTO VERDE			ANFIBOLITA
	ZONAS	CLORITA	BIOTITA	ALMANDINA	ESTAUROLITA
PELITICAS	Muscovita	-----			
	Fengita	-----			
	Biotita	-----			
	Almandina		-----		
	Albita				
	Clorita				
	Cuarzo				
CUARZOFELDSPATICAS	Muscovita				
	Fengita	-----	-----		
	Biotita	-----			
	Clorita				
	Epidota	-----			
	Albita	-----			
	Cuarzo				
BASICAS	Tremolita			-----	
	Actinolita			-----	
	Clorita			-----	
	Epidota			-----	
	Albita	-----		-----	
	Calcita	-----		-----	
CALCAREAS	Calcita			-----	
	Muscovita			-----	
	Cuarzo			-----	

TABLA 3 - Estabilidad de minerales durante el primer metamorfismo (M1) sintectónico con la deformación D1, en el área de Tizapa Zacazonapan, México

\* La línea interrumpida indica ocurrencia incierta o posible

## 1. Primer evento metamórfico $M_1$

En la secuencia metamórfica de Tizapa, el primer metamorfismo  $M_1$ , fué indudablemente el más intenso y afectó esta secuencia en todos sus niveles estratigráfico--estructurales. Los minerales estables originados durante  $M_1$ , se muestran en la Tabla 3.

### a. Augengneis Arroyo Frío

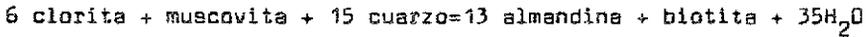
El primer metamorfismo  $M_1$ , al actuar sobre la granodiorita (protolito del augengneis), dió origen a la formación de muscovita y biotita en bandas paralelas, así como cuarzo con intensa extinción ondulante en granos alargados alineados paralelamente con aquellos filossilicatos que rodean los clastocristales de feldespatos potásico y cuarzo. Dentro del augengneis, se tiene un cuerpo en forma de cuña que aflora en unos 10 m de longitud, constituido de sedimentos pelíticos metamorfoseados a esquistos de granate. En estas metapelitas, se originaron durante  $M_1$  granate del grupo de la piraespita (almandina) en forma de ojos con dimensiones de hasta 6 x 4 mm, muscovita y biotita dispuestas en bandas paralelas que juntamente con los blastocristales alargados de cuarzo rodean los porfidoblastos de almandina (Figura 47).

En base a los estudios petrográficos se ha inferido que la primera fase de metamorfismo  $M_1$  que afectó las metapelitas contenidas dentro del augengneis fue la responsable de la formación de almandina. Esto, de acuerdo a las fases mineralógicas observadas, pudo haberse llevado a cabo de acuerdo a la reacción siguiente:



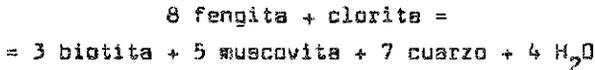
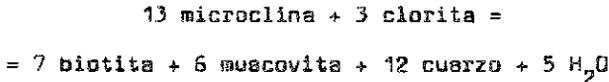
Figura 47. Fotomicrografia que muestra un granate (almandina) de los esquistos de mica y granate incluidos dentro del augengneiss Arroyo Frio. Nícoles Cruzados, X 40.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN



Esta reacción (Thompson y Norton, in Winkler, 1976, p. 215) nos indica cómo llegó a alcanzarse la zona de la almandina, pudiendo observarse tal relación paragenética en el diagrama AKF de la Figura 48.

Con respecto a la biotita, muscovita y cuarzo existentes en las fases mineralógicas observadas en el augengneis, se infiere como posibles reacciones involucradas en su génesis las siguientes:



Estas reacciones nos indican el paso de la zona de la clorita a la de la biotita en la facies de esquisto verde; sin embargo, se estima que la temperatura y presión correspondientes a la facies de anfibolita fueron alcanzadas a estos niveles estructurales, pero debido a la naturaleza cuarzo-feldespática del augengneis, no se formaron otras asociaciones paragenéticas típicas del metamorfismo de grado medio.

Se puede concluir en base a la paragénesis muscovita + biotita café + almandina + cuarzo y ausencia total de clorita que caracteriza al esquisto de granate incluido dentro del augengneis (figura 47), que el metamorfismo  $M_1$  del augengneis es de grado medio y correspondiente a la parte baja de la facies de anfibolita.

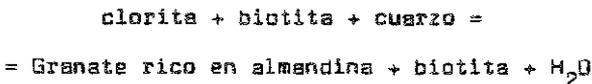
b. Esquisto cuarzofeldespático

En el esquisto cuarzofeldespático que sobreyace el augengneis, el metamorfismo  $M_1$  consistió únicamente en la formación de hojuelas de muscovita que se arreglaron en bandas paralelas juntamente con -blastocristales anhedrales alargados de cuarzo con intensa extinción ondulante. Alineadas con estas bandas de cuarzo y muscovita, se tienen escasas microclinas detríticas y algunos porfidoblastos aislados de albita. Es de hacer notar que esta roca está constituida en un 70 a 90% de su volumen por cuarzo, debido a lo cual su mineralogía actual es tan sencilla.

c. Filitas Temascaltepec

En la base de las filitas Temascaltepec, constituida por sedimentos pelíticos, el metamorfismo  $M_1$  alcanzó a formar algunos granates del grupo de la piralspita (almandina).

Chakraborty y Sen (in Winkler, 1976, p. 215) infieren en base a observaciones petrográficas, que la primera aparición de la almandina puede resultar de la reacción siguiente:



Lo anterior da origen a la paragénesis que se muestra en el diagrama AFM de la figura 49. Esta paragénesis es típica de una alta temperatura dentro del marco del metamorfismo de bajo grado y comunmen

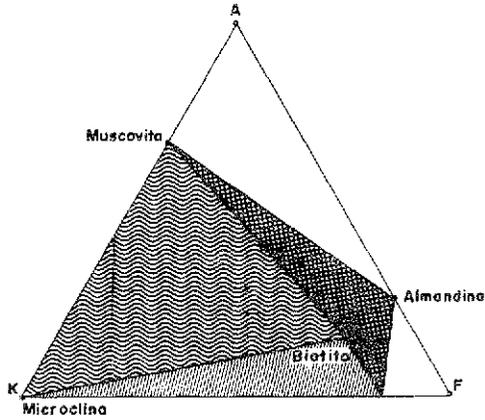


Figura 48 - Diagrama A K F, que representa la paragenesis de grado medio desarrollado durante Mi, en el augengneis Arroyo Frio. ( Turner y Verhoogen, 1960 )

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

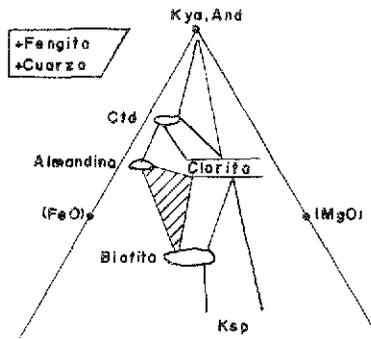


Figura 49 Diagrama AFM, que representa la paragenesis de grado bajo con almandino desarrollada durante Mi, en la base de las filitas Temascaltepec ( Winkler, 1976 )

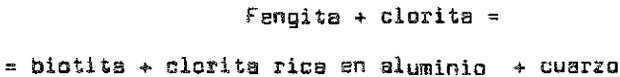
te se designa como la zona de la almandina de bajo grado o zona de la almandina, clorita + muscovita. La asociación característica de esta roca es la siguiente:

Almandina + clorita + biotita + muscovita + cuarzo

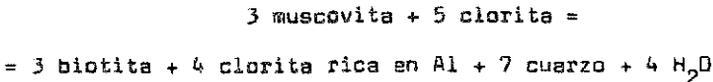
Estructuralmente arriba de la zona de la almandina de bajo grado, se tienen dentro de las filitas gráficas, diversos horizontes caracterizados por la paragénesis siguiente:

Biotita + muscovita + clorita + cuarzo

En cuanto a las reacciones que conducen a la primera aparición de la biotita en las metapelitas, Winkler (1976, p. 214) sugiere como posible la reacción siguiente:



Hydman (1972, p. 346) muestra las siguientes reacciones para explicar la formación de biotita en metapelitas:



Estas reacciones nos indican el paso de la zona de la clorita a la de la biotita de la facies de esquisto verde, esta relación paragenética se muestra en el diagrama AKF de la Figura 50.

De lo anteriormente expuesto se infiere que las filitas Te-mascaltepec sufrieron un metamorfismo  $M_1$  de bajo grado que comprendió de la zona de la biotita a la de la almandina de la facies de - esquistos verde.

d. Esquistos de tremolita/actinolita.

En los esquistos de tremolita/actinolita, el evento metamórfico  $M_1$ , está representado únicamente por la asociación siguiente:

Actinolita + tremolita + epidota + clorita + albita + calcita

El diagrama ACF de la Figura 51, muestra las relaciones paragenéticas de la facies de esquistos verde de los esquistos de tremolita/actinolita de la secuencia metamórfica de Tizapa.

e. Esquistos de biotita

En los esquistos de biotita, distribuidos en diferentes niveles estructurales de la secuencia metamórfica de Tizapa, el metamorfismo  $M_1$  consistió esencialmente en la formación de biotita, muscovita, albita y cuarzo. Los filosilicatos, en pequeñas hojuelas, se orientaron formando bandas paralelas que definen una foliación. Estos esquistos muestran una asociación paragenética típica de metamorfismo de bajo grado de la zona de la biotita correspondiente a la facies de esquistos verde.

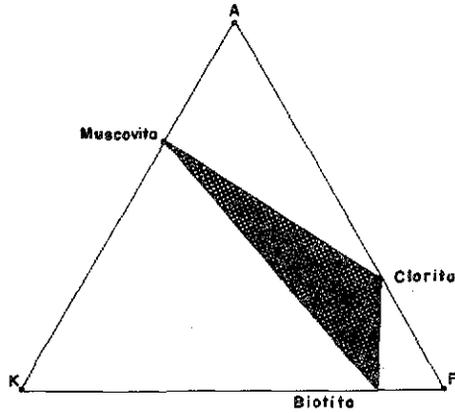


Figura 50. Diagrama AKF, que representa la paragénesis de grado bajo (zona de la biotita), desarrollada durante M<sub>1</sub>, en las filitas Temascaltepec. (Turner y Verhoogen, 1960)

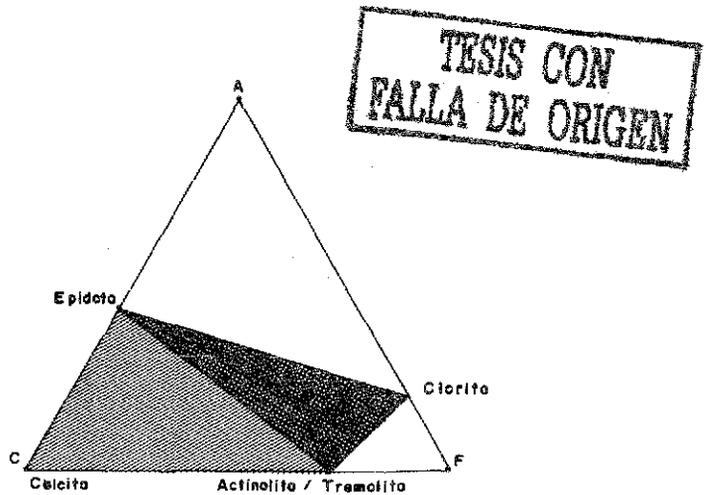


Figura 51. Diagrama ACF, que representa la paragénesis de grado bajo desarrollada durante M<sub>1</sub>, en los esquistos de tremolita/actinolita. (Turner y Verhoogen, 1960)

#### f. Esquistos Campanario

Los esquistos Campanario, compuestos esencialmente de esquistos de clorita y esquistos de clorita-biotita, definen el límite superior de la isograda de la biotita en el área de Tizapa.

En esta unidad, el metamorfismo  $M_1$ , que afecta el protolito de los esquistos Campanario (pelitas y tobas híbridas) condujo a la formación de clorita, muscovita, biotita y albita que nacieron orientadas formando bandas paralelas que definen la foliación penetrante  $S_1$ . La paragénesis muscovita + biotita + clorita + cuarzo es típica de la zona de la biotita de la facies de esquisto verde, de acuerdo con Winkler (1976, p. 212).

#### g. Rocas riolíticas

Las rocas riolíticas (metafelsita La Pila y metarriolita - Las Huertas), debido a su composición petrográfica no sufrieron cambios mineralógicos importantes, por lo que se infiere que  $M_1$  debió de consistir únicamente en una recristalización de cuarzo, algo de muscovita formada a partir de los feldespatos y posiblemente epidota a partir de las plagioclasas; su paragénesis es simple: muscovita + cuarzo + albita + epidota es típica en la facies de esquisto verde.

#### h. Rocas calcáreas

En los intervalos de rocas calcáreas contenidos dentro de los esquistos Campanario, se observó el metamorfismo  $M_1$  de bajo grado re-

presentado por un mosaico orientado de calcita con algo de cuarzo, grafito y hojuelas de muscovita que definen una foliación penetrante. En los niveles superiores, las metacalizas grises presentan una paragénesis de calcita + muscovita + cuarzo, que define la zona de la clorita de la facies de esquistos verde. Las calizas sobreyacentes - (formación Amatepec) solamente experimentaron una ligera recrystalización de la calcita, lo cual las sitúa en la zona del anquimetamorfismo.

## 2. Segundo evento metamórfico $M_2$

El metamorfismo  $M_2$ , sintectónico con la deformación  $D_2$  y asociado al crucero plisante  $S_2$ , no pasó del grado bajo, zona de la biotita de la facies de esquistos verde, estando éste presente en gran parte de las rocas de la secuencia metamórfica de Tizapa. Los minerales estables originados durante  $M_2$ , se muestran en la Tabla 4.

### a. Augengneis Arroyo Frío

En esta unidad, posteriormente al desarrollo del metamorfismo  $M_1$ , durante la deformación  $D_2$ , los minerales formados por  $M_1$  fueron plegados originando el desarrollo de un crucero plisante  $S_2$  y, simultáneamente, un metamorfismo  $M_2$  que originó algunas muscovitas y biotitas orientadas según los planos  $S_2$ , así como recrystalización de cuarzo (Figura 52). Con respecto a los esquistos de granate contenidos en el augengneis, la deformación  $D_2$  produjo los mismos efectos que en el augengneis y se desarrolló el metamorfismo  $M_2$  selectivamente, que en ocasiones dió lugar a la neoformación de muscovita y biotita dispuestas según  $S_2$  definiendo el crucero plisante. De la paragénesis musco-

ROCAS	GRADO	GRADO BAJO	
	FACIES	FACIES DE ESQUISTO VERDE	
	ZONAS	Clorita	Biotita
PELITICAS	Muscovita	-----	-----
	Biotita	-----	-----
	Albita	-----	-----
	Clorita	-----	-----
	Cuarzo	-----	-----
CUARZOFELDSPATICAS	Muscovita	-----	-----
	Biotita	-----	-----
	Clorita	-----	-----
	Epidota	-----	-----
	Albita	-----	-----
	Cuarzo	-----	-----
BASICAS	Tremolita	-----	-----
	Actinolita	-----	-----
	Clorita	-----	-----
	Epidota	-----	-----
	Albita	-----	-----
	Calcita	-----	-----
CALCAREAS	Calcita	-----	-----
	Muscovita	-----	-----
	Cuarzo	-----	-----

TABLA 4 Estabilidad de minerales durante el segundo metamorfismo M<sub>2</sub>, sintectónico con la deformación D, en el área de Tizapa Zacazonapan, México.

\* La línea interrumpida indica ocurrencia incierta o posible.



Figura 52. Fotomicrografía del augengneis Arroyo Frio que muestra bandas de muscovita y biotita originadas por el metamorfismo  $M_1$ , microplicadas y cortadas por blastocristales de biotita y muscovita originados por el metamorfismo  $M_2$ . Nícoles Cruzados, - X 40.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

vita + biotita + cuarzo observada, se infiere que  $M_2$  alcanzó la zona de la biotita de la facies de esquisto verde.

#### b. Filitas Temascaltepec

En los esquistos de granate de la base de esta unidad, no se observa huella del metamorfismo  $M_2$ , debido tal vez a que fué borrada por la intensa retrogresión que han sufrido estas rocas.

En las filitas gráficas se desarrolló ampliamente el metamorfismo  $M_2$ , inclusive en muchas ocasiones predomina el  $M_2$  sobre el  $M_1$ . El  $M_2$  contemporáneo con la deformación  $D_2$  y que define la  $S_2$ , consistió esencialmente de una recrystalización de muscovita, porfido-blastos de cuarzo elongados con líneas de inclusiones de grafito rotationales (Fig. 17), de origen sincinemática (Zwart, 1962, p. 41). También el grafito se alineó en bandas paralelas según los planos de  $S_2$ . Este metamorfismo también es de bajo grado. En los horizontes ricos en biotita se observa una incipiente neoformación de biotita en los planos  $S_2$ .

#### c. Esquistos de tremolita/actinolita

La segunda fase metamórfica  $M_2$  actuó sobre estos esquistos produciendo solamente una escasa neoformación de diminutos blastocristales de tremolita, actinolita, epidota, calcita, clorita, con una orientación oblicua respecto a los minerales formados por  $M_1$ . De la anterior asociación paragenética se infiere que el  $M_2$  fué de bajo grado, correspondiente a la zona de la clorita de la facies de esquisto verde.

d. Esquistos de biotita

La presencia del metamorfismo  $M_2$  en los esquistos de biotita sólo se manifiesta ocasionalmente por la presencia de cuarzo recristalizado y diminutas hojuelas de muscovita, biotita y clorita orientadas oblicuamente con respecto a los filosilicatos de  $M_1$ . De la paragénesis muscovita + biotita + clorita + cuarzo, se infiere - que el metamorfismo  $M_2$  fué de bajo grado correspondiente a las zonas de la clorita y biotita de la facies de esquivo verde.

e) Esquistos Campanario

En los esquistos Campanario que se encuentran distribuidos en diversos niveles estructurales de la secuencia metamórfica de Tizapa, el metamorfismo  $M_2$  fué también sintectónico a  $D_2$  y únicamente consistió en una recristalización de muscovita, clorita y cuarzo a lo largo de los planos de  $S_2$  (Figura 19). La paragénesis muscovita + clorita + cuarzo, define la zona de la clorita de la facies de esquivo verde.

3. Metamorfismo regresivo  $M_3$

Posteriormente al metamorfismo  $M_2$ , se inició una retrogresión en toda la secuencia metamórfica de Tizapa; el augengneis Arroyo Frio sufrió una intensa retromorfosis que se manifiesta por una cloritización avanzada de la biotita e inclusive la degradación llegó hasta hematita. En el caso de los granates, éstos se encuentran parcialmente hematizados y algunas microclinas, pertitas y plagioclasas inician su

transformación a epidota y sericita.

En el esquisto cuarzofeldespático, la retrogresión  $M_3$  se manifiesta por una incipiente sericitización de los feldespatos y manchas de hematita en la microclina, posiblemente derivada de biotita, que estuvo como huésped en los feldespatos potásicos detríticos; finalmente degradados hasta hematita pasando por clorita.

En las filitas Temascaltepec la retrogresión fué de regular intensidad y condujo a la cloritización de la biotita con formación de algo de rutilo y reemplazamiento parcial de ilmenita, leucoxeno y hematita.

En los esquistos de tremolita/actinolita, la retrogresión  $M_3$ , consistió esencialmente en la epidotización de la plagioclasa y originó también algo de calcita y ocasionalmente cloritización de la tremolita/actinolita.

En los esquistos de biotita, la retromorfosis  $M_3$  actuó produciendo un reemplazamiento parcial o total de la biotita por clorita y esfena. En ocasiones la roca se transformó en un esquisto de clorita.

En los esquistos de clorita-muscovita y clorita-muscovita-biotita, la retrogresión produjo un reemplazamiento casi total de la biotita por clorita, reemplazamiento parcial de la ilmenita por leucoxeno y hematita.

#### 4. Condiciones físicas del metamorfismo

Dado que no es el objetivo principal de este trabajo el llegar al conocimiento preciso de la temperatura (T) y presión (P) que prevalecieron durante los procesos metamórficos que afectaron la secuencia volcanosedimentaria de Tizapa, solamente se esbozarán algunas inferencias tomando en consideración los datos obtenidos para el presente trabajo y su correlación con los resultados experimentales de equilibrio de fases, apoyados en cálculos termodinámicos por comparación con terrenos metamórficos semejantes.

En los terrenos metamórficos de Tizapa, fué posible reconocer plenamente dos eventos metamórficos progresivos  $M_1$  y  $M_2$  y uno regresivo  $M_3$ . Este último se estima que se llevó a cabo en condiciones muy someras. Se determinó en base a estudios petrográficos que el  $M_1$  fué más intenso, que de acuerdo con sus asociaciones paragenéticas llegó a alcanzar en los niveles estructurales inferiores la parte más baja de la facies de anfibolita.

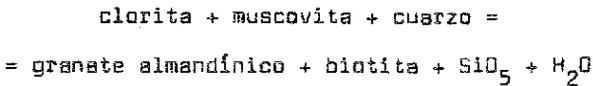
El  $M_2$  se restringió a los dominios de la zona de la clorita y de la biotita de la facies de esquisto verde.

##### a. Condiciones físicas de la primera fase de metamorfismo $M_1$

Con el presente trabajo no es posible establecer con precisión las condiciones de presión y temperatura que reinaron durante el metamorfismo  $M_1$  ( que fué el más intenso).

De acuerdo con el zoneamiento metamórfico preliminar reconocido en el área de Tizapa (Figura 53), se manifiesta un metamorfismo de grado bajo a medio que representan la facies de esquistos verde y la parte inferior de la facies de anfibolita.

Hirschberg y Winkler (in Winkler, 1976, 215) menciona haber producido experimentalmente granate rico en almandina a partir de una clorita rica en Fe, en combinación con muscovita mediante la reacción siguiente:



Estos autores infirieron que la formación de granate exige que se superen presiones de 4 kb a 500°C y 5 kb a unos 600°C, y que la presión puede descender a unos 2 kb si el granate contiene una apreciable cantidad de espesartita. Por el contrario, la presión sería más alta si la relación Fe/Mg es más pequeña; por lo tanto, la almandina podría iniciar su formación a una temperatura de 500°C y una presión de 2 kb en caso de contener una apreciable cantidad de espesartita (si la presión de sólidos igual a la presión de fluidos)

Hsu (in Bailey y Macdonald, 1976) reporta la formación de almandina a partir de la reacción siguiente:



De acuerdo con este investigador, tal como se observa en la

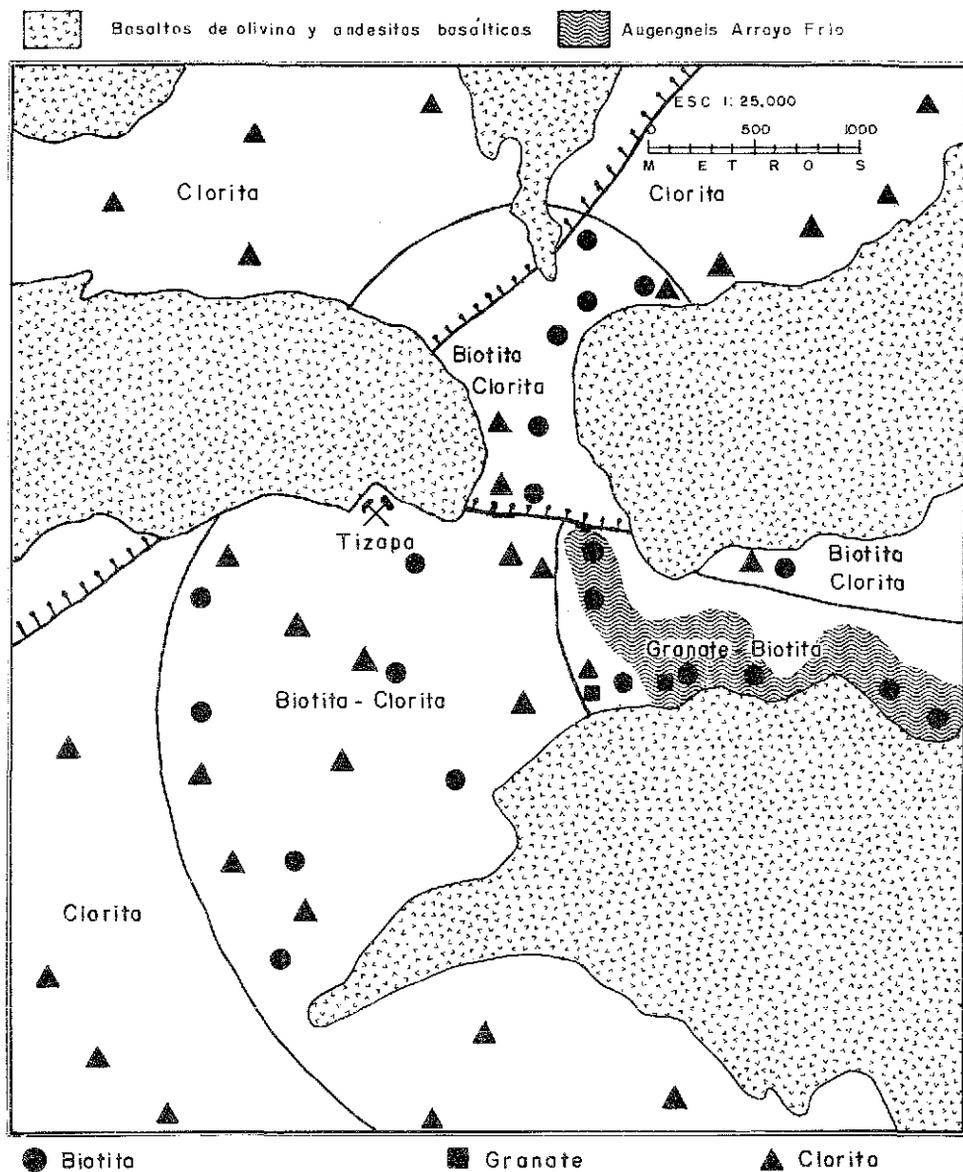


Figura. 53 - Zonamiento metamórfico del evento M<sub>1</sub>, mostrando la distribución de asociaciones mineralógicas características del área de Tizapa, Zacazonapan, México.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

gráfica de la Figura 54 que muestra el comportamiento de la reacción anterior en la región de temperatura y presiones moderadas, es posible inferir una temperatura mínima por encima de los 550°C y superior a los 0.5 kb para la formación inicial de la almandina (Figura 54).

En la curva de estabilidad de la Figura 54 se determina la temperatura de reacción de aproximadamente 600°C para la presión de 2 kb, sin embargo, el mismo Hsu (op. cit.), señala que la estabilidad de la almandina es muy sensitiva a las variaciones en la actividad del oxígeno (Figura 55), por lo que es necesario aplicar ciertas restricciones antes de representar en un diagrama de P-T, la estabilidad de la reacción anterior.

De acuerdo con ciertas consideraciones geológicas (Figura 53) es posible hacer un cálculo aproximado de la presión en la isograda de la almandina. Primero, el espesor de la secuencia metamórfica pre-albiana es de aproximadamente 2 km. En segundo lugar se considera que el metamorfismo  $M_1$ , responsable de la formación de la almandina, fué sintectónico con la primera deformación  $D_1$  y que ésta ocurrió posiblemente a finales del Paleozoico, por lo tanto, el máximo tiempo al que estaría esta secuencia expuesta a los agentes erosivos hasta el Albiano en que se depositó la formación Amatepec sería de 125 millones de años.

Por otro lado tenemos según Stodart que el promedio de erosión para las zonas orogénicas de Europa es de alrededor de 4.5 cm/1000 años (Stodart 1969, in Ortega 1975); aunque este factor tiene una desviación estandar muy grande, se utilizará para hacer un cálculo

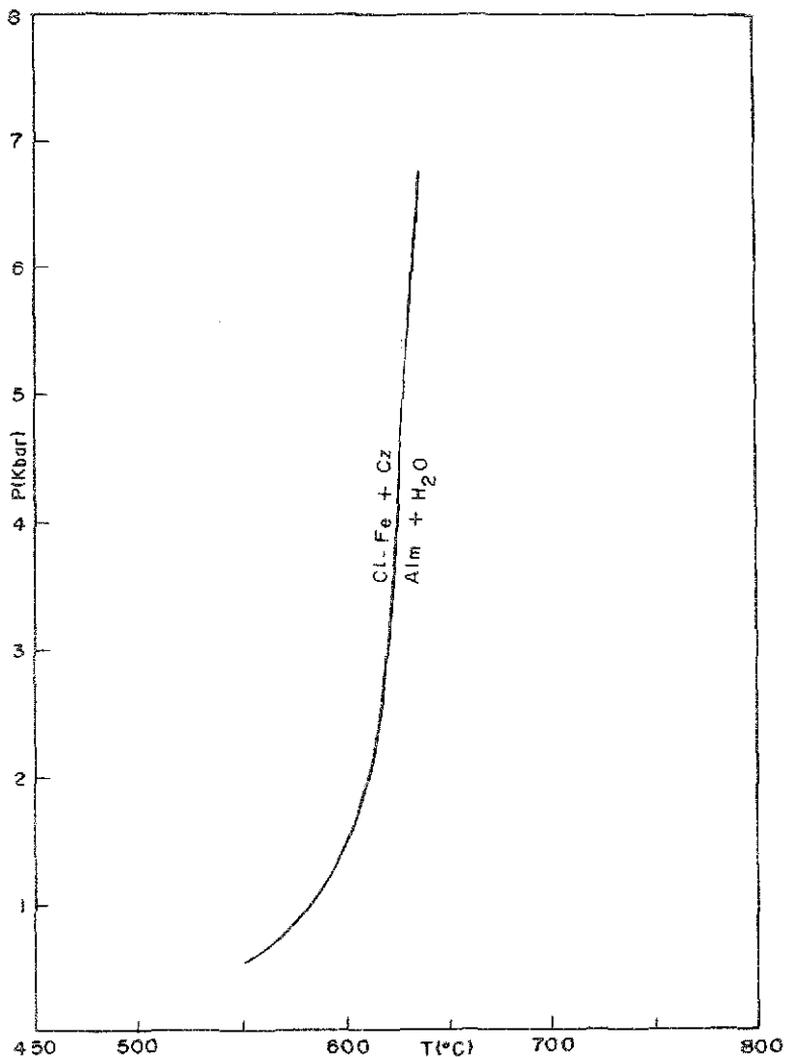


Figura 54. Diagrama de presión temperatura que muestra la estabilidad de la reacción:

Clorita rica en Fe + cuarzo = Almandina según Hsu,  
(en Bailey y Macdonald, 1976)

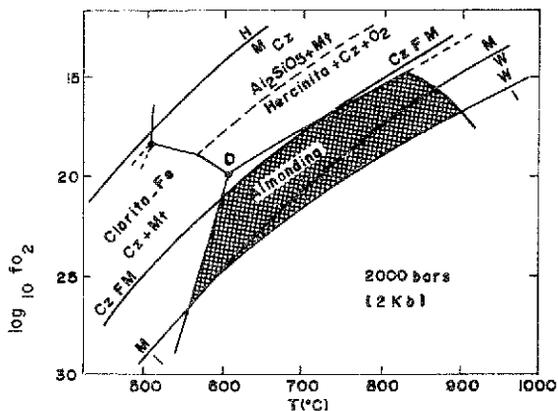


Figura 55. Asociación de fases estables en la composición volumétrica de la fase gaseosa de almandina + H<sub>2</sub>O según Hsu, 1968, (en Bailey y Macdonald 1976) a 1 punto isobárico invariante D, representa la temperatura más alta de la estabilidad de la asociación Clorita-Fe + magnetita + cuarzo, graficada en la curva de la figura 50. Cz = cuarzo, Mt = magnetita.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

lo aproximado de la presión que se comparará con un cálculo posterior basado en el espesor de la isograda de la biotita. Considerando el promedio de erosión de 4.5 cm/1000 años durante 125 millones de años se llega a una estimación aproximadamente de 5.5 km de espesor de rocas erosionadas en la discordancia de la secuencia de Tizapa con el Albiano, espesor que sumado a los 2 km que se tienen actualmente nos da un total de 7.5 km arriba de la isograda de la almandina, equivalente aproximadamente a una presión de 2 kb.

Considerando una cubierta litológica de 7.5 km para el tiempo de ocurrencia del metamorfismo  $M_1$ , y si estimamos que éste se llevó a cabo a temperaturas del orden de  $550^{\circ}\text{C}$ ; luego entonces se infiere que el gradiente geotérmico que operó durante este evento fué de alrededor de  $70^{\circ}\text{C}/\text{km}$ .

En el diagrama de presión-temperatura de la Figura 54 se tiene que para una presión de 2 kb corresponde una temperatura de alrededor de  $600^{\circ}\text{C}$  para la estabilidad de la almandina, sin embargo, el mismo Hsu (in Winkler op. cit.) muestra en un diagrama isobárico, cómo puede iniciarse la estabilidad de la almandina para una temperatura de aproximadamente  $550^{\circ}\text{C}$  para la presión de 2 kb. De lo anterior se deduce que los granates de Tizapa, pudieron haberse formado a una temperatura alrededor de los  $550^{\circ}\text{C}$ , lo cual considerando la presión de sólidos ( $P_s$ ) igual a la presión de fluidos ( $P_f$ ), igual a la presión del agua ( $P_{\text{H}_2\text{O}}$ ) equivale a un gradiente geotérmico alto, del orden de  $70^{\circ}\text{C}/\text{km}$  siendo éstos parámetros muy similares con los obtenidos por el cálculo anterior.

La temperatura de formación de la biotita es difícil de calcularse, pues Verhoogen y colaboradores 1970 (en Ortega, 1975, p.30), sugieren que esto puede ocurrir a temperatura de 350 a 400°C; sin embargo, Zwart (1962) en el área de Bosost (Pirineos Centrales) determinó una temperatura de cristalización de 520°C para la biotita, pero él menciona que la biotita también puede ser formada a temperaturas más bajas estimadas en 450°C.

Por lo anterior, se considera razonable estimar un valor de 400 a 450°C para la formación de la biotita en  $M_1$  y el valor inferido para la almandina entre 500 y 550°C y como el espesor entre estas dos isogradas es de 1400 m, se obtiene un gradiente geotérmico de 70°C/km mismo que implica una cubierta litológica sobre la isograda de la almandina del orden de 7.5 km durante  $M_1$ . El espesor real observado desde de esta isograda hasta la supuesta superficie de discordancia es de aproximadamente 2 km, por lo que tuvieron que haberse erosionado 5.5 km durante un tiempo de 125 millones de años, lo cual parece razonable de acuerdo al promedio de erosión en zonas orogénicas de Europa de 4.5 cm/1000 años.

Tomando en consideración la discusión anterior y la paragénesis almandina + biotita café + muscovita + cuarzo y ausencia total de clorita, observada en los esquistos de granate parece razonable inferir que el rango de temperatura reinantes durante el metamorfismo  $M_1$  para los niveles estructurales más bajos fué del orden de 500 a 550°C y presiones alrededor de 2 kb lo cual considerando  $Pf = P_H_2O - P_s$ , equivale a una carga litostática de aproximadamente 7500 m al tiempo del

metamorfismo más intenso. Esto implica un gradiente geotérmico alto del orden de  $70^{\circ}\text{C}/\text{km}$ .

Las conclusiones anteriores participan de un alto grado de incertidumbre debido en primer lugar a que tanto la almendina como la biotita, se originan dentro de una amplia gama de presiones y temperaturas; en segundo lugar, se tiene la enorme desviación estandar que caracteriza los promedios de erosión en zonas orogénicas y en tercer lugar no conocemos la edad del metamorfismo  $M_1$ , ni el tiempo que duró la erosión de estos terrenos hasta el Albiano. Sin embargo, es la única forma que se encontró usando los conocimientos actuales de inferir las condiciones físicas del metamorfismo  $M_1$ .

#### b. Condiciones físicas de la segunda fase de metamorfismo $M_2$

En virtud de que durante la segunda fase de deformación no se desarrollaron asociaciones típicas que ayuden a dilucidar las condiciones físicas bajo las cuales se desarrolló este metamorfismo, pues el único mineral que da una idea de tales condiciones es la biotita, originada durante  $M_2$  en el augengneis y en los esquistos de biotita, solamente se pueden inferir de una manera muy imprecisa temperaturas del orden de  $350$  a  $450^{\circ}\text{C}$  y en cuanto a las presiones que reinaron durante esta fase de metamorfismo, son aún más difíciles de establecer, que para el caso del metamorfismo  $M_1$  y lo único que puede decirse con seguridad en base a las asociaciones paragenéticas del metamorfismo  $M_2$ , es que fueron inferiores a aquellas que reinaron durante  $M_1$ , esto es menores a  $2 \text{ kb}$ .

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

Tomando en cuenta todas las consideraciones anteriores, se llega a la conclusión de que la primer fase de metamorfismo  $M_1$  fué la más intensa. Es razonable inferir que durante  $M_1$  se alcanzó la parte inferior de la facies de anfíbolita, a una temperatura mínima de  $500^{\circ}\text{C}$  y posiblemente no superior a los  $550^{\circ}\text{C}$  y presiones alrededor de 2 kb, con un gradiente geotérmico alto, del orden de  $70^{\circ}\text{C}/\text{km}$ . No obstante, que la estimación anterior es imprecisa en virtud de que tanto la deformación de almendina como de biotita se llevan a cabo dentro de amplios rangos de presión y temperatura, la secuencia metamórfica de Tizapa puede quedar comprendida dentro de los terrenos de baja presión y alta temperatura del tipo Abukuma, según Miyashiro (1961), o Hercínicos de acuerdo con Zwart (1967). En la Figura 56, se muestra la historia tectonotérmica sintetizada del área de Tizapa.

Según Miyashiro (1961) las características petrográficas principales de las metapelitas de los terrenos metamórficos de baja presión son las siguientes:

- i) Presencia de andalucita en la parte baja de la facies de anfíbolita y sillimanita en la parte alta.
- ii) Ausencia o escasa presencia de piralspita
- iii) Presencia de cordierita

En el área de Tizapa donde sólo se alcanzó la parte baja de la facies de anfíbolita, se tiene escasa presencia de piralspita y ausencia de andalucita y cordierita. Sin embargo, en la continuación estratigráfica-estructural de los terrenos de Tizapa, aproximadamente 5 km SE, en el área de Almoloya de las Grenadas, Elías (1981) logró iden-

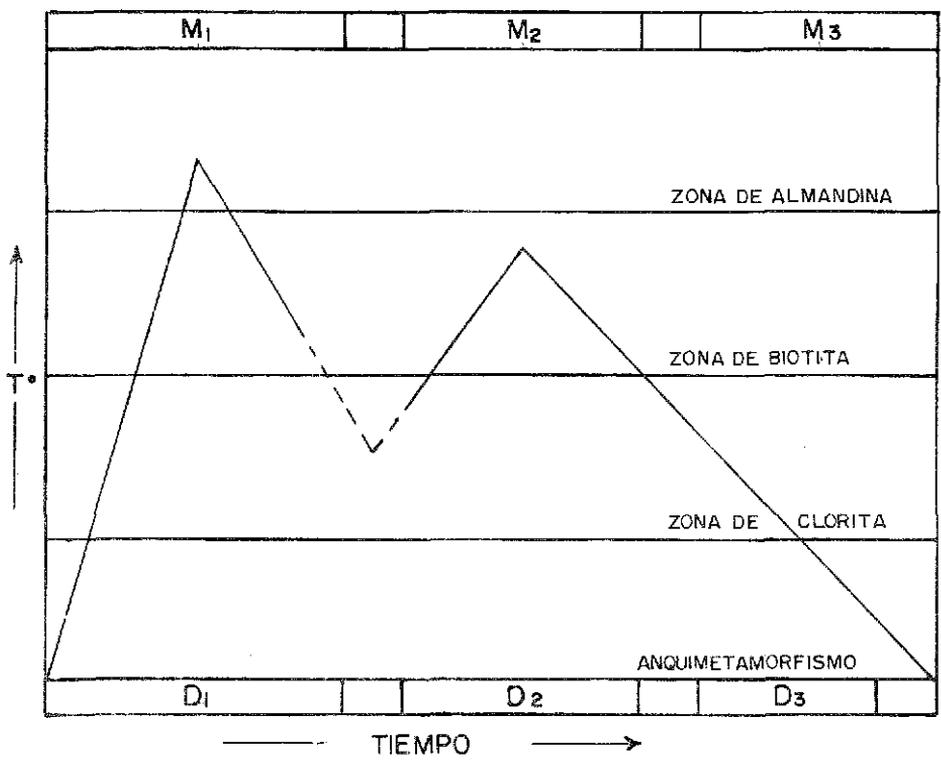


Figura.56 Modelo tectonothermal para el area de Tizapa, Zacazonapan, México.  
La linea interrumpida indica incertidumbre

tificar plenamente la parte baja de la facies de anfibolita en base a la presencia de cordierita en las metapelitas y hornblenda verde y clinopiroxenas en las rocas verdes.

En general, se tiene que en Almoloya hay cordierita pero no almandina, mientras que en Tizapa existe almandina pero no cordierita y en ninguna de las dos áreas hay andalucita. Se desconoce la razón por la cual no se desarrollaron almandina y cordierita juntas y lo mismo la ausencia de andalucita en rocas aparentemente aptas para su desarrollo. Indudablemente que las consideraciones anteriores sobre el metamorfismo necesitan estudios detallados al respecto a fin de llegar a un conocimiento más preciso de las condiciones físicas de las diferentes fases de metamorfismo y sus implicaciones.

CAPITULO V  
EDAD Y CORRELACION

1. Antecedentes

La edad de la secuencia metamórfica de Tizapa es uno de los problemas principales que se tienen debido a la carencia de fósiles y falta de edades absolutas determinadas por métodos radiométricos e isotópicos. Esta secuencia metamórfica ocupa una posición estructural inferior respecto a la Rocaverde Taxco Viejo (Fries, 1960). En los trabajos geológicos realizados en los últimos 20 años sobre las rocas metamórficas que afloran en la región comprendida entre Taxco y Zitácuaro, se ha considerado como la roca más antigua al Esquisto Taxco definido por Fries (1960, p. 34), quien infirió para esta roca una edad paleozoica tardía. La inferencia anterior se basó principalmente en que el Esquisto Taxco manifiesta más metamorfismo que la Rocaverde Taxco Viejo, también descrita por Fries y de supuesta edad triásica tardía, lo cual infirió por correlación litológica a distancia con las Rocas Verdes de Zacatecas, en donde Burckhardt y Scalia (1906) encontraron fauna marina del Triásico Tardío. En base a lo anterior y a que el metamorfismo del Esquisto Taxco es más bajo que el de los esquistos y gneises que afloran en Puebla y Oaxaca de edad Paleozoica, Fries infirió que el Esquisto Taxco debería pertenecer a la parte superior de dichos complejos metamórficos paleozoicos.

De Cserna y Colegas (1974), dataron el Esquisto Taxco con el método radiométrico de plomo-alfa y el resultado fué una edad precámbrica tardía ( $1020 \pm 110$  m.a.). Sin embargo, esta edad resultó tam

bién cuestionable debido a las dificultades de explicar el porqué el Esquisto Taxco no manifiesta un metamorfismo comparable a los complejos metamórficos precámbricos de Oaxaca o al de las rocas del Complejo Xolapa de edad inferida paleozoica temprana (de Cserna 1965, p. -19-20). Cuevas y Colegas (1981), reportan una edad geocronométrica por rubidio/estroncio de  $180 \pm 44$  m.a. y asignan una edad Jurásica Media al Esquisto Taxco.

Por lo anterior, es claro que actualmente la edad del Esquisto Taxco es aún motivo de controversia, lo mismo que la relación que guarda con la Rocaverde Taxco Viejo. Aún la edad de la Rocaverde Taxco Viejo es discutida, pues la correlación litológica con la roca verde de Zacatecas del Triásico Superior no es convincente debido a la carencia absoluta de fechas radiométricas en la Rocaverde Taxco Viejo y a la gran distancia que las separa. Por otra parte, Días (1977) cartografió en el área de Zacualpan una secuencia de pizarras con intercalaciones de cuarcita (formación Ayotusco) con un espesor de más de 700 m que subyacen a la Rocaverde Taxco Viejo en continuidad estructural y estratigráfica; sin embargo el Esquisto Taxco no se menciona en esta área subyaciendo discordantemente la Rocaverde Taxco Viejo. Por lo anterior, se infiere en esta tesis que la formación Ayotusco de posible edad triásica temprana se depositó discordantemente sobre el Esquisto Taxco.

Campa y Colegas (1974, p. 17) reportan amonitas del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano (Titoniano-Neocomiano-Aptiano), localizadas en la secuencia volcanosedimentaria que aflora en el área de Ixtapan de la Sal-Teloloapan. Dichos autores correlacionan litológicamente

esta secuencia con las rocas de Taxco-Arcelia, Gro., y Temascaltepec-Valle de Bravo, México, suponiendo la misma edad para toda la secuencia metamórfica de Tierra Caliente.

Finalmente de Cserna (1978), considera la secuencia metamórfica de la región comprendida entre Iguala, Cd. Altamirano, Gro. y Tejupilco-Temascaltepec, México, como perteneciente al paleozoico metamórfico (Esquisto Taxco) y Triásico Tardío (Rocaverde Taxco Viejo).

A la fecha solamente se tiene conocimiento de dos trabajos geocronométricos que pueden relacionarse con la secuencia metamórfica de Tizapa: Cuevas y Colegas (1981) y Mugica (1980). Este último fechó por el método de K/Ar rocas metamórficas de bajo grado localizadas en el área de Arteaga, al SW del Estado de Michoacán. Las edades obtenidas varían del Jurásico Temprano al Cretácico Temprano, pero algunas son del Paleozoico Tardío. Dadas las características propias del método K/Ar, es posible que estas fechas corresponden a la edad del metamorfismo regional correspondiente a la facies de esquisto verde que presentan estas rocas.

## 2. Discusión

Se establece claramente el carácter volcanosedimentario y plutónico de las rocas premetamórficas de Tizapa, así como el ambiente de depósito sedimentario que fué principalmente euxínico en un mar muy somero y cercano a la costa. Lo anterior lo indica la presencia de gruesos paquetes de filitas gráficas con intercalaciones arenosas y ligeramente conglomeráticas. El vulcanismo de composición áci-

da a intermedia intercalado en la secuencia sedimentaria, indica que hubo una importante actividad volcánica contemporánea con el depósito. En general, para la región situada entre Tejupilco y Zacazonapan, se tiene una secuencia volcanosedimentaria constituida por intercalaciones muy irregulares de sedimentos pelíticos, lavas, aglomerados volcánicos, rocas piroclásticas, intervalos calcáreos, arenas y conglomerados que se depositaron al menos en parte sobre rocas plutónicas.

El nivel estructural más bajo del área en estudio está representado por el augengneis Arroyo Frío que aparentemente es la roca más antigua de la región. De los estudios petrográficos y un análisis químico del augengneis se pudo establecer su naturaleza magmática pretectónica y composición granodiorítica. Las observaciones de campo del augengneis, también indican que éste fué emplazado en un tiempo anterior a la primera fase deformante y por lo tanto, antes del primer evento metamórfico. El intervalo de esquisto cuarzofeldespático que lo sobreyace en contacto paralelo y ligeramente gradual, sugiere que el emplazamiento magmático de dicha granodiorita se llevó a cabo antes que se iniciara el depósito de toda la secuencia volcanosedimentaria de Tizapa, pues dicho esquisto cuarzofeldespático se interpreta en este trabajo como un paquete de areniscas arcósicas producidas por el rápido intemperismo del protolito del augengneis.

Considerar el augengneis como un intrusivo de edad postdepósito al de la secuencia metamórfica, se descarta por el momento, tomando en consideración que en el campo no se observan relaciones intrusivas entre el augengneis y las rocas sobreyacentes; asimismo, no se ha observado una zona de metamorfismo de contacto rodeando el augengneis

y además la abundancia de microclina y pertita detrítica en el esquisto cuarzofeldespático que sobreyace el augengneis sugieren fuertemente que esta arenisca se derivó del protolito del augengneis.

Se ha pensado también en la posibilidad de que se trate de un contacto de tipo tectónico y que la secuencia metamórfica de Tizapa - hubiese sido transportada tectónicamente antes del metamorfismo hasta quedar descansando sobre el augengneis en posición alóctona; sin embargo, en apoyo de lo anterior únicamente existe la presencia de una angosta franja de milonitas hacia la parte norte en el augengneis lo cual parece más bien relacionado con una falla sintectónica y no necesariamente con fenómenos de transporte tectónico horizontal. Sin embargo, no se descarta la hipótesis del transporte tectónico, pues Ortega (1980), al considerar las relaciones tectono-estratigráficas que guardan las principales rocas miloníticas de México, concluye que son consecuencia de grandes movimientos de cabalgamientos en áreas de intensa actividad orogénica y metamórfica.

De las consideraciones anteriores se prefiere pensar que el contacto del augengneis con los esquistos cuarzofeldespáticos que lo sobreyacen, representa una discordancia erosional. Esta discordancia ha sido obliterada debido al metamorfismo de grado medio que han sufrido ambas rocas, lo cual les comunicó un paralelismo estructural y continuidad metamórfica; por esto se piensa que parte de las rocas de la secuencia metamórfica entre Tejupilco y Zacazonapan probablemente fueron depositadas sobre una superficie irregular de erosión labrada sobre un cuerpo granodiorítico-granítico de dimensiones y edad desconocidas. En este trabajo se consideran dichas rocas plutónicas como -

paleozoicas, a reserva de lo que nos indiquen los estudios geocronométricos que se están llevando a cabo actualmente.

También debe considerarse que los intervalos conglomeráticos observados en el área de Almoloya-San Lucas por Elías (1981), sugieren la erosión de terrenos volcanosedimentarios antiguos y no únicamente de un basamento cristalino. Lo anterior implica que los intervalos clásticos fueron originados a partir de litologías heterogéneas.

Una edad precámbrica (grevilliana) para la secuencia metamórfica de Tizapa no es factible, primero debido a que Elías (1981) encontró en pequeños intervalos calcáreos intercalados en las filitas carbonosas de la parte superior de la secuencia metamórfica, restos de moluscos no identificados. En segundo lugar, la complejidad tectónica y grado metamórfico de estas rocas no son comparables con aquellas que presentan las rocas precámbricas del Complejo Oaxaqueño en el sur de México, no obstante su relativa cercanía.

No es posible demostrar una edad paleozoica con facilidad, pero tampoco se puede descartar. Una edad paleozoica temprana es difícil de aceptarla para las rocas del área de Tizapa, puesto que su evolución tectónica no se compara con aquella que presentan las rocas del Complejo Acatlán del Paleozoico temprano (Ortega, 1975; 1978) ni con la del Complejo Xolapa (de Cserna, 1965), aunque su edad paleozoica temprana aún no se haya establecido claramente.

Una edad paleozoica tardía podría ser válida, aunque actualmente se carece de los elementos suficientes para establecer con pre-

cisión una correlación con las filitas y cuarcitas de la Formación Ixcuinatoyac de supuesta edad paleozoica (Klesse 1968, p. 12), o con el complejo metavolcánico-intrusivo de edad carbonífera (311 ± 30 m.a.), del área de El Zapotillo, ubicado al NW de Petatlán, Gro. (de Cserna et al, 1978, p. 5).

De Cserna (1978) sugiere una edad pre-albiana para las rocas metamórficas expuestas entre Tejupilco y Temascaltepec, Edo. de México. Tomó como base el que esta secuencia está sobreyacida discordantemente por un intervalo de calizas delgadas y oscuras que cartografió en los Estados de México y Guerrero denominándolo informalmente como formación Amatepec. La relación discordante entre las rocas metamórficas y las calizas de la formación Amatepec y rocas sobreyacentes de las formaciones Xochipala y Malpaso del Cretácico Superior (de Cserna 1978; de Cserna et al, 1978b), entre Tejupilco y Zacazonapan, Estado de México, no es clara en muchas partes, ya que las rocas sobreyacentes presentan un débil metamorfismo que se manifiesta por una incipiente recristalización de estas rocas en las cercanías del supuesto contacto discordante; esta relación también está obliterada en ocasiones por fallas inversas aparentemente de poco desplazamiento con ángulos bajos (inferiores a 45°). Sin embargo, la existencia de dicha discordancia es apoyada fuertemente por las observaciones de campo que se mencionan a continuación.

Litológicamente las rocas situadas por encima de la discordancia son predominantemente calcáreas con intercalaciones de filitas, grauvacas y lavas con estructuras en almohadilla, mientras que la secuencia metamórfica está constituida principalmente por filitas grafi -

ticas, esquistos verdes, rocas metavolcánicas ácidas y el ortogneis granodiorítico.

Las rocas metamórficas manifiestan una compleja historia tectonotérmica, a causa de lo cual han sido borradas prácticamente todas las estructuras primarias, ésto no ocurre en las rocas sedimentarias que sobreyacen la discordancia y en la que aún es visible la estratificación. Esta se halla intensamente plegada y muestra el desarrollo incipiente de un crucero de fractura paralelo al plano de simetría de tales pliegues (Figura 43). En las metalavas almohadilladas se observa únicamente un ligero aplastamiento de las almohadillas y una foliación muy débil con metamorfismo incipiente.

Considerar solamente una edad Triásica-Jurásica para las rocas del área de Tizapa implica necesariamente el problema de ubicar en un corto período de tiempo la evolución tectónica de estas rocas, ya que como se estableció anteriormente, han sufrido tres fases de deformación compresionales, las dos primeras con metamorfismo asociado. Esto quiere decir que las dos primeras deformaciones tendrían que haber sucedido a finales del Jurásico y principios del Cretácico debido a que las calizas arrecifales en áreas cercanas (Albiano-Cenomaniano) de la Formación Morelos descansan discordantemente sobre estas rocas metamórficas sin manifestar metamorfismo alguno (de Cserna 1978, p. 9).

Es también difícil explicar la relación que pudieron haber tenido estos dos eventos tectónicos, en términos paleogeográficos, con las rocas de edad jurásica tardía de la región de Huetamo, Mich.

(Formación Angao, Pantoja, 1959); o del área de Taxco (Formación Acahuizotla, de Cserna, in Fries 1965) y con las del Cretácico Inferior en Huetamo, Mich. (Formación San Lucas, Pantoja, 1959), y en el norte de Guerrero y parte del Estado de Morelos (Formación Acuitlapán y Xochicalco, Fries, 1960).

En base a los hechos discutidos anteriormente y a la luz actual de los conocimientos geológicos del área de Tierra Caliente, parece razonable asignar tentativamente una edad paleozoica tardía para las rocas que afloran en el área de Tizapa. Sin embargo, se hace la aclaración que no todas las rocas metamórficas entre Taxco, Arcelia y Zitácuaro sean del Paleozoico Tardío, puesto que la continuidad de la secuencia metamórfica expuesta entre Tejupilco y Zacazonapan no ha sido claramente establecido con respecto a las áreas vecinas donde afloran rocas metamórficas, como son: Zitácuaro, Mich., Tlalolapan y Taxco, Gro., Zacualpan, Ixtapan de la Sal y Temascaltepec, Méx., etc.

### 3. Edad de las fases de deformación

Considerando la edad de la secuencia premetamórfica de Tizapa como paleozoica tardía, el primer evento tectónico (primera fase de deformación  $D_1$ ) pudo haber ocurrido en un período de tiempo comprendido entre el Pérmico Tardío-Triásico Medio.

El segundo evento tectónico (segunda fase de deformación  $D_2$ ) ocurrió posiblemente en un período de tiempo comprendido entre el Jurásico Medio-Jurásico Tardío, que corresponde aproximadamente al de la orogenia Nevadiana (Lamphere et al., 1968, p. 1050), en la región Cordi

llerana de los Estados Unidos de Norteamérica y de la "Coast Range Orogeny" (White, 1959, p. 78) en la región cordillerana de la Columbia Británica del Canada.

El tercer evento tectónico (tercera fase de deformación  $D_3$ ) debió haber ocurrido en un período de tiempo comprendido a partir del Cretácico Tardío-Terciario Temprano que correspondería a la Orogenia Hidalguense (de Cserna, 1958, p. 602).

La edad de la primera tectónica distensiva posterior a la deformación  $D_3$ , representada por la falla normal de aproximadamente 5 km de longitud de rumbo N  $50^{\circ}$ W ubicada en la parte norte del área de estudio, posiblemente quede comprendida entre el Eoceno y el Mioceno, ya que afecta al plegamiento regional originado por la deformación  $D_3$  durante el Cretácico Tardío-Terciario temprano.

Finalmente, la tectónica distensiva, relacionada con el origen de la Faja Volcánica Transmexicana, representada en el área de Tizapa por fallas normales de rumbo general WNW-ESE a casi E-W, se desarrolló muy posiblemente durante el Pliocuaternario (Demant, 1978).

#### 4. Correlación

A la luz de los conocimientos actuales no puede hacerse una correlación precisa, ya que lo único a que se podría llegar es a una correlación litológica a distancia ya que todas estas rocas presentan una naturaleza volcano-sedimentaria premetamórfica, lo cual en sí no es suficiente para efectuar una correlación litoestratigráfica verda-

dera. Sin embargo, parece razonable considerar cierta contemporaneidad de la extrusión del protolito del Esquisto Taxco (toba riolítica) y el vulcanismo félsico que representa la metafelsita La Pila que aflora desde las cercanías de Tejupilco hasta el área de Tizapa.

Por otro lado, parece ser que este vulcanismo ácido que representa el Esquisto Taxco no parece ser estructuralmente inferior a la metafelsita La Pila, aunque en niveles más bajos se ha observado la que en este trabajo se denomina informalmente metarriolita Las Huertas y que litológicamente es muy semejante a la metafelsita La Pila y al Esquisto Taxco, pero que morfológicamente parece representar formas dómicas. Además, como se ha visto, el grado de metamorfismo aumenta considerablemente a poca profundidad en el área en estudio, llegándose a tener un metamorfismo equivalente a la parte baja de la facies de anfibolita en los niveles estructurales inferiores de esta secuencia. De lo anterior se infiere que los niveles estructurales expuestos en el área de Tizapa y en general entre Tejupilco y Zacazonapan son los más bajos de las rocas metamórficas que afloran en el región comprendida entre Taxco, Teloloapan y Arcelia, Guerrero y Zitácuaro, Michoacán.

Como ya se mencionó anteriormente, la parte superior de la secuencia volcanosedimentaria de Tizapa se puede correlacionar litológicamente con la formación Amatepec de edad albiana, mientras que las rocas volcánicas de composición intermedia brechadas y con estructuras en almohadilla se correlacionan con el miembro inferior de la Formación Xochipala (de Cserna, 1978, p. 7).

## CAPITULO VI

### IMPORTANCIA ECONOMICA DE LA REGION

Los terrenos metamórficos de México han sido poco estudiados y por lo tanto poco entendidos, subestimándose su potencial económico-minero. Tradicionalmente, el estudio de estas rocas ha sido difícil y frecuentemente campo de especulaciones, debido principalmente a que los eventos metamórficos han obliterado y a veces destruido episodios anteriores de la evolución tectónica de México, haciendo siempre difícil la interpretación de la naturaleza original de las rocas y por ende del medio ambiente en que se formaron. Por otra parte el estudio de estas rocas y de los yacimientos contenidos en ellas requiere normalmente de técnicas de campo y laboratorio, algo más complejas y sofisticadas que las utilizadas en otros dominios geológicos y ésto explica en parte la ignorancia que hasta el momento hemos tenido de estos terrenos.

Sin embargo, se sabe que un gran número de yacimientos encajonados en rocas metamórficas, formados originalmente en forma singenética (i.e., sulfuros masivos) aportan porcentajes importantísimos en la producción mundial de plata, plomo, zinc, cobre y barita. Estos depósitos se caracterizan por tener grandes tonelajes, estar distribuidos en agrupamientos de varios lentes, no necesariamente en el mismo horizonte estratigráfico y haber sido formados en un ambiente submarino de gran actividad hidrotermal, comunmente asociada a vulcanismo.

Este ambiente está asociado y comunmente causado por zonas de subducción y por lo tanto, se trata de regiones que tarde o temprano - durante su historia geológica participan de las deformaciones y trans-

portes tectónicos que ahí se generan. Estas características explican la naturaleza metamórfica de casi todos los yacimientos de sulfuros masivos.

Regionalmente, se tienen extensos afloramientos de rocas volcanosedimentarias metamorfoseadas que se originaron en ambientes geológicos favorables para la formación de sulfuros masivos volcanogénicos (Sato, 1977; Hutchinson, 1973; Smirnow 1977; Degens, 1977; y otros). En las cercanías de Tizapa, se tiene el yacimiento de Santa Rosa (Colorado, 1979) y diversos lentes de sulfuros masivos plegados y metamorfoseados en el área de Almoloya de las Granadas (Elías, 1981) más alejados en el norte del estado de Guerrero, están los yacimientos de Rey de la Plata (Zamorano, 1977) y Campo Morado (Lorinczi, 1978) ambos contenidos en secuencias volcanosedimentarias que exhiben un bajo grado de metamorfismo y posiblemente sean de la misma edad que la secuencia metamórfica de Tizapa. Otro yacimiento de características similares a las anteriores es el denominado La Dicha, localizado al poniente del Ocotito, Gro., en el área de Ixcuinatoyac. Este yacimiento está constituido por una serie de cuerpos de sulfuros masivos emplazados en rocas metasedimentarias y probablemente horizontes tobáceos de la Formación Ixcuinatoyac de posible edad Paleozoica Tardía (Klesse, 1968).

En el área de Tizapa, se tienen manifestaciones de mineralización aparentemente sin-genética en diferentes niveles estratigráfico-estructurales de la secuencia metamórfica, consistentes de delgadas capas y lentes de sulfuros concordantes con la foliación; localmente paralela con la estratificación de las rocas metamórficas que los encajonan. Sin embargo, la única concentración económica de sulfuros hasta ahora en

contrada es la que constituye precisamente el yacimiento de Tizapa. Debido a que un estudio metalogenético detallado no es el objeto principal de este trabajo, solamente se describe brevemente a continuación.

El yacimiento de Tizapa, situado estructuralmente a unos 300 m por encima del probable basamento premetamórfico de Tizapa (augengneis Arroyo Frío); consiste de una serie de cuerpos lenticulares (ocasionalmente brechados) de sulfuros masivos y sulfuros diseminados, a veces plegados y ambos dispuestos concordantemente con respecto a la foliación de las rocas encajonantes (filitas Temascaltepec), constituidas por una interdigitación de filitas grafiticas y esquistos de muscovita ligeramente cloritizados. Además en los esquistos de muscovita (metatobas riolíticas?) que subyacen los cuerpos de sulfuros masivos, se tienen abundantes vetillas entrelazadas de pirita con algo de calcopirita y también sulfuros diseminados.

En Tizapa, la mineralización está expuesta sobre el cauce del Arroyo de Tizapa y en el interior de tres pequeños socavones; también ha sido localizada debajo de los basaltos de la mesa de Tizapa por varios sondes de diamante con recuperación de núcleo. Los cuerpos de sulfuros masivos tienen un espesor que varía desde unos cuantos centímetros hasta 5.00 m y su extensión longitudinal aún no se conoce.

Parte de la mena presenta un bandeamiento constituido por capas amarillas formadas predominantemente de pirita y algo de calcopirita y capas grises de esfalerita y galena con muy poca tetraédrita.

La tectónica y el metamorfismo son responsables del plegamien-

to, aplastamiento, elongación e inclusive fragmentación y brechamiento de las capas de mineral en dirección de la foliación. La presencia de cristales de pirita con sombras de presión bien desarrolladas (Figura 57) en el área de los socavones de Tizapa, indican que por lo menos parte de los sulfuros son pretectónicos y muy posiblemente singenéticos. La mineralogía del mineral masivo observado en superficies pulidas consta principalmente de pirita, como ganga, y la mena consiste de esfalerita, galena, calcopirita, bornita, tetraedrita y muy probablemente freibergita (variedad argentífera de la tetraedrita). El contenido de metales de este yacimiento es económicamente atractivo; preliminarmente, se han calculado los contenidos que se muestran en la Tabla 5.

Las alteraciones hipogénicas presentes en el área de Tizapa no han sido estudiadas detalladamente y son las siguientes: silicificación, cloritización, caolinización y sericitización.

La asociación espacial entre el yacimiento de Tizapa y rocas volcánicas ácidas (Metarriolita Las Huertas) y básicas e intermedias sugiere un posible origen volcanogénico para este yacimiento. Además, en el área de Tizapa, se ha observado una estrecha relación espacial entre las filitas grafiticas y las manifestaciones de mineralización, lo cual implica que la precipitación de los metales posiblemente estuvo relacionada genéticamente con la estratificación del medio acuoso y la interfase agua-sedimentos.

Ambos factores fueron condicionados posiblemente por fluctuaciones en la estratificación del medio acuoso y ocasionadas tal vez por fenómenos tectónicos y/o volcánicos que inducían a modificar la tempera-

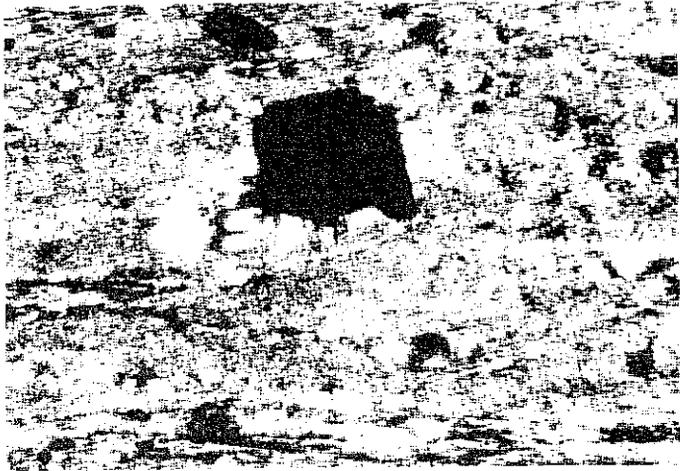


Figura 57. Fotomicrografía que muestra sombra de presión alrededor de un cristal de pirita (en negro), de las Filitas Temascaltepec que encajonan la mineralización en los socavones Tizapa. La sombra se desarrolló preferentemente en el sentido de S, y pobremente en la dirección perpendicular. Nicoles cruzados, X 40.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

LEY MEDIA PARA SOCAVON O SONDEO	CONTENIDO DE METALES	Ag gr/Ton	Pb %	Zn %	Cu %	Espesor en mts
S O C A V O N T N - 1		536.5	3.18	8.65	0.28	1.90
S O C A V O N T N - 2		670.0	3.70	4.63	0.28	1.90
S O N D E O T # 4		112.0	1.5	3.58	1.24	4.00
S O N D E O T # 5		677.0	4.32	11.64	0.33	2.00
S O N D E O T # 6		447.0	1.23	6.52	0.84	2.00
S O N D E O T # 8		175.5	2.30	6.30	0.130	2.50
LEY MEDIA PARA EL YACIMIENTO		433	2.38	6.16	0.40	Esp. Prom. ± 2.00

Tabla 5 Ley media preliminar para cada socavon o barreno y del yacimiento en general.

NOTA: Datos actualizados a Diciembre de 1980

tura, salinidad, pH, Eh y el contenido de metales, relacionando directamente en tiempo y espacio las fases de depositación de metales con las condiciones anóxicas del medio ambiente de depósito.

El yacimiento de Tizapa se encuentra ubicado aproximadamente a 300 m estructuralmente arriba del augengneis y el sulfuro masivo de Santa Rosa aproximadamente 1000 m estructuralmente arriba del de Tizapa. Esto teóricamente implica que por lo menos en un paquete de 1000 m de espesor y extensión longitudinal de por lo menos 10 km de rocas volcano-sedimentarias metamorfoseadas tienen probabilidades de contener yacimientos de sulfuros masivos polimetálicos. Además, en la diorita de hornblenda se tienen manifestaciones de mineralización hidrotermal en forma de pequeños y aislados filones de cuarzo con bajo contenido de oro-plata, plomo, cobre y zinc que rellenan fracturas angostas, pero no persisten a rumbo ni a profundidad.

C O N C L U S I O N E S

1. La naturaleza premetamórfica de la secuencia metamórfica de Tizapa consistió en su base de una roca plutónica de composición granodiorítica cubierta discordantemente por una arenisca arcósica, que pasa gradualmente a sedimentos pelíticos ligeramente carbonosos. En la parte media predominan los sedimentos pelíticos carbonosos con intercalaciones de tobas de composición intermedia, grauvacas, sedimentos pelíticos y riolitas. Hacia la cima, se encontró un intervalo de rocas volcánicas félsicas, sedimentos pelíticos ligeramente carbonosos, grauvacas, sedimentos calcáreos y rocas volcánicas de composición intermedia con un espesor aproximado de 2700 m.
2. Las rocas ígneas están representadas por un tronco de diorita de hornblenda, pequeños y aislados cuerpos de riolitas con estructura fluidal, numerosos diques de composición ácida a intermedia - que intrusionan toda la secuencia y derrames de rocas andesítico-basálticas que cubre discordantemente en gran parte las rocas metamórficas del área.
3. La secuencia metamórfica de Tizapa ha sido afectada por tres deformaciones compresionales. La primera deformación  $D_1$  se caracteriza por una foliación axial penetrante  $S_1$  asociada a un plegamiento isoclinal. La segunda  $D_2$  plegó la foliación  $S_1$  en pliegues angulares asimétricos y produjo localmente un crucero plisante  $S_2$ . La tercera  $D_3$  está definida por un plegamiento regional con mesopliegues redondeados generalmente recostados hacia -

el noroeste. Este plegamiento está representado en el área estudiada por un anticlinal buzante  $10^{\circ}$  hacia el NW. Posteriormente se desarrolló una etapa de tectónica distensiva consistente en una serie de fallas normales de diversa magnitud.

4. Esta secuencia metamórfica fué afectada por tres eventos metamórficos. El primero  $M_1$ , sintectónico con  $D_1$ , fué el más intenso, alcanzó la parte baja de la facies de anfibolita, que se estima que se desarrolló a una temperatura entre 500 y 550 $^{\circ}$ C, presión alrededor de 2 kb, bajo una cubierta litológica de aproximadamente 7500 m y un gradiente geotérmico alto, del orden de 70 $^{\circ}$ C/km, típico de terrenos de baja presión/alta temperatura. El segundo evento metamórfico  $M_2$  sintectónico con  $D_2$ , manifiesta únicamente la facies de esquisto verde y se cree que se desarrolló dentro de un rango de temperaturas entre 350 y 400 $^{\circ}$ C y presión menor de 2 kb. El tercer evento metamórfico corresponde a una intensa y extensa retromorfosis que ha afectado toda la secuencia metamórfica posiblemente desde antes de la deformación  $D_3$ .

5. La edad de las rocas metamórficas de Tizapa se considera tentativamente como paleozoica tardía, tomando como base únicamente su posición estratigráfica-estructural y su grado de deformación y de metamorfismo. Su correlación segura únicamente es posible con la continuación de esta secuencia hacia el sur y sureste (Almoloya de las Granadas y Tejupilco) (Elías, 1981).

6. El yacimiento de Tizapa, consiste de cuerpos lenticulares de sulfuros masivos polimetálicos, bandeados y ocasionalmente brechados;

concordantes con la foliación de la roca encajonante y también como mineral diseminado y en diminutas vetillas. Los sulfuros masivos están constituidos principalmente por pirita, esfalerita, galena y en pequeñas cantidades tetraedrita y posiblemente freibergita y como ganga cuarzo y fragmentos de rocas metamórficas.

7. El yacimiento de Tizapa, se clasifica tentativamente como un sulfuro masivo polimetálico de Zn, Pb, Ag y Cu que fué originado muy probablemente por procesos exhalativos sinsedimentarios relacionados con volcanismo submarino.
  
8. Finalmente, se logró comprobar una vez más la existencia de sulfuros masivos polimetálicos singenéticos dentro de la secuencia volcanosedimentaria metamorfoseada de probable edad paleozoica tardía expuesta entre Tejupilco y Zacazonapan, México, lo que confiere un carácter altamente atractivo a la exploración de yacimientos de este tipo en los terrenos metamórficos situados en el norte del Estado de Guerrero y sur del Estado de México.

REFERENCIAS CITADAS

- Bailey, D. K. and Macdonald, R., 1976. The Evolution of Crystalline Rocks. Academic Press Inc. (London) L.T.D. 484 p.
- Burckhardt y Scalia, 1906. Sobre el descubrimiento del Triásico en Zacatecas: Soc. Geol. Mexicana, Bol., t 2, p. 43-45.
- Belliere, J. 1971. Mylonites, blastomylonites et domaines polymetamorphiques, Annales de la Société Geologique de Belgique. T. 94, 1971 pp. 249-263.
- Campa, M. F., Campos Mario, Flores Roberto y Oviedo Ramón, 1974. La secuencia mesozoica volcano-sedimentaria metamorfizada Ixtapan de la Sal, México Toluca, Gro.: Bol. Soc. Geol. Mexicana, v. 35 p. 7-28.
- Colorado-Liévano D., 1979. Etude D'une partie de la Ceinture Metamorphique (Mesozoique) du sud du Mexique (Etats de Mexico et Guerrero). Diplome de Docteur Ingenieur à L'universite Pierre et Marie Curie. Paris. Inédito. 128 p.
- Cserna, Zoltan de, 1958. Orogenesis in time and space in Mexico Geol. Rundsch, vol. 58, p. 595-605.
- Cserna, Zoltan de, 1965. Reconocimiento geológico en la Sierra Madre del Sur de México, entre Chilpancingo y Acapulco, Estado de Guerrero. UNAM. Inst. Geología. Bol. 62.

Cserna, Zoltan de, Fries Carl Jr., Rincón-Orta Cesar, Westley H. Solorio-Munguía José y Schmitter Villada E., 1974. Edad precámbrica tardía del Esquisto Taxco, Estado de Guerrero: Bol. Asoc. Mex. Geólogos Petroleros, v. 26, p. 183-193.

Cserna, Zoltan de, 1978. Notas sobre la geología de la región comprendida entre Iguala, Ciudad Altamirano y Temascaltepec. Estados de Guerrero y México. Soc. Geol. Mexicana, Libro Guía de la excursión geológica a Tierra Caliente, Estados de Guerrero y México. p. 1-25.

Cserna, Zoltan de; Armstrong L. Lichard; Yañez-García Camilo y Solorio-Munguía José, 1978a. Rocas metavolcánicas e intrusivos paleozoicos de la región de Petatlán, estado de Guerrero. - UNAM, Inst. Geología, Revista, Vol. 2, No. 1, p. 1-7.

Cserna, Zoltan de, Nieto, P. M. y Alor, P. J., 1978b. Relaciones de Facies de las Rocas Cretácicas en el noroeste de Guerrero y en áreas colindantes de México y Michoacán, Libro guía de la excursión geológica a Tierra Caliente, p. 33-43.

Cuevas, P. A.; Martínez Ch. J. y Silva, S.C., 1981. Diseño del Rebaje 1-20-80 para minarse por salones y pilares en bancos descendentes. GEOMIMET, 3ª época No. 110. p. 73-89.

Demant Alain, 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. UNAM. Inst. Geología, Revista, v. 2 núm. 2, p. 172-187.

- Degens, E. T., and Stoffers, P., 1977. Phase Bounderies as an Instrument for Metal Concentration in Geological Systems. In Time and stratabound ore deposits. Edited by D.D. Kemm and H. J. Schneider. Springer Verlag, Berlin Hedelberg-New York p. 25-45.
- Días García Victor Manuel, 1977. El contacto Esquistos Taxco Roca-verde Taxco Viejo en la región de Zacualpan, Estado de México. Facultad de Ingeniería, UNAM. Tesis Profesional. Inédito.
- Elías, H. M., 1981. Geología del Area de Almoloya de las Granadas-San Lucas del Maíz, Municipio de Tejupilco, Edo. de México. UNAM, Facultad de Ciencias (Geología). Tesis de Maestría.
- Fries Carl Jr., 1960. Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México: UNAM. México, Inst. Geología, Bol. 60.
- Hobbs, B. E., Means, W. D. and William P. F., 1976. An Outline of structural Geology, Jhon Wiley and Sons Inc. 571 p.
- Hutchinson R. W., 1973. Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance; Ec. Geol., Vol. 68, p. 1223-1246.
- Hydman Donald W., 1972. Petrology of Igneous and Metamorphic Rocks. MacGraw-Hill book Company, p. 533.

Klesse, E. 1970 (1968), Geology of the El Ocotito Ixcuinatoyac region and of La Dicha stratiform sulfide deposit, State of Guerrero, Bol. Soc., Geol. Mex. v. 31-2 p. 107-140.

Lanphere, M. A., Irwin W. P. y Hotz P.E., 1968. Isotopic age of the Nevadan orogeny and older plutonic and metamorphic event in the Klamath Mountains, California, Geol. Soc. Am. Bull., v. 79, 1027-1052.

Lorinczi G. I., Miranda-V., J. C., 1978. Geology of the massive sulfide deposits of Campo Morado, Guerrero México, Econ. Geology, v. 73, p. 180-191.

Miyashiro A., 1961. Evolution of metamorphic belts. Journal of Petrology 2, p. 277-311.

Mugica M. R., 1980. Determinación de edades por el método de potasio-argón de rocas ígneas intrusivas y metamórficas del área de Arteaga, suroeste del Edo. de Michoacán, México V Conv. Geol. Nac. Resumen, p. 84.

Nockolds S. R., 1954. Average chemical composition of some igneous rocks: Geologic. Soc. America Bull, V. 65, p. 1007-1032.

Ortega, G. F., 1975. The Pre-Mesozoic Geology of The Acatlán Area, South Mexico: Leeds, Inglaterra, Univ. Leeds, disertación doctoral, 166 p. (inédita)

- \_\_\_\_\_ 1978. Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca Baja, Estados de Puebla y Oaxaca. UNAM, Inst. de Geología, Revista V. 2, p. 112-131.
- \_\_\_\_\_ 1980. Algunas rocas miloníticas de México y su significado tectónico. Soc. Geol. Mexicana. V Conv. Geol. Nac., México, D. F. Resúmenes, p. 99-100.
- Pantoja, A. S., 1959. Estudio Geológico de Reconocimiento de la Región de Huétamo, Estado de Michoacán. C.R.N.N.R., México. Bol. 50, 36 p.
- Raisz Erwin, 1959. Landforms of Mexico: Cambridge, Mass., maps con texto, escala 1/3,000,000.
- Salas, G. P., 1975. Carta y provincias metalogenéticas de la República Mexicana, C.R.M., Publicación 21-E, 242 p.
- Sato, T., 1976. Kuroko Deposits; Their Geology, Geochemistry and Origen. The Geological Society of London.
- Smirnow, V. J., 1977. Factor of Time in Formation of Strata-Bound Ore Deposits. In Time and Strata-Bound Ore Deposits; Edited by D. D. Klemm and H. J. Schneider. Springer Verlag. Berlin-Heidelberg-New York, p. 2-18.
- White, H. W., 1959. Cordilleran Tectonics in British Columbia; - Amer. Assoc. of Petrol. Geol. Bull. 43, p. 72-89.

Winkler Helmut G. F., 1976. Petrogenesis of Metamorphic Rocks Fourth Edition. Springer-Verlag New York Heidelberg Berlin. 334 p.

Zamorano-Montiel Gustavo, 1977. Estudio geológico del yacimiento de sulfuros masivos El Rey de la Plata, en Teloloapan Edo. de Guerrero: México, D.F. UNAM. Facultad de Ingeniería. Tesis profesional. Inédito.

Zwart, H. J. 1962. On the Determination of Polymetamorphic mineral Associations and its application to the Bosost area (Central Pyrenees). Geol. Rundschau. 52, p. 38-65.

Zwart, H. J. 1967. The Duality of Orogenic Belts. In Metamorphism and Plate Tectonics Regimens. Edited by Ernst G. W. Dewden, Hutchinson and Ross, Inc. p. 43-69.