

03060



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA  
DE MÉXICO

Posgrado en Ciencias de la Tierra  
Instituto de Geología

**Geología, Petrografía, Estructuras y Tectónica en  
el Área de La Venta, Guerrero**

**T E S I S**

Que para obtener el grado de  
Maestro en Ciencias presenta  
Hilario Rafael Torres De León

Director de tesis: Dr. Luigi Solari

Mayo, 2005

m.343814



TORRES

DE LEÓN, HILARIO RAFAEL



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.

## CONTENIDO

### Índice de Temas

RESUMEN	1
INTRODUCCIÓN	3
1. MARCO DE REFERENCIA	5
1.1. Localización del área	5
1.2. Vías de comunicación	5
1.3. Rasgos geográficos	7
1.4. Trabajos previos	7
1.5. Hipótesis de trabajo	8
1.6. Justificación del trabajo	8
1.7. Objetivos y metas	8
2. MARCO GEOLÓGICO	9
2.1. Terrenos tectonoestratigráficos	9
2.1.1. <u>Terreno Mixteca</u>	10
2.1.2. <u>Terreno Xolapa</u>	11
2.2. Problemática geológica del área de La Venta	13
3. MARCO TEÓRICO	18
3.1. Introducción	18
3.2. Descripción de rocas metamórficas	18
3.2.1. <u>Concepto de fábrica</u>	18
3.2.2. <u>Nomenclatura de microfábricas</u>	19
3.2.3. <u>Foliaciones</u>	20
3.2.3.1. Clasificación morfológica de foliaciones	20
3.2.4. <u>Lineaciones</u>	24
3.3. Zonas de cizalla	25
3.3.1. <u>Introducción</u>	25
3.3.2. <u>Reconocimiento de zonas de cizalla</u>	25
3.3.3. <u>Determinación de la dirección de movimiento usando lineaciones</u>	26
3.3.4. <u>Indicadores de Sentido de Cizalla</u>	27

<b>4. ESTRATIGRAFÍA ESTRUCTURAL</b>	<b>28</b>
4.1. <b>Introducción</b>	<b>28</b>
4.2. <b>Complejo Xolapa</b>	<b>30</b>
4.3. <b>Formación Chapolapa</b>	<b>36</b>
4.4. <b>Metagranito El Pozuelo</b>	<b>43</b>
4.5. <b>Formación Morelos</b>	<b>46</b>
4.6. <b>Metagranitoide Las Piñas</b>	<b>48</b>
4.7. <b>Granito El Salitre</b>	<b>53</b>
4.8. <b>Formación Balsas</b>	<b>54</b>
4.9. <b>Intrusivo Tierra Colorada</b>	<b>55</b>
4.10. <b>Diques de Diabasa</b>	<b>56</b>
4.11. <b>Formación Papagayo</b>	<b>57</b>
4.12. <b>Aluvión</b>	<b>57</b>
<b>5. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL</b>	<b>59</b>
5.1. <b>Introducción</b>	<b>59</b>
5.2. <b>Macroestructuras</b>	<b>59</b>
5.2.1. <u>Cabalgadura La Venta</u>	<b>59</b>
5.2.2. <u>Sinclinal Omitlán</u>	<b>61</b>
5.3. <b>Análisis Estadístico</b>	<b>65</b>
5.3.1. Complejo Xolapa	<b>65</b>
5.3.2. Metagranito El Pozuelo	<b>66</b>
5.3.3. Formación Chapolapa	<b>68</b>
5.3.4. Formación Morelos	<b>69</b>
5.3.5. Estructuras sobrepuestas	<b>72</b>
5.4. <b>Microestructuras</b>	<b>72</b>
5.4.1. Complejo Xolapa	<b>72</b>
5.4.2. Metagranito El Pozuelo	<b>72</b>
5.4.3. Formación Chapolapa	<b>75</b>
5.4.4. Metagranito Las Piñas	<b>76</b>
<b>6. DISCUSIÓN</b>	<b>78</b>
6.1. <b>Historia Geológica</b>	<b>78</b>
<b>7. RESULTADOS, CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES</b>	<b>85</b>
7.1. Resultados	<b>85</b>
7.2. Conclusiones	<b>86</b>
7.3. Recomendaciones	<b>86</b>
<b>REFERENCIAS</b>	<b>87</b>

Índice de figuras	Página
Capítulo 1	
1.1. Mapa de localización del área de estudio	6
Capítulo 2	
2.1a. Mapa de terrenos tectonoestratigráficos de Campa y Coney (1983)	11
2.1b. Mapa de terrenos tectonoestratigráficos de Sedlock et al., (1993)	12
2.1c. Mapa de terrenos tectonoestratigráficos de Keppie (2004)	12
2.2. Tabla de correlación de la región Chilpancingo-Acapulco (de Cserna, 1965)	14
2.3. Sección de Robinson et al (1989)	16
2.4. Mapa de Riller et al., (1992)	17
2.5. Mapa y sección de Sabanero (1990)	17
Capítulo 3	
3.1. Esquema de foliaciones	21
3.2. Clasificación morfológica de foliaciones	21
3.3. Grados de planaridad de los dominios de clivaje	22
3.4. Patrón de los dominios de clivaje	22
3.5. Fábrica en los microlitones	23
3.6. Esquema de lineaciones	26
Capítulo 4	
4.1. Columna estratigráfica de la región de La Venta	29
4.2a. Gneises de biotita del Complejo Xolapa	33
4.2b. Augengneis de biotita del Complejo Xolapa	34
4.3. Fábrica dominante de los gneises de moscovita del Complejo Xolapa	34
4.4. Microlitones de los gneises de biotita	34
4.5a. Intercrecimientos	35
4.5b. Intercrecimiento micrográfico	35
4.6. Cristales de granate sobrepuestos a la fábrica metamórfica	35
4.7a. Textura porfídica relictas en metadacita	39
4.7b. Textura porfídica relictas en metadacita de grano grueso	39
4.7c. Textura porfídica relictas en metadacita de grano fino	39
4.8. Foliación milonítica e indicador de sentido de cizalla en la Formación Chapolapa	40
4.9a. Lineación de estiramiento en metadacita	40
4.9b. Lineación de estiramiento formada por fragmentos de roca	40
4.10. Capa de metaconglomerado intercaladas con metavolcánicas	41
4.11. Boudines formados por capas de metaconglomerado	41
4.12. Metabrechas	41
4.13. Fábrica porfídica relictas en la Formación Chapolapa	42
4.14a. Cristal de plagioclasa en la fábrica porfídica relictas	42
4.14b. Cristal de cuarzo en la fábrica porfídica relictas	42
4.15. Fábrica milonítica de la Formación Chapolapa	43
4.16a. Metagranito El Pozuelo, km 334 Autopista del Sol	45
4.16b. Muestra de mano del Metagranito El Pozuelo	45

4.17a. Fábrica del Metagranito El Pozuelo	46
4.17b. Intercrecimiento micrográfico en el Metagranito El Pozuelo	46
4.18. Diagrama de concordia	47
4.19. Metagranito Porfídico en el Río Papagayo	51
4.20. Metagranito milonítico Las Piñas	51
4.21. Fábrica en la Metagranodiorita	51
4.22. Intercrecimiento mirmequitico	52
4.23. Fábrica del Metagranito milonítico Las Piñas	52
4.24. Geometría del mosaico de cuarzo del Metagranitoide Las Piñas	52
4.25. Contacto entre la Formación Chapolapa y el Metagranito Las Piñas, Río Papagayo	53
Capítulo 5	
5.1a. Contacto entre las Formaciones Chapolapa y Morelos	62
5.1b. Contacto entre las Formaciones Chapolapa y Morelos	63
5.2a. Zona distorsionada dentro de las calizas	63
5.2b. Relación de la zona de distorsión con la estratificación	63
5.3a. Calizas masivas en el corte del camino a La Venta	64
5.3b. Caliza foliada y plegada al norte de La Venta	64
5.3c. Calizas en posición subvertical	64
5.4a. Estereograma del Complejo Xolapa al oeste del poblado El Papagayo	65
5.4b. Estereograma del Complejo Xolapa al este del poblado Villa Guerrero	66
5.5a. Estereograma de la Formación Chapolapa, cortes de la Autopista lms 327.7-328	67
5.5b. Estereograma de la Formación Chapolapa, cortes de la Autopista kms 330-332	67
5.5c. Estereograma de la Formación Chapolapa al norte de la presa	68
5.5d. Estereograma de la Formación Chapolapa al sur de la presa	68
5.6. Estereograma del Metagranito El Pozuelo en el corte de la autopista	69
5.7. Estereograma de la Formación Morelos al norte del Río Papagayo	69
5.8a. Pliegues	70
5.8b. Pliegues	71
5.9. Estereograma de planos y ejes axiales de pliegues	71
5.10. Falla normal que desplaza a un dique de diabasa intrusionado en el plutón Tierra Colorada	71
5.11. Fábrica de los microlitones en los gneises	72
5.12a. Cuarzo con extinción ondulosa y bandas de deformación	73
5.12b. Cuarzo con láminas de deformación	74
5.13a. Porfiroclasto tipo sigma	74
5.13b. Porfiroclasto tipo sigma	74
5.14. V pull apart en plagioclasa	75
5.15. Fractura antitética en cuarzo	75
5.16. Fábrica del Metagranito El Pozuelo	76
5.17. Cinta de cuarzo	77
5.18. Esfena sobre la fábrica deformada	77
Capítulo 6	
6.1. Esquema resumen de la historia geológica del área de La Venta	84

## Índice

Índice de Tablas	Página
Capítulo 4	
4.1. Edades isotópicas del Complejo Xolapa en el área de estudio	32
4.2. Composición isotópica y edad aparente de zircones del Metagranito El Pozuelo	44
4.3. Edades isotópicas del Intrusivo Tierra Colorada	56
Capítulo 6	
6.1. Fechamientos isotópicos realizados en el Complejo Xolapa	82

## RESUMEN

Se presentan los resultados de un estudio realizado en la región de La Venta, sur del Estado de Guerrero. En esta zona se encuentran en relación tectónica el Complejo Xolapa, la Formación Chapolapa, la Formación Morelos y los Metagranitoides El Pozuelo y Las Piñas, las evidencias estratigráficas, petrográficas, geocronológicas y estructurales señalan una historia de deformación compleja para estas unidades.

El Complejo Xolapa consiste en una variedad litológica representada por gneises de biotita y/o de moscovita y/o de hornblenda, augengneis de biotita y esquistos de moscovita o de biotita. Estas unidades fueron deformadas y metamorfizadas en condiciones de alto grado (Dx) además son intrusionadas por metagranitoides deformados y granitoides no deformados.

La Formación Chapolapa consiste en dos secuencias intercaladas que están metamorfizadas en facies de esquistos verde: una metasedimentaria integrada por filitas, metabrechas y metaconglomerados; y una metavolcánica formada por metandesitas, metadacitas y metarriolitas que poseen deformación dúctil milonítica (Dx+1). El metamorfismo de esta secuencia es caracterizado por la presencia de clorita, epidota y sericita.

En la secuencia metavolcánica se diferencian dos paquetes: milonítico y no milonítico. El paquete milonítico se caracteriza por una foliación espaciada consistente de dominios de clivaje constituidos de clorita y sericita y microlitones formados por cristales individuales de plagioclasa o cuarzo y una matriz de cuarzo finamente recristalizada. Por su parte, el paquete no milonítico presenta fábricas ígneas relictas que varían de porfídica a fanerítica.

La parte milonítica de esta unidad presenta indicadores de sentido de cizalla entre los cuales hay porfiroclastos envueltos tipo sigma y delta (formados por plagioclasa, cuarzo, epidota y clorita), V pull aparts, fracturas sintéticas y antitéticas. Estos indicadores predominantemente señalan un sentido de cizalla correspondiente a falla normal con buzamiento hacia el NW.

El Metagranito El Pozuelo se encuentran entre los gneises Xolapa y la Formación Chapolapa, está foliado, lineado y metamorfizado en condiciones semejantes a la Formación Chapolapa (Dx+1). La edad de este cuerpo es de  $129.5 \pm 0.7$  Ma y representa el límite inferior para el evento de metamorfismo de esquistos verdes y deformación milonítica.

El Metagranitoide Las Piñas presenta fábricas tanto miloníticas como no miloníticas y también está metamorfizado a facies de esquistos verde. En su porción milonítica está foliado y lineado en forma similar a la Formación Chapolapa.

Debido a que las estructuras y metamorfismo de estas unidades son concordantes se concluye que fueron deformados y metamorfizados contemporáneamente.

Sobrepuesto a la deformación milonítica existe un evento compresivo (Dx+2) representado por cabalgaduras y pliegues de escala regional. La Cabalgadura La Venta es una estructura probablemente terciaria inferior, convexa e inclinada hacia el norte, orientada en sentido NW-SE y con variaciones en su inclinación entre 35° a 50°.

El evento de deformación más joven dentro de esta región corresponde a un episodio frágil (Dx+3) representado por fallas normales que se inclinan y desplazan al suroeste.

## INTRODUCCIÓN

En la región de La Venta, entre las ciudades de Chilpancingo y Acapulco, en el Estado de Guerrero, se encuentra un conjunto de rocas metamorfizadas en facies de esquistos verde y con deformación dúctil milonítica, denominadas Formación Chapolapa (de Cserna, 1965) las que recientemente han sido interpretadas como producto de una zona de cizalla que separa a los terrenos Xolapa y Mixteca (Robinson et al., 1989; Robinson, 1990; Riller et al., 1992).

La zona de cizalla mencionada, está orientada al WNW-ESE e inclinada al NE, tiene un espesor de 1 a 2 km y una longitud cercana a los 20 km. Es constituida por cataclasitas, milonitas y ultramilonitas en facies de esquistos verde cuya foliación tiene un rumbo general WNW-ESE y se inclina al N. Los datos cinemáticos señalan que se trata de una discontinuidad cortical con sentido de cizalla de cima hacia el NW, lo que indica una geometría de falla normal (Robinson et al., 1989; Robinson, 1990; Ratschbacher et al., 1991; Riller et al., 1992; Morán, 1992).

El objetivo principal de este trabajo es realizar una investigación estratigráfica, estructural y petrográfica detallada en la región de La Venta, para demostrar o refutar la existencia de la zona de cizalla propuesta por los estudios previos y discutir si dicha zona es o no el límite entre los terrenos Xolapa y Mixteca. Para tal hecho, esta tesis se ha dividido en siete capítulos:

En el capítulo uno se proporciona información general del área de estudio como su localización, formas de acceso y rasgos geográficos relevantes. También se especifican los objetivos y metas que se pretenden alcanzar con este trabajo, así como las razones por las que se realiza.

En el capítulo dos se presenta el marco geológico que sustenta esta investigación, tratándose en detalle los trabajos previamente realizados en el área o que involucren a las unidades geológicas que se encuentran en ella.

El tercer capítulo trata el marco teórico que sirve de base para realizar el análisis estructural del área investigada, se mencionan cuestiones como descripción y clasificación de rocas metamórficas, características de zonas de cizalla y tipos de indicadores de sentido de cizalla.

El capítulo cuatro describe de manera amplia la secuencia estratigráfica local, desde las unidades más antiguas a las más recientes; se pone énfasis en las unidades metamórficas, o sea en el Complejo Xolapa, la Formación Chapolapa y los metagranitoides deformados.

En el quinto capítulo se aborda la geología estructural, se describen las estructuras, tanto macro, de afloramiento y micro; se realiza el análisis estadístico de estructuras planares y lineales y se concluye integrando toda la información e interpretándola.

En el capítulo seis se integra y discute la información obtenida y se interpreta un historia geológica de la región.

En el séptimo capítulo se describen los resultados y conclusiones a los que se llega con este trabajo.

Por último se proporciona el listado de referencias empleadas.

Esta investigación es parte del proyecto de investigación CONACyT J-39783 “Geocronología de U-Pb, isotopía y geología estructural en las migmatitas del Complejo Xolapa, Edo de Guerrero” a cargo del Dr. Luigi Solari, a través del cual se estudia al Complejo Xolapa en la región noreste de Acapulco.

# CAPÍTULO 1

## MARCO DE REFERENCIA

### 1.1. Localización del área

El área de estudio se encuentra en la parte centro-sur del Estado de Guerrero, aproximadamente a mitad de camino entre las ciudades Chilpancingo y Acapulco. Tiene forma de rectángulo cuyas coordenadas son 17° 03' a 17° 10' 30'' de latitud norte y 99° 27' 30'' a 99° 37' 30'' de longitud oeste (fig. 1.1). Ocupa la parte centro-oeste de la hoja topográfica Tierra Colorada (E14C48) de INEGI. Cubre una superficie aproximada de 246 km<sup>2</sup>.

Políticamente, el área se encuentra dentro de la región centro del Estado de Guerrero, en el municipio Juan R. Escudero cuya cabecera municipal es la ciudad Tierra Colorada, la cual sirve de límite norte en este estudio. Otras poblaciones importantes son Omitlán, La Palma y Xolapa, entre los poblados más pequeños están Venta Vieja, Las Piñas, El Zapote, El Papagayo, Agua del Perro, El Potrero, Villa Guerrero y Alto del Camarón, éste último marca el límite sur de la zona estudiada.

### 1.2. Vías de comunicación

Hay dos maneras de acceso a la zona objeto de esta investigación:

La forma óptima de acceder al área de estudio desde la Ciudad de México, es a través de la autopista no. 95 México—Acapulco, conocida como Autopista del Sol, y tomar la salida hacia Tierra Colorada localizada en el km 320.5. Esta carretera atraviesa la parte occidental del área en sentido norte-sur (fig. 1.1).

Una forma alterna de acceso es a través de la carretera federal no. 95, que va desde la Ciudad de México a Acapulco, y pasa por las ciudades Cuernavaca, Taxco, Iguala, Chilpancingo y cruza por Tierra Colorada. Esta vía atraviesa la región de interés de noreste a oeste y marca su límite norte (fig. 1.1).

El área de trabajo está moderadamente comunicada. Sólo se cuentan dos caminos pavimentados, la carretera federal 95 ya descrita, y la carretera federal no. 200 que comunica a Tierra Colorada con Ayutla y cruza en sentido noroeste-sureste la zona de estudio. Otro pequeño tramo pavimentado es el que lleva hasta la presa La Venta.

El resto de vías terrestres son caminos de terracería por los cuales se puede circular todo el año, sólo con algunas dificultades durante la época de lluvias; entre estos caminos está el que va de Tierra Colorada hacia Tlayolapa, a través del que se tiene acceso a la parte este del área, y el que une los poblados de La Venta con Alto del Camarón.

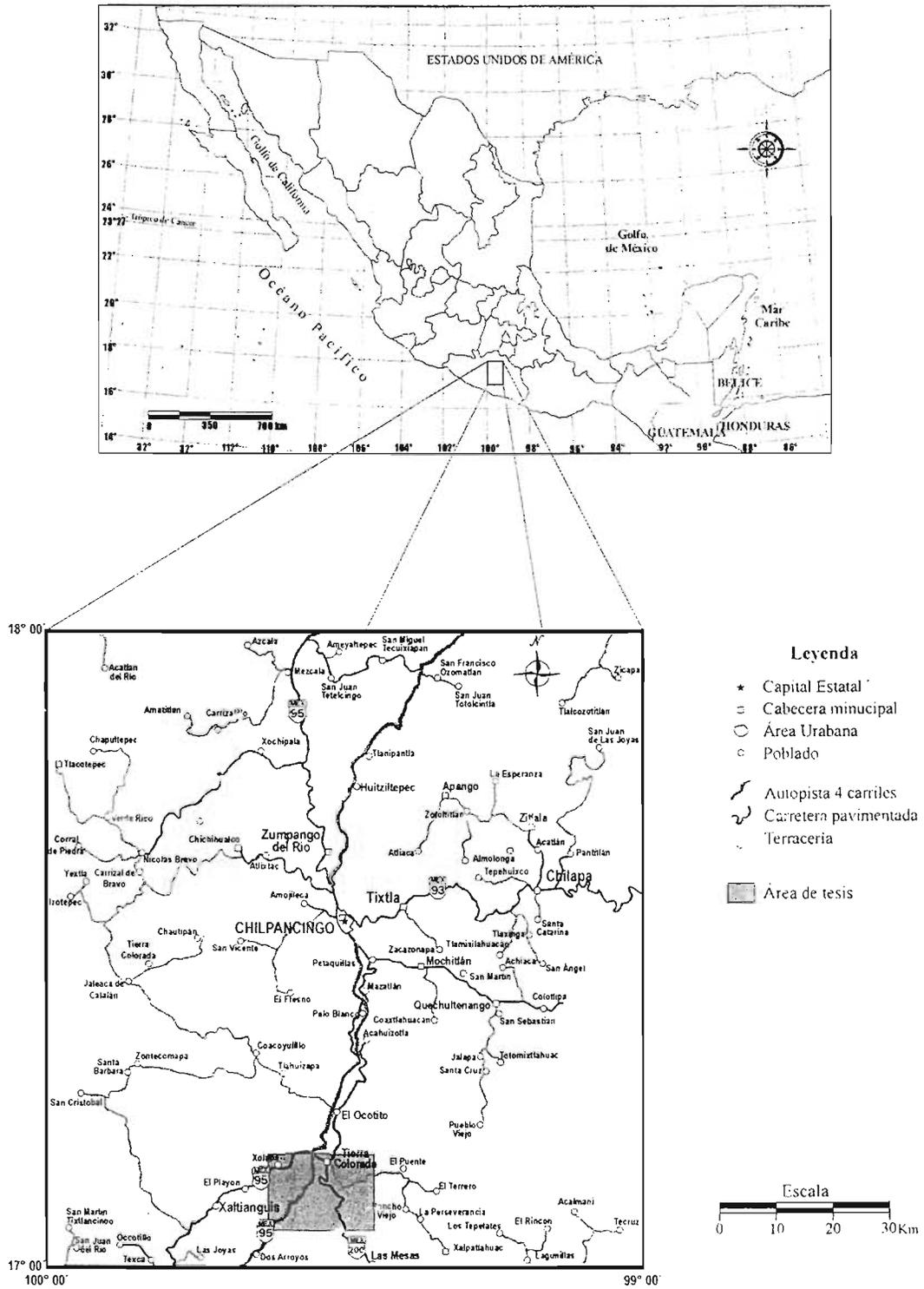


Figura 1.1. Mapa de localización del área de trabajo

### 1.3. Rasgos Geográficos

Esta porción de territorio es casi en su totalidad montañosa, aunque existen valles en V reducidos a los cauces de los ríos y arroyos y pequeños valles intermontaña.

La altitud varía desde 70 m.s.n.m. en el lecho del Río Papagayo al este del poblado Alto del Camarón a 1 340 m.s.n.m. en la esquina NE del área cerca del cerro La Mula. Las elevaciones más prominentes son: Cerro La Mula (1 300), Cerro El Macho (1 250), Cerro Tierra Colorada (880), Cerro Peña Colorada (950), Cerro Alto del Tepehuaje (600), Cerro Las Piñas (620) y Cerro Del Peregrino (1 060). En gran parte esta zona presenta pendientes elevadas que varían desde escarpes que alcanzan los 70° o más de inclinación a inclinaciones de 30°. Cabe mencionar que en la parte sur entre el Río Papagayo y La Palma las elevaciones son menores y los valles más amplios, por lo que se suavizan las pendientes.

### 1.4. Trabajos previos

La zona en la que se encuentra el área de estudio ha sido cubierta por mapeo geológico regional y sintético escala 1:1 000 000 (INEGI, 1980), 1:500 000 (CRM, 1999) y 1:250 000 (INEGI, 1991; CRM, 1998), pero estos mapas tienen diferencias considerables tanto en las unidades litológicas mapeadas y su nomenclatura así como en su distribución.

La secuencia estratigráfica regional fue establecida por de Cserna (1965). Varios trabajos han sido enfocados al fechamiento de los intrusivos y/o de las rocas metamórficas basales (De Cserna et al., 1962; De Cserna et al., 1974a, b; Guerrero, 1975; Guerrero et al., 1978; Robinson, 1990; Morán, 1992; Herrmann et al., 1994; Ducea et al., 2004; tabla 6.1).

Entre las tesis se cuentan la de Alaniz (1988) quien caracteriza petrológicamente al Complejo Xolapa en su localidad tipo, la cual se encuentra en el borde NW del presente trabajo; la de Sabanero (1990) que es un estudio geológico-estructural de la parte central del Estado de Guerrero, la de Robinson (1990) que es un estudio geocronológico de los terrenos de basamento del sur de México y la de Riller (1991), quien establece y caracteriza la zona milonítica de Tierra Colorada.

En relación con las unidades objeto de este estudio, de los metagranitoides no se tienen referencias directas. De las rocas deformadas y metamorfoseadas de protolito volcánico, consideradas como Formación Chapolapa, se tienen diferencias en su concepción estratigráfica y por tanto en su edad:

La primera descripción que se tiene es por de Cserna (1965) quien define formalmente a la Formación Chapolapa, aunque su localidad tipo se encuentra al norte de esta área de trabajo, por correlación les atribuye una edad de Triásico Tardío-Jurásico Medio. Posteriormente, Salinas (1984) las menciona como "rocas volcánicas cataclásticas, posiblemente de la Formación Papagayo del Terciario..." Más tarde, Robinson, (1990), Morán (1992) y Riller et al. (1992) las interpretan como producto de una zona de cizalla que pone en contacto a los terrenos Xolapa y Mixteca. Finalmente, de Cserna et al. (1994) las consideran como el Esquisto Taxco y no como la Formación Chapolapa.

### **1.5. Justificación del trabajo**

Con base en la información bibliográfica señalada en la sección previa, se sabe que el área de interés ha sido cubierta por mapeo regional y sintético. Que ha sido brevemente tratada tanto en artículos como en tesis de licenciatura, maestría o doctorado. Sin embargo, a la fecha sólo se cuenta con dos trabajos que entran directamente a la problemática geológica de esta zona: el de Riller et al. (1992) y el de Hermann et al. (1994).

De lo anterior queda claro que se tienen pocas investigaciones detalladas de geología estructural tanto en las megaestructuras, las macroestructuras y de microtectónica, en las rocas metamórficas denominadas Formación Chapolapa y no hay trabajos en los metagranitoides, por tanto poco se sabe de los mecanismos de deformación que han actuado en ellas y cuál ha sido su historia de deformación.

### **1.6. Hipótesis de trabajo**

La hipótesis que sirve de motivo para el presente trabajo es la idea, sustentada por trabajos anteriores (Robinson et al., 1989; Robinson, 1990; Morán, 1992; y Riller et al., 1992), de que la zona de La Venta representa una discontinuidad mayor de dimensiones corticales y sirve de límite entre los terrenos Xolapa y Mixteca.

Dicha discontinuidad mayor o zona de cizalla sería evidenciada por las rocas verdes deformadas y metamorfoseadas que afloran en las inmediaciones de la presa La Venta y que De Cserna (1965) denomina Formación Chapolapa, pero que los autores mencionados consideran haber sido generadas por la zona de cizalla.

### **1.7. Objetivos y metas**

El objetivo principal de este trabajo es realizar una investigación estratigráfica, estructural y petrográfica detallada de la región de La Venta, para demostrar o refutar la existencia de la zona de cizalla propuesta por estudios previos y discutir si esta zona es o no el límite entre los terrenos Xolapa y Mixteca.

Para alcanzar el objetivo se plantean las siguientes metas:

Realizar un mapeo geológico-estructural.

Efectuar el análisis microestructural de secciones delgadas orientadas

Establecer de manera detallada la cinemática de la zona de cizalla en el área de trabajo.

Establecer la cronología de la deformación.

Determinar en que grado el Complejo Xolapa está afectado por la zona de cizalla.

## CAPÍTULO 2 MARCO GEOLÓGICO

### 2.1. Terrenos tectonoestratigráficos

A finales de la década de los 60 del siglo pasado, surge la Teoría de la Tectónica de Placas, la cual señala que la litosfera terrestre está constituida por un conjunto de fragmentos o placas, que se desplazan de manera independiente; esta teoría implica movimientos horizontales de tales placas sobre una superficie curva.

En la década de los 70, geólogos estadounidenses al realizar trabajos de exploración minera en Alaska, encontraron unidades litológicas de diferente composición, contenido fósil y edad juntas.

Conforme avanzaron los estudios, al tratar de explicar las características geológicas del margen pacífico de Alaska se encontró que la aplicación directa de la Teoría de la Tectónica de Placas no lo hacía de manera adecuada. En años siguientes, otras investigaciones realizadas en el margen pacífico de Estados Unidos y Canadá cayeron en una problemática similar.

La situación anterior dio origen a una nueva teoría, que basada en la Teoría de la Tectónica de Placas, puede explicar la complicada estructura de márgenes continentales como la parte occidental de Norteamérica, por ello nuevos términos se crearon, entre ellos, el de Tectónica de Microplacas, con el que se nombra al proceso a través del cual el borde de un continente se modifica por el transporte, rotación, acreción y amalgamación de bloques litosféricos independientes llamados terrenos tectonoestratigráficos.

Un **Terreno Tectonoestratigráfico** es una entidad geológica de extensión regional limitada por fallas, caracterizada por una historia geológica que es diferente de la historia de terrenos contiguos (Jones et al., 1983). Un terreno debe contener una secuencia estratigráfica distintiva que difiera substancialmente de la secuencia de terrenos adyuntos y tener historias deposicionales y deformacionales tan diferentes que yuxtaposición tectónica de gran escala es requerida para explicarlas (Berg et al., 1978).

Son varios los rasgos geológicos a través de los cuales los terrenos tectonoestratigráficos, o simplemente terrenos, pueden identificarse:

La presencia de grandes discontinuidades geométricas en la corteza en forma de grandes fallas que limitan a los terrenos.

La diferencia en contenidos fósiles, implicando edad y ambiente ecológico disímiles.

Ambientes e historias sedimentarias incompatibles.

Diferencia en estilo e historia estructural.

Incompatibilidad en grado metamórfico e historia de metamorfismo.

Diferencias en las características paleomagnéticas.

En contraste con muchas otras, las ideas sobre los terrenos tectonoestratigráficos llegaron a México casi al mismo tiempo que surgieron; el primer estudio donde se emplea el análisis tectonoestratigráfico fue el de Campa et al. (1981), en el cual describen once conjuntos tectonoestratigráficos de la Sierra Madre del Sur en el área comprendida por los Estados de Guerrero, Michoacán, México y Morelos.

Poco tiempo después se publica el primer trabajo sobre terrenos que cubre todo el país (Campa y Coney, 1983); donde se describen catorce entidades (fig. 2.1a). Con diversas modificaciones al trabajo anterior, Coney y Campa (1987) publican un mapa de terrenos litotectónicos de México.

Más tarde Sedlock et al. (1993) publican una versión diferente de los terrenos tectonoestratigráficos que constituyen al país; dividiéndolo en 17 terrenos (fig. 2.1b).

La propuesta más reciente sobre la configuración de los terrenos de México es por Keppie (2004), quien divide al país en once terrenos (fig. 2.1c) y desaparece al Terreno Xolapa, considerando a las unidades que lo constituyen como parte de los terrenos Mixteca y Oaxaquia.

#### 2.1.1. Terreno Mixteca

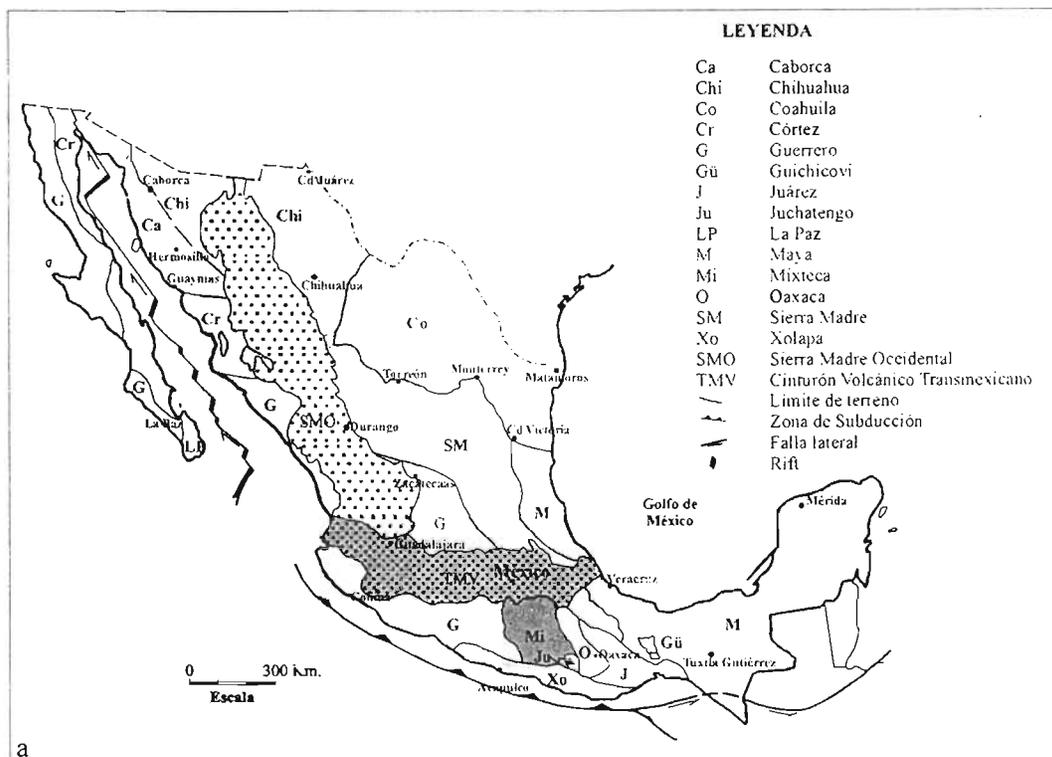
El Terreno Mixteca (Campa y Coney, 1983) o Mixteco (Sedlock et al. 1993), figura 2.1, se encuentra en el sur de México y forma parte de la Sierra Madre del Sur, abarca la zona centro, este y noreste del Estado de Guerrero, la parte sur del Estado de Puebla y la parte noroeste y oeste del Estado de Oaxaca. Los terrenos con los que colinda son al oeste con el subterreno Teloloapan del Terreno Guerrero; al sur con el Terreno Xolapa y al este con el Terreno Oaxaca: en los tres casos los límites son fallas; mientras que al norte es cubierto por rocas cenozoicas del Cinturón Volcánico Transmexicano.

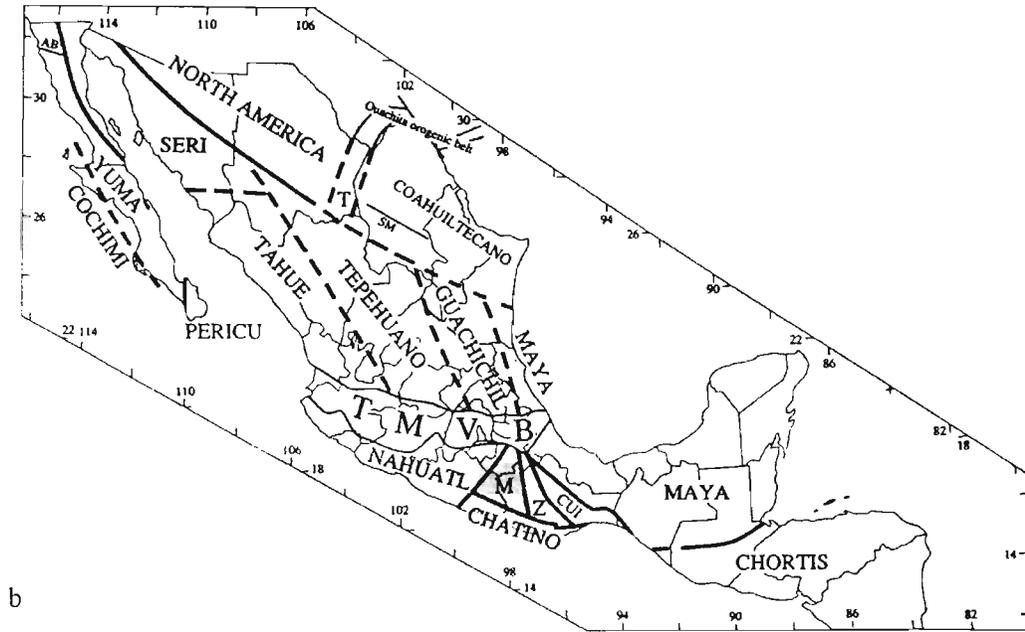
La secuencia estratigráfica de este terreno consiste en un basamento formado por un conjunto de rocas metamórficas nombradas Complejo Acatlán (Ortega, 1978) a las que se ha asignado una edad de Paleozoico temprano. Sobre éste se encuentra una cubierta sedimentaria consistente en rocas del Paleozoico tardío (formaciones Matzitzi, Patlanoaya, Olinalá, Cuxtepeque, Ihualtepec y otras sin nombre). Estas secuencias son sobreyacidas por un conjunto de rocas volcánicas y sedimentarias del Jurásico (formaciones Ignimbrita Las Lluvias, Conglomerado Cualac y Grupo Tecocoyunca). Encima de ellas se encuentran rocas sedimentarias cretácicas que forman en el este la Cuenca de Huamuxtitlán y en el oeste la Plataforma Guerrero - Morelos (Formaciones Zicapa, Morelos y Mexcala). Sobreyaciendo a esas unidades se encuentra un conjunto de rocas continentales de tipo sedimentario del Terciario inferior (formaciones Balsas, Huajuapán), volcánico del Terciario medio (Formaciones Tilzapotla, Alquitrán, Papagayo) y aluviones cuaternarios que cubren a todos los terrenos.

2.1.2. Terreno Xolapa

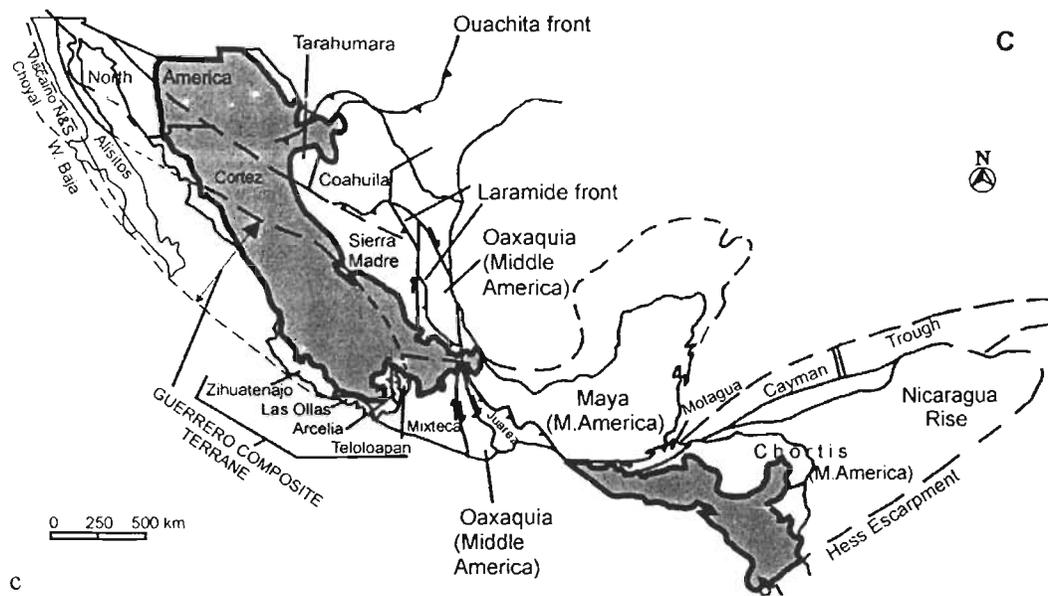
El Terreno Xolapa (Campa y Coney, 1983) o Chatino (Sedlock et al., 1993), figura 2.1, se encuentra en la costa pacífica del sur de México. Se extiende a manera de cinturón a lo largo de la margen costera de los estados de Guerrero y Oaxaca. Los terrenos con los que colinda son: al noroeste con los subterrenos Papanoa y Zihuatanejo del Terreno Guerrero; al norte con el Terreno Mixteca; al noreste con el Terreno Oaxaca y al este con el Terreno Juárez.

La secuencia estratigráfica de este terreno consiste en un basamento constituido por un conjunto de rocas metamórficas denominado Complejo Xolapa (de Cserna, 1965) formado por paragneisses, ortogneises, migmatitas, anfibolitas, mármoles y cuarcitas. Fechamientos isotópicos de estas rocas han proporcionado edades desde el Paleozoico tardío al Terciario (De Cserna et al., 1962; De Cserna et al., 1974a, b; Halpern et al., 1974; Guerrero, 1975; Guerrero et al., 1978; Robinson, 1990; Morán, 1992; Herrmann et al., 1994; Ducea et al., 2004). Este complejo es intrusionado por una variedad de cuerpos plutónicos deformados dúctilmente de edad cretácica. Posteriormente ambos conjuntos fueron intrusionados por cuerpos graníticos sin deformación dúctil a los que se les han obtenido edades Terciarias (Guerrero, 1975; Morán, 1992; Herrmann et al., 1994).





b



c

Figura 2.1. Mapas de terrenos tectonoestratigráficos de México: a) Campa y Coney, (1983); b) Sedlock et al. (1993); c) Keppie, (2004)

## 2.2. Problemática geológica del área de La Venta

La región localizada en las inmediaciones de la presa La Venta es un punto clave en el entendimiento de la complejidad geológica del sur de México ya que en ella se encuentran en contacto rocas metamórficas de alto grado, rocas miloníticas, calizas, intrusivos deformados, rocas volcánicas e intrusivos no deformados.

Los primeros trabajos modernos en la región se remontan a la década de los 50's del siglo pasado, cuando de Cserna elaboró un libro-guía para el XX Congreso Geológico Internacional realizado en México en 1956. Este trabajo fue la base del artículo clásico de la región, (de Cserna, 1965), donde se sientan las bases estratigráficas de la zona (fig. 2.2) al definir formalmente varias unidades como el Complejo Xolapa, la Formación Chapolapa, entre otras y se proporciona el primer mapa geológico de la región.

Desde aquella época, el Complejo Xolapa ha atraído la atención de las investigaciones debido a su complejidad metamórfica, estructural, litológica, geocronológica y tectónica. Durante esa etapa se realizaron los primeros intentos de fecharlo por de Cserna et al. (1962), de Cserna et al. (1974), Guerrero (1975) y Guerrero et al. (1978), pero sus resultados son controversiales.

Años más tarde, Alaniz (1988) caracteriza geológica y petrológicamente al Complejo Xolapa en su localidad tipo, es decir en el arroyo Xaltianguis entre los poblados el Papagayo y el Playón; ubica a esta parte del Complejo en la facies de anfibolita dentro de la zona de estaurólita y define tres fases de deformación, dos dúctiles y una frágil. También elabora un mapa con la división del Complejo a lo largo del arroyo Xaltianguis.

Morán (1992) realiza una investigación isotópica en la región de Tierra Colorada-Acapulco-Cruz Grande. Dentro de las muestras que analizó se encuentran algunas tomadas en la localidad tipo del Complejo: son dos en roca total, una diorita cuya isócrona da  $136 \pm 11$  Ma y una roca metasedimentaria con edad de isócrona de  $308 \pm 5$  Ma; y tres muestras de moscovita: una pegmatita y una aplita que dan  $59 \pm 1$  Ma y una de esquisto que da  $54 \pm 1$  Ma. Todas estas edades fueron obtenidas con el método Rb-Sr.

Hermann et al. (1994) realizan fechamientos de zircones por el método U-Pb en diferentes partes del Complejo Xolapa, dentro de estas edades hay dos que se ubican en el área de esta investigación: la muestra Mu 13 es un gneis tomado en las cercanías de La Palma cuya intercepta inferior arroja una edad de  $60 \pm 20$  Ma; y la muestra Mu 16 es una migmatita tomada al sur de Tierra Colorada con edad de  $66.7 \pm 5.4$  Ma en la intercepta inferior. Cabe mencionar que los valores de MSWD de estas edades son de 3 y 11, respectivamente. También fechan al intrusivo Tierra Colorada en 34 Ma.

Como se advierte, en el Complejo Xolapa, dentro del área objeto de la presente investigación, se han realizado pocos trabajos y especialmente enfocados en la localidad tipo, por lo que se tiene información escasa acerca de él en las otras partes donde aflora en esta región.

Además de la problemática señalada para el Complejo Xolapa, una particular se tiene para las rocas deformadas y metamorfoseadas que afloran en las cercanías de la presa La Venta, uno de los objetos centrales de este trabajo:

ERA	SISTEMA	SERIE	EDAD	AL SUROESTE DEL RIO PAPAGAYO	REGION DE CHILPANCINGO-EL OCOTITO	REGION NORTE-CENTRAL DE GUERRERO	
CENOZOICA	CUATERNARIO	RECIENTE		ALUVION Y DEPOSITOS COSTEROS	ALUVION	ALUVION	
		PLEISTOCENICA	1				
	TERCIARIO	PLIOCENICA			FM. PAPAGAYO	FM. CHILPANCINGO	FM. CUERNAVACA
						FM. ALQUITRAN	GR. BUENAVISTA
		OLIGOCENICA	36			FM. AGUA DE OBISPO	RIOLITA Y ZAPOTLA
		EOCENICA	58			FM. BALSAS	GR. BALSAS
	PALEOCENICA	63					
MESOZOICA	CRETACICO	SUPERIOR	GOLFIANA	FM. MORELOS	FM. MEXCALA	FM. MEXCALA	
					90	FM. MEXCALA	FM. CUAUTLA
					110	FM. MORELOS	FM. MORELOS
		INFERIOR	COMANCHEANA		FM. MORELOS	FM. MORELOS	
			COAHUILIANA		FM. ACHAHUZOLO	FM. XOCHICALCO	
					FM. ACUILAPAN	FM. ACUILAPAN	
	JURASICO	SUPERIOR	SABINASIANA				
		MEDIA					
		INFERIOR					
		181					
TRIASICO	SUPERIOR		FM. CHAPOLAPA	FM. CHAPOLAPA	ROCAVERDE TAXCO VIEJO Y ESQUISTO TAXCO		
	MEDIA						
	INFERIOR						
PALEOZOICA	PERMICO	SUPERIOR		COMPLEJO XOLAPA			
		MEDIA					
		INFERIOR					
	PENSILVANICO	SUPERIOR					280
		MEDIA					
	MISISIPICO	SUPERIOR					
		MEDIA					
	DEVONICO	SUPERIOR					365
		MEDIA					
		INFERIOR					
SILURICO	SUPERIOR						
	MEDIA						
	INFERIOR						
ORDOVICICO	SUPERIOR						
	MEDIA						
	INFERIOR						
CAMBRICO	SUPERIOR		500				
	MEDIA						
	INFERIOR						

Figura 2.2. Tabla de correlación estratigráfica de de Cserna (1965).

La Formación Chapolapa fue definida formalmente por de Cserna (1965) como: “La Formación Chapolapa incluye una secuencia de rocas sedimentarias que consiste en unos 800 m de tobas, areniscas, lutitas y conglomerados en parte de color verdoso y en parte de color morado. La parte verdosa de la secuencia tiene elementos volcánicos principalmente andesíticos, mientras que la parte morada, por su gran contenido de fragmentos de cuarzo, sugiere que fue derivada de terrenos metamórficos más bien que de terrenos volcánicos.”

Acerca de la parte verdosa, a la que también llama parte inferior, de Cserna (1965) abunda: “La parte inferior de la Formación Chapolapa, o sea la que contiene material volcánico, muestra el desarrollo de clorita y algunas veces epidota en cantidades considerables que le da un aspecto verdoso a estas rocas. Localmente se observa también el desarrollo de

sericita que da un aspecto sedoso...Las capas compuestas de clásticos finos en la parte inferior de esta formación muy a menudo muestran foliación secundaria, o sea clivaje, que está bien distribuido pero imperfectamente desarrollado.”

Respecto al metamorfismo el mismo autor señala: “...en algunas partes de esta formación, en varias localidades, se ha notado metamorfismo de bajo grado, que se manifiesta por el desarrollo local de clivaje en las capas de grano más fino (tobas epiclásticas) y por la presencia de clorita, sericita o epidota...El autor se inclina por considerar este metamorfismo de bajo grado en algunas partes de la Formación Chapolapa, como consecuencia de la deformación debida al movimiento diferencial entre los estratos que produjo pliegues y varias discordancias tectónicas entre el complejo metamórfico y las rocas cretácicas suprayacentes (i. e. Orogenía Hidalgoana)”

Por correlación estratigráfica señala una edad de Triásico Tardío-Jurásico Medio para esta unidad y finalmente apunta que hay un parecido indiscutible entre las rocas verdes de esta formación con el Esquisto Taxco y la Rocaverde Taxco Viejo.

Posteriormente, Salinas (1984) en su trabajo sobre los límites del Terreno Mixteco se refiere a las rocas metamórficas del área de La Venta de la siguiente manera: “cerca de Tierra Colorada, en la presa hidroeléctrica La Venta, ahí las calizas de la formación Morelos cabalgan a manera de klippe sobre rocas volcánicas cataclásticas, posiblemente de la Formación Papagayo del Terciario que por acción del movimiento se metamorfizaron, el contacto es a través de un plano subhorizontal con apenas 12° de inclinación al NE.”

Robinson et al. (1989) y Robinson (1990), interpretan por primera vez a las rocas deformadas de La Venta como una zona de cizalla entre el Terreno Xolapa y terrenos más antiguos; dicha zona consta de 1 – 2 km de espesor de rocas volcánicas y sedimentarias transformadas a milonitas y ultramilonitas en facies de esquisto verde con una cizalla normal oblicua lateral izquierda (fig. 2.3).

Morán (1992), señala que los afloramientos de la Formación Chapolapa en esta localidad corresponden más bien a un cuerpo de milonita desarrollado dentro del Complejo Xolapa, cuyos protolitos fueron rocas volcánicas y rocas graníticas. También menciona que la franja milonítica tiene una orientación general WNW-ESE, un espesor de entre 1 a 2 km y una longitud aproximada de 20 km.

Riller et al. (1992) describen a la Formación Chapolapa como la zona de deformación Tierra Colorada, la cual representa una sección del margen entre los terrenos Xolapa y Mixteca (fig. 2.4). Esta zona tiene una anchura entre 1-2 km, consiste en milonitas y ultramilonitas en facies de esquisto verde con foliación inclinada al NNW y lineación al WNW. El Complejo Xolapa y la Formación Morelos están afectados por la misma cizalla. La orientación y sentido de desplazamiento de esta zona milonítica corresponde a una geometría de falla normal.

Alternativamente, Sabanero (1990) describe al área de La Venta como un klippe con orientación NW-SE e inclinado al NE, con 3 km ancho y 17 km de largo. La estructura está constituida por las formaciones Morelos, Chapolapa y el Complejo Xolapa (fig. 2.5).

Poco tiempo después, de Cserna et al. (1994) consideran a estas rocas de La Venta como el Esquisto Taxco y ya no como la Formación Chapolapa.

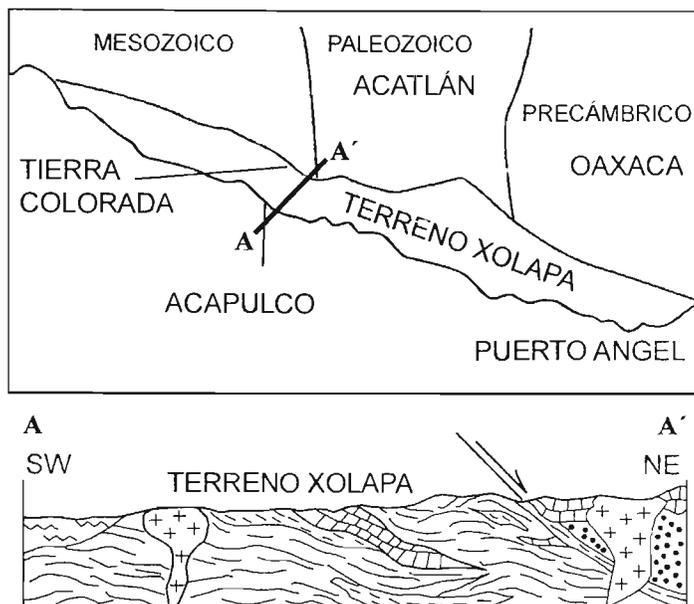


Figura 2.3. Sección esquemática del Terreno Xolapa entre Acapulco y Tierra Colorada, Guerrero, de Robinson et al., (1989)

La correlación entre el miembro verde de la Formación Chapolapa con el Esquisto Taxco y la Rocaverde Taxco Viejo tiene sustento cronológico; recientemente, Campa e Iriando (2004) han fechado las rocas metavolcánicas de Taxco por zircones con el método U-Pb y obtuvieron  $130 \pm 2.6$  Ma y  $136.9 \pm 0.6$  Ma para el Esquisto Taxco y  $131.7 \pm 0.85$  Ma y  $135.2 \pm 0.9$  Ma para la Rocaverde Taxco Viejo; así como a la Formación Chapolapa, para la que obtuvieron  $133.2 \pm 0.7$  Ma y  $129.7 \pm 0.8$  Ma, en La Venta y el Río Guamúchil respectivamente. Por otra parte, Hernández et al. (2004) fecha una muestra de la Formación Chapolapa al oeste de El Ocotito a través de zircones con el método U-Pb y obtiene  $126 \pm 4$  Ma. Dentro de los límites de error las fechas podrían representar la edad de una misma secuencia.

Hasta ahora, la edad del evento milonítico no se tiene constreñida, Solé (2004) ha fechado dos muestras de rocas miloníticas, una de los alrededores de la presa La Venta y la otra del Cerro El Macho, por el método K-Ar en roca total resultando en 59 y 53 Ma, respectivamente.

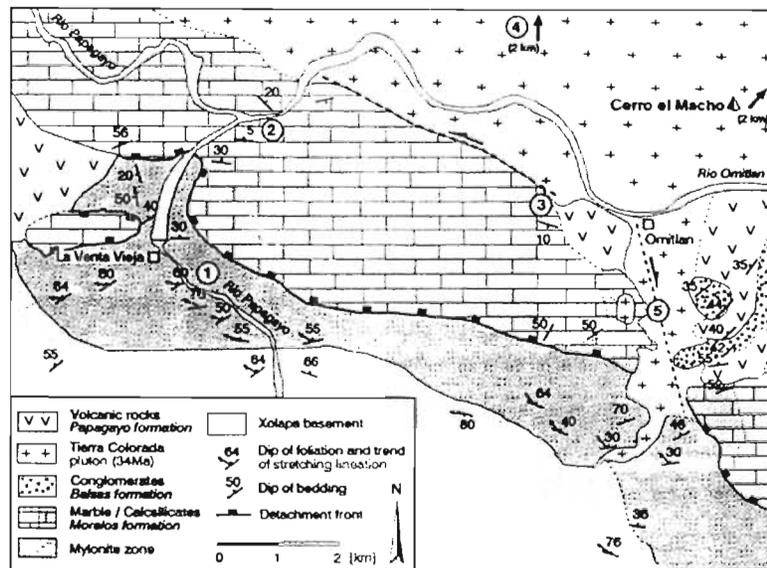


Figura 2.4. Mapa geológico del área de La Venta de Riller et., (1992)

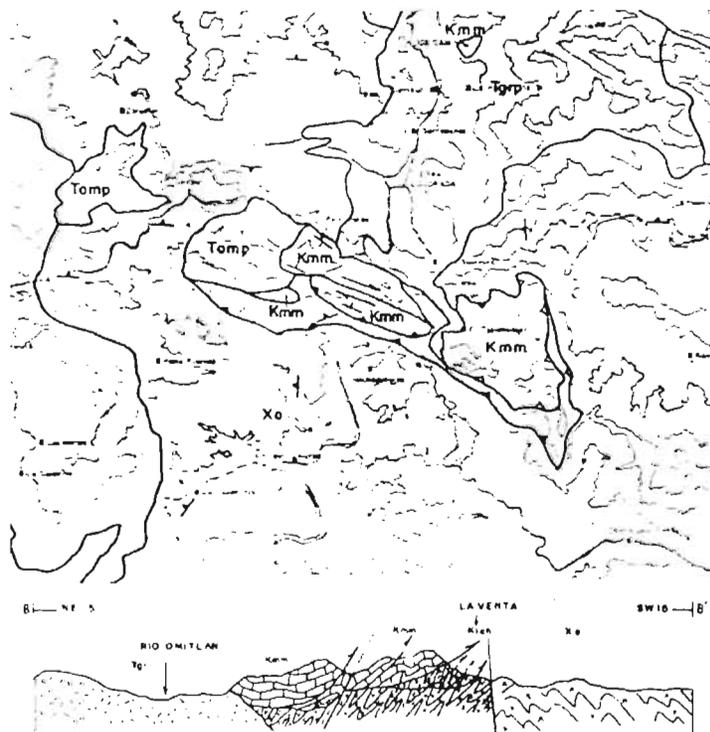


Figura 2.6. Mapa y sección geológicos del área de La Venta de Sabanero (1990)

## **CAPITULO 3**

### **MARCO TEÓRICO**

#### **3.1. Introducción**

En este capítulo se tratan en detalle los temas directamente relacionados con la base teórica que se empleó en el análisis estructural dentro de esta investigación, tanto en la etapa de campo como en el análisis microscópico.

El capítulo está dividido en dos partes, la primera trata la descripción general de rocas metamórficas en sentido estructural, haciendo hincapié en los conceptos de fábrica y microfábrica. La segunda parte, se orienta a las zonas de cizalla pero no desde un punto de vista teórico sino en su utilidad para el análisis estructural, se mencionan sus características generales y algunos de sus elementos geométricos más distintivos.

#### **3.2. Descripción de rocas metamórficas**

La historia de una roca metamórfica es registrada en su mineralogía y fábrica (y en algunos casos en su química). Las asociaciones minerales pueden ser usadas para interpretar las condiciones existentes durante el metamorfismo, mientras que la fábrica de la roca puede revelar la naturaleza de los procesos que causaron el metamorfismo. Por esta razón la mineralogía y la fábrica forman la base para la descripción y clasificación de las rocas metamórficas, esto debe ser realizado empleando términos descriptivos y evitando los términos genéticos. La forma más deseable de describir, nombrar y clasificar una roca metamórfica es señalando sus minerales esenciales constituyentes junto con un término textural (Philpotts 1989).

##### 3.2.1. Concepto de fábrica

Hobbs et al. (1976) definen la fábrica como: “la configuración espacial y geométrica completa de todos los elementos que constituyen la roca. Cubre términos como textura, estructura y orientación preferente; describe todas las formas y características de partes individuales de una masa rocosa así como la forma en que estas partes están distribuidas y orientadas en el espacio. Las partes individuales se consideran constituyentes de una fábrica sólo si se presentan de manera repetida.”

Los elementos de fábrica son las partes que constituyen una fábrica, deben estar penetrativa y repetidamente desarrollados en un volumen de roca. Un elemento de fábrica puede ser penetrativo a una escala y no penetrativo en otra (Turner y Weiss, 1963; Hobbs et al., 1976; Passchier y Trouw 1996).

La microfábrica es la fábrica en escala microscópica, o sea, los rasgos penetrativos de una roca deformada que se pueden observar, medir y estudiar con un microscopio óptico o electrónico. Los elementos de una microfábrica incluyen forma del grano, límites del grano, bandas de deformación, láminas de deformación, agregados de granos con forma o tamaño similares y orientaciones cristalográficas preferentes (Hobbs et al., 1976; Passchier y Trouw 1996).

El propósito general al analizar una microfábrica de una roca deformada es establecer los rasgos característicos presentes a esta escala que suministren información sobre la historia mecánica y térmica de la roca (Hobbs et al., 1976).

### 3.2.2. Nomenclatura de microfábricas

Términos usados para referir la forma de granos individuales:

Euhedral. Cristal con las caras completamente desarrolladas.

Subhedral. Cristal con forma irregular pero con algunas caras bien desarrolladas.

Anhedral. Cristal sin caras desarrolladas.

Acicular. Cristal con forma de aguja.

Términos usados para referir grandes granos con inclusiones:

Poiquiloblástico. Grano con numerosas inclusiones aleatoriamente orientadas de otro mineral; el término es usado principalmente en porfiroblastos.

Términos usados para referir la forma de los agregados de granos

a) Geometría de los límites de granos:

Poligonal. Fábrica consistente de granos anhedrales o subhedrales con límites rectos.

Interlobado. Granos con límites lobados e irregulares.

Amibáceo. Granos con límites fuertemente curvados y lobados.

b) Distribución del tamaño de grano:

Equigranular. Todos los granos con tamaño semejante.

Inequigranular. Distribución no gradacional de diferentes tamaños de grano.

Seriada. Gradación completa del tamaño de grano, de fino a grueso.

Términos especiales para referir la forma de los agregados de grano:

Granoblástico. Fábrica consistente en un mosaico de granos subhedrales o anhedrales aproximadamente equidimensionales.

Decusada. Arreglo de granos elongados aleatoriamente orientados.

Porfiroblástico. Fábrica inequigranular con grandes granos que crecieron durante el metamorfismo los cuales son embebidos en una matriz de grano fino.

Flaser. Tipo de fábrica milonítica en la que porfiroclastos elípticos residen en una matriz milonítica de grano fino.

### 3.2.3. Foliaciones

El término foliación es de carácter genérico empleado para describir cualquier rasgo planar que ocurre penetrativamente en un cuerpo de roca. La foliación puede ser definida por una variación espacial en el tamaño de grano o la composición mineral, por la orientación preferencial de granos o agregados de granos elongados o aplanados, por discontinuidades planares tales como microfracturas o por alguna combinación de estos elementos (fig. 3.1).

Con base en su origen son dos los tipos básicos de foliaciones: Las foliaciones primarias son estructuras relacionadas a los procesos originales que formaron la roca. Y las foliaciones secundarias son formadas en la roca posteriormente como resultado de deformación y metamorfismo. El desarrollo de foliación secundaria generalmente es visto como evidencia de que la roca ha sido deformada de manera dúctil, sin embargo, la foliación puede desarrollarse en algunas zonas cataclásticas.

#### 3.2.3.1. Clasificación morfológica de foliaciones

La distribución de los elementos de fábrica en la roca define los tipos de foliación (fig. 3.2). La clasificación de foliaciones estudiada en este trabajo, se basa en la descripción de tales elementos. Son dos las categorías básicas: a) Foliación continua en ella los elementos de fábrica están homogéneamente distribuidos en la roca, normalmente por debajo de la escala de los minerales individuales, y b) Foliación espaciada en la que los elementos de fábrica no están homogéneamente distribuidos en la roca, sino divididos en lentes o capas de diferente composición.

En la descripción morfológica de foliaciones la escala de observación (observaciones en campo, en sección delgada, en SEM) debe ser mencionada.

Foliación continua. Una foliación continua consiste en una distribución homogénea, no bandeada, de granos minerales aplanados con una orientación preferencial. La foliación continua, además, puede ser descrita a través de los elementos de fábrica, por ejemplo, forma y tamaño de grano. Si el grano que define la foliación es visible a simple vista, la foliación es llamada esquistocidad continua. Si el tamaño de grano es más fino, la estructura es llamada clivaje continuo o clivaje pizarroso.

Foliación espaciada. La foliación espaciada consiste en dos tipos de dominios: dominio de clivaje (también conocido como láminas de clivaje) y microlitones. Los dominios de clivaje son zonas planares con orientación fuertemente preferencial de los elementos de fábrica. Por otra parte, los microlitones se encuentran entre los dominios de clivaje y contienen elementos de fábrica sin o con una débil orientación preferencial, o contienen elementos de fábrica oblicuos a los dominios de clivaje (Powell, 1979; Passchier y Trouw, 1996)

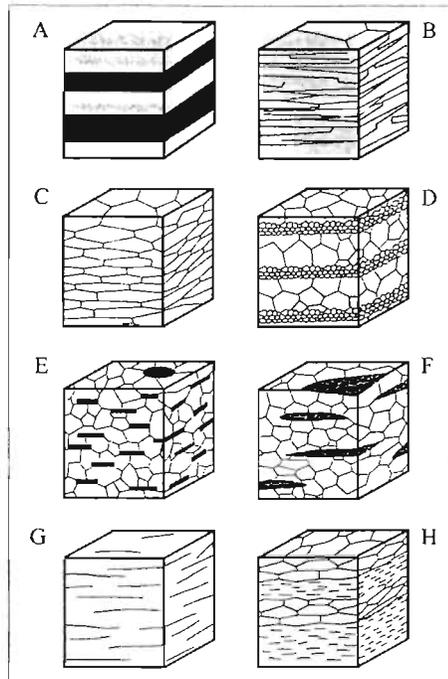


Figura 3.1. Representación esquemática de varios elementos de fábrica que definen una foliación. B Orientación preferencial de minerales planos. C. Orientación preferencial de bordes de grano y granos deformados. D. Variación en el tamaño de grano. E. Orientación preferencial de granos planos en una matriz no orientada. F. Orientación preferencial de agregados minerales aciculares. G. Orientación preferencial de fracturas o microfallas. H. Combinación de los elementos de fábrica A, B y C. (Tomada de Passchier y Trouw, 1996)

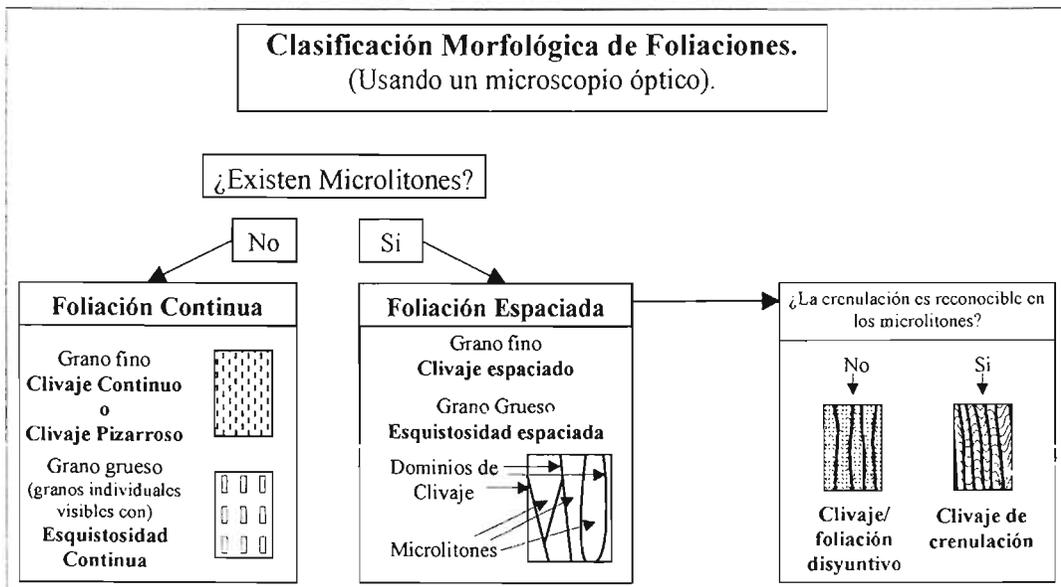


Figura 3.2. Clasificación morfológica de foliaciones basada en los elementos de fábrica que la definen (Tomada de Passchier y Trouw; 1996)

Algunos de los parámetros morfológicos que parecen ser los más útiles en la distinción de los tipos morfológicos de foliaciones espaciadas, son:

Espaciamiento de los dominios de clivaje. La distancia que separa los dominios de clivaje es uno de los parámetros más fáciles de medir. En la mayoría de rocas con foliación espaciada la separación entre los dominios de clivaje se encuentra entre 1 cm a 0.1 mm, pero el límite práctico de resolución en un microscopio óptico es 0.01 mm; sin embargo los dominios pueden tener mayor o menor separación.

La forma de los dominios de clivaje. Este parámetro puede ser descrito en términos de dos características:

El grado de planaridad. Describe que tanto los dominios de clivaje se aproximan a un plano (fig. 3.3).

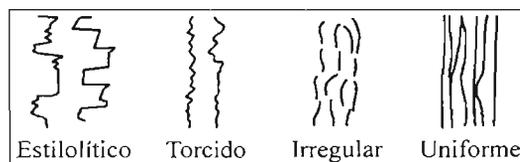


Figura 3.3. Grados de planaridad de los dominios de clivaje. (Tomada de Borradaile *et al.*, (1982))

El patrón de los dominios de clivaje. Describe la relación espacial entre los dominios de clivaje (fig. 3.4).

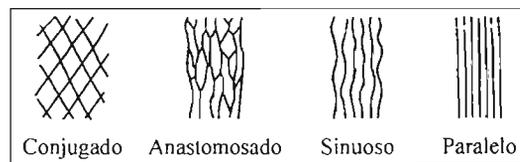


Figura 3.4. Patrón de los dominios de clivaje. (Tomada de Borradaile *et al.*, (1982))

La fábrica de los microlitones. A través de este parámetro podemos diferenciar rocas sin o con una anisotropía mecánica preexistente: en rocas sin anisotropía preexistente varios grados de alineación de los minerales que forman a los microlitones respecto a los dominios de clivaje pueden ser observados (fig. 3.5). En rocas con anisotropía preexistente diversas características de la fábrica anterior pueden ser medidas, entre éstas: la forma y simetría de los pliegues, el ángulo entre los flancos, etc.; y con base en ello diferenciar los tipos morfológicos de clivaje de crenulación (Powell 1979).

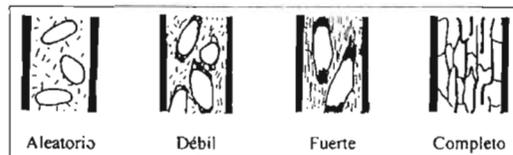


Figura 3.5. Cuatro posibles etapas de clasificación del grado de alineación de la fábrica en los microlitones. (Tomada de Powell (1979))

La proporción de la roca ocupada por los dominios de clivaje. El espacio relativo ocupado por los dominios de clivaje respecto a los microlitones puede ser medido contando la proporción de la roca ocupada por los dominios de clivaje, esto se hace de forma transversal a la traza general de la foliación (Borradaile et al., 1982).

El cambio de los dominios a los microlitones. La forma de pasar de los microlitones a los dominios de clivaje puede ser abrupta o discreta cuando hay un límite nítido entre los dos dominios; o puede ser transicional o gradacional cuando hay un cambio gradual en la concentración relativa de los dominios de clivaje en los microlitones (Borradaile et al., 1982).

El clivaje de crenulación es un tipo de foliación espaciada secundaria con microcharnelas de una foliación crenulada antigua presente en los microlitones, siendo este rasgo la principal característica para distinguir este tipo de clivaje de otros.

El clivaje de crenulación consiste en dominios subplanares de material micáceo altamente orientado (dominios de clivaje) que alternan con dominios en los que se observa una fábrica preexistente deformada (microlitones). Los dominios de clivaje coinciden con uno o ambos flancos de los micropliegues asociados.

Con base en criterios morfológicos, Gray (1977), clasifica el clivaje de crenulación en dos variantes:

Clivaje de crenulación discreto. En este, los dominios de clivaje son superficies subplanares o irregulares estrechas y oscuras debido a que están enriquecidas en óxidos de hierro u otros opacos, aunque también contienen filosilicatos orientados. En este tipo, los dominios de clivaje cortan a la fábrica original por lo que ésta es discontinua.

Clivaje de crenulación zonal. Éste consiste en dominios de clivaje anchos, micáceos y oscuros que coinciden con los flancos de los micropliegues cuya forma varía de lenticular a laminar. El límite entre los dominios de clivaje y los microlitones es definido con base en el enriquecimiento de filosilicatos en los primeros comparado con los segundos. En este clivaje la fábrica preexistente, o los relictos de ella, son continuos a través de los dominios de clivaje, en contraste con el tipo discreto.

### 3.2.4. Lineaciones

Una lineación es definida como cualquier rasgo lineal que ocurre penetrativamente en un cuerpo de roca. Los tipos de lineaciones más importantes son:

Lineaciones de intersección: formadas por intersección de foliaciones (fig. 3.6a).

Lineaciones de crenulación: definida por ejes de micropliegues en un plano de foliación (fig. 3.6b).

Lineaciones de estiramiento: definidas por granos de minerales deformados o constreñidos. El término fábrica de forma lineal es usado para referirse a esta estructura (fig. 3.6c y d).

Lineaciones minerales: definidas por la orientación preferencial de minerales euhedrales o subhedrales con una forma alargada, tales como anfíboles, turmalina o silimanita o minerales planos tales como las micas (fig. 3.6e y f).

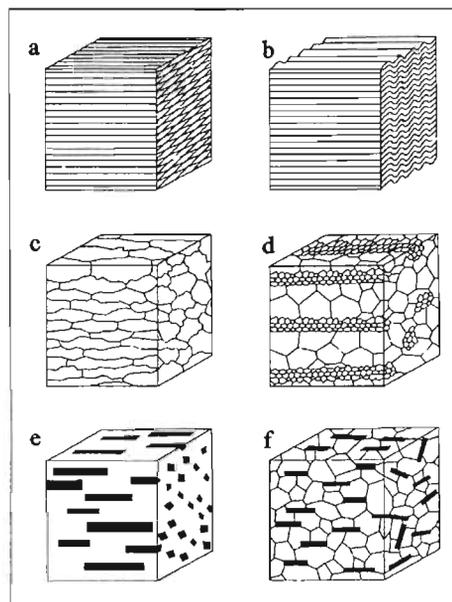


Figura 3.6. Representación esquemática de varios tipos de elementos de fábrica que pueden definir una lineación: a. Lineación de intersección por dos estructuras planares. b. Lineación de crenulación. c. Lineación de estiramiento definida por granos constreñidos. d. Lineación de estiramiento definida por agregados de granos. e. Lineación mineral definida por granos euhedrales o subhedrales con una forma cristalina alargada. f. Lineación mineral definida por granos euhedrales o subhedrales con una forma planar (Tomada de Passchier y Trouw, 1996)

### 3.3. Zonas de Cizalla

#### 3.3.1. Introducción

Las zonas de cizalla son zonas tabulares, planares o curvoplanares en las cuales la deformación se concentra, estas zonas acomodan el movimiento de bloques de roca relativamente rígidos. Tales zonas usualmente contienen una componente de rotación que refleja desplazamiento lateral de los bloques (Hammer y Passchier, 1991; Passchier y Trouw, 1996).

Las zonas de cizalla pueden ser subdivididas en frágiles, dúctiles o frágil-dúctiles. Las zonas de cizalla mayores atraviesan la corteza e incluso llegan al manto superior y contienen tanto segmentos frágiles como dúctiles.

Las zonas de cizalla frágil-dúctil son formadas bajo condiciones intermedias entre deformación estrictamente frágil y deformación estrictamente dúctil. Hay una discontinuidad dentro de la roca deformada dúctilmente que puede ser una fractura discreta o un arreglo de grietas de extensión en echelón.

En las zonas de cizalla dúctil la deformación es acompañada de metamorfismo lo cual produce rocas con foliaciones, lineaciones, pliegues y demás rasgos relacionados. No hay discontinuidad y la magnitud de la deformación varía poco a lo largo de ellas.

La deformación en las zonas de cizalla dúctil causa el desarrollo de fábricas y asociaciones minerales características que reflejan condiciones de P-T, tipo de flujo, sentido de movimiento y la historia de deformación. Generalmente contienen una foliación subparalela al plano principal del elipsoide de distorsión y perpendicular a la dirección de máximo acortamiento (Passchier y Trouw, 1996).

Muchas zonas de cizalla muestran evidencia de que el flujo en ellas fue no coaxial, tal evidencia incluye deflexión de la foliación recientemente formada en el borde de la zona y la presencia de elementos de fábrica con forma simétrica monoclinica (Passchier et al., 1990).

#### 3.3.2. Reconocimiento de zonas de cizalla

Las zonas de cizalla angostas y de pequeña escala se reconocen en afloramiento debido a que muestran un gradiente de distorsión, desde una fuerte deformación en el centro de la zona a una débil o nula deformación en la pared de la roca (Ramsay & Graham, 1970; Ramsay, 1980). En una roca huésped no deformada el gradiente de distorsión resulta en un patrón característico de incremento de la intensidad de foliación hacia la zona de cizalla y el curvamiento de esta foliación en la zona. Las vetas, el bandeamiento y la foliación preexistente en la roca huésped son desplazadas a lo largo de tales zonas.

Las zonas de cizalla que exceden el tamaño de los afloramientos, son más difíciles de reconocer. Además de los criterios de alta distorsión señalados arriba, los siguientes elementos de fábrica son característicos de zonas de cizalla (Passchier et al., 1990):

- (1) Una foliación inusualmente regular y de espesor constante.
- (2) Una fábrica de forma lineal recta sobre las superficies de foliación.

(3) La presencia de pliegues isoclinales y de funda en la foliación con ejes de pliegues paralelos o subparalelos a la lineación.

(4) La presencia de elementos de fábrica con forma simétrica monoclinica.

### 3.3.3. Determinación de la dirección de movimiento usando lineaciones

Las lineaciones pueden ayudar a determinar la dirección de movimiento relativo de segmentos de corteza que fueron desplazados a lo largo de una zona de cizalla dúctil. Las lineaciones más comunes en las zonas de cizalla son lineación de estiramiento, mineral y de intersección. La lineación mineral y de estiramiento comúnmente son paralelas al eje-X del elipsoide de distorsión finita. En una zona de cizalla donde la deformación progresiva fue por flujo no coaxial, la dirección del eje-x del elipsoide de distorsión finita, indica la dirección de desplazamiento de los bloques menos deformados que son separados por la zona. Sin embargo, la interpretación de lineaciones es relativamente difícil y presenta un gran número de confusiones (Passchier et al., 1990):

1) La lineación de estiramiento NO necesariamente es paralela a la dirección X del elipsoide de distorsión finita.

2) Las lineaciones mineral y de estiramiento son fáciles de confundir. Dichas estructuras pueden tener la misma implicación cinemática, pero pueden tener diferentes implicaciones en las condiciones metamórficas durante su desarrollo, así que deben ser identificadas y nombradas correctamente.

3) Muchas zonas de cizalla son atravesadas por fallas delgadas que siguen la foliación; las estrías sobre dichas fallas pueden ser erróneamente interpretadas como lineación de estiramiento, ellas pueden ser distinguidas como estrías debido a que sólo ocurren sobre la falla y no a través de la roca.

4) Si el bandeamiento planar en un gneis está sujeto a acortamiento significativo durante el flujo no coaxial en una zona de cizalla, se desarrollará foliación, la cual puede causar que el bandeamiento se divida en segmentos con forma de varillas. Esta fábrica lineal es técnicamente una lineación de intersección pero podría ser fácilmente confundida con una lineación de estiramiento. Pero su eje largo es perpendicular al eje X del elipsoide de distorsión, si dichas estructuras son incorrectamente interpretadas causarán un error de 90° en la dirección de movimiento determinada. Las lineaciones de estiramiento pueden ser distinguidas en la mayoría de las rocas de las fábricas de intersección por su orientación constante en una gran área y por su asociación con pliegues de funda.

5) Una lineación puede representar sólo el último movimiento en una zona de cizalla; varias fases de actividad en la zona de cizalla con diferente dirección de movimiento pudieron haber estado presentes.

6) Es posible confundir estructuras lineales y planares en gneises masivos.

### 3.3.4. Indicadores de Sentido de Cizalla

Los indicadores de sentido de cizalla son un subgrupo de los indicadores cinemáticos; son estructuras con una simetría monoclinica que pueden ser usadas para encontrar el sentido de cizalla en un material deformado progresiva y no coaxialmente (Cobbold y Gapais, 1987; Hanmer y Passchier 1991).

Porfiroclastos envueltos. Comúnmente en las rocas miloníticas, los porfiroclastos son rodeados por agregados de granos que se estrechan y forman una unidad estructural con él, esos agregados son conocidos como envolturas y la estructura completa como porfiroclasto envuelto. Cuando los agregados que flanquean al porfiroclasto están compuestos de un mineral distinto al de aquel, reciben el nombre de sombras de distorsión. (Passchier y Trouw 1996)

Se interpreta que los porfiroclastos envueltos son consecuencia de deformación cristalplástica y que nudos de dislocaciones se almacenan en el borde del porfiroclasto como respuesta al flujo de la matriz. Luego, el borde del porfiroclasto es recristalizado a una estructura de núcleo y envoltura. La envoltura blanda y de grano fino puede ser deformada en alas (o colas) que se extienden a ambos lados de porfiroclasto paralelas a la forma de la fábrica en la roca. La forma de las alas puede ser usada como un indicador del sentido de cizalla y como un cuantificador reológico (Passchier y Trouw 1996).

Cinco tipos de porfiroclastos envueltos han sido distinguidos: objetos tipo  $\Theta$ , tipo  $\phi$ , tipo  $\sigma$ , tipo  $\delta$  y objetos complejos. Los objetos tipo  $\Theta$  han perdido las alas, los objetos tipo  $\phi$  tienen una simetría ortorrómbica, los objetos tipo  $\sigma$ , tipo  $\delta$  y objetos complejos tienen una simetría monoclinica (Passchier y Trouw 1996). Los objetos tipo  $\sigma$  tienen envolturas amplias cerca del porfiroclasto con dos caras planas y dos caras curvas que definen una asimetría interna. Las alas están a diferente elevación en ambos lados.

Los objetos tipo  $\delta$  tienen alas estrechas y flexiones características en las partes adyacentes al porfiroclasto; como resultados ocurren dos embahamientos del material de la matriz cerca del porfiroclasto. Por su parte, los objetos complejos tienen más de un grupo de alas. Los objetos tipo  $\sigma$ , tipo  $\delta$  y complejos son usados como indicadores del sentido de cizalla, empleando su asimetría interna y la figura en escalón de las alas (Passchier y Trouw 1996).

Los porfiroclastos envueltos son los indicadores de sentido de cizalla más confiables cuando ellos ocurren aislados en una matriz milonítica de grano fino. Los objetos completos y tipo  $\delta$  ocurren principalmente en rocas miloníticas con alta distorsión, mientras que los objetos tipo  $\sigma$  también ocurren a menor distorsión. Los objetos tipo  $\phi$  son más comunes en rocas miloníticas de alto grado.

Peces de mica. Los cristales individuales de mica que tienen una forma romboidal son conocidos como peces de mica (mica-fish). Éstos son muy comunes en las milonitas cuarzo-micáceas. Muchos peces de mica tienen una simetría monoclinica con un lado plano y otro curvo por lo que pueden ser usados como indicadores de sentido de cizalla. Poco es conocido acerca de la evolución de los peces de mica, pero su desarrollo probablemente resulta de una combinación de deslizamiento sobre un plano basal rígido, rotación del cuerpo, boudinage y recristalización en los bordes. (Passchier y Trouw 1996).

## **CAPÍTULO 4**

### **ESTRATIGRAFÍA ESTRUCTURAL**

#### **4.1. Introducción**

Para la región de La Venta se reconocieron 11 unidades litoestratigráficas, pero sólo se diferenciaron 10 cartográficamente (Lám 1). Cuatro son metamórficas (Complejo Xolapa, Metagranito El Pozuelo, Formación Chapolapa y Metagranitoide Las Piñas), tres sedimentarias (Formación Morelos, Formación Balsas y Aluviones), dos intrusivos no deformados (Intrusivo Tierra Colorada y Diques de diabasa), un intrusivo con deformación incipiente (Granito El Salitre) y una unidad volcánica (Formación Papagayo). Su relación cronológica se muestra en la figura 4.1.

Con el fin de evitar problemas con la nomenclatura y orden estratigráficos se emplean los nombres formalmente establecidos (Fries, 1960; de Cserna, 1965) para las diferentes unidades litoestratigráficas que se encuentran en esta zona.

La distribución de las unidades litoestratigráficas así como sus relaciones se pueden ver en el mapa y las secciones geológico-estructurales, lámina 1, a escala 1: 50 000 el mapa y 1:25 000 las secciones.

De los mapas geológicos existentes en el área de trabajo (de Cserna, 1965; Sabanero, 1990, Riller et al., 1992; Morán 1992; Alaniz y Ortega, 1997) sólo en los dos últimos se intenta diferenciar al Complejo Xolapa, por ello se tiene poca información acerca de la distribución espacial de las unidades que integran al Complejo. Debido a esta problemática, en la presente investigación se procedió a la diferenciación estratigráfica y cartográfica de dicha unidad, como resultado se reconocen tres unidades, dos de ellas nuevas (Metagranito El Pozuelo y Metagranitoide Las Piñas) y se separa como unidad independiente al Granito El Salitre, que ya había sido descrito (Alaniz, 1988; Alaniz y Ortega, 1997). Restringiendo el nombre de Complejo Xolapa, para las secuencias de gneises, anfíbolitas y esquistos existentes en esta región y los cuales no se separaron en el mapa (lámina 1).

También se reconocieron variaciones estructurales y litológicas dentro de la Formación Chapolapa y el Metagranitoide Las Piñas, que tampoco se separaron en el mapa geológico (lámina 1).

En la descripción petrográfica se empleó la clasificación morfológica de foliaciones, tanto para muestra de mano como para sección delgada (Powell, 1979; Borradaile et al., 1982; Passchier y Trouw, 1996).

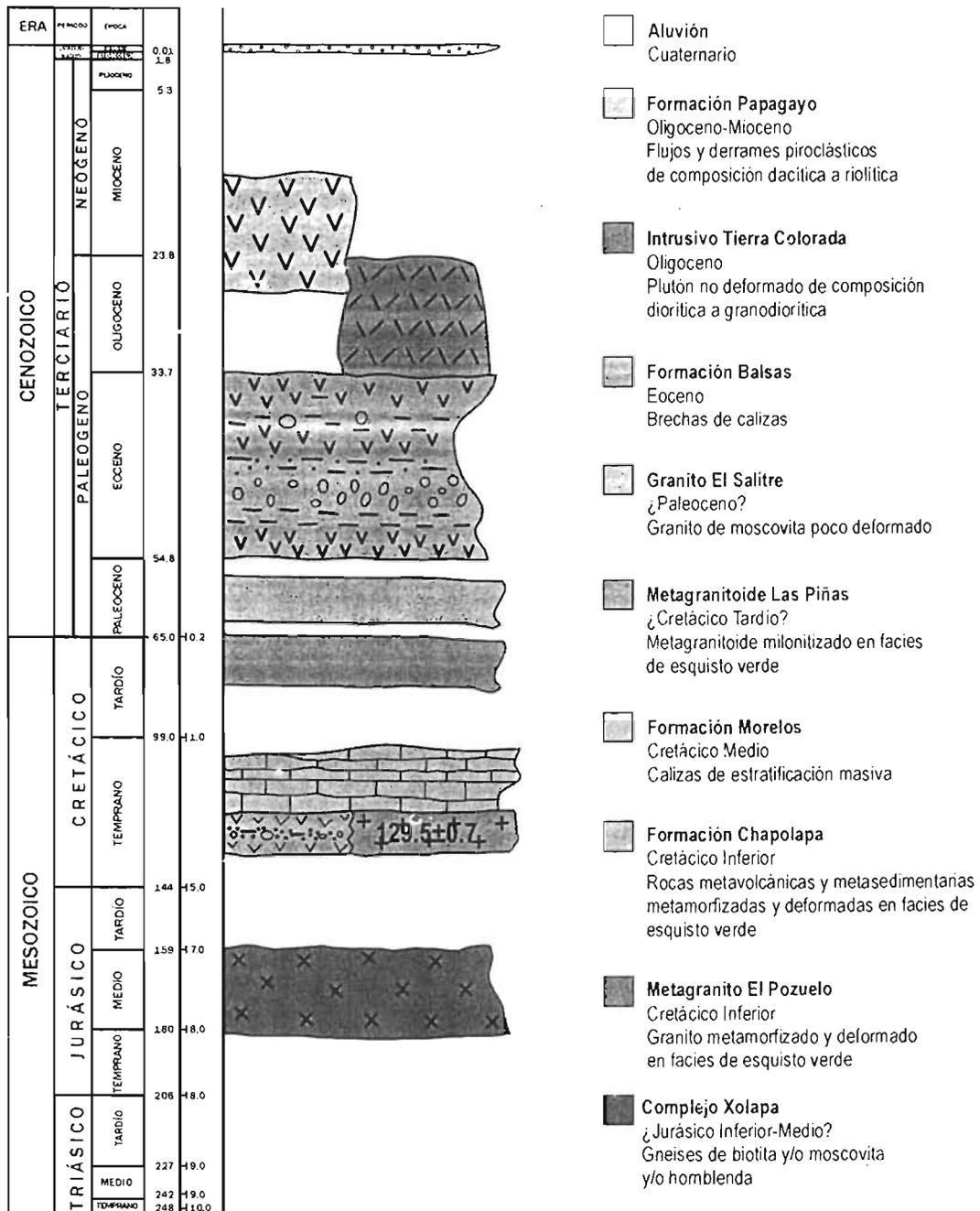


Figura 4.1. Columna estratigráfica de la región de La Venta, Guerrero

## 4.2. Complejo Xolapa

### Descripción

El Complejo Xolapa aflora extensamente dentro del área estudiada, se dispone a manera de basamento sobre el cual se encuentran el resto de las unidades. Esta unidad es la de mayor diversidad litológica, dentro del área trabajada, en afloramiento se lograron distinguir los siguientes tipos: gneises de biotita (fig. 4.2a), gneises de moscovita, gneises de biotita y moscovita, gneises de hornblenda y biotita, augengneis de biotita (fig. 4.2b), esquistos de moscovita, esquistos de biotita y anfíbolitas. Los gneises de biotita en conjunto se clasificaron como ortogneises con base en su composición mineralógica y homogeneidad en su fábrica.

Estas litologías son intrusionadas al menos por dos variedades de granitoides a) Metagranitoides El Pozuelo y Las Piñas y b) Granito El Salitre. Los dos primeros están deformados y metamorizados a facies de esquistos verdes; el tercero es un granito de moscovita con deformación incipiente. Estos cuerpos se describen por separado en las secciones 4.4, 4.6 y 4.7.

Los gneises de esta unidad son rocas de color gris que intemperizan a colores blanco o café, se caracterizan por una foliación espaciada, que es compuesta por dominios de clivaje y microlitones. Los dominios de clivaje están formados por cristales fuertemente orientados de biotita, moscovita u hornblenda de tamaño inferior a 3 mm. Los microlitones consisten de: a) mosaicos de granos de cuarzo y feldespatos con tamaño menor a 2 mm, y b) granos individuales de feldespato potásico o plagioclasa con tamaño entre 5 mm a 10 mm (fig. 4.2c). También poseen lineación mineral evidenciada por la orientación de biotita. En términos estructurales, estos gneises varían de tectonitas S a tectonitas S-L.

En el augengneis se encuentran porfiroclastos de feldespato inmersos en una foliación espaciada (fig. 4.2b), estos porfiroclastos son de forma redondeada a euhedral y su tamaño varía desde 1 cm a 7 cm. Su orientación es variable ya que los hay perpendiculares, oblicuos y paralelos a la foliación, la cual tiene los mismos rasgos de la foliación de los gneises no porfiroclásticos.

Los esquistos de biotita son rocas de color café que intemperizan a amarillo, están fina y homogéneamente foliadas con tamaño de grano inferior a 2 mm, son constituidas por alrededor de un 50% de biotita, además de cuarzo, feldespatos y estauroлита. Además poseen lineación mineral desarrollada por la orientación de biotita.

Las anfíbolitas tienen un color verde grisáceo e intemperizan a color verde oscuro, poseen foliación espaciada con dominios de clivaje compuestos por hornblenda y microlitones formados por agregados de feldespatos. El tamaño de grano es de medio a fino (<3 mm) en ambos dominios.

Todas estas litologías son intrusionadas al menos por dos variedades de diques: pegmatitas félsicas y diabasas. Por lo menos existen dos generaciones de pegmatitas, unas plegadas y con bordes difusos, y otras rectas y que claramente cortan a la foliación; también presentan diferencias en composición ya que las hay con moscovita y/o biotita y/o granate.

### Petrografía

En sección delgada, la fábrica de los ortogneises es expresada como foliación espaciada, con dominios de clivaje de forma irregular y relación espacial de sinuosa a anastomosada formados por biotita, moscovita u hornblenda fuertemente orientadas (fig. 4.3). La biotita se encuentra en granos inferiores a 1 mm, es de color café rojizo, con pleocroísmo de rojo claro a café. La moscovita se encuentra en cristales tabulares hasta de 1.5 mm. La hornblenda es subhedral de color verde con pleocroísmo de verde claro a verde oscuro. La biotita y la hornblenda llegan a estar oxidadas.

Los microlitones son constituidos por un mosaico de cuarzo-feldespato o por granos individuales de feldespato potásico, plagioclasa o cuarzo (fig. 4.4). El mosaico tiene dos variedades una de grano inferior a 0.5 mm y la otra con tamaño de grano aproximadamente de 1 mm; en ambos casos la fábrica varía de inequigranular interlobada a poligonal. El agregado de grano fino muestra una fuerte orientación paralela a los dominios de clivaje, mientras que en el de grano grueso esta orientación es débil, ambos están intercalados. Los granos individuales (porfiroclastos) son poco abundantes y su diámetro es entre 2 a 3 mm, son de forma irregular. Las plagioclasas preservan maclado polisintético, y el feldespato potásico de tipo carlsbad.

En varias secciones delgadas se observan feldespatos peritéticos (fig. 4.5a) e intercrecimientos micrográficos (fig. 4.5b).

La biotita, moscovita y hornblenda crecieron sobre el mosaico cuarzo feldespático.

La asociación mineral general de los ortogneises es:

Feldespato potásico+plagioclasa+cuarzo±biotita±moscovita±hornblenda.

Por su parte, los esquistos de biotita y moscovita también poseen foliación espaciada, semejante a las de los gneises pero de grano fino y homogéneo.

En los esquistos de biotita, los dominios de clivaje son formados por biotita tienen un patrón uniforme y una relación espacial que varía de paralela a sinuosa; los microlitones consisten de un agregado de cuarzo y feldespatos no orientados. También se observan cristales de granate de tamaño inferior a 0.5 mm, sobrepuestos a la fábrica metamórfica (fig. 4.6) de lo que se deducen son postectónicos.

En las anfibolitas también se ve una foliación espaciada con dominios de clivaje formados por hornblenda verde y microlitones por un mosaico de plagioclasa.

La facies metamórfica en la que se ubica al Complejo Xolapa varía de esquistos verdes a anfibolita dentro de un régimen de alta temperatura y baja presión (de Cserna, 1965; Alaniz, 1988)

### Distribución y Relaciones

La distribución del Complejo Xolapa es la siguiente: en la parte noroeste se encuentra a partir del puente sobre el Río Papagayo hacia Acapulco hasta antes del poblado El Playón, el cual está fuera del área de este trabajo (Lám 1). En la parte noreste, aparece a unos 2 km al sureste del poblado Villa Guerrero hacia Tlayolapa. Sobre el Río Omitlán se encuentra a

aproximadamente 1 km aguas arriba del poblado del mismo nombre. Finalmente, abarca la parte sur del área, sobre la Autopista del Sol se localiza pasando el km 334 hacia Acapulco; en la parte centro empieza al sur del poblado Agua del Perro y en el sureste también aflora al sur del poblado La Palma.

A groso modo la distribución de las variedades de los gneises es la siguiente:

Los gneises de biotita son los de mayor distribución ya que se encuentran en las tres áreas de afloramiento del Complejo, o sea en las cercanías de Xolapa, en la carretera a Tlayolapa y en toda la parte sur (Lám 1).

Los gneises de moscovita se encuentran mayormente expuestos en el Río Omitlán (al este del poblado Omitlán) y en la terracería a Tlayolapa, además de haber pequeños afloramientos en el Río Papagayo al sur del poblado Tlalchocoahuite.

Los gneises de hornblenda sólo se encontraron en el arroyo Coquillo al sur del poblado La Palma.

El augengneis se encuentra en afloramientos discontinuos y aleatoriamente distribuidos e intercalados con gneises de biotita a lo largo de la terracería a Tlayolapa, un afloramiento importante se encuentra en el arroyo Panlázaro.

Los esquistos de moscovita se encuentran en forma restringida el este de Omitlán, y a manera de bloques dentro del Granito El Salitre. Los esquistos de biotita sólo se encuentran en un afloramiento de unos 150 m en el kilómetro 334.1 de la Autopista del Sol. Las anfíbolitas también se encuentran poco expuestas, en el Arroyo Xaltianguis al sureste del poblado Xolapa y en la carretera a Tlayolapa.

Las relaciones entre el Complejo Xolapa y el resto de las unidades son difíciles de documentar debido a que los contactos no se perciben claramente ya que se localizan en los arroyos o ríos en donde los cubre el aluvión o están cubiertos por suelo y/o vegetación en las faldas de los cerros.

En la parte noreste, unos 2 km después del pueblo Villa Guerrero sobre la carretera de terracería, se pasa de la granodiorita Tierra Colorada a los gneises de biotita, pero el contacto franco es cubierto por suelo, sin embargo hay pequeños apófisis que claramente intrusionan a los gneises. En el km 334.1 de la autopista se encuentra el contacto entre el Metagrano El Pozuelo y los esquistos de biotita que es de carácter tectónico.

#### Edad

Los fechamientos isotópicos que se han realizado en las rocas del Complejo Xolapa, dentro del área de este trabajo, se muestran en la tabla 4.1. una compilación completa de edades para esta unidad se puede consultar en la tabla 6.1.

Tabla 4.1. Edades isotópicas del Complejo Xolapa, dentro del área de este estudio

Edad	Método	Mineral	Roca	Muestra	Ubicación	Observación	Referencia
37±2	K-Ar	Biotita	Esquisto	CS-135-56	Barranca Xolapa		De Cserna et al. (1962)
80±8	Pb-α	Zircón	Pegmatita deformada	LG 4	Barranca Xolapa		De Cserna et al. (1974)

136±11	Rb-Sr	Roca total	Diorita	104, 105, 105b, 109b	Barranca Xolapa	Isócrona de 4 puntos	Morán (1992)
308±5	Rb-Sr	Roca total	Rocas meta- sedimentarias	110A, B, 111A, B	Barranca Xolapa	Isócrona de 4 puntos	Morán (1992)
59±1	Rb-Sr	Moscovita	Pegmalita	106	Barranca Xolapa		Morán (1992)
59±1	Rb-Sr	Moscovita	Aplita	107	Barranca Xolapa		Morán (1992)
54±1	Rb-Sr	Moscovita	Esquisto	111	Barranca Xolapa		Morán (1992)
1072±498 62±20	U-Pb	Zircón	Gneis	Mu 13 – Mx 3	La Palma	Isócrona de 3 puntos	Herrmann et al. (1994)
1256±373 66.7±5.4	U-Pb	Zircón	Migmatita	Mu 16 – Mx 6	Sur de Tierra Colorada, Gro	Isócrona de 3 puntos	Herrmann et al. (1994)

De la tabla anterior resaltan dos aspectos a) el amplio rango de las edades que van desde el Paleozoico superior hasta el Eoceno; y b) la heterogeneidad litológica analizada que van desde gneises hasta esquistos. Estas dos características complican la interpretación de las fechas, ya que es difícil asociarlas a eventos magmáticos y/o metamórficos significativos. A groso modo se pueden inferir algunos eventos a partir de estas edades: la edad de 308±5 Ma para rocas metasedimentarias de Morán (1992), es una fecha difícil de interpretar ya que como el mismo autor lo menciona la aparente homogenización isotópica pudo haber ocurrido durante la sedimentación o el metamorfismo de las secuencias sedimentarias originales

El segundo rango de edades es la de 136±11 Ma, que es similar a otras fechas de plutones deformados (tabla 6.1) en las localidades del Río Papagayo, Milpillas y la Unión, también de Morán (1992), quien las interpreta como un episodio de emplazamiento plutónico sintectónico regional. Sin embargo, el mismo Morán respecto a la edad de la diorita señala que tiene un alto nivel de incertidumbre debido a que esa roca no muestra evidencias claras de deformación a diferencia de los plutones deformados en las tres localidades mencionadas.

El tercer rango ocurrió entre el final del Cretácico y principios del Terciario, al parecer se trata de un evento importante ya que afectó a los sistemas isotópicos Rb-Sr y U-Pb de varias litologías. Para las edades minerales de 59 a 54 Ma, Morán (1992) señala que pueden asociarse a un período de recalentamiento debido al emplazamiento de los cuerpos intrusivos terciarios. Respecto a la edad de zircones Herrmann et al. (1994) interpretan un evento de migmatización y metamorfismo de alto grado para el Complejo Xolapa.

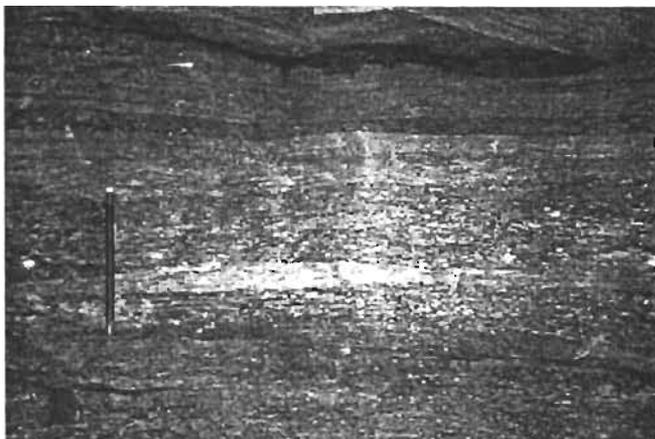


Figura 4.2a. Gneises de biotita del Complejo Xolapa, en el corte de la carretera a Tlayolapa, SE de Tierra Colorada.

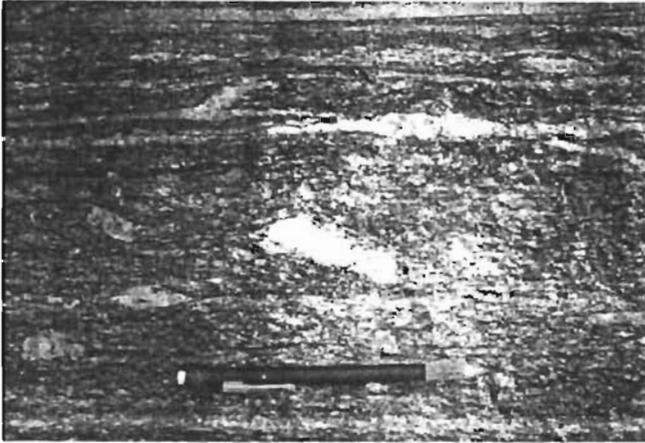


Figura 4.2b. Augengneis de biotita del Complejo Xolapa, en el corte de la carretera a Tlayolapa, SE de Tierra Colorada.

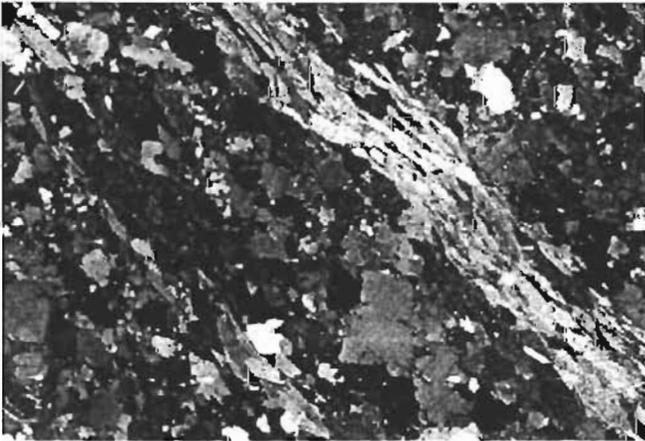


Figura 4.3. Fábrica dominal de gneises de moscovita del Complejo Xolapa, en los dominios de clivaje se encuentra la moscovita mientras que los microlitones son formados por un mosaico cuarzo-feldespático. Luz polarizada, ancho de vista 5.5 mm.

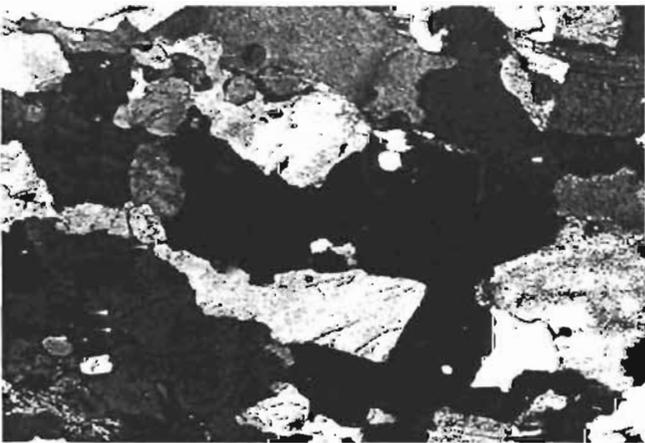


Figura 4.4. Microfábrica del agregado cuarzo-feldespático que constituye a los microlitones de los gneises de biotita. Nótese la poca irregularidad en los límites de grano y la escasa presencia de estructuras intracristalinas. Luz polarizada, ancho de vista 5.5 mm.



Figura 4.5a. Feldespato potásico deformado con laminillas de plagioclasa sobrepuestas. Este tipo de granos se encuentran como porfiroclastos en los ortogneises de biotita. Luz polarizada, ancho de vista 5.5 mm.

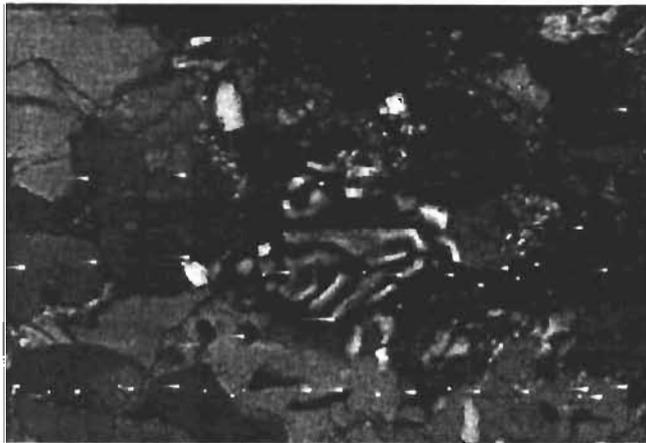


Figura 4.5b. Intercrecimiento micrográfico en gneises de biotita y hornblenda. Luz polarizada, ancho de vista 1 mm.



Figura 4.6. Granate no deformado dentro de la fábrica deformada de los esquistos de biotita. Luz polarizada, ancho de vista 1 mm.

### 4.3. Formación Chapolapa

#### Descripción

Esta unidad, dentro del área estudiada, consiste en dos variedades litológicas, una secuencia metavolcánica y una metasedimentaria intercaladas que están metamorfizadas a facies de esquisto verde y poseen deformación dúctil milonítica. La secuencia metavolcánica es compuesta de metandesitas, metadacitas y metarriolitas, mientras que las secuencias metasedimentarias son filitas, metabrechas y metaconglomerados.

**Secuencia Metavolcánica.** En ésta se diferencian dos paquetes: uno no milonítico y otro milonítico.

**Paquete no milonítico.** Consiste en metadacitas a metarriolitas sin fábrica foliada que presentan fábricas ígneas relictas que varían de fanerítica a porfídica, a escala de afloramiento (fig. 4.7a) y muestra de mano (fig. 4.7b y c), consisten de cristales de plagioclasa y cuarzo inmersos en una matriz verdosa de grano muy fino no foliada constituida por clorita y sericita. Los cristales de plagioclasa se encuentran en forma anhedral a euhedral pero predominan los de forma subhedral, su tamaño varía desde 2 mm a 10 mm, con frecuencia están alterados y oxidados. El cuarzo se presenta en cristales redondeados con tamaño entre 1 a 5 mm.

**Paquete milonítico.** Está compuesto por rocas con foliación espaciada (fig. 4.8) formada por dominios de clivaje compuestos por cristales orientados de sericita y clorita cuyo tamaño es inferior a 0.5 mm, y microlitones que están constituidos por cristales individuales de plagioclasa y cuarzo y una matriz de cuarzo finamente recrystalizada. Estructuralmente, varían de tectonitas S a tectonitas L, pero prevalecen la tectonitas S-L. Bajo el esquema de clasificación de Spry (1969) se ubican como milonitas a ultramilonitas.

Los dominios de clivaje tienen forma uniforme y un patrón que varía de paralelo a anastomosado, pero predominando el paralelo. El paso de los dominios a los microlitones siempre es tajante. El porcentaje en volumen de los dominios de clivaje va desde 60% a 95% aproximadamente.

En relación a la plagioclasa y el cuarzo que constituyen a los microlitones se observa que la plagioclasa se presenta en cristales anhedrales a subhedrales con tamaño inferior a 3 mm; por su parte, el cuarzo se encuentra en granos redondeados de tamaño menor a 2 mm.

Estas rocas presentan lineación de estiramiento (fig. 4.9a) que es formada por cristales de plagioclasa, clorita, sericita y ocasionalmente por fragmentos de roca (fig. 4.9b).

El metamorfismo de esta formación es caracterizado por la presencia de clorita, epidota y sericita. Abundan vetas de cuarzo en ambos paquetes.

Por sus características mineralógicas y fábricas relictas se infiere que el protolito de esta unidad posiblemente fue una secuencia volcánica consistente de flujos de lava y de piroclásticos de composición que variaba entre andesítica a riolítica.

**Secuencia Metasedimentaria.** Se trata de capas de filitas, metabrechas y metaconglomerados inmersas en la secuencia metavolcánica (fig. 4.10). Estas capas varían en espesor de 0.2 a 1 m, aproximadamente, son irregulares, aunque algunas forman boudines (fig.

4.11). Las filitas son de color morado oscuro, finamente foliadas y carbonosas. Las metabrechas consisten de fragmentos de cuarzo lechoso y de roca (en gran parte gneises) inmersos en una matriz verde de grano fino. Los fragmentos tienen un tamaño de 10 a 30 mm, en promedio (fig. 4.12). Los metaconglomerados son oligmíticos formados por fragmentos de cuarzo lechoso dentro de una matriz escasa también de cuarzo, el tamaño promedio de los granos es de 5 a 20 mm (fig. 4.10).

#### Petrografía

El rasgo esencial en todas las secciones delgadas de esta unidad es la fábrica consistente de porfiroclastos de plagioclasa y/o cuarzo inmersos en una matriz de grano fino recrystalizada. La plagioclasa está siempre presente, mientras que el cuarzo aparece en proporción que varía desde 0% a 25% aproximadamente, criterio que sirvió de base para diferenciar entre metandesitas, metadacitas y metarriolitas: consideramos como metandesitas a rocas que no tienen cuarzo, como metadacitas a rocas con contenido de cuarzo entre 1% a 15% y como metarriolitas a aquellas con contenido entre 15% a 25% de cuarzo.

De manera congruente con las observaciones de afloramiento, en sección delgada también se diferencian los paquetes no milonítico y milonítico.

**Variedad no milonítica.** Las rocas de este paquete al microscopio petrográfico siempre presentan una textura porfídica relictiva consistente de porfiroclastos inmersos en una matriz no foliada de grano muy fino compuesta de cuarzo, feldespato, clorita y sericita (fig. 4.13).

Los porfiroclastos son primeramente de plagioclasa y en segundo lugar de cuarzo. Las plagioclasas varían en tamaño desde 1 a 5 mm, su forma es irregular o redondeada o subhedral, en casi todos los casos preserva maclado o restos de él y preferentemente es de tipo polisintético y ocasionalmente de tipo carlsbad o combinaciones de ellos. Están alterados a sericita y/o calcita (fig. 4.14a). Por otra parte, el cuarzo se encuentra en granos con tamaño entre 0.5 a 4 mm cuya forma es de irregular a redondeada, predominando ésta última (fig. 4.14b).

**Variedad milonítica.** En las rocas del paquete milonítico se puso especial cuidado en la colecta de muestras, ya que fueron orientadas con objeto de que las secciones delgadas fueran cortadas perpendicularmente a la foliación y paralelamente a la lineación, ya sean lineaciones minerales o de estiramiento, esto se realizó con objeto de hacer análisis cinemático.

En sección delgada, las rocas miloníticas consisten de una foliación espaciada formada por dominios de clivaje que envuelven microlitones (fig. 4.15). Los dominios de clivaje se componen principalmente de sericita y clorita, la sericita se encuentra en cristales de tamaño muy pequeño inferior a 0.1 mm perfectamente orientados. La clorita se ve como escamas de forma irregular dispersa en los dominios. Los microlitones son en todos los casos cristales individuales de plagioclasa o cuarzo.

La plagioclasa varía en tamaño de 1 a 3 mm, su forma es desde irregular a redondeada a subhedral, más o menos en la misma proporción, en casi todos los casos preserva maclado o restos de él, de tipo polisintético, carlsbad o combinaciones de ellos. Están alteradas a sericita y/o calcita. En muchos casos estos porfiroclastos están parcial o totalmente reemplazados por epidota (fig. 4.16). El cuarzo alcanza de 1 a 2 mm, casi siempre tiene forma redondeada.

En estas rocas existen estructuras con simetría monoclinica que se emplearon para determinar el sentido de cizalla y que son detalladas en la sección 5.4.

#### Distribución y Relaciones

La Formación Chapolapa ocupa la parte central de la región estudiada (Lám 1), desde San Martín del Jovero, en el oeste; hasta la Barranca Coquillo, en el sureste; se dispone como una banda convexa hacia al norte con variaciones en su ancho. Otro conjunto de afloramientos discontinuos (no reportados previamente, al menos por los estudios publicados) se observaron sobre el Río Omitlán, a partir de más o menos 1 km aguas arriba del poblado Omitlán, en parte están cubiertos por rocas volcánicas terciarias o por calizas.

Desafortunadamente, esta unidad está intensamente intemperizada por lo que buenos afloramientos son escasos y básicamente se reducen a los cortes de la Autopista del Sol, uno pequeño cerca del km 326, otro cerca del km 328 y desde el kilómetro 329 hasta el 332. Los afloramientos continuos mejor preservados están expuestos en el Río Papagayo, principalmente al sur de la cortina de la presa La Venta.

El contacto de la Formación Chapolapa con la Formación Morelos es siempre tectónico, aquí denominado Cabalgadura La Venta (v. 6.1.1), se encuentra claramente expuesto en la carretera de acceso a la presa La Venta, aproximadamente 250 m. al norte de la cortina. En la Autopista del Sol se puede observar en tres puntos, que de norte a sur son: justo en la marca del km 326, aproximadamente en el km 327.8 y en el km 328.9. En el Río Papagayo esta unidad está en contacto con el Metagranitoide Las Piñas (fig. 4.27).

#### Edad

Recientemente se ha datado esta unidad por métodos isotópicos. Campa e Iriondo (2004) han fechado zircones con el método U-Pb de las rocas metavolcánicas de la Formación Chapolapa, y obtuvieron  $133.2 \pm 0.7$  Ma y  $129.7 \pm 0.8$  Ma, en La Venta y el Río Guamúchil respectivamente. Por otra parte, Hernández et al. (2004) fechan una muestra de esta Formación al oeste del poblado El Ocotito a través de zircones con el método U-Pb y obtienen  $126 \pm 4$  Ma. Dentro de los límites de error las fechas representan la edad de una misma secuencia. Las tres fechas se interpretan como la edad de cristalización de las rocas volcánicas originales, posteriormente metamorfozadas y milonitizadas.



Figura 4.7a. Fabrica porfídica relictas en metadacita de la Formación Chapolapa, Corte de la Autopista del Sol en el km 330.5.

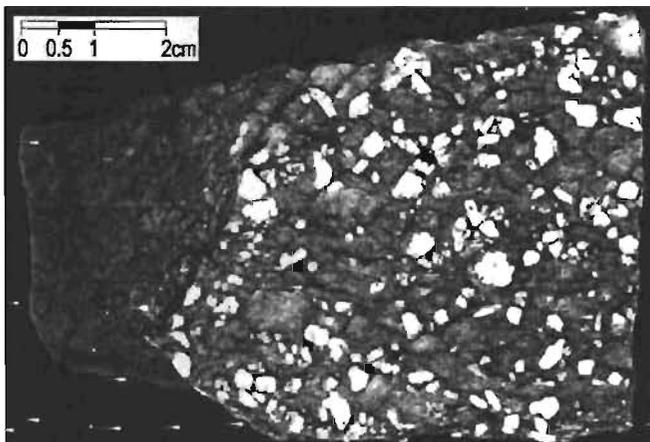


Figura 4.7b. Ejemplar de mano que muestra la fábrica porfídica relictas en metadacita de grano grueso de la Formación Chapolapa, Corte de la Autopista del Sol.

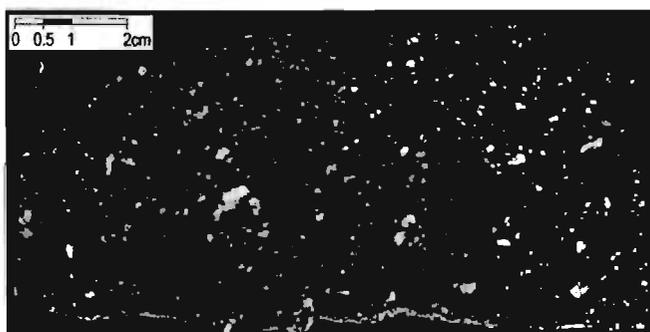


Figura 4.7c. Ejemplar de mano que muestra la fábrica porfídica relictas en metadacita de grano fino de la Formación Chapolapa, Corte de la Autopista del Sol.



Figura 4.8. Foliación milonítica e indicador de sentido de cizalla en la Formación Chapolapa, afloramiento en el Río Papagayo. El indicador cinemático es un objeto tipo s que señala un desplazamiento de falla normal.

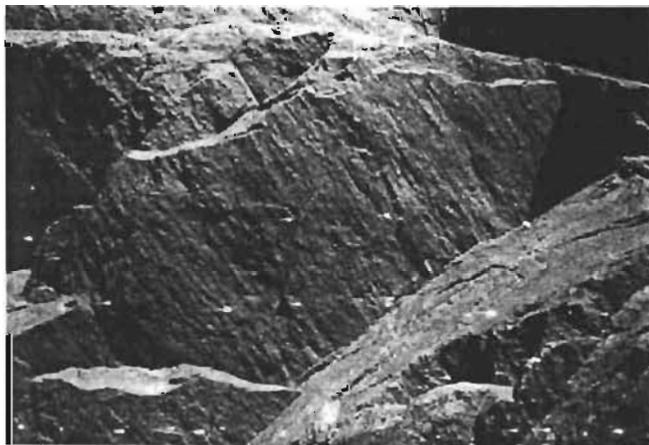


Figura 4.9a. Lineación de estiramiento en metandesitas de la Formación Chapolapa, en el Río Papagayo



Figura 4.9b. Lineación de estiramiento expresada por clastos alargados de gneis en metaconglomerados de la Formación Chapolapa, afloramiento en el Río Papagayo



Figura 4.10. Capa de metaconglomerado de cuarzo dentro de metadacitas de la Formación Chapolapa.



Figura 4.11. Boudines de metaconglomerado dentro de metadacitas de la Formación Chapolapa



Figura 4.12 Metabrecha de la Formación Chapolapa en el Río Papagayo.



Figura 4.13. Fábrica porfídica relicta en metandesita. Luz polarizada, ancho de vista 5.5 mm.

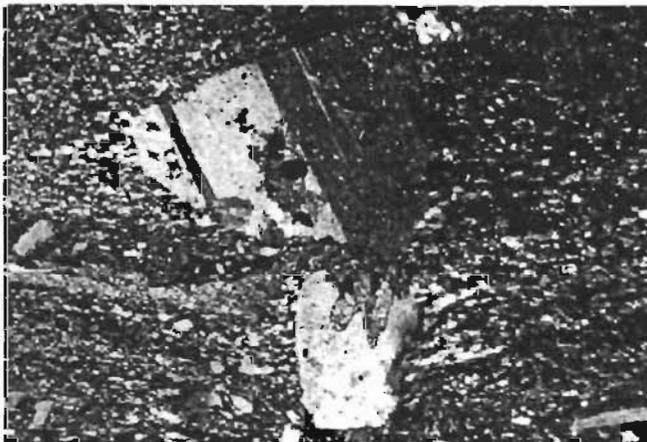


Figura 4.14a. Plagioclasa típica en la Formación Chapolapa, preserva maclado, está poco deformada y es transformada a epidota. Ancho de vista 2 mm.

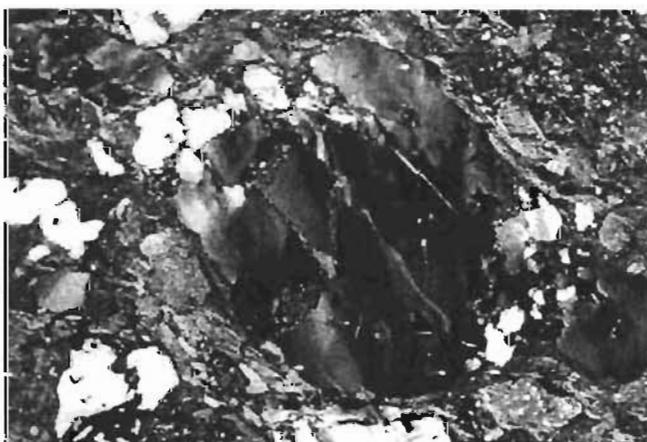


Figura 4.14b. Forma común de cristal de cuarzo en la Formación Chapolapa, redondeados y deformados internamente. Ancho de vista 5.5 mm.



Figura 4.15. Fábrica milonítica en metadacita. Luz polarizada, ancho de vista 5.5 mm.

#### 4.4. Metagranito El Pozuelo

##### Descripción

En afloramiento y muestra de mano se observa una roca con foliación espaciada (fig. 4.17a y b) con dominios de clivaje formados por biotita, en parte alterada a clorita, fuertemente orientada; estos dominios tienen forma irregular y su relación espacial varía de sinuosa a anastomosada. Los microlitones son de dos tipos: un agregado de cristales de cuarzo y feldespatos, y cristales individuales de feldespato potásico con tamaño de 5 a 15 mm. Presenta lineación de estiramiento evidenciada por biotita.

##### Petrografía

En sección delgada, las rocas de esta unidad exhiben una fábrica inequigranular e interlobada consistente en porfiroclastos de feldespato potásico y plagioclasa dentro de un mosaico cuarzo-feldespático de grano fino recrystalizado dinámicamente (fig. 4.18a).

Los porfiroclastos son de forma irregular a subredondeada, el feldespato potásico es microclina ya que abundan granos con restos de maclado enrejado, su tamaño varía de 1 a 3 mm. La plagioclasa preserva maclado polisintético, su tamaño es más o menos de 1 mm. Ambos tipos de porfiroclastos tienen bordes de irregulares a fuertemente lobados.

La biotita se encuentra en cristales tabulares de color café rojizo y pleocroísmo de café claro a café oscuro con tamaño inferior a 1 mm. Este mineral se asocia en dominios irregulares. En parte está alterado a clorita.

El mosaico cuarzo-feldespático tiene fábrica equigranular e interlobada y los granos son de tamaño inferior a 1 mm, todos tienen bordes fuertemente irregulares.

En estas rocas se alcanza a percibir una foliación espaciada poco evidenciada a esta escala, pero muy clara a nivel de afloramiento.

Sobre el mosaico cuarzo-feldespático se encuentran cristales de epidota de forma subhedral a anhedral y tamaño inferior a 0.25 mm.

En poca proporción se observan intercrecimientos micrográficos (fig. 18b)

La asociación mineral del Metagranito El Pozuelo es:

Feldespato potásico+plagioclasa+cuarzo+biotita+clorita+epidota

### Distribución y Relaciones

Esta unidad aflora en la parte central del área, al oeste del río Papagayo, las mejores exposiciones se tienen en los cortes de la Autopista del Sol, entre los kilómetros 332.2 a 334.1.

Aflora extensamente a lo largo del arroyo El Pozuelo (Lám 1), de donde toma su nombre y al norte del poblado Alto del Camarón.

Esta unidad se encuentra en contacto tectónico con la Formación Chapolapa así como con el Complejo Xolapa; en el área de la autopista, la litología del Complejo inmediata al metagranito son esquistos de biotita.

### Edad

Con objeto de constreñir la edad del evento de deformación dúctil, se colectó una muestra de este granito para su fechamiento isotópico a través de zircones con el método U-Pb. Los criterios de selección de muestra y método analítico empleados son los descritos por Solari et al. (2001) y Ortega et al. (2004). Los resultados analíticos se pueden observar en la tabla 4.2.

**Tabla 4.2. Composición isotópica y edad aparente de zircones del Metagranito El Pozuelo**

Metagranito El Pozuelo, muestra Xo 0201 (N 17° 05' 05.8"; W 99° 35' 50.5")

Fracción†	Concentración				Relaciones observadas‡			Relaciones atómicas††			Edad (Ma)†††	
	Peso U (mg)	Pb ppm	Total ppm	Com. Pb pg	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
XO0201a multigrano, shrt prsm, abr	0.360	1075	23	180	973	0.00093	0.00103	0.0198164	0.129263	126	123	65 ± 10
XO0201b multigrano, prsm, abr	0.100	983	22	51	772	0.00102	0.00130	0.0207802	0.141957	133	135	173 ± 16
XO0201-H sng, shrt, abr	0.026	544	16	140	124	0.00184	0.00806	0.0198945	0.131244	127	125	92 ± 45
XO0201-I sng, prsm, abr	0.034	747	15	12	925	0.00134	0.00108	0.020237	0.136257	129	129	136 ± 13

Disolución y química modificados desde Krogh (1973) y Mattinson (1987) en microcápsulas tipo Parrish (1987).

‡ Todas fracciones diamagnéticas a 2.0 Amp. prsm= cristales prismáticos; sng= grano individual; abr= cristales pulidos; shrt= cristal corto

† Las relaciones isotópicas de Pb observadas están corregidas por fraccionamiento (0.12%).

Los errores 2 sigma en las relaciones  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  y  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , son menores de 0.5%, generalmente menores de 0.4%; El error en la relación  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  es menor de 0.6%

†† Constantes de decaimiento utilizadas:  $^{238}\text{U}$  = 1.55125 x 10<sup>-10</sup>;  $^{235}\text{U}$  = 9.48485 x 10<sup>-10</sup>;  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$  = 137.88.

El error en las relaciones U/Pb es menor que 0.5%

††† El error en las edades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  es 2 sigma, calculado utilizando el programa PbDAT de Ludwig (1991).

El blanco total de Pb es menor que 70 pg, generalmente menor que 35. La composición inicial de Pb se calculó por medio de análisis isotópicos sobre feldespatos.

Las relaciones isotópicas se midieron con un espectrómetro de masa Finnigan MAT 262 equipado con un contador de iones SEM en el LUGIS, UNAM

Con los resultado del análisis isotópico se obtuvo una edad de  $129.5 \pm 0.7$  Ma (fig. 4.19) en la intercepta inferior y  $1518 \pm 250$  Ma en la intercepta superior; la primera es interpretada como la edad de cristalización del cuerpo granítico original, mientras que la última no tiene significado geológico ya que corresponde a la proyección de los puntos sobre el diagrama de discordia.

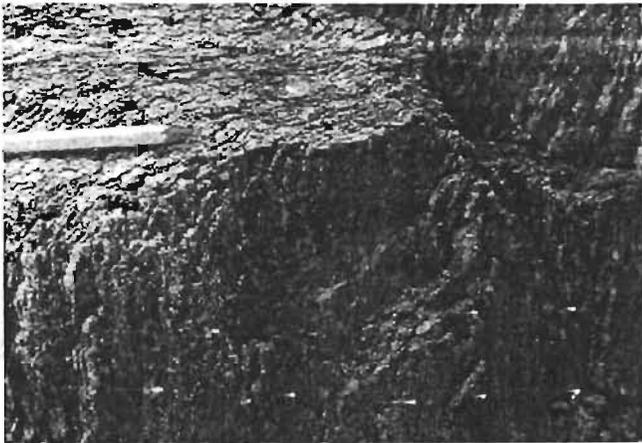


Figura 4.16a. Metagranito El Pozuelo, km 334 Autopista del Sol

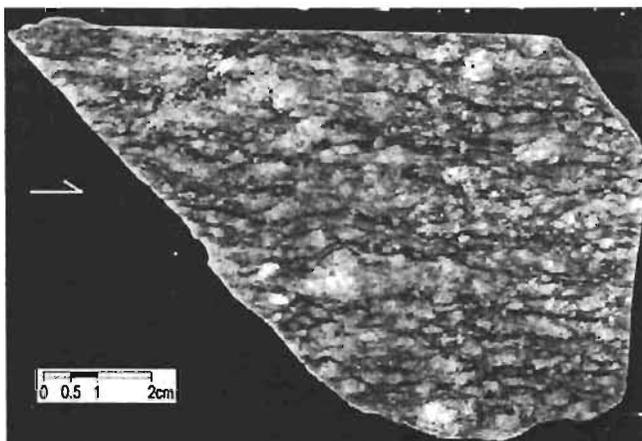


Figura 4.16b. Muestra de mano del Metagranito El Pozuelo, km 334 Autopista del Sol. Véase la foliación espaciada formada por dominios de clivaje (bandas oscuras) y microlitones (partes claras)

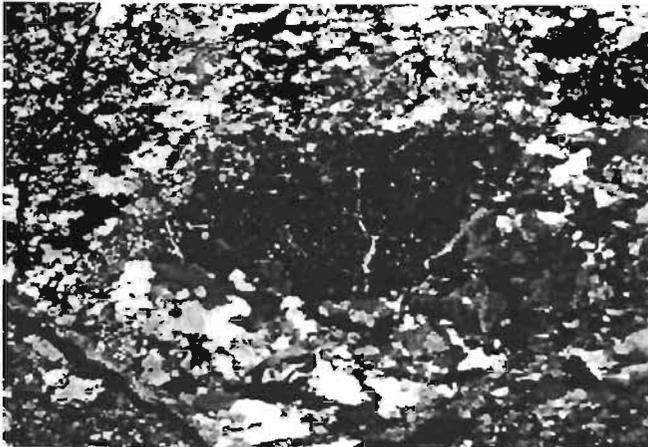


Figura 4.17a. Microfábrica del Metagranito El Pozuelo. Luz polarizada, ancho de vista 5.5 mm



Figura 4.17b. Intercrecimiento micrográfico del Metagranito El Pozuelo. Ancho de vista 1 mm.

#### 4.5. Formación Morelos

##### Descripción

Esta formación consiste en calizas de origen marino cuya estratificación varía de masiva (1.5 a 2 m) a delgada (10 a 15 cm), comúnmente contienen pedernal. Aun cuando estas calizas preservan su estratificación están recristalizadas en grado variable e incluso transformadas a skarn. Además, esta unidad está intensamente fracturada y también plegada.

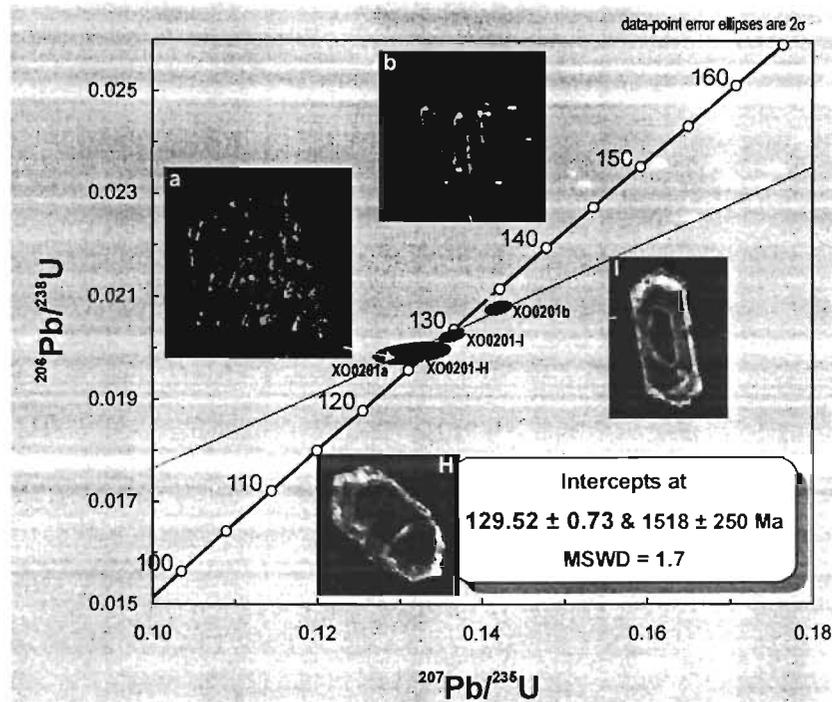


Figura 4.18. Diagrama de concordia U-Pb para el metagranito El Pozuelo, muestra colectada en el km 334 de la Autopista del Sol.

#### Distribución y Relaciones

El contacto de las calizas con la Formación Chapolapa es a través de la Cabalgadura La Venta (v. 6.1.2), se encuentra expuesto en la carretera de acceso a la presa La Venta, aproximadamente 250 m. al norte. En la Autopista del Sol se puede observar en tres puntos, que de norte a sur son: justo en la marca del km 326, aproximadamente en el km 327.8 se vuelve a ver la misma relación. El tercer contacto esta en el km 328.9.

Esta unidad es sobreyacida por rocas volcánicas terciarias de composición ácida, pero los contactos francos no fueron observados. En los cortes de la carretera no. 200, al norte de La Palma, se puede observar un skarn producto del metamorfismo de contacto de estas calizas por el intrusivo Tierra Colorada.

#### Edad

En áreas localizadas al norte de este trabajo Fries (1960) asignó las siguientes edades a esta formación: "...los datos disponibles tanto de macrofósiles como de microfósiles colectados en la parte superior y más joven de la Formación Morelos indican que su depósito continuó en la región cuando menos hasta el Cenomaniano Temprano." "...La edad más atinada que cabe asignar a las capas basales corresponde al Albiano Medio."

#### 4.6. Metagranitoide Las Piñas

##### Definición

El nombre de Metagranitoide Las Piñas se emplea en este trabajo para referir un cuerpo que varía de composición granítica-granodiorítica y con fábrica de granoblástica a foliada, que aflora, dentro del área de trabajo, entre los poblados Agua del Perro y El Zapote. Está compuesto de feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa, biotita, clorita, titanita y epidota.

##### Descripción

En afloramiento esta unidad se expresa como rocas compactas de color sano gris claro que intemperizan a color café claro, crema o blanco. Presenta variaciones en su fábrica que se pueden agrupar en dos conjuntos, fábricas no miloníticas y fábricas miloníticas.

##### Variedades no miloníticas:

**Metagranodiorita-Metagranito.** Roca con fábrica inequigranular e interlobada formada por cristales de plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico y biotita como minerales primarios y como metamórficos clorita, epidota y titanita. El tamaño de los feldespatos y el cuarzo varía de 1 a 4 mm, el de la biotita de 1 a 2 mm y el de los minerales metamórficos es inferior a 1 mm.

**Metagranito porfídico.** Consiste en porfiroclastos de feldespato potásico con tamaño que varía de 5 mm hasta 30 mm inmersos en una matriz de cuarzo muy fino (fig. 4.20) también hay escasos cristales de plagioclasa. Esta parte del granito puede llegar a confundirse con un conglomerado, pero una observación cuidadosa y sobre todo una sección delgada revelan claramente su carácter granítico.

##### Variedades miloníticas:

**Metagranito milonítico.** Consiste en una foliación espaciada compuesta por dominios de clivaje con forma que varía de uniforme a irregular y una relación espacial de sinuosa a anastomosada, los cuales están formados por biotita, en parte transformada a clorita y microlitones constituidos por un mosaico de cuarzo y feldespatos o cristales individuales de feldespato potásico y plagioclasa (fig. 4.21). Los porfiroclastos de feldespato potásico alcanzan hasta 20 mm y los de plagioclasa 10, lo cual confiere una apariencia ojosa a la roca. En el esquema de clasificación de Spry (1969) se pueden considerar como protomilonitas a milonitas.

##### Petrografía

**Metagranodiorita-Metagranito.** Rocas consistentes en una fábrica inequigranular e interlobada formadas por plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo y escasa biotita; a este conjunto se sobreponen clorita, titanita y epidota (fig. 4.22). El feldespato potásico se identifica como microclina en cristales anhedrales. La plagioclasa preserva maclado polisintético y hay cristales con zoneamiento normal. La proporción de estos dos minerales es

variable. El cuarzo se encuentra en agregados de granos con tamaño de 0.25 mm a 1 mm que han sido recristalizados dinámicamente. La biotita ocurre en cristales de tamaño menor a 0.25 mm de color café rojizo con pleocroísmo de café rojizo claro a café oscuro.

La clorita se encuentra en cristales aciculares o tabulares con tamaño inferior a 0.5 mm con color de interferencia azul anómalo. Aunque también se halla como bordes de alteración rodeando a biotita. La titanita y epidota aparecen como cristales anhedrales de tamaño inferior a 0.25 mm; hay cristales de epidota con maclado carlsbad.

En estas rocas se observan abundantes intercrecimientos peritéticos (fig. 4.23).

**Metagranito porfídico.** Se considera como una variedad de la litología anterior. Se trata de rocas con fábrica inequigranular e interlobada no orientada, consistente de porfiroclastos de feldespato potásico y plagioclasa con tamaño entre 1 a 2 mm inmersos en un agregado de cuarzo recristalizado dinámicamente con cristales menores a 0.5 mm en tamaño. Esta fábrica es rota por microfracturas rellenas de calcita.

**Metagranito Milonítico.** En sección delgada se observa una clara fábrica milonítica consistente en porfiroclastos de feldespato potásico y plagioclasa inmersos en una matriz de cuarzo recristalizada dinámicamente (fig. 4.24).

La roca presenta foliación espaciada conformada por dominios de clivaje constituidos de biotita, tienen forma de irregular a uniforme y una relación espacial sinuosa; la biotita esta alterada a clorita y oxidada.

Los microlitones consisten de un mosaico de granos de cuarzo y cristales individuales de feldespatos. El mosaico de cuarzo es formado por cristales anhedrales, equigranulares e interlobados, con tamaño promedio entre 0.2 a 0.5 mm; hay partes donde estos cristales se alargan, especialmente en torno a los porfiroclastos (fig. 4.25) y alcanzan hasta 1.5 mm.

Los porfiroclastos son de feldespato potásico y de plagioclasa. Los primeros se encuentran como cristales anhedrales a subredondeados, con tamaño promedio de 1 a 2.5 mm. La plagioclasa está en cristales anhedrales que en muchos casos preservan maclado de tipo polisintético, su tamaño promedio es de 0.75 a 1 mm.

La asociación mineral general del Metagranitoide Las Piñas es:

Feldespato potásico+plagioclasa+cuarzo+biotita+clorita+epidota+titanita

#### Distribución y Relaciones

Este cuerpo se localiza en la parte central del área investigada, desde el poblado Agua del Perro, en el oeste, hasta el arroyo Coquillo en el sureste. Extensos afloramientos se tienen a lo largo del Río Papagayo, en el camino que va de La Venta a Alto del Camarón y principalmente en el camino que va de Las Piñas a La Palma (Lám 1).

La distribución de las variedades de esta unidad es la siguiente:

El metagranito porfídico fue observado a lo largo del Río Papagayo y en pequeños afloramientos en la terracería al este del poblado Las Piñas.

La metagranodiorita se encontró en dos pequeños afloramientos, 1) en el lecho del arroyo Coquillo, donde éste cruza la carretera federal no. 200, mismo lugar donde está la desviación hacia el poblado El Zapote; 2) un afloramiento reducido en el Río Papagayo, al sur del poblado Tlalchocohuite.

El granito milonítico se observó en el poblado Las Piñas y a lo largo del camino entre este pueblo y La Palma; una variedad con grandes porfiroclastos de feldespatos potásicos aflora abundantemente en La Palma.

Este cuerpo se encuentra en contacto con la Formación Chapolapa y los gneises del Complejo Xolapa. El único lugar donde se observa el contacto franco es en el Río Papagayo a aproximadamente 1 km aguas abajo de la presa, en este punto la Formación Chapolapa y el metagranito porfídico se relacionan a través de una falla normal (fig. 4.26) que está sobrepuesta a la relación original.

### Edad

Hasta el momento no se han realizado fechamientos en esta unidad. Durante el tiempo de esta investigación se colectó una muestra para fechamiento U-Pb y K-Ar, con lo que se pretende obtener edades de cristalización y deformación, respectivamente. Con base en las relaciones estratigráficas y los fechamientos previos, al momento se pueden plantear tres opciones:

Hermann et al. (1994) fechan una roca a la que denominan Gneis La Palma en  $62 \pm 20$  Ma y la consideran como parte del Complejo Xolapa. Hay un par de dificultades con esta edad: la primera es el amplio rango de edad, que va de 82 a 42 millones de años; y la segunda es su localización ya que su posición en el mapa y sus coordenadas caen en lugares donde claramente se observó y mapeó a la Formación Chapolapa en este trabajo. Suponiendo que el Gneis La Palma fuera la parte milonítica del Metagranitoide Las Piñas se puede considerar a la edad de 62 Ma como el tiempo de cristalización del Metagranitoide.

Una segunda opción es que el Metagranitoide Las Piñas sea parte del Metagranito El Pozuelo fechado en este trabajo en  $129.5 \pm 0.7$  Ma. En tal caso representarían el mismo evento de intrusión.

La tercera opción es que sea un cuerpo de edad totalmente diferente.

Este problema se espera resolver con los resultados de la muestra que se está analizando.

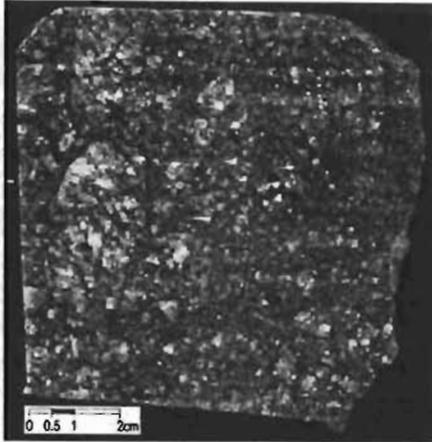


Figura 4.19. Parte porfídica del Metagranitoide Las Piñas en el Río Papagayo. Los porfiroclastos de feldespato potásico se encuentran inmersos en una matriz de cuarzo

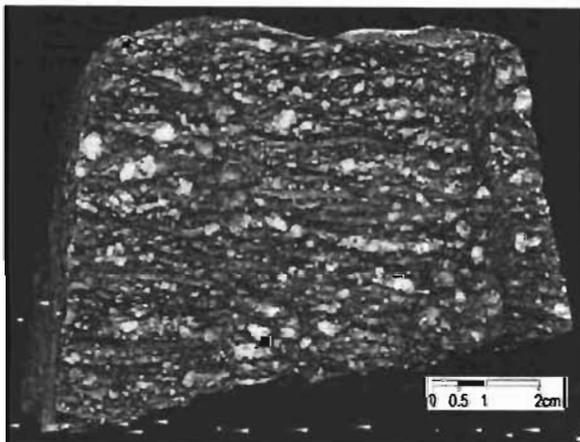


Figura 4.20. Muestra de mano del Metagranitoide Las Piñas en su porción milonítica. Afloramiento al este de Las Piñas sobre la carretera a La Palma

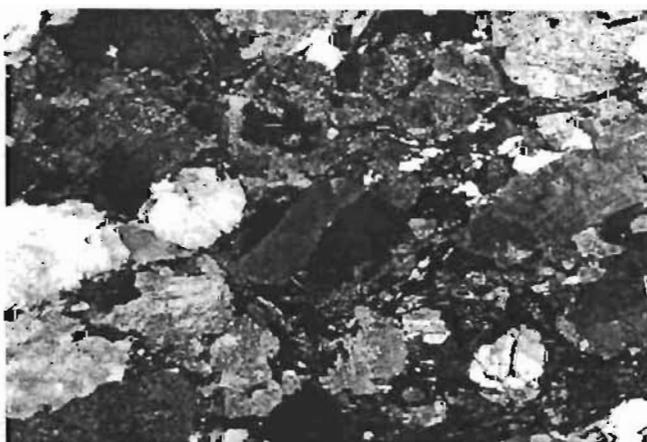


Figura 4.21. Microfábrica del Metagranitoide Las Piñas en su porción metagranodiorítica. Luz polarizada, ancho de vista 5.5 mm.

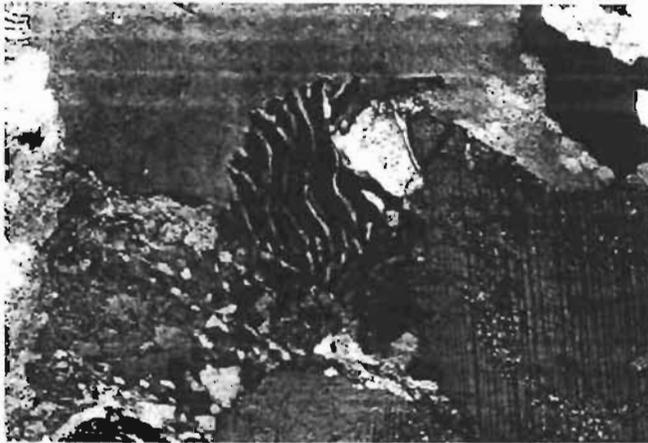


Figura 4.22. Intercrecimientos micáceo en la parte granítica del Metagranitoide Las Piñas. Ancho de vista 2 mm, luz polarizada.

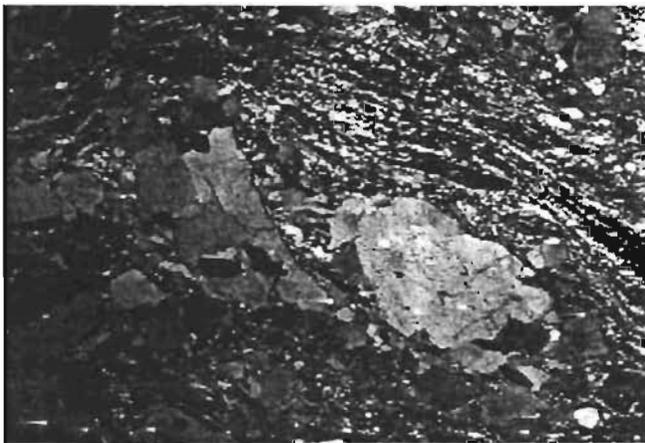


Figura 4.23. Microfábrica de la parte milonítica del Metagranitoide Las Piñas. Luz polarizada, ancho de vista 5.5 mm.

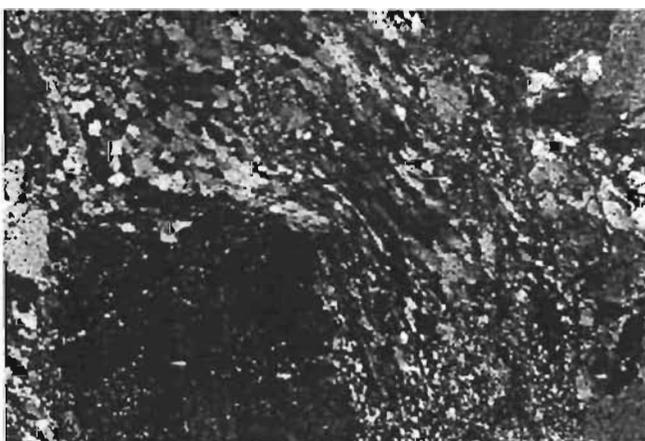


Figura 4.24. Geometría del mosaico de cuarzo del Metagranito Las Piñas. Nótese la variación en forma de los granos de cuarzo desde irregular a alargada. Ancho de vista 2 mm.



Figura 4.25. Contacto entre la Formación Chapolapa y el Metagranitoide Las Piñas, en el Río Papagayo.

#### 4.7. Granito El Salitre

##### Descripción

Se trata de un cuerpo leucocrático de composición granítica constituido por feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa, moscovita y escasos biotita y granate. Su color sano es gris muy claro con tonalidades rosas e intemperiza a color crema o blanco. Un rasgo particular de este cuerpo es su amplia variación en tamaño de grano, ya que se presenta desde grano muy fino (aplítico), <2 mm, hasta pegmatítico, algunos cristales de feldespato potásico alcanzan 100 mm. Su fábrica varía de equigranular a inequigranular-interlobada, aunque en la parte de grano fino se alcanza a desarrollar una incipiente foliación.

##### Petrografía

En las secciones delgadas de la parte de grano medio a fino de esta roca se observa una fábrica inequigranular e interlobada formada por cristales de feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa y moscovita (fig. 4.27).

Los cristales de feldespato potásico alcanzan un tamaño hasta de 2.5 mm, tienen forma irregular y algunos preservan maclado tipo carlsbad. La plagioclasa se encuentra en cristales anhedrales con restos de maclado polisintético y tamaño promedio de 1 mm. El cuarzo se presenta en agregados de granos con tamaño entre 0.5 mm a 1 mm con los bordes ligeramente irregulares e lobados. La moscovita está en cristales de forma tabular con tamaño de 0.5 mm a 1.5 mm. Abundan los intercrecimientos micrográficos.

Las cuatro especies minerales poseen estructuras de deformación intracristalina.

#### Distribución y Relaciones

Este granito aflora de manera extensa en la parte noroeste de la zona de trabajo, sus exposiciones empiezan al sureste del poblado Xolapa y continúan a lo largo de la carretera federal en dirección a Acapulco.

Otro pequeño afloramiento se encuentra en el cruce del arroyo El Pozuelo con la terracería a Altos del Camarón; en ese punto se ve a este granito intrusionando a gneises de biotita y de moscovita.

En el afloramiento del arroyo Coquillo, al sur de El Zapote, se observan diques pegmatíticos composicional y texturalmente similares a este granito intrusionando al Metagranitoide Las Piñas.

#### Edad

Hasta ahora no se han realizado fechamientos isotópicos en este cuerpo, dado que no esta foliado ni lineado penetrativamente y que la deformación que presenta es de carácter intracristalino se deduce que es sintectónico tardío o postectónico al evento de deformación dúctil milonítica. A pesar de que en campo no se encontró que sea intrusionado por el plutón Tierra Colorada, dado que éste último no presenta deformación dúctil, se deduce que es posterior al Granito El Salitre. De lo anterior se interpreta que es del Terciario temprano, posiblemente Paleoceno.

Esta interpretación es apoyada en parte por los fechamientos de moscovita realizados por Morán (1992) en aptitas y pegmatitas en la Barranca Xolapa, con el método Rb-Sr y que dan una edad de  $59 \pm 1$  Ma.

### **4.8. Formación Balsas**

#### Descripción

Esta unidad consiste en un conglomerado consolidado compuesto por fragmentos de caliza inmersos en una matriz areno-limosa calcárea. Los fragmentos varían en tamaño desde 2 cm a 10 cm tienen forma de subangulosa a subredondeada, y están mal clasificados.

#### Distribución y Relaciones

Dentro del área de trabajo afloran en forma restringida e irregular al este-sureste del poblado El Tepehuaje, en la parte centro-este.

#### Edad

Con base en la correlación con los conglomerados rojos que afloran en Guanajuato, Fries (1960) le asigna al Grupo Balsas una edad de Eoceno Superior – Oligoceno Inferior.

#### 4.9. Intrusivo Tierra Colorada

##### Descripción

Es un cuerpo plutónico con variaciones de textura de granular a porfídica a foliada, variaciones de composición de básica a intermedia y en tamaño de grano, desde <2 mm hasta 40 mm.

La parte predominante corresponde a una granodiorita constituida por feldespatos, cuarzo, hornblenda y escasa biotita; con textura de granular a porfídica y tamaño de grano promedio de 5 a 15 mm, pero hay fenocristales hasta de 40 mm.

Al sur del Río Omitlán la composición del cuerpo se vuelve básica, variando entre diorita y gabro, constituido principalmente por plagioclasa y piroxeno con tamaño de grano variable de 1 mm hasta 15 mm, también hay biotita escasa.

##### Petrografía

Al microscopio petrográfico esta roca tiene textura equigranular, la composición varía de intermedia a básica. Las rocas intermedias consisten de plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, hornblenda y biotita, con tamaño de grano promedio de 1 a 3 mm (fig. 4.30a). También se ven intercrecimientos.

La parte básica está formada esencialmente de plagioclasa (~70%), piroxeno y biotita escasa. Las plagioclasas varían en tamaño desde 1 a 5 mm, mientras que los ferromagnesianos están entre 1 a 2 mm (fig. 4.30b).

En las secciones delgadas de la parte foliada, se ve una textura dominal consistente de dos dominios, uno formados por hornblenda fuertemente orientada y el otro por feldespatos y cuarzo no orientados (fig. 4.30c). Los minerales no muestran deformación dúctil.

##### Distribución y Relaciones

Esta unidad ocupa toda la parte centro-norte de la zona de trabajo (Lám 1), desde el noreste del poblado El Papagayo hasta el este del poblado Villa Guerrero. En la parte central llega hasta el norte de La Palma.

Este cuerpo plutónico corta al Complejo Xolapa, la Formación Chapolapa, la Formación Morelos y al Metagranitoide Las Piñas. Desafortunadamente no se pudieron ver los contactos francos de esta unidad con el resto.

Los afloramientos más sanos se encuentran en los cortes de la Autopista de Sol, donde se ve claramente la diversidad de texturas, tamaño de grano y composición de este intrusivo.

##### Edad

Se han realizado algunos fechamientos para determinar la edad del Intrusivo Tierra Colorada que se muestran en la tabla 4.3.

Tabla 4.3. Edades isotópicas del Intrusivo Tierra Colorada

Edad	Método	Mineral	Roca	Muestra	Coordenadas	Referencia
26.3±0.5	Rb-Sr	Biotita-RT	Granodiorita	MS 49		Schaaf (1990)
26±1	Rb-Sr	Biotita	Granodiorita	49		Morán (1992)
34	U-Pb	Zircón	Granodiorita	Mu 14	99° 30' 04'' 17° 17' 54''	Herrmann et al. (1994)

De los datos mostrados en la tabla se puede deducir que la edad más probable de cristalización de este cuerpo plutónico es la de 34 Ma de Hermann et al. (1994); mientras que las fechas de 26 Ma (Schaaf, 1990; Morán, 1992) pueden ser debidas a algún evento de recalentamiento o actividad hidrotermal que afectó al sistema Rb-Sr; posiblemente asociado al emplazamiento de las secuencias volcánicas de la Formación Papagayo.

#### 4.10. Diques de diabasa

##### Descripción

Son un numeroso conjunto de diques de color verde oscuro que intemperizan a color gris oscuro. Su espesor se encuentra entre 15 cm a 120 cm. Presentan variación en su textura, de afanítica a porfídica y ocasionalmente fanerítica de grano fino. La variedad prevaleciente es la porfídica que consiste en plagioclasa hasta de 2 mm de largo dentro de una matriz afanítica de color verde oscuro.

##### Petrografía

Las secciones delgadas de estos diques muestran rocas con textura que varía de microporfídica a microfanerítica, compuestas por alrededor del 70% de plagioclasa y el resto por minerales ferromagnesianos alterados a clorita y/o fuertemente oxidados.

La plagioclasa como fenocristales varía de anhedral a subhedral con tamaño máximo de 1 mm. Los microlitos de plagioclasa de la matriz son de tamaño inferior a 0.1 mm y tienen forma de subhedral a euhedral.

##### Distribución y Relaciones

En apariencia se distribuyen aleatoriamente en toda el área de estudio, los afloramientos más sanos de estos diques se encuentran en los cortes de la Autopista del Sol, entre los kilómetros 321 a 325.

Intrusionan al Complejo Xolapa, la Formación Chapolapa, los metagranitoides El Pozuelo y Las Piñas, al granito El Salitre y al plutón Tierra Colorada; hasta ahora no se ha encontrado que intrusionen a la Formación Morelos ni a la Papagayo.

#### Edad

Hasta el presente no se ha reportado ningún fechamiento en estos diques; sin embargo, suponiendo que los que intrusionan a las rocas metamórficas sean los mismos que intrusionan al plutón Tierra Colorada y no intrusionen a la Formación Papagayo tienen un rango de edad de Oligoceno tardío a Mioceno temprano.

### **4.11. Formación Papagayo**

#### Descripción

Esta unidad consiste en flujos y derrames piroclásticos de composición ácida, cuya principal textura es porfídica, con fenocristales de feldespato o cuarzo hasta de 5 mm inmersos en una mesostasis de grano fino que varía de color de verde a morado.

#### Distribución y Relaciones

Estas rocas afloran de manera extensa al este-sureste del poblado El Papagayo. Otros afloramientos reducidos y discontinuos se encuentran sobre el Río Omitlán. Se sobreponen al resto de las unidades.

#### Edad

Por correlación estratigráfica con las formaciones Agua de Obispo y Alquitrán de Cserna (1965) asigna una edad del Mioceno para la Formación Papagayo. Recientemente, Hernández et al. (1996) han realizado fechamientos isotópicos en ambas unidades; para unas andesitas de la Formación Agua de Obispo obtuvieron  $56.3 \pm 1.4$  Ma en biotita con el método K-Ar, mientras que para la Formación Alquitrán encontraron edades de  $22.5 \pm 0.6$  y  $24 \pm 0.8$  Ma en concentrados de vidrio también con el método K-Ar.

Con base en las fechas señaladas, posiblemente la edad de la Formación Alquitrán sea la más representativa para la Formación Papagayo.

### **4.12. Aluvión**

#### Descripción

Se trata de conglomerados poco o no consolidados formados por fragmentos de roca inmersos en una matriz con variaciones en el tipo y tamaño de grano, forma de los granos y tipo y tamaño de la matriz, tales variaciones dependen del sitio en donde se observe esta unidad.

La zona donde existen mayores afloramientos es en las cercanías de Omitlán, en esa parte consisten en un conglomerado poco consolidado formado por fragmentos de gneises, granito, caliza y rocas volcánicas con forma de angulosa a subredondeada y cuyo tamaño varía

de 2 cm a 15 cm, más o menos, inmersos en una matriz areno-limosa; estos conglomerados están mal clasificados.

#### Distribución

Se encuentran reducidos a los lechos de los ríos y arroyos. Los afloramientos más extensos se encuentran en los valles de los ríos Papagayo y Omitlán, en la parte centro del área de estudio. En las cercanías de Omitlán se localiza la zona más amplia donde hay aluvión.

#### Edad

En la actualidad se están formando.

## **CAPÍTULO 5**

# **GEOLOGÍA ESTRUCTURAL**

### **5.1. Introducción**

En este capítulo se describen las estructuras del área de trabajo en relación a su escala, de las más grandes a las más pequeñas: primero las estructuras regionales, enseguida el análisis estadístico de estructuras planares y lineales de afloramiento y finalmente las estructuras en escala de sección delgada.

Las actitudes estructurales de superficies de foliación, estratificación y planos axiales de pliegues están expresadas en formato de dirección del echado e inclinación del echado, no se hace referencia al rumbo a menos que se especifique.

El análisis estadístico de los datos estructurales se realizó con el programa SpheriStat 2.0 para Windows, empleando la red de igual área (red de Schmidt), en el hemisferio inferior

### **5.2. Macroestructuras**

#### **5.2.1. Cabalgadura La Venta**

Es una falla de tipo inverso con una orientación general NW-SE de forma convexa y con inclinación que varía entre 35° a 50° hacia el NE, pone en contacto a calizas masivas de la Formación Morelos sobre las rocas metavolcánicas miloníticas de la Formación Chapolapa.

El frente de la cabalgadura es caracterizado por un escarpe subvertical que en partes alcanza hasta 200 m de altura y que define la geometría de esta estructura, es continuo entre los cerros del Peregrino y el Picacho.

Son varios sitios en los que se puede identificar y observar la relación cabalgante, sin embargo, el corte de la Autopista del Sol en el kilómetro 328.9 y del camino que conduce a la presa La Venta presentan los mejores afloramientos.

En la Autopista, entre los km 326 a 329 se puede observar en tres puntos diferentes la relación tectónica entre las calizas y las rocas metavolcánicas milonítica:

**Km 326.** Yendo de norte a sur, cerca del km 325.5 se pasa por un parte aguas que marca el límite austral del intrusivo Tierra Colorada, inmediatamente se destaca un cerro escarpado que es atravesado por la carretera, el corte expuesto entre el inicio del cerro y el puente Papagayo es de unos 800 m.

La Formación Chapolapa aflora por unos 500 m y preferentemente consiste en metadacitas con fábrica porfídica relictas, pero hay partes en las que se nota una incipiente

foliación que está inclinada al SW. Cerca de la marca del km 326, se encuentra el contacto con las calizas (fig. 5.1a). La roca inmediata bajo el contacto se encuentran oxidados y molidos, corresponde a harina de falla con espesor de 5 m en la base y se acuña hacia la cima del cerro; mientras que las calizas directamente encima están brechadas. La orientación de esta superficie de contacto es de SW 60° con una inclinación de 40°. Al alejarse del contacto se observan pliegues abiertos en las calizas, abundantes vetas rellenas de calcita perpendiculares a la estratificación y no se encuentran evidencias de milonitización en esa roca.

**Km 327.7.** De norte a sur, en el corte oeste de la carretera se observa en este punto el contacto entre las calizas de la Formación Morelos y las rocas miloníticas de la Formación Chapolapa. En el área de contacto entre ambas unidades se desarrolló una zona de harina de falla con espesor aproximados de 3 m, es muy visible ya que la roca toma un color morado. Ambas unidades al lado del contacto están brechadas. La superficie de contacto tiene una orientación aproximada de NE 30° con 45° de inclinación.

En esta localidad, la Formación Chapolapa consiste en metandesitas y metadacitas con fábrica milonítica expresada por una foliación, lineación de estiramiento y porfiroclastos de plagioclasa o cuarzo inmersos en una matriz rica en sericita y clorita. Tanto la foliación, como la lineación se inclinan predominantemente al NW. El afloramiento de esta unidad se extiende aproximadamente 300 m al sur del contacto. El afloramiento de las calizas al norte del contacto sólo tiene unos 10 m, ya que están cubiertas por cemento.

**Km 328.9.** En sentido norte – sur, se vuelve a observar a la Formación Morelos tectónicamente encima de la Formación Chapolapa. En la zona de contacto las rocas metavolcánicas se pulverizaron al punto de formar harina de falla que posee un color morado, en la base tiene un espesor aproximado de 3 m y se acuña hacia la cima del cerro; mientras que las calizas en parte están brechadas y en parte presentan pliegues de arrastre que definen una simetría de falla inversa. Este contacto posee una orientación de NE 20° y se inclina 50° (fig. 5.1b). La foliación de las rocas metavolcánicas bajo el contacto se inclina hacia el norte con 40° en promedio, mientras que la estratificación de las calizas también se inclina al norte entre 30° a 45°.

Los estratos en las calizas tienen un espesor variable entre 1.5 m a 4.5 m, en los menos gruesos se observa desarrollo incipiente de foliación mientras que en los más gruesos se ve un intenso fracturamiento. Unos 100 m al norte del contacto dentro de las calizas se observa una zona vertical limitada por fallas donde la roca está heterogéneamente deformada, plegada y fracturada (fig. 5.2a); dicha zona rompe la continuidad de los estratos. En esta parte deformada la estratificación se torna subvertical (fig. 5.2b) y los planos de pliegues son subparalelos a la estratificación externa a la zona deformada (fig. 5.2a).

**Camino a La Venta.** En esta localidad el contacto entre las calizas y las rocas metavolcánicas milonitizadas se encuentra a aproximadamente 300 m al norte de la presa. En ese lugar, se observa una deformación heterogénea dentro de las calizas. Unos 75 m al norte

del contacto se tienen unas calizas masivas recristalizadas afectadas por fracturas y fallas (fig. 5.3a) cuya estratificación se inclinan al NE con 40°. Esas calizas masivas están intercaladas con estratos de caliza foliado, esta foliación presenta pliegues subverticales a verticales (fig. 5.3b). Alrededor de 30 m al norte del contacto esa secuencia de calizas cambia de inclinación para colocarse en posición subvertical (fig. 5.3c) y continúa así hasta el contacto. En la superficie de contacto se desarrollaron escalones que definen una simetría de falla inversa. Geométricamente, esta superficie equivale a la descrita en el kilómetro 327.7 en párrafos anteriores.

En contacto con las calizas se encuentra una roca pulverizada y muy alterada, que posiblemente sea harina de falla producto del cabalgamiento sobre las rocas metavolcánicas. El primer afloramiento de rocas miloníticas se localiza a unos 25 m al sur del contacto; en esta parte la foliación se orienta entre NW 20° a NE 10°, predominantemente al norte franco.

**Cortina de la presa.** Al lado oeste de la presa se observa la relación tectónica entre las formaciones Morelos y Chapolapa. Este contacto corresponde al observado en el kilómetro 328.9. En este sitio, se ven calizas brechadas sobrepuestas a metadacitas.

En síntesis, a pesar de que en tres de los cinco puntos en los que se observa la relación tectónica entre las formaciones Chapolapa y Morelos los criterios para definir la geometría de la falla no son lo claros que se quisiera, las características presentes en los otros dos sitios, como pliegues de arrastre y escalones de falla, nos conducen a considerar esta relación como una cabalgadura. Cabe resaltar que nosotros no encontramos evidencias de milonitización en las calizas en ninguna de las localidades analizadas, como lo habían afirmado Ratschbacher et al. (1991) y Riller et al. (1992). Por esto interpretamos que el evento de cabalgamiento es posterior al evento de milonitización de la Formación Chapolapa.

### 5.2.2. Sinclinal Omitlán

Es una estructura con orientación NW-SE, curvada hacia el NNE. Sus dimensiones aproximadas son 20 km de longitud por 7 de anchura. Se trata de una estructura regional deducida a partir de la estratigrafía y la cartografía geológica (Lám 1).

Una evidencia a favor de esta estructura es la actitud de la foliación y lineación en las rocas metavolcánicas, la estratificación en las calizas y aparentemente la foliación magmática en el intrusivo Tierra Colorada, así como en algunos contactos.

En el flanco norte, entre la autopista y el poblado el Papagayo, la foliación y lineación en la Formación Chapolapa y la estratificación en la Formación Morelos buzcan hacia el sur, entre SW 50° a SE 30° (Lám 1). En la misma zona, la foliación magmática del plutón Tierra Colorada se inclina preferentemente al SW (Lám 1), dicha actitud es subparalela a la foliación milonítica de los metavolcánicos en la misma área. Este último criterio puede ser ambiguo, ya que la mencionada actitud de la foliación magmática pudo ser originada debido al acomodo del plutón durante su emplazamiento.

En el flanco sur, la foliación y lineación en los metagranitoides E; Pozuelo y Las Piñas, en la Formación Chapolapa, así como la estratificación en las calizas buzan hacia el norte entre NW 60° a NE 30° pero la tendencia principal es de NW 20° a N franco.

En relación a los contactos, los que mejor comprueban la existencia del pliegue son los existentes entre la Formación Chapolapa y la Formación Morelos visibles en el corte de la autopista: el del km 326 buza al SW y los que se encuentran en los kms 327.7 y 328.9 buzan al NE, como ya se detalló en la sección 5.2.1.

La disposición del Complejo Xolapa, la Formación Chapolapa y la Formación Morelos, que se encuentran tanto en el flanco norte como en el sur, también se considera como un rasgo propio del sinclinal.

Esta estructura es rota por el intrusivo Tierra Colorada, por lo que tiene una edad mínima de 34 Ma, que es la edad calculada al plutón; sin embargo su edad máxima es incierta, evidentemente es posterior al evento milonítico que afectó a la Formación Chapolapa y a los metagranitoides y aparentemente también es posterior a la cabalgadura La Venta. En principio podría asociarse a la orogénia Laramide, pero es necesario fechar el evento de deformación dúctil para constreñir el lapso de tiempo en que se originó esta estructura.



Figura 5.1a. Contacto tectónico entre la Formación Chapolapa y la Formación Morelos.

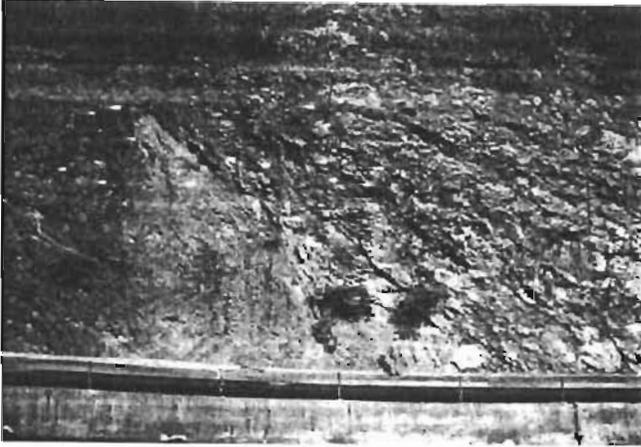


Figura 5.1b. Contacto tectónico entre la Formación Chapolapa y la Formación Morelo0s.



Figura 5.2a. Zona de deformación subvertical donde la caliza está plegada y fracturada.



Figura 5.2b. Relación entre la zona de deformación subvertical y la estratificación en las calizas.



Figura 5.3a. Estratos masivos de caliza fallados y fracturados. Camino a la Venta.



Figura 5.3b. Caliza foliada intercala con caliza masiva. La foliación también presenta pliegues verticales.



Figura 5.3c. Caliza masiva y foliada en disposición subvertical.

### 5.3. Análisis estadístico

En esta sección se describen las mediciones de superficies y/o líneas realizadas en cuatro unidades: Complejo Xolapa, Formación Chapolapa, Metagrano El Pozuelo y la Formación Morelos. Con fines sintéticos, en esta sección, los análisis estadísticos se agrupan por sectores y no como estaciones puntuales, las cuales pueden observarse en el mapa y las secciones de la lámina 1.

#### 5.3.1. Complejo Xolapa

De los ortogneises del Complejo Xolapa se graficaron los planos de foliación. Como se describe en la sección 4.2, la fábrica de estas rocas consiste en dos tipos de dominios, unos formados por biotita, moscovita u hornblenda y otros de cuarzo y feldespato, que están intercalados, los cuales originan la estructura foliada de estas rocas.

De esta unidad se hicieron dos estereogramas, uno de los afloramientos sobre el arroyo Xaltianguis y el corte de la carretera al oeste del poblado El Papagayo, y el otro al este del poblado Villa Guerrero, en los cortes del camino que conduce a Tlayolapa (lám. 1).

En el oeste los datos varían entre SW 45° a SW 65° con inclinaciones entre 40° a 65°. En la figura 5.4a se muestra el estereograma correspondiente, en el que se ve una concentración homogénea de los polos de las superficies de foliación. El plano principal estadísticamente determinado tiene una orientación de SW 57° con 52° de inclinación.

En el este, los datos muestran mayor dispersión en relación a los del oeste, abarcan un rango de NW 80° a NE 20° con inclinaciones entre 25° a 80°. El estereograma de estos datos se muestra en la figura 5.4b, en ésta se tiene una concentración de los polos que abarca el cuadrante SE y parte del SW. El plano principal estadísticamente determinado se orienta NW 30° con 41° de inclinación.

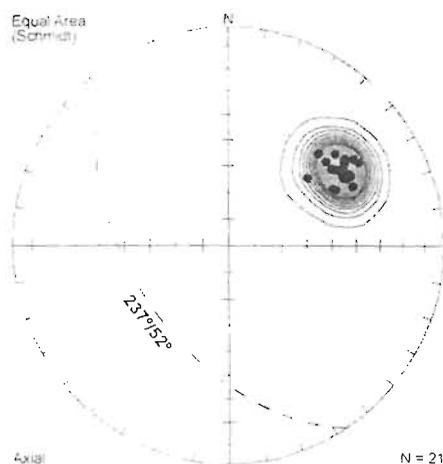


Figura 5.4a. Estereograma de planos de foliación de ortogneises del Complejo Xolapa de la zona al oeste del poblado El Papagayo. Los puntos representan los polos a la foliación.

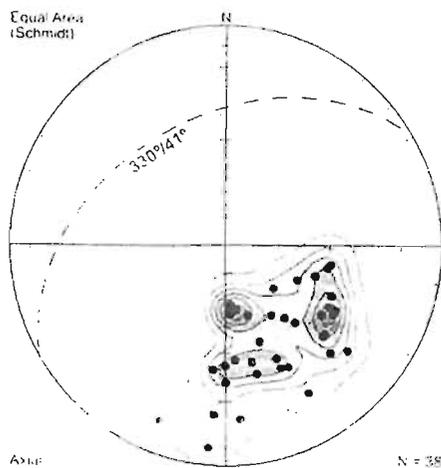


Figura 5.4b. Estereograma de planos de foliación de ortogneises del Complejo Xolapa de la zona al este del poblado Villa Guerrero.

### 5.3.2. Formación Chapolapa

En esta unidad se realizaron 9 estaciones de medición localizadas en la Autopista del Sol y el Río Papagayo, que de manera individual se pueden ver en el mapa geológico y las secciones (lámina 1). Con fines sintéticos para este análisis los datos se agruparon en cuatro localidades: la parte de la autopista en el km 327.7, la parte entre los kms 330 a 332, la zona al norte de la presa y la zona al sur de ella.

En la autopista, la mayor parte de los datos se tomaron en el afloramiento entre los kilómetros 327.7 a 328. En la figura 5.5a se muestra el estereograma de este punto, tanto los polos de las superficies de foliación como las lineaciones muestran concentraciones moderadamente dispersas. En esta zona la foliación varía entre NW 60° a NE 10° y las inclinaciones entre 15° a 75°. Por otra parte, la lineación de estiramiento varía de 320° a 355° con inclinación de 58° a 70°. El plano principal de foliación tiene una actitud de NW 21° inclinado 39°, mientras que la lineación se orienta 335° y buza 34°.

En los afloramientos que se encuentran entre los kilómetros 330 a 332 se tomaron pocos datos debido a que en esta parte predomina el paquete no milonítico. En la figura 5.5b se muestra el estereograma de este punto en el que se ve a los polos de las superficies de foliación con una concentraciones homogénea. En esta zona la foliación varía entre NW 30° a NE 10° y las inclinaciones entre 15° a 50°. El plano estadístico principal de foliación tiene una actitud de NW 1° inclinado 61°.

En los afloramientos al norte de la presa, la foliación se orienta entre NW 30° a NE 45° con inclinaciones de 40° a 75°. La lineación de estiramiento se encuentra entre 335° a 360° y buza de 35° a 55°. El estereograma de esta parte de la Formación Chapolapa se muestra en la figura 5.5c, Los polos de los planos de foliación así como las lineaciones muestran

concentraciones homogéneas. El plano principal de foliación tiene una actitud de NW 1° inclinado 56°, mientras que la lineación se orienta 346° y buza 46°.

Para la parte sur de la presa, la actitud de la foliación se encuentra entre NW 35° a NE 20° e inclinaciones de 40° a 80°. La lineación de estiramiento presenta orientaciones de 305° a 2° con buzamiento de 20° a 75°. En la figura 5.5d se puede observar el estereograma correspondiente a esta localidad. Tanto los polos de los planos de foliación como las lineaciones muestran concentraciones homogéneas. El plano principal de foliación tiene una actitud de NE 3° inclinado 52°, mientras que la lineación se orienta 335° y buza 50°.

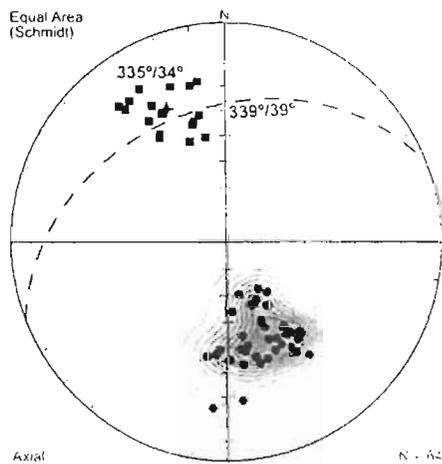


Figura 5.5a. Estereograma de polos a planos de foliación y lineación de estiramiento de rocas metavolcánicas milonitizadas de la Formación Chapolapa en el corte de la Autopista del Sol, kms. 327.7-328. Los puntos representan los polos a la foliación y los cuadros la lineación de estiramiento.

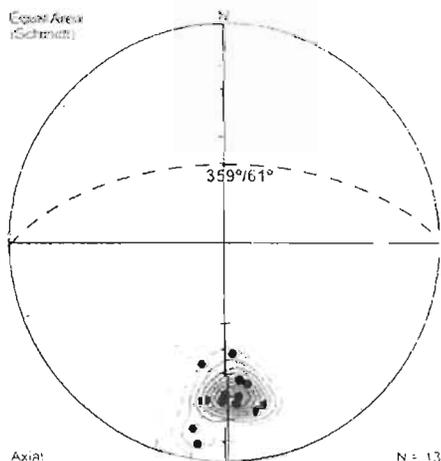


Figura 5.5b. Estereograma de polos a planos de foliación de rocas metavolcánicas milonitizadas de la Formación Chapolapa de los corte de la Autopista del Sol entre los kms. 330-332.

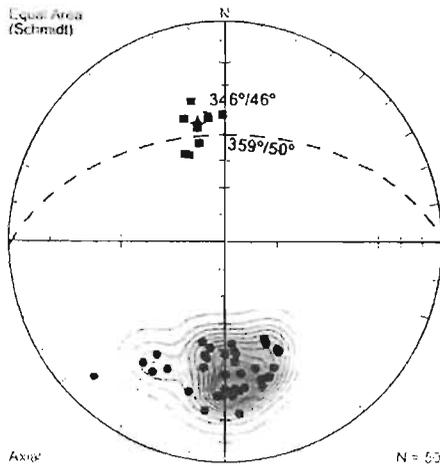


Figura 5.5c. Estereograma de polos a planos de foliación y lineación de estiramiento de rocas metavolcánicas milonitizadas de la Formación Chapolapa al norte de la presa La Venta.

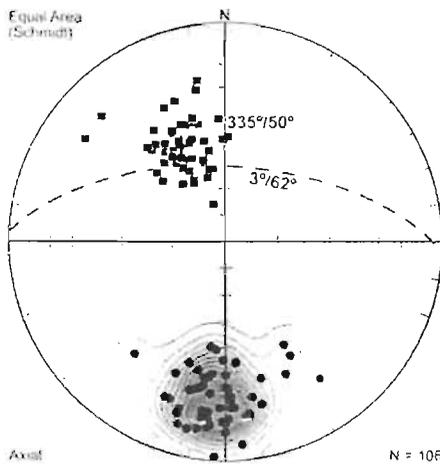


Figura 5.5d. Estereograma de polos a planos de foliación y lineación de estiramiento de rocas metavolcánicas milonitizadas de la Formación Chapolapa al sur de la presa La Venta.

### 5.3.3. Metagranito El Pozuelo

También en las rocas de esta unidad se observa una foliación espaciada, en escala de afloramiento y de muestra de mano, la foliación es marcada por la intercalación de dominios formados por biotita con dominios cuarzo-feldespáticos. La lineación de estiramiento es marcada por cristales alargados de cuarzo.

Los datos corresponden a los afloramiento de la Autopista del Sol en el corte del km 334. En esta localidad la foliación varía entre NW 3° a NW 35° y las inclinaciones entre 53° a 75°. Por otra parte, la lineación de estiramiento varía de 320° a 332° con inclinación de 58° a 70°. En la figura 5.6 se muestra el estereograma de este punto, tanto los polos de los planos de foliación como las lineaciones muestran concentraciones homogéneas. El plano principal de foliación tiene una actitud de NW 18° inclinado 66°, mientras que la lineación se orienta 326° y buza 65°.

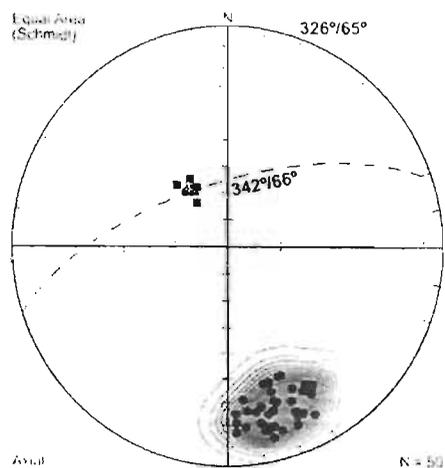


Figura 5.6. Estereograma de planos de foliación y lineaciones de estiramiento del Metagranito El Pozuelo.

#### 5.3.4. Formación Morelos

En esta unidad se realizó una sola estación de medición de planos de estratificación, en el corte de la autopista al norte del puente sobre el río Papagayo. En ese punto se encuentra la caliza en estratos con espesor de 15 cm a 50 cm; en algunos de ellos se desarrolló foliación. La roca está plegada y fuertemente fracturada. Los datos abarcan un amplio rango, desde SW 5° a NW 5°, en cualquier caso todos se inclinan al W (fig. 5.7), la inclinación también comprende un extenso rango desde 19° a 75°. El plano principal calculado con esa información tiene una orientación de NW 72° con inclinación de 27°.

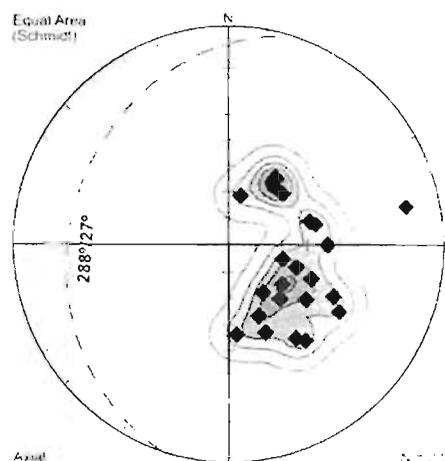


Figura 5.7. Estereograma de polos a planos de estratificación de calizas de la Formación Morelos de los cortes de la Autopista del Sol.

### 5.3.5. Estructuras sobrepuestas

Posterior al evento de deformación dúctil milonítico se observaron un evento de plegamiento, uno de cabalgamiento y al final un fallamiento normal.

El evento de plegamiento se expresa en la Formación Chapolapa a través de pliegues isópacos, similares o armónicos, con amplitud desde abierta a apretada y de forma cilíndrica (figs. 5.8a y b). En relación a la actitud del plano y eje axiales se encuentran entre moderada a ligeramente inclinados. El estereograma de planos y eje axiales del afloramiento del km 328 se muestra en la figura 5.9; en ese diagrama se ve que los planos axiales se orientan preferentemente al SW, mientras que los ejes de pliegue muestran amplia dispersión entre el S y el NW.

El evento de cabalgamiento está representado por la Cabalgadura La Venta, la cual ha sido ampliamente descrita en la sección 5.2.1.

El evento de deformación más reciente es de carácter frágil y corresponde a fallamiento normal que afectó, hasta donde se observó, desde el Complejo Xolapa hasta el intrusivo Tierra Colorada (fig. 5.10), la orientación de estas fallas es al S o SW. Una de estas fallas normales es la que se encuentra en el contacto entre la Formación Chapolapa y el Metagránito Las Piñas en el río Papagayc, su actitud es SW 10° con 55° de inclinación.



Figura 5.8a Pliegue cerrado asociado a una banda kink.



Figura 5.8b Foliación milonítica ligeramente ondulada, que forma pliegues abiertos.

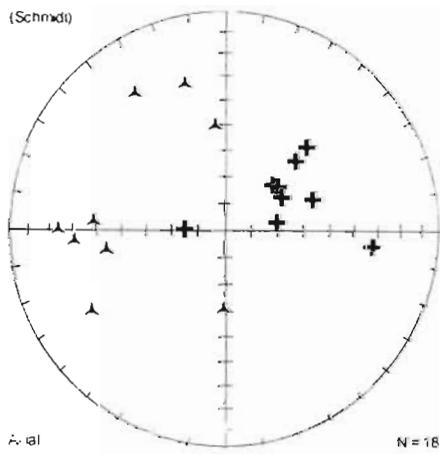


Figura 5.9. Estereograma de polos a planos y ejes axiales de pliegues en las rocas metavolcánicas de la Formación Chapolapa, en el corte de la Autopista del Sol.



Figura 5.10. Falla normal desplazando a dique de diabasa que intrusión al plutón Tierra colorada.

#### 5.4. Microestructuras

##### 5.4.1. Complejo Xolapa

En el agregado cuarzo-feldespático que constituye a los gneises de esta unidad se observan esencialmente dos tipos de arreglos: uno consiste de granos inequigranulares con límites poco irregulares, que presentan incipiente desarrollo de estructuras intracristalinas como extinción ondulosa, bandas de deformación y subgranos; el otro es formado por granos equigranulares a ligeramente inequigranulares, sin estructuras intracristalinas y con bordes ligeramente curvados a rectos (fig. 5.11). Este conjunto de microestructuras lo interpretamos como producto de mecanismos de recristalización estática, principalmente por reducción de área de límite de grano.

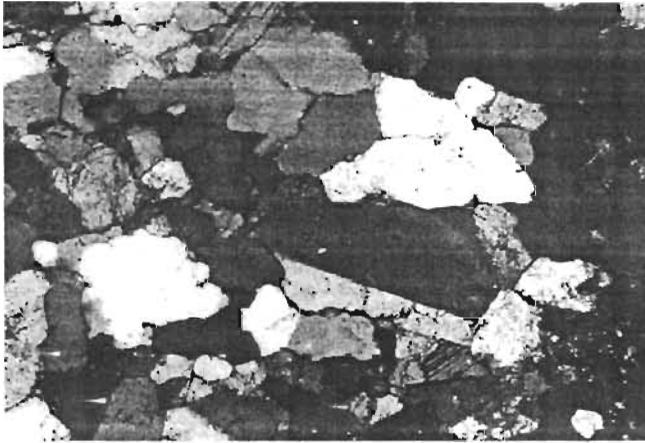


Figura 5.11. Fábrica típica de los microlitones de los gneises del Complejo Xolapa. Ancho de vista 2 mm, nicoles paralelos.

##### 5.4.2. Formación Chapolapa

Las microestructuras que se encuentran en esta unidad se clasifican en dos grupos: a) estructuras de deformación intracristalina y b) indicadores de sentido de cizalla.

**Estructuras de deformación intracristalina.** Este tipo de microestructuras están extensamente desarrolladas en los porfiroclastos de cuarzo, en ese mineral se logra distinguir extinción ondulosa de barrido e irregular, bandas de deformación (fig. 5.12a), láminas de deformación (fig. 5.12b) y subgranos (fig. 5.12a), mientras que en la plagioclasa sólo se

observa extinción ondulosa incipiente. Estas microestructuras se observan tanto en el paquete no milonítico como milonítico y son un claro rasgo de deformación dúctil.

**Indicadores de sentido de cizalla.** Estas microestructuras están asociadas al paquete milonítico entre los cuales hay sistemas de porfiroclastos envueltos, V pull-aparts y fracturas sintéticas y antitéticas.

Los sistemas de porfiroclastos envueltos, generalmente consisten de un núcleo de plagioclasa con sus alas compuestas de sericita y plagioclasa. Otros porfiroclastos menos comunes son compuestos de un núcleo de cuarzo y alas de sericita, plagioclasa y cuarzo; o un núcleo de plagioclasa y alas de clorita (fig. 5.13a y b). También se encuentran porfiroclastos simétricos que no sirven para determinar sentido de movimiento.

Otro indicador común son plagioclasas elongadas y rotas cuyos bordes fracturados se abren en forma de V y el espacio generado es llenado por cuarzo: la simetría de los bordes es empleada para determinar el sentido de cizalla (Hippertt, 1993), el cual es congruente con el de los porfiroclastos envueltos (fig. 5.14).

Otras microestructuras, pero un poco escasas son granos fracturados sintética (fig. 5.15) o antitéticamente.

Estas microestructuras indican un sentido de cizalla correspondiente a falla normal buzando al NW, aunque también los hay en sentido inverso, pero el primero es estadísticamente predominante sobre el segundo a una razón de 3 a 1.



Figura 4.12a. El cristal de cuarzo del centro muestra extinción ondulosa y bandas de deformación. Metadacita de la Formación Chapolapa. Ancho de vista 2.5 mm, luz polarizada.

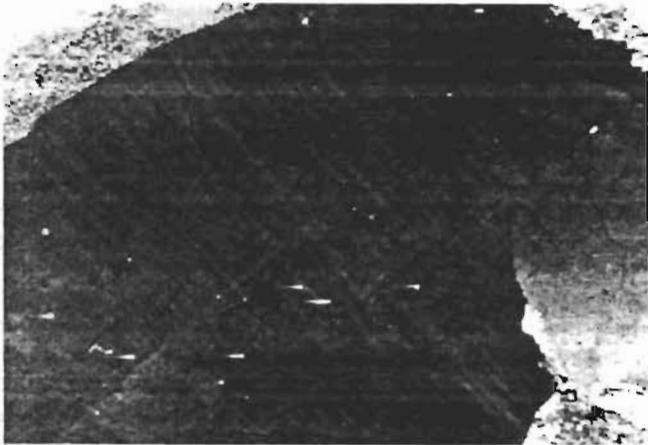


Figura 4.12b. Láminas de deformación en cristal de cuarzo. Metadacita de la Formación Chapolapa. Ancho de vista 1 mm, luz polarizada.

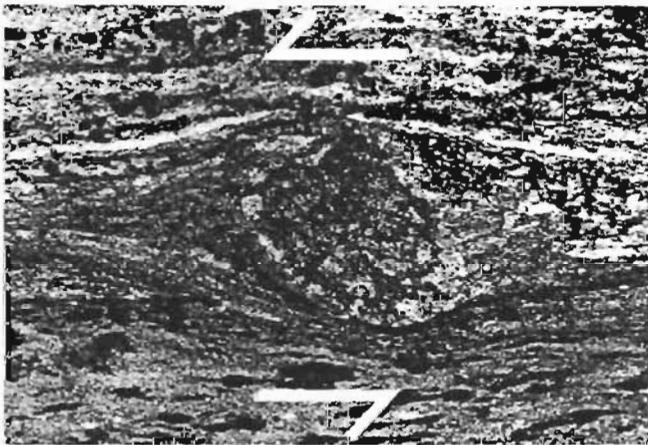


Figura 5.13a. Porfiroclasto tipo  $\sigma$ , consiste de un núcleo de plagioclasa parcialmente transformado a epidota y alas de clorita. Señala un sentido de cizalla izquierdo correspondiente a falla normal. Metandesita de la Formación Chapolapa. Ancho de vista 2 mm, nicoles paralelos.

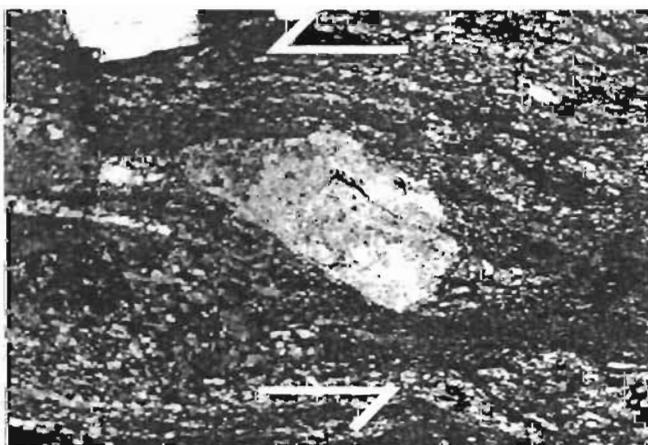


Figura 5.13b. Porfiroclasto tipo  $\sigma$ , consiste de un núcleo de plagioclasa y alas de plagioclasa y cuarzo Señala un sentido de cizalla izquierdo correspondiente a falla normal. Metadacita de la Formación Chapolapa. Ancho de vista 2 mm, luz polarizada.

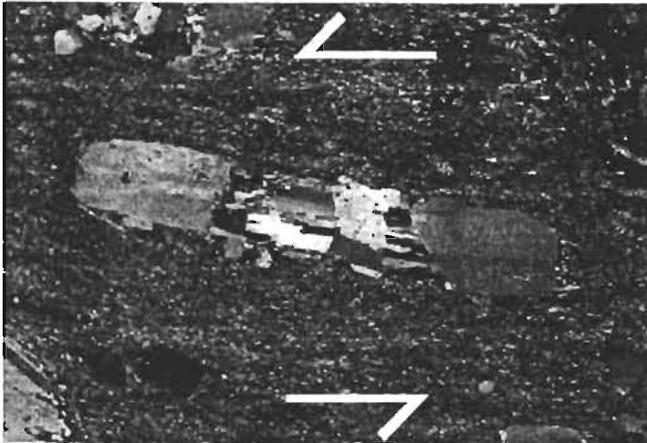


Figura 5.14. V pull-apart en un cristal de plagioclasa. Señala un sentido de cizalla izquierdo que corresponde a simetría de falla normal, en Metandesita de la Formación Chapolapa. Ancho de vista 4 mm, luz polarizada.

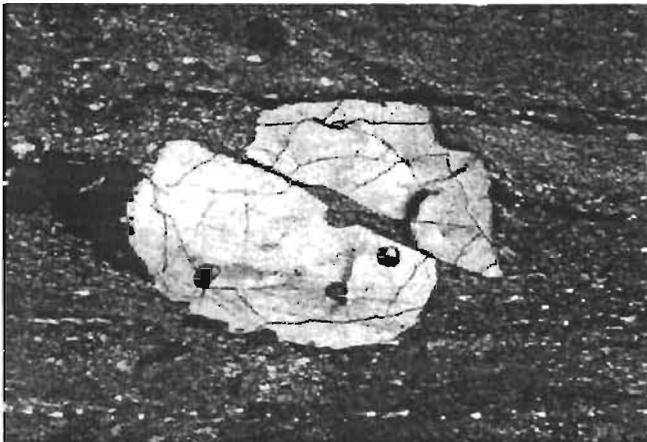


Figura 5.15. Cristal de cuarzo con fractura antitética que señala un sentido de cizalla contrario a los anteriores. Metadacita de la Formación Chapolapa. Ancho de vista 2.8 mm, luz polarizada.

#### 5.4.3. Metagrano El Pozuelo

En las secciones delgadas de esta unidad se observa una microfábrica clasificada como parcialmente recrystalizada, esto se asume con base en la presencia de porfiroclastos de feldespato potásico y plagioclasa dentro de un mosaico fino de granos de cuarzo (fig. 5.16). Una evidencia más confiable de recrystalización es la presencia de granos con bordes fuertemente irregulares e interlobados, tanto en el cuarzo como en los feldespatos. En los porfiroclastos y el mosaico de grano fino se observan en forma abundante estructuras por deformación cristal-plástica tales como extinción ondulosa, subgranos y bandas de deformación (fig. 5.16). El conjunto de microestructuras señalado es interpretado como producto de recrystalización dinámica, en específico por la acción del mecanismo de migración de límite de grano.

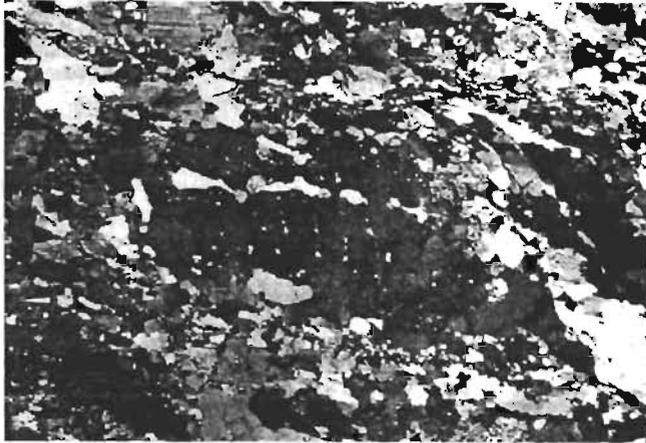


Figura 5.16. Fábrica característica del Metagranito El Pozuelo, nótese la irregularidad de los bordes de granos y la presencia de estructuras intracrystalinas tanto en el mosaico fino como en los porfiroclastos. Ancho de vista 2 mm, nicoles paralelos.

#### 5.4.4. Metagranito Las Piñas

Las microestructuras más características de esta roca son producto de recristalización dinámica. Las fábricas varían de parcial a completamente recristalizadas, la primera es evidenciada por la existencia de porfiroclastos de feldespato potásico y plagioclasa con estructuras intracrystalinas inmersos en un mosaico de granos de cuarzo de tamaño fino. La segunda es notada por la existencia de agregados de granos de cuarzo de tamaño uniforme que muestran relictos de estructuras intracrystalinas.

En las partes donde el tamaño de grano es más grueso, lo que se ve es recristalización debida a migración de límites de grano, que es percibida por la existencia de límites de grano fuertemente irregulares y lobados.

En esta roca abundan cintas monominerálicas (ribbons) de cuarzo, tienen forma curvada, alcanzan una longitud hasta de 2 mm por menos de 0.5 mm de ancho; preservan estructuras de deformación intracrystalina como extinción ondulosa y bandas de deformación (fig. 5.17).

Esta fábrica es rota por microfracturas y microfallas unas sin relleno y otras rellenas de calcita o epidota.

Los indicadores de sentido de cizalla son del tipo pez de mica desarrollados en biotita y señalan una simetría de falla normal buzando al NW.

Hay granos de titanita y epidota sobrepuestos tanto a cristales individuales de feldespato como al mosaico de cuarzo (fig. 5.18).



Figura 5.17. Cinta de cuarzo dentro del mosaico recristalizado dinámicamente. Ancho de vista 2 mm, luz polarizada.



Figura 5.18. Cristal de esfena sobrepuesto a la fábrica deformada de la parte metagranítica del Metagranitoide Las Piñas. Ancho de vista 2 mm, luz polarizada.

## CAPÍTULO 6

### SÍNTESIS

#### 6.1. Historia geológica

La información obtenida a través del análisis estratigráfico, petrográfico, estructural y geocronológico revela una historia complicada para las unidades litoestratigráficas del área de La Venta, caracterizada esencialmente por eventos de deformación e intrusión sucesivos.

Aun cuando en el área de trabajo, las relaciones del Complejo Xolapa con las unidades mesozoicas son todas tectónicas se tienen evidencias indirectas de que esta unidad es la más antigua en el área, entre tales evidencias se encuentran los múltiples eventos de intrusión, las relaciones de sobreposición de estructuras y los fechamientos isotópicos realizados en orto y paragneises de diversas localidades por varios autores.

Entre las edades más antiguas que se han obtenido (excluyendo los fechamientos por el método plomo alfa) están una de  $240\pm 50$  Ma (rocas metasedimentarias), otra de  $322\pm 66$  Ma (ortogneis), y otra de  $308\pm 5$  Ma (esquistos-anfibolitas), por Halpern et al (1974), Guerrero (1975) y Morán (1992), respectivamente, con el método Rb-Sr en roca total (tabla 6.1). Desafortunadamente, esas edades son ambiguas y sus propios autores manifiestan dudas respecto a ellas: Guerrero (1975) señala que la pendiente de la línea de regresión con la que obtiene la edad es controlada sólo por un punto, mientras que Morán (1992) anota que la determinación puede resultar de un arreglo lineal fortuito de los puntos considerados. Debido a los argumentos señalados es complicado establecer si la rehomogenización isotópica del Rb ocurrió durante el evento de depositación o el emplazamiento o el metamorfismo. A pesar de la falta de edades confiables, con base en criterios de campo, Morán (1992) y posteriormente Corona (1996), han señalado a la secuencia de paragneises como la unidad más antigua del Complejo Xolapa.

Un segundo grupo de edades se encuentra entre 180 Ma a 160 Ma (Guerrero, 1975; Guerrero et al., 1978; Hermann et al., 1994; Ducea et al., 2004; tabla 6.1) obtenidas para ortogneises de diferentes localidades del Complejo Xolapa. La fecha menos constreñida es la de  $180\pm 84$  Ma realizada con el método Rb-Sr por Guerrero (1975). Otra edad de  $165\pm 3$  Ma en zircones por el método U-Pb fue calculada por Guerrero et al., (1978). Hermann et al., (1994) obtienen una fecha de  $180\pm 9$  Ma, también por el método U-Pb en zircones. Recientemente, Ducea et al. (2004) obtuvieron  $158\pm 5$  Ma también en zircones con el método U-Pb. Interpretamos esas edades como correspondientes al tiempo de emplazamiento de los cuerpos intrusivos originales que posteriormente fueron metamorfizados a ortogneises. Asimismo, consideramos que ese rango de edades es el más probable para las secuencias de ortogneises que se encuentran dentro del área de este trabajo (figs. 4.1, 6.1).

Entre los 160 Ma y los 130 Ma, pudo ocurrir el evento tectónico que transformó a la secuencia sedimentaria intrusionada por cuerpos de composición granítica-granodiorítica en la asociación de paragneises y ortogneises en facies de anfibolita que constituyen al Complejo Xolapa. Esta fase de metamorfismo-deformación quedó plasmada como una fábrica metamórfica con variaciones entre foliación espaciada y bandeamiento muy fino y el desarrollo no generalizado de lineación mineral, al menos en el área de este trabajo.

Existe un conjunto de 7 edades entre 144 Ma a 128 Ma (tabla 6.1), obtenidas para 3 cuerpos intrusivos deformados (Morán, 1992), 1 diorita (Morán, 1992), 1 migmatita (Hermann et al., 1994) y 2 gneises (Ducea et al., 2004). Por otra parte, el Metagranito El Pozuelo se ha fechado para este trabajo en  $129 \pm 0.7$  Ma. Esta asociación de edades se interpreta como evidencia de un evento tectonomagmático intrusivo para ese tiempo. Los cuerpos intrusivos se emplazaron en relación sintectónica a sintectónica tardía con respecto al evento metamórfico de alto grado que originó las secuencias de ortogneises y paragneises, esta interpretación se basa en el hecho de que esos cuerpos están metamorfizados y deformados en condiciones de menor grado que los gneises y que sus estructuras planares y lineales se orientan en forma paralela o subparalela a las respectivas de los gneises. A este evento atribuimos la formación de las migmatitas existentes dentro del Complejo Xolapa. Morán (1992), fue quien primeramente sugirió la posibilidad de que los cuerpos intrusivos deformados por él fechados fueran sintectónicos con el evento metamórfico de alto grado.

Contemporáneamente con el evento intrusivo mencionado, en superficie ocurría un evento volcánico consistente en derrames de lava y flujos piroclásticos cuya composición variaba de intermedia a ácida que posteriormente serían deformados y metamorfizados a facies de esquisto verde y que se denominan Formación Chapolapa. Esta aseveración se hace con base en la evidencia cronológica ya que recientemente se han obtenido edades para esta unidad que abarcan un rango de 133 Ma a 126 Ma (Campa e Iriondo, 2004; Hernández et al., 2004; v. 2.2).

Los pocos datos de geoquímica existentes para el Metagranito El Pozuelo (Solari, com. pers.) y para la Formación Chapolapa (de Cserna et al., 1994) señalan un carácter calcoalcalino para ambas unidades, este rasgo también puede emplearse para argumentar un origen común de las dos unidades.

Los datos señalados soportan la idea de que para el tiempo alrededor de 130 Ma ocurría un evento tectónico que se expresó tanto en forma intrusiva como extrusiva, originando un arco magmático continental asociado a una zona de subducción. Esta idea es congruente con los modelos de reconstrucción de tectónica de placas para la parte occidental de Norteamérica (Engelbreton et al., 1985; Debiche et al., 1987) los cuales postulan un proceso de subducción continua desde el Jurásico para esta región.

Según las edades basadas en determinaciones fósiles para la Formación Morelos (v. 4.7), ésta se originó entre 105 Ma a 96 Ma. Sin embargo, no se puede asegurar que las calizas se hayan depositado directamente sobre la Formación Chapolapa, ya que hasta donde se ha estudiado la relación entre estas unidades es tectónica, tanto en la zona de esta investigación como en las localidades aledañas al Ocotito en donde ambas afloran extensamente. La

presencia de las calizas plantea una dificultad: son autóctonas o alóctonas. La primera opción implica la existencia de condiciones estables para que ocurra el depósito de esas rocas, lo cual conlleva al término de la actividad magmática y por tanto a un cambio de ambiente tectónico. La segunda opción implica que las calizas fueron transportadas por algún evento tectónico desde su lugar de origen a su posición actual, en este sentido, la cabalgadura La Venta podría ser una evidencia de ese evento. Hasta donde se llegó en este trabajo no se tienen elementos para seleccionar entre una u otra opción.

Después de varios millones de años se reinició la actividad ígnea intrusiva, que quedó plasmada por la existencia del Metagranitoide Las Piñas, para el cual especulamos una edad entre 80 Ma a 60 Ma, con base en la fecha de  $62 \pm 20$  Ma que Hermann et al. (1994) determinaron a una litología del Complejo Xolapa que llamaron gneis La Palma y consideramos podría tratarse del Metagranitoide Las Piñas y no de un gneis parte del Complejo.

Probablemente, entre los 70 Ma a 55 o 50 Ma ocurrió un evento de deformación dúctil milonítica que afectó principalmente a la Formación Chapolapa y al Metagranitoide Las Piñas y los transformó a rocas protomiloníticas a ultramiloníticas en facies de esquisto verde. Este evento de deformación fue heterogéneo, con una componente no coaxial predominante y que generó clorita, epidota, sericita y/o esfena en las unidades involucradas. Esta deformación estuvo restringida a una zona de cizalla con geometría predominante de falla normal y una componente lateral izquierda subordinada.

El evento de milonitización quedó plasmado en las unidades involucradas como una foliación espaciada, una lineación de estiramiento y la ocurrencia de indicadores de sentido de cizalla. En la Formación Chapolapa la foliación es evidenciada por clorita y sericita, la lineación por clorita, plagioclasa y fragmentos de roca, mientras que los indicadores más comunes son objetos tipo sigma, V pull aparts y granos fracturados sintética o antitéticamente. Mientras que en el Metagranitoide Las Piñas la foliación es representada por biotita y la lineación por cuarzo.

Al final de este evento de deformación ocurrió el emplazamiento del Granito El Salitre, el cual está deformado por mecanismos cristal-plásticos que produjeron estructuras intracristalinas en sus componentes minerales pero no milonitización. Posiblemente la edad de intrusión de este cuerpo ocurrió entre 60 Ma a 50 Ma, esta interpretación es basada en los fechamientos de moscovita en aplitas y pegmatitas de este cuerpo realizados por Morán (1992) y Solé (2004), tabla 6.1, que han producido edades de 59 a 54 Ma.

Entre el final del evento milonítico y el Oligoceno ocurrió un evento compresivo regional que originó cabalgamiento y plegamiento en las unidades mesozoicas y terciarias tempranas y dio por resultado la Cabalgadura La Venta y el Sinclinal Omitlán (v 5.1), como estructuras mayores, y plegamiento de la foliación en las unidades metamórficas o de la estratificación en las unidades sedimentarias.

Tanto el Sinclinal Omitlán como la Cabalgadura La Venta y las unidades que las constituyen fueron intrusionadas por el plutón Tierra Colorada (lám 1), cuya edad se ha

establecido alrededor de 34 Ma (tabla 4.3) y no está deformado dúctilmente, pero si afectado por gran cantidad de fracturas y fallas.

Entre los 30 Ma a 20 Ma ocurrió un evento volcánico consistente en flujos de lava y flujos piroclásticos de composición intermedia a ácida que constituyen a la Formación Papagayo.

El evento de deformación más reciente es de carácter frágil y está representado por fallas y fracturas que afectan a todas las unidades y estructuras preexistentes a partir de la Formación Papagayo.

Como se puede apreciar (fig. 6.1) a diferencia de trabajos anteriores (Sabanero, 1990; Ratschbacher et al., 1991; Morán, 1992; Riller et al., 1992; Hermann et al., 1994; Corona, 1996) nuestro esquema de evolución, especula una historia geológica más complicada no sólo para la región de estudio, sino para el Complejo Xolapa en conjunto.

El modelo de evolución más conocido para el Complejo Xolapa (Morán, 1992; Corona, 1996) señala dos eventos magmáticos, el primero del Cretácico Inferior al cual se asocian los plutones deformados que intrusionan a los gneises; y el segundo del terciario al que se relacionan los plutones no deformados.

Con base en relaciones de campo, que esperamos corroborar con fechamientos isotópicos, además de los eventos ya distinguidos por los autores mencionados, el más antiguo para el Jurásico Medio, otro para el Cretácico Tardío y otro para el Terciario Inferior.

**Tabla 6.1. Fechamientos isotópicos realizados en el Complejo Xolapa**

Edad	Método	Mineral	Roca	Muestra	Localidad	Observación	Referencia
37±2	K-Ar	Biotita	Esquisto de biotita	CS-135-56	Cerca del km 343.3 de la carretera antigua México-Acapulco. SE del pueblo Xolapa		De Cserna et al. (1962)
43±7	K-Ar	Biotita	Gneis	F-61-77	Cerca del km 390 de la carretera antigua México-Acapulco. NW del pueblo La Venta		De Cserna et al. (1962)
345±35	Pb-α	Zircón	Granito gneisico	LG 81	Al E del puente de El Veintiuno sobre el Río Aguacatillo		De Cserna et al. (1974a)
530 ±50	Pb-α	Zircón	Gneis micáceo	LG 44	Sur de Pochutla, Oax		De Cserna et al. (1974a)
290±29	Pb-α	Zircón	Dique monzonítico	LG 47	2 km al N del poblado El Guajolote, Oax		De Cserna et al. (1974a)
80±8	Pb-α	Zircón	Pegmatita deformada	LG 4	4 km al W-SW del puente sobre el Río Papagayo. Km 345.5 antigua carretera México-Acapulco		De Cserna et al. (1974b)
<b>240±50</b>	Rb-Sr	Roca total	Rocas meta-sedimentarias		Entre Puerto Ángel y Acapulco		Halpern et al. (1974)
				JG73-25, 25A, 25B, 25C, 25D	1 km al W del poblado El Cuarenta y dos, km 98 carretera antigua Chilpancingo-Acapulco		
180±84	Rb-Sr	Roca total	Ortogneis	JG73-23 JG73-21 y JG73-22	km 97.1 de la misma carretera kms 113 y 110 respectivamente, del mismo camino	Línea de regresión de 8 puntos	Guerrero (1975)
31.8±0.4	Rb-Sr	Biotita	Ortogneis	JG73-22, 23, 25		Línea de regresión de 3 puntos	Guerrero (1975)
<b>322±66</b>	Rb-Sr	Roca total	Ortogneis de biotita	JG73-11A, B, C, D, E y JG73-12	A 5 km de Puerto Ángel hacia Pochutla	Línea de regresión de 6 puntos	Guerrero (1975)
24±0.6	Rb-Sr	Biotita	Gneis	JG73-13	10 km al E del Río Cozualtepec, Cax. Roadcut		Guerrero (1975)
10.8±0.3	Rb-Sr	Biotita	Ortogneis	JG73-11B	A 5 km de Puerto Ángel hacia Pochutla		Guerrero (1975)
15±1.5	Rb-Sr	Biotita	Ortogneis	JG73-11D	A 5 km de Puerto Ángel hacia Pochutla		Guerrero (1975)
165±3	U-Pb	Zircón	Ortogneis		Corte en el Km 103 Carretera federal México-Acapulco	Dos diferentes fracciones de zircons	Guerrero et al. (1978)
1525±170 78±35	U-Pb	Zircón	Paragneis	88	Puerto Ángel, Oax	Línea construida con 4 puntos	Robinson (1990)
40	U-Pb	Zircón	Granodiorita foliada	89	Puerto Ángel, Oax	3 fracciones de zircons	Robinson (1990)
<b>128±7</b>	Rb-Sr	Roca total	Plutón foliado	1a, b, e, g1, i y j	Puente sobre el Río Papagayo, Carretera Acapulco-Pinotepa	Isócrona de 6 puntos	Morán (1992)
31±1	Rb-Sr	Biotita	Plutón foliado	1A			Morán (1992)
31±1	Rb-Sr	Biotita	Plutón foliado	1B			Morán (1992)
41±1	Rb-Sr	Biotita	Plutón foliado	1E			Morán (1992)
32±1	Rb-Sr	Biotita	Plutón foliado	1J			Morán (1992)
<b>144±20</b>	Rb-Sr	Roca total	Plutón foliado	17A, B, C, E, F	Norte del poblado La Unión, Gro	Isócrona de 5 puntos	Morán (1992)
29±1	Rb-Sr	Biotita	Plutón foliado	17C			Morán (1992)
30±1	Rb-Sr	Biotita	Plutón foliado	17D			Morán (1992)
<b>138±12</b>	Rb-Sr	Roca total	Plutón foliado	123A, C, D, E	Milpillas, Gro, carretera de Cuajinicuilapa-Ometepec	Isócrona de 4 puntos	Morán (1992)

25±1	Rb-Sr	Biotita	Plutón foliado	123					Morán (1992)
136±11	Rb-Sr	Roca total	Diorita	104, 105a, 105b, 109b	Barranca Xolapa, Gro		Isócrona de 4 puntos		Morán (1992)
308±5	Rb-Sr	Roca total	Rocas metas- edimentarias	110a, b y 111a, b	Barranca Xolapa, Gro		Isócrona de 4 puntos		Morán (1992)
59±1	Rb-Sr	Moscovita	Pegmatita	106	Barranca Xolapa, Gro				Morán (1992)
59±1	Rb-Sr	Moscovita	Aplita	107	Barranca Xolapa, Gro				Morán (1992)
54±1	Rb-Sr	Biotita	Esquisto de biot y mosc	111	Barranca Xolapa, Gro				Morán (1992)
1268±15 48.1±0.98	U-Pb	Zircón	Migmatita	Mu 8	Al S de Pochutla, Oax		Isócrona de 3 puntos		Herrmann et al. (1994)
1007±6.1 25±11	U-Pb	Zircón	Migmatita	Mu 10	Puerto escondido, Oax		Isócrona de 2 puntos		Herrmann et al. (1994)
976±34 46.4±0.78	U-Pb	Zircón	Gneis migmatítico	Mu 12	Cruz Grande, Gro		Isócrona de 3 puntos		Herrmann et al. (1994)
1072±498 62±20	U-Pb	Zircón	Gneis	Mu 13 – Mx 3	La Palma al este de Tierra Colorada, Gro		Isócrona de 3 puntos		Herrmann et al. (1994)
1256±373 66.7±5.4	U-Pb	Zircón	Migmatita	Mu 16 – Mx 6	Sur de Tierra Colorada, Gro		Isócrona de 3 puntos		Herrmann et al., (1994)
987±93 131.8±2.2	U-Pb	Zircón	Migmatita	Mx 14	San Gabriel Mixtepec, Oax		Isócrona de 6 puntos		Herrmann et al. (1994)
1084±494 65±23	U-Pb	Zircón	Gneis migmatítico	Mx 15	San Juan Lachao, Oax		Isócrona de 3 puntos		Herrmann et al., (1994)
197±204 46±153	U-Pb	Zircón	Gneis milonítico	Mx 11	Ometepec, Gro		Isócrona de 4 puntos		Herrmann et al. (1994)
1017±20 180.3±9	U-Pb	Zircón	Gneis milonítico	ML 39	Norte de Pochutla, Oax		Isócrona de 2 puntos		Herrmann et al. (1994)
272±7	U-Pb	Zircón	Gneis tonalítico	M01-17	Norte de Puerto Escondido				Ducea et al. (2004)
158±5	U-Pb	Zircón	Gneis	M01-19	Norte de Puerto Escondido				Ducea et al. (2004)
140.9±9.2	U-Pb	Zircón	Gneis tonalítico	M01-02	Norte de Acapulco				Ducea et al. (2004)
136.6±7.6	U-Pb	Zircón	Gneis tonalítico	M002	Norte de Acapulco				Ducea et al. (2004)



## **CAPÍTULO 7**

### **RESULTADOS, CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES**

#### **7.1. Resultados**

##### **7.1.1. Estratigrafía**

Se encontró que la unidad basal del Complejo Xolapa es formada por un conjunto interrelacionado de gneises cuyas variedades litológicas son: gneises de biotita, gneises de moscovita, gneises de biotita y moscovita, gneises de hornblenda y biotita y augengneis de biotita. Ha éstas se suman esquistos de moscovita, esquistos de biotita y anfibolitas.

Se describen por primera vez dos cuerpos graníticos deformados y metamorfizados que intrusieron a los gneises, dichos intrusivos son denominados informalmente Metagranitoide Las Piñas y Metagranito El Pozuelo.

##### **7.1.2. Geología Estructural**

Con base en criterios de sobreposición de estructuras se interpretan las siguientes fases de deformación:

Dx. Deformación y metamorfismo de alto grado de los gneises del Complejo Xolapa.

Dx+1. Milonitización y metamorfismo a facies de esquistos verde de la Formación Chapolapa y los Metagranitoides Las Piñas y El Pozuelo.

Dx+2 Cabalgamiento de la Formación Morelos sobre la Formación Chapolapa y plegamiento de ésta última.

Dx+3. Fallamiento normal que corta a todas las estructuras anteriores.

El evento de deformación milonítica es anterior al pico del metamorfismo, ya que se observó epidota y titanita sobrepuestas a la fábrica deformada, tanto en la Formación Chapolapa como en el Metagranitoide Las Piñas.

Indudablemente, la Formación Chapolapa fue milonitizada en una zona de cizalla, pero no concordamos con trabajos anteriores en el sentido de que esa zona de cizalla este actualmente en la región de La Venta, ya que la milonitización sólo afecta a la mencionada formación y a los Metagranitos Las Piñas y El Pozuelo; no tiene continuidad ni al NW ni al SE y no se ve sobrepuesta en los gneises del Complejo Xolapa.

## 7.2. Conclusiones

Las evidencias estratigráficas y estructurales muestran que en el área de La Venta el evento milonítico que afectó a la Formación Chapolapa y a los metagranitos es anterior al evento de cabalgamiento.

La edad máxima del episodio de deformación milonítica corresponde a la edad de cristalización del metagranito El Pozuelo, o sea  $129.5 \pm 0.7$

La secuencia estratigráfica local corresponde a un pliegue sinclinal que fue roto por el intrusivo Tierra Colorada.

Los resultados de este trabajo apuntan a que en la región de La Venta no se encuentra el límite entre los terrenos Xolapa y Mixteca; en caso de que dicho límite exista, lo más probable es que se localice al norte de esta zona.

## 7.3. Recomendaciones

Extender la cartografía geológico, al menos a la escala empleada en esta investigación, hacia la parte este-noreste con objeto de encontrar el contacto entre el Complejo Xolapa y el Complejo Acatlán.

Realizar investigaciones en la región noroeste del poblado Xolapa, ya que de esa zona no se cuenta con cartografía ni con la estratigrafía básica.

## REFERENCIAS

Alaniz Álvarez Susana Alicia; 1988; Geología y petrología del Complejo Xolapa en la Barranca de Xolapa, Estado de Guerrero; Tesis de licenciatura; Facultad de Ingeniería; UNAM; México, D. F.; 52 pp

Alaniz Álvarez Susana y Ortega Gutiérrez F.; 1997; Geología y petrología del complejo Xolapa, en la barranca de Xolapa, Estado de Guerrero; Boletín de mineralogía Vol. 13; p. 3-32

Berg H. C., Jones D. L. y Coney P. J.; 19778; Map showing pre-Cenozoic tectonostratigraphic terranes of southeastern Alaska and adjacent areas; U S Geological Survey Open File Report 78-1085

Borradaile Graham J., M. B. Bayly y C. M. Powell (eds); 19882; Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics; Springer-Verlag; Berlin, Alemania; 551 pp.

Campa Uranga M. F., Ramírez Espinosa J., Flores López R. y Coney P. J.; 1981; Terrenos Tectonoestratigráficos de la Sierra Madre del Sur, Región comprendida entre los Estados de Guerrero, Michoacán, México y Morelos; Serie Técnico Científica 10; UAG; Chilpancingo, Gro.; 26 pp

Campa Uranga M. F., y Coney P. J.; 1983; Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in México; Canadian Journal of Earth Science 20; p. 1040-1051

Campa Uranga M. F. e Iriondo A.; 2004; Significado de dataciones cretácicas de los arcos volcánicos de Taxco, Taxco Viejo y Chapolapa, en la evolución de la Plataforma Guerrero Morelos; p. 76. En: IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra; Libro de Resúmenes; Juriquilla, Qro.; 338 pp

Cobbold P. R. y Gapais D.; 1987; Shear criteria in rocks: an introductory review; Journal of Structural Geology 9(5-6); 521-523

Coney P. J. y Campa M. F.; 1987; Lithotectonic Terrane Map of México (West of the 91st Meridian); Miscellaneous field studies Map, MF – 1874D; U. S. Geological Survey

CRM; 1998; Carta Geológico-Minera Chilpancingo escala 1:250 000—hoja INEGI E14-8; SECOFI; México, DF

CRM; 1999; Monografía Geológico-Minera del Estado de Guerrero; SECOFI; México, DF; 262 pp

\*Debiche M. G., Cox A. y Engebretson D. C.; 1987; The motion of the allochthonous terranes across the northern Pacific basin; Geological Society of America Special Paper 207; 49 pp

De Cserna Z.; 1956; Ruta Acapulco-Chilpancingo, Guerrero; XX Congreso Geológico Internacional; Libro-guía de las excursiones A9 y C12; Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros 9; 409-431

De Cserna Z.; 1965; Reconocimiento Geológico en la Sierra Madre del Sur de México, entre Chilpancingo y Acapulco, Estado de Guerrero; Boletín 62; Instituto de Geología, UNAM; 76 pp

De Cserna Z., Schmitter E., Damon P., Livingston D. y Kulp J. L.; 1962; Edades isotópicas de rocas metamórficas del centro y sur de Guerrero y de una monzonita cuarcífera del norte de Sinaloa, Boletín 64, Instituto de Geología, UNAM, p. 71 – 84

De Cserna, Z., F. Ortega Gutiérrez y M. Palacios Nieto; 1974; Nuevos datos geocronométricos paleozoicos del sur de México; Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros XXVI (4-6); 95-204

De Cserna Z., Pantoja Alor J., Elías Herrera M. y Sánchez Zavala J. L.; 1994; Calc-Alkaline volcanic rocks in the pre-upper Jurassic basement of south-central México—A late Paleozoic-Early Mesozoic convergent plate margin?; Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 11(1); 253-256

Ducea M. N., Gehrels G. E., Shoemaker S., Ruiz J. y Valencia V. A.; 2004; Geologic Evolution of the Xolapa Complex, southern México: Evidence from U-Pb zircon geochronology; GSA Bulletin 116(7-8); 1016-1025

Fries C.; 1960; Geología del Estado de Morelos y partes adyacentes de México y Guerrero, región central-meridional de México; Boletín del Instituto de Geología 60; UNAM; México, D. F.; 236 pp.

Gray D. R.; 1977; Morphologic classification of crenulation cleavage; Journal of Geology 85(3); 229-235

Guerrero García J. C.; 1975; Contributions to Paleomagnetism and Rb-Sr geochronology; Tesis doctoral; University of Texas; 131 pp

Guerrero J., Silver L. T, Anderson T. H.; 1978; Estudios Geocronológicos en el Complejo Xolapa; IV Convención Geológica Nacional Resúmenes; Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana 39(1); 22-23

Hanmer S. y Passchier C.; 1991; Shear Sense Indicators: A Review; Geological Survey of Canada Paper 90-17; 72 pp

Herrmann U. R., Nelson B K. y Ratschbacher L.; 1994; The origin of a terrane: U/Pb zircon geochronology and tectonic evolution of the Xolapa Complex (southern Mexico); Tectonics 13(2); 455-474

Hernández Treviño T., Cabral Cano E., Morán Zenteno D. y Schaaf P.; 1996; Geoquímica y geocronología de las rocas magmáticas de la región Tierra Colorada-Sierra de Alquitrán, Estado de Guerrero, y su significado Tectónico; p. 203-204. En: Unión Geofísica Mexicana-Reunión Anual; Geos 16(4); p. 171-285

Hernández Treviño T., Torres De León R., Solís Pichardo G., Schaaf P., Hernández Bernal M. S. y Morales Contreras J.; 2004; Edad de la Formación Chapolapa en la localidad del Río Cochoapa al Este del Ocotito, Estado de Guerrero; p. 82-83. En: IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra; Libro de Resúmenes; Juriquilla, Qro.; 338 pp

Hippert J. F. M.; 1993; V pull-aparts microstructures: a new shear sense indicator; Journal of Structural Geology 15(12); 1393-1403

Hobbs Bruce E., W. D. Means y P. F. Williams; 1976; An Outline of Structural Geology; John Willey & Sons; New York; USA; 571 pp.

INEGI; 1980; Carta Geológica escala 1: 1 000 000 México

INEGI; 1991; Carta Geológica escala 1:250 000 Chilpancingo –E14.8

Jones D. L., Howell D. G., Coney P. J. y Monger J. W. H.; 1983; Recognition, Character and Analysis of Tectonostratigraphic Terranes in Western North America; p. 21-35. En: Hashimoto M. y Uyeda S. (eds.); 1983; Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions; Terra; Tokyo; 358 pp

Keppie J. D.; 2004; Terranes of Mexico Revisited: A 1.3 Billion Year Odyssey; *International Geology Review* 46(9); 765-794

Krogh T. E.; 1973; A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations; *Geochimica et Cosmochimica Acta*; 37; 485-494

Ludwig K. R.; 1991; PbDat—A Computer Program for Processing Pb-U-Th Isotope Data, Version 1.24 88-542; Reston, Va.; U.S. Geological Survey

Mattinson J. M.; 1987; U-Pb ages of zircons: A basic examination of error propagation; *Chemical Geology* 66; 151-162

Morán Zenteno D. J.; 1992; Investigaciones isotópicas de Rb-Sr y Sm-Nd en rocas cristalinas de la región de Tierra Colorada-Acapulco-Cruz Grande, Estado de Guerrero; Tesis Doctoral; Instituto de Geofísica; UNAM; México, D. F.; 186 pp

Ortega Gutiérrez Fernando; 1978; Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca baja, Estados de Puebla y Oaxaca; *Instituto de Geología Revista* v. 2, no.2, p. 112-131

\*Ortega Gutiérrez F., Solari L. A., Solé J., Martens U., Gómez Tuena A., Morán Ical S., Reyes Sañas M. y Ortega Obregón C.; 2004; Polyphase, High-Temperature Eclogite-Facies Metamorphism in the Chuacús Complex, Central Guatemala: Petrology, Geochronology and Tectonics Implications; *International Geology Review* 46; 1000

Parrish R.R.; 1987; An improved micro-capsule for zircon dissolution in U-Pb geochronology; *Chemical Geology* 66; 99-102

Passchier C. W. y R. A. J. Trouw; 1996; *Microtectonics*; 1ª Ed.; Springer; 289 pp.

Passchier C. W., J. S. Myers y A. Kröner; 1990; *Field Geology of high grade gneisses terrains*; 1a Ed.; Springer-Verlag; Berlin, Alemania; 143 pp

Philpotts A. R.; 1989; *Petrography of Igneous and Metamorphic Rocks*; Prentice Hall; USA; 178 pp

Powell Chris McA.; 1979; A Morphological classification of rock cleavage; p. 21 – 34; En: Bell T. H. y R. H. Vernon (eds.); 1979; *Microstructural Processes during Deformation and Metamorphism*; *Tectonophysics* 58;

Ratschbacher L., Riller U., Meschede M., Hermann U. y Frisch W.; 1991; Second look at suspect terranes in southern Mexico; *Geology* 19(12); 1233-1236

Ramsay J. G.; 1980; Shear zone geometry: a review; *Journal of Structural Geology* 2; 82-101

Ramsay J. G. y Graham R. H.; 1970; Strain variation in shear belts; *Canadian Journal of Earth Sciences* 7; 786-813

Riller U., Ratschbacher L., W. Frisch.; 1992; Left-lateral transtension along the Tierra Colorada deformation zone, northern margin of the Xolapa magmatic arc of southern Mexico; *Journal of South American Earth Sciences* 5(3/4); 237-249

Robinson K. L.; 1990; U – Pb Geochronology of Basement Terranes and the Tectonic Evolution of southwestern mainland Mexico; Tesis de Maestría; San Diego State University; 188 pp

Robinson K. L., G. Gastil y M. F. Campa Uranga; 1989; Early Tertiary Extension in Southwestern Mexico and the Exhumation of the Xolapa Metamorphic Core Complex; *GSA Abstracts and Programs* v. 21, n. 6; p. A92

Sabanero Sosa M. H.; 1990; La ruptura del extremo austral de la plataforma Guerrero-Morelos, determinado por la acreción constructivas-transformante del Terreno Xolapa; Tesis licenciatura; ESIA – IPN; México, DF; 126 pp

Salinas Prieto J. C.; 1984; Los límites tectónicos sur y occidental del terreno Mixteco; p. 74-85. En: Flores López, Roberto (coord.); 1984; Simposio de la tectónica de la Mixteca; boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo XLV, nos. 1-2; p. 1 – 113.

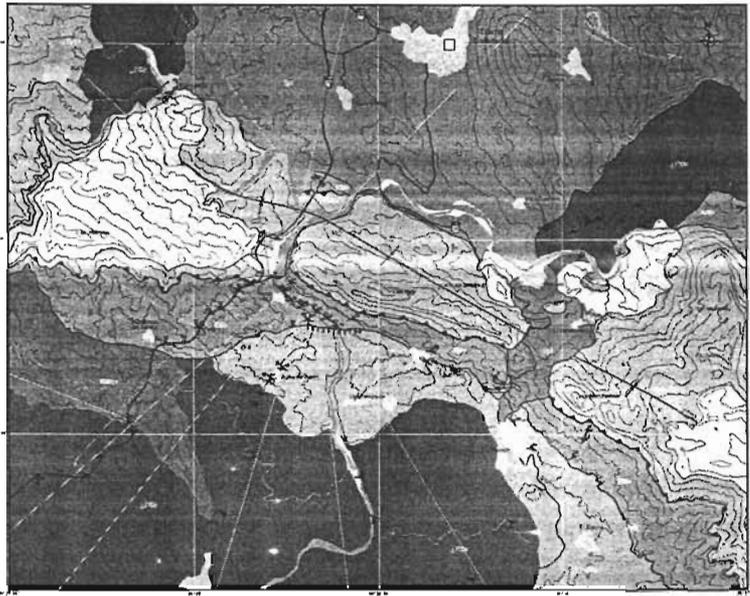
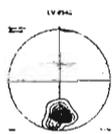
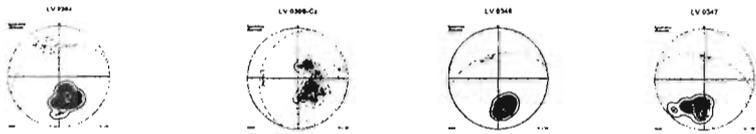
Sedlock R. L., Ortega Gutiérrez F. y Speed R. C.; 1993; Tectonostratigraphic terranes and Tectonic Evolution of Mexico; *Geological Society of America, Special Paper* 278; Boulder, Colorado; 153 pp

Solari L. A., Dostal J., Ortega-Gutiérrez F., Keppie J. D.; 2001; The 275 Ma arc-related La Carbonera stock in the northern Oaxacan Complex of southern Mexico: U-Pb geochronology and geochemistry; *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 18(2); 149-161

Solé Viñas J.; 2004; Descifrando los eventos tectonotérmicos cenozoicos en el norte del Complejo Xolapa, entre Tierra Colorada y Acapulco (México) mediante geocronología K/Ar; p. 207. En: IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra; Libro de Resúmenes; Juriquilla, Qro.; 338 pp

Spry A.; 1969; *Metamorphic Textures*; Pergamon Press

Turner F. J. y Weiss L. E.; 1963; *Structural analysis of metamorphic tectonites*; McGraw-Hill Company; 545 pp



- |                         |                             |  |
|-------------------------|-----------------------------|--|
| <b>Convencionalista</b> | <b>Geológicos</b>           | <b>Estructurales</b>                       |
| □ Cabecera municipal    | ▭ Formación Pailayán        | ~ Sinclinal                                |
| • Área urbana/Pueblo    | ▭ Invasión Tarma Caldas     | ~ Cadencia E                               |
| ✓ Antepasa e Carretera  | ▭ Formación Balsa           | ~ Falla Normal                             |
| ✓ Carretera pavimentada | ▭ Ormas El Salco            | ~ ASAGU de estratificación                 |
| ~ Terreno               | ▭ Miraflores de Las Pías    | ~ ASAGU de inclinación                     |
| ~ Curva de nivel        | ▭ Formación Miraflores      | ~ ASAGU de Nudo y Pliegue                  |
| ~ Río                   | ▭ Formación Calapallan      | <b>Entomogénesis</b>                       |
| ~ Presa                 | ▭ Miraflores El Pozuelo     | • Flujo y retroceso                        |
|                         | ▭ Complejo Sotillo          | • Limitación del nivel freático            |
|                         | ~ Contorno geológico        | • Limitación de heterogeneidad estructural |
|                         | ~ Contorno geológico urbano | • Formación prosedida                      |



U: UTM 18Q UTM  
 N: NAD 83  
 A: Altitud en metros  
 M: Meters

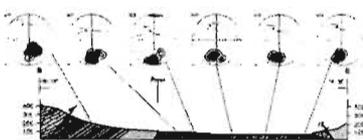
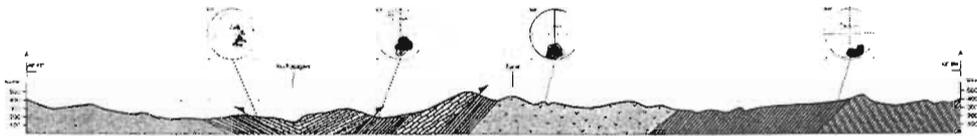
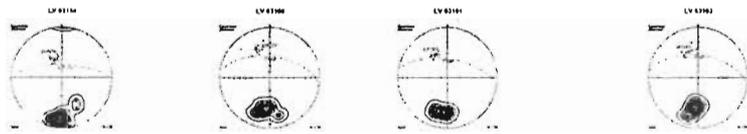


Fig. 1