



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

GEOLOGIA, ANALISIS ESTRUCTURAL Y DEFORMACION
NEOGENICA EN EL AREA DE
SAN PEDRO LIMON-LA PALMA TORCIDA,
EDO. DE MEXICO

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
INGENIERO GEOLOGO
PRESENTA

ROBERTO GERARDO ROCHA MILLER

TESIS CON.
FALLA DE ORIGEN

MEXICO, D.F.

1990



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

INDICE

	RESUMEN	f
I.-	INTRODUCCION	1
I.1.-	Objetivos del trabajo	1
I.2.-	Método de trabajo	1
I.3.-	Localización, acceso y fisiografía	2
I.3.1.-	Localización	2
I.3.2.-	Acceso	2
I.3.3.-	Fisiografía	2
I.3.4.-	Geomorfología	2
I.3.5.-	Hidrografía	3
I.3.6.-	Clima	3
I.3.7.-	Vegetación	3
I.3.8.-	Geología económica	3
I.3.9.-	Cultura	3
I.4.-	Trabajos previos	3
II.-	GEOLOGIA REGIONAL	5
III.-	GEOLOGIA DEL AREA DE ESTUDIO	8
III.1.-	Unidades litológicas	8
III.1.1.-	Tronco de San Pedro Limón	8
III.2.-	Unidades volcanosedimentarias	9
III.2.1.-	Unidad volcánica andesítica	9
III.2.2.-	Unidad predominantemente volcánica	10
III.2.3.-	Unidad predominantemente sedimentaria	11
III.2.4.-	Unidad sedimentaria carbonatada	12
III.2.5.-	Unidad sedimentaria carbonosa	12
III.2.6.-	Riolita Tilzapotla	13
IV.-	CARACTERISTICAS ESTRUCTURALES DEL AREA	14
IV.1.-	Estratificación	14
IV.2.-	Fallas de desplazamiento lateral	15
IV.3.-	Fallas inversas	16
IV.4.-	Fallas normales	17
V.-	ANALISIS ESTRUCTURAL	18
V.1.-	Análisis de estructuras y deformación	18
VI.-	MODELO PROPUESTO	20
VII.-	SUMARIO Y CONCLUSIONES	21
	BIBLIOGRAFIA	23
	INDICE DE FIGURAS	26

INDICE

	RESUMEN	I
I.-	INTRODUCCION	1
I.1.-	Objetivos del trabajo	1
I.2.-	Método de trabajo	1
I.3.-	Localización, acceso y fisiografía	2
I.3.1.-	Localización	2
I.3.2.-	Acceso	2
I.3.3.-	Fisiografía	2
I.3.4.-	Geomorfología	2
I.3.5.-	Hidrografía	3
I.3.6.-	Clima	3
I.3.7.-	Vegetación	3
I.3.8.-	Geología económica	3
I.3.9.-	Cultura	3
I.4.-	Trabajos previos	3
II.-	GEOLOGIA REGIONAL	5
III.-	GEOLOGIA DEL AREA DE ESTUDIO	8
III.1.-	Unidades litológicas	8
III.1.1.-	Tronco de San Pedro Limón	8
III.2.-	Unidades volcanosedimentarias	9
III.2.1.-	Unidad volcánica andesítica	9
III.2.2.-	Unidad predominantemente volcánica	10
III.2.3.-	Unidad predominantemente sedimentaria	11
III.2.4.-	Unidad sedimentaria carbonatada	12
III.2.5.-	Unidad sedimentaria carbonosa	12
III.2.6.-	Riolita Tilzapotla	13
IV.-	CARACTERISTICAS ESTRUCTURALES DEL AREA	14
IV.1.-	Estratificación	14
IV.2.-	Fallas de desplazamiento lateral	15
IV.3.-	Fallas inversas	16
IV.4.-	Fallas normales	17
V.-	ANALISIS ESTRUCTURAL	18
V.1.-	Análisis de estructuras y deformación	18
VI.-	MODELO PROPUESTO	20
VII.-	SUMARIO Y CONCLUSIONES	21
	BIBLIOGRAFIA	23
	INDICE DE FIGURAS	26

RESUMEN

En la porción más meridional del Estado de México, entre los poblados de San Pedro Limón y La Palma Torcida (140 Km²), se reconoció una secuencia volcanosedimentaria dividida en cinco unidades litoestratigráficas informales, correlacionables con las formaciones Xochipala y Arcella del Cenomaniano-Coniaciano (?) del Complejo Tierra Caliente. La secuencia está tectónicamente intrusionada por un cuerpo cristalino de aproximadamente 15 Km², el cual muestra una composición mineralógica variable desde dioritas (ricas en hornblenda), hasta peridotitas (ricas en clinopiroxenos).

Las relaciones de contacto entre las unidades litoestratigráficas del área están definidas principalmente por cambios de facies. Las rocas volcánicas están formadas por gruesos y extendidos derrames, y depósitos piroclásticos de composición andesítica (An<50 en la moda), cuyas estructuras principales corresponden a lavas almohadilladas y masivas, derrames lávicos autobrechados, hialoclastitas y tefra submarina. A partir de los depósitos proximales (derrames y tefra) interestratificados principalmente con areniscas, se interpreta la presencia de edificios volcánicos que controlan la sedimentación dentro de pequeñas cuencas y subcuencas que estos mismos edificios volcánicos definen.

La secuencia sedimentaria expuesta en esta región esta integrada por rocas psamíticas y rocas pelíticas (interestratificadas con tobas), con predominio de la primera, tornándose más pelítica hacia la porción norte del área. En las rocas sedimentarias se reconocieron siete microfacies que en orden decreciente de abundancia son: grauvacas líticas (Lv>Ls), grauvacas feldespáticas (P>F), lutitas silíceas, lutitas calcáreas, lutitas carbonosas, microespatitas muy sucias e intraesparruditas. En las areniscas los promedios modales indican su asociación con un arco magmático activo, el cual muestra períodos de actividad efusiva como explosiva, y períodos de reposo (en los cuales es posible el depósito de materiales más finos e incluso en las partes más estables de las cuencas es posible la precipitación química). Las areniscas son inmaduras, pobremente clasificadas y sus granos son de angulosos a subangulosos testificando inestabilidad, poco transporte y alta energía. En algunos sitios prevalecen condiciones marcadamente reductoras. En el extremo suroccidental del área la secuencia volcanosedimentaria es cubierta discordantemente por la Riolita Tilzapotla del Oligoceno.

Se propone un sistema transpresivo testimoniado por la presencia de fallas de desplazamiento lateral principalmente izquierdo que en las cercanías del Tronco de San Pedro Limón (TSPL) presenta fallas inversas de corto desplazamiento asociadas a un efecto de torsión y levantamiento. La zona central del TSPL es afectada por fallas de desplazamiento lateral principalmente de sentido izquierdo, y en general todas las estructuras reflejan un estilo vertical de emplazamiento. De la solución de 102 datos de estratificación se identifican estructuras plegadas (anticlinales y sinclinales) orientadas entre N 07°W y N 11°E, ligeramente buzantes hacia el norte la primera y hacia el sur la segunda. Tanto las fracturas como las fallas inversas están orientadas preferentemente hacia el NW, similar a la orientación de la mayoría de las fallas de desplazamiento lateral. Estas son predominantemente verticales y muestran un arreglo en echelón. Todas las estructuras que afectan al área se pueden explicar con el mecanismo de cortante directo o simple, a partir del cual se obtuvo la orientación de la zona de desplazamiento principal N 28°W, y el posible campo de esfuerzos (σ_1 N 73°W, σ_2 cercano a la vertical y σ_3 N 17°E) que originó las estructuras.

Se propone un modelo que explica gran parte de las estructuras partiendo de una deformación progresiva en cuya etapa inicial se forman pliegues en echelón; cuando la deformación aumenta, aparecen las estructuras R o sintéticas deformando los anticlinales y sinclinales induciendo la ampliación de la zona de deformación. Al incrementarse la deformación los pliegues son cortados por fallas inversas y por estructuras P o sintéticas secundarias, extendiendo la deformación más allá de la zona de desplazamiento principal. Es en este estadio de deformación cuando el TSPL es emplazado verticalmente, favorecido por el levantamiento compensatorio del acortamiento horizontal y por la componente rotacional del esfuerzo. El sistema transpresivo que afecta al área se considera del Neógeno dado que afecta, en el área de Palmar Chico, al norte del área, a un conglomerado volcánico del Grupo Balsas con estructuras de la misma naturaleza que las estructuras que afectan a la secuencia volcanosedimentaria mesozoica. Esta secuencia fue depositada en un ambiente de arco de islas, posiblemente transicional al ambiente posterior del arco (back arc).

I.- INTRODUCCION

El presente trabajo fue parte del proyecto sobre rocas ultrabásicas en los estados de México, Guerrero y Puebla del Instituto de Geología de la U.N.A.M. cuyo responsable fue el M. en C. Luis A. Delgado Argote. Este estudio está enfocado al estudio y análisis de las estructuras que afectan a una secuencia volcanosedimentaria del Cenomaniano-Coniaciano (?) y a un cuerpo cristalino que intrusión a dicha secuencia. El área se localiza en las inmediaciones de San Pedro Limón en el Estado de México, donde se efectuó cartografía de detalle a escala 1: 15 000. Se incluyen análisis petrográficos y estructurales en el mapa geológico escala 1: 50 000 del área en el que se definen las relaciones de contacto que guarda el Tronco de San Pedro Limón (TSPL) con las unidades litológicas adyacentes.

Con base en las características estructurales de la secuencia volcanosedimentaria y sus relaciones de contacto con el cuerpo intrusivo, se propone una posible mecánica de emplazamiento del cuerpo intrusivo y el modelo que explica gran parte de las estructuras que se infiere son originadas por un sistema transpresivo del periodo Neógeno que se traduce principalmente en fallas de desplazamiento lateral izquierdo, fallas inversas y plegues.

I.1.- OBJETIVOS DEL TRABAJO

Los objetivos planteados para la elaboración de la presente tesis son, en orden secuencial:

1.-) Establecer las relaciones de contacto entre el cuerpo intrusivo de San Pedro Limón y rocas encajonantes a través de la cartografía geológica y secciones de semidetalle a escala aproximada 1: 15 000, tanto del cuerpo intrusivo de San Pedro Limón, como de las rocas encajonantes.

2.-) Caracterizar petrográficamente a la secuencia mediante el muestreo de los diferentes tipos de roca para su ulterior estudio petrográfico.

3.-) Con base en la información de campo, distinguir las unidades presentes en el área y la columna litológica correspondiente, correlacionándola con las unidades de la Hoja Tejujilco (De Cserna, 1982).

4.-) Realizar el análisis estadístico de los datos estructurales obtenidos en el campo (análisis estructural).

5.-) Realizar un análisis de deformación del TSPL y definir la posible mecánica de emplazamiento del cuerpo intrusivo, elaborando un modelo a partir de los resultados estructurales y composicionales.

I.2.- METODO DE TRABAJO.

La presente tesis se realizó en tres etapas principales:

1) **Primera etapa.**- Etapa de recopilación de artículos y trabajos relacionados con el área.

2) **Trabajo de campo.**- El trabajo de campo se distribuyó en dos salidas, totalizando 21 días durante el estiaje, en los meses de Abril-Mayo y Diciembre de 1987, durante los cuales se realizaron varias secciones en caminamientos con la finalidad de definir las relaciones de campo y estructuras mayores. Dichas secciones se iniciaron con reconocimientos generales y obtención de datos estructurales, iniciando el muestreo sistemático de las rocas de la secuencia volcanosedimentaria y del cuerpo cristalino del Tronco de San Pedro Limón (TSPL). La cartografía se elaboró a escala 1: 15 000.

3) **Trabajo de gabinete.**- Se elaboraron mapas y secciones geológicas, con el fin de definir el estilo de emplazamiento del TSPL y la evolución estructural de las unidades aflorantes. Fueron analizadas petrográficamente un total de 80 láminas delgadas, preparándose muestras para análisis químicos, cuyos resultados, por el momento, tienen un carácter preliminar y no se incluyen en este trabajo. Por último, se procede a la correlación e interpretación obtenida en el campo y gabinete para la elaboración de la presente tesis.

I.3.- LOCALIZACION, ACCESO Y FISIOGRAFIA.

I.3.1.- Localización.- El área se localiza en la porción suroccidental del Estado de México, cerca de los límites con el Estado de Guerrero, en la porción centro-meridional de la República Mexicana formando parte del Complejo Tierra Caliente (CTC) (Ortega-Gutiérrez, 1981a) y de su equivalente, el Terreno Guerrero (Campa y Coney, 1982). El área define un rectángulo seccionado de 140 Km² de superficie, delimitada por los paralelos 100°15' y 100°23' de longitud oeste y los meridianos 18°31' y 18°38' de latitud norte (Fig. 1). El área se incluye en la Hoja Tejupilco (De Cserna, 1982), publicada a escala 1: 100 000 por el Instituto de Geología de la UNAM, así como en las cartas Amatepec (E-14A-66) y Palmar Chico (E-14A-65) publicadas a escala 1: 50,000 por el Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática (INEGI) de la Secretaría de Programación y Presupuesto.

I.3.2.- Acceso.- La distancia entre San Pedro Limón y la Ciudad de México es de aproximadamente 250 Km. El acceso se realiza, partiendo de la Ciudad de México, a través de la carretera federal No. 15 hasta la Ciudad de Toluca, siguiendo después por la carretera federal No. 134 en dirección a Ciudad Altamirano, Gro. pasando por la Ciudad de Tejupilco hasta llegar al poblado El Corupo, donde se abandona la carretera federal para seguir hasta San Pedro Limón, pasando por los poblados El Salitre y San Francisco, Estado de México (Fig. 1). En el área los caminos son de terracería transitables en todo tiempo.

I.3.3.- Fisiografía.- La región estudiada, tomando como base la clasificación fisiográfica del INEGI (1981), se ubica en la depresión del Río Balsas, subprovincia fisiográfica de la Sierra Madre del Sur, hacia los límites con la porción sureste de la provincia de la Faja Volcánica Transmexicana.

I.3.4.- Geomorfología.- Los rasgos topográficos más relevantes a nivel regional son de origen ígneo, entre los que destacan las sierras La Goleta, San Vicente y el Tronco de Tlatlaya. Al nororiental del área, con orientación N-S y descansando sobre rocas metamórficas basamentales (De Cserna, 1982), se extiende la mesa ignimbrítica de La Goleta, cuya altitud alcanza los 2400 m.s.n.m. constituida por la Riollita Tilzapotla y derrames intercalados de composición riolítica a riodacítica. El Tronco de Tlatlaya (1800 m.s.n.m.) al oriente del área, con orientación N-S es un complejo ígneo que incluye derrames y diques andesíticos, diques félsicos y material piroclástico (Salas Castellanos, 1982).

En el límite suroeste del área se encuentra la Sierra San Vicente, mesa orientada al noroeste, constituida por la Riollita Tilzapotla (Toti), mostrando en su base abundantes esferulitas de hasta 2.0 cm de diámetro. Esta unidad sobrepasa los 1500 m.s.n.m. y descansa discordantemente sobre la secuencia volcanosedimentaria mesozoica. El Contacto entre la Riollita Tilzapotla (Toti) y la Unidad predominantemente volcánica (Kv2) está a una cota promedio de 1200 m.s.n.m. contacto evidenciado por la presencia de un fuerte

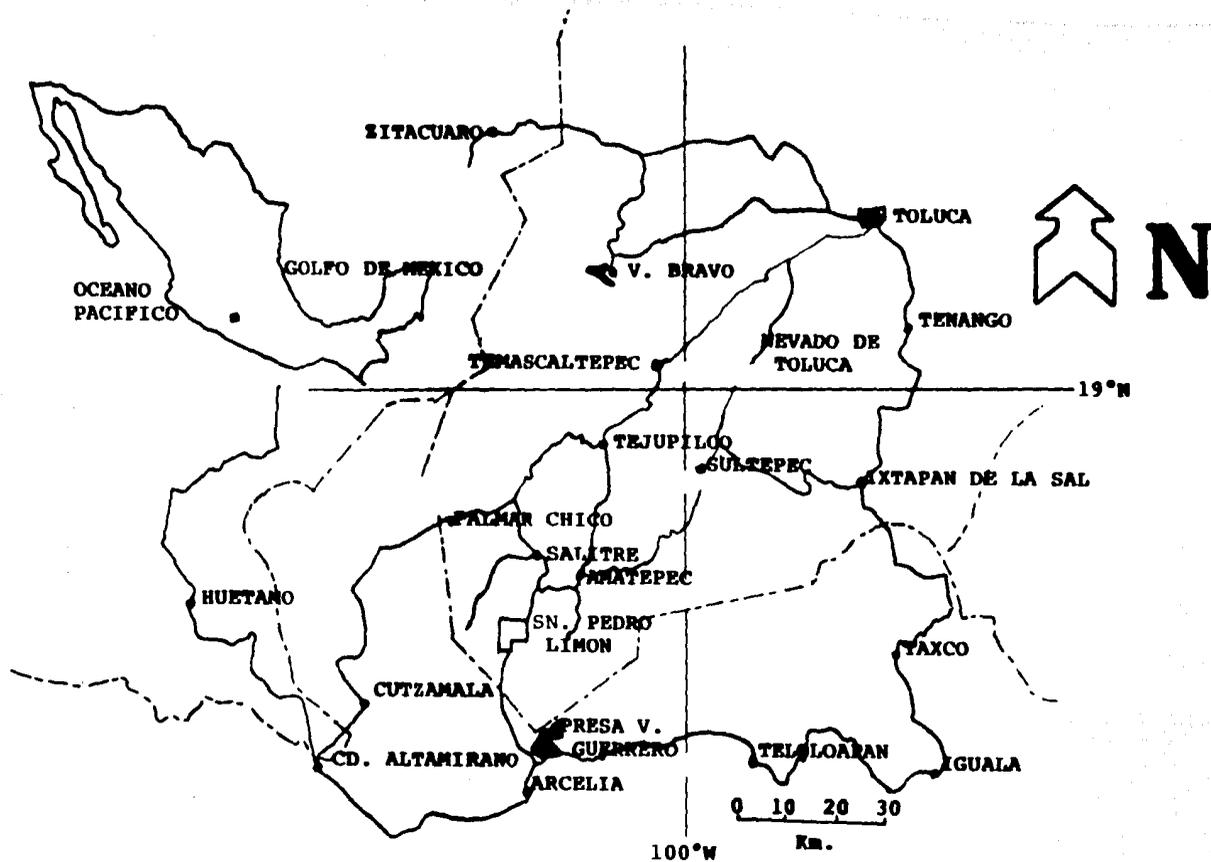


Figura 1

Localización y Acceso.

escarpe. Dentro del área y zonas aledañas se observan serranías con orientación N-S y N-W, que corresponden, de este a oeste, a los anticlinales de Palmar Chico, Del Llano, La Esmeralda y El Ranchito (De Cserna, 1982).

I.3.5.- Hidrografía.- Los cauces de los ríos Hondo, San Pedro y El Alambique que forman la red de drenaje principal, se caracterizan por la sinuosidad de sus cauces con meandros encajonados sin llanura de inundación. Son alimentados por numerosos arroyos intermitentes que definen una red de drenaje subdendrítico y ocasionalmente paralelo a subparalelo asociado a fracturas, principalmente en el área del TSPL. La densidad del drenaje es de moderada a alta con un grado de integración moderado.

I.3.6.- Clima.- El clima cálido subhúmedo es el dominante en la región a la cual da su nombre, Tierra Caliente. Utilizando como base la clasificación de Köppen, modificada por García (1970), el clima dominante en el área es cálido subhúmedo con poca variación de la temperatura, lluvias en verano y temperatura anual promedio superior a los 28°C. El área se localiza en la porción centromeridional de la Hoja Tejujilco, caracterizada por ser la más caliente y seca de toda la región.

I.3.7.- Vegetación.- La vegetación dominante en el área pertenece a selva baja caducifolia, seguida en importancia por agricultura de temporal y pastizal inducido, siendo frecuente la técnica de roza y quema para preparar los terrenos para el cultivo, obteniendo solamente una cosecha de maíz al año.

I.3.8.- Geología económica.- A diferencia de otras áreas cercanas, en las cuales existe mineralización hidrotermal asociada a troncos, dentro del área no se observan manifestaciones superficiales de estructuras mineralizadas. El relativamente bajo grado de serpentinización general del TSPL, exceptuando las cuñas serpentiniticas menores de 1 Km², hacen poco factible la explotación económica del TSPL por asbesto o talco, a diferencia de los pequeños cuerpos ultrabásicos (menores a 2 km²) de Palmar Chico y La Esmeralda, al norte del área, mismos que se explotan actualmente.

I.3.9.- Cultura.- El poblado de San Pedro Limón, Municipio de Amatepec, Estado de México es el más importante dentro del área y se originó como un pequeño centro agrícola y comercial. Esta región se encuentra como límite norte del área cultural de Guerrero que fue dominada por los mexicas bajo el gobierno del sexto hudy tlatoani o gobernante supremo mexica, Axayacatl (1469-1481) permaneciendo bajo el señorío mexica hasta la llegada de los españoles (Florescano et al., 1984).

I.4.- Trabajos Previos.- Numerosos trabajos han sido realizados dentro del área que comprende el CTC (Ortega-Gutiérrez, 1981a) (Fig. 2) o Terreno Guerrero (Campa-Uranga, 1978) (Fig. 3). Los primeros trabajos, relacionados con la búsqueda de yacimientos minerales, datan de la tercera década del Siglo XVII, aumentando el número de publicaciones hacia el último tercio del Siglo XIX y principios del Siglo XX, proliferando los trabajos a partir de la segunda mitad de los años 50, hasta principios de los años 80 (Campa-Uranga, 1978). Destacan de entre estos últimos, en orden cronológico, los bosquejos geológicos del centro y occidente del Estado de Morelos realizados por Fries (1956). La estratigrafía del área de Huetamo, Gro. de Pantoja-Alor (1959) y la estratigrafía de Morelos y áreas adyacentes de Guerrero y México, definida por Fries (1960). Para 1974, De Cserna y colaboradores obtienen para el Esquisto Taxco, utilizando la técnica de Pb/α en zircones autígenos, una edad precámbrica, aunque posteriormente en la Hoja Taxco del Instituto de Geología, el mismo De Cserna (1981) lo atribuye al Paleozoico. En el año de 1974 se publica el primero de los trabajos de Campa-Uranga y Campa y colaboradores

(1974, 1978, 1979 y 1982) quienes en el año de 1982 proponen una división tectonoestratigráfica de México dividiendo al Terreno Guerrero, equivalente del CTC en tres subterrenos: 1) Teloloapan, 2) Zihuatanejo y 3) Huetamo; el primero de ellos se tratará más adelante.

Con base en estudios de facies, De Cserna y colaboradores (1978), definieron una sedimentación eugeosinclinal de dos plataformas externas (áreas de Taxco y Huetamo), y una cuenca intermontana (área de Teloloapan) para fines del Cretácico Temprano y albores del Cretácico Tardío. Por otro lado, Ortega-Gutiérrez (1981) concibe al CTC como la porción supracortical de un arco magmático con el desarrollo de cuencas sedimentarias interrelacionadas, asociado con el proceso de subducción del occidente de Norteamérica. Esta hipótesis es apoyada por la presencia de ensambles entre los terrenos de la porción meridional de México, descritos por Carfantán (1981 y 1983).

Pantoja-Alor (1983) reconoce el desarrollo, a finales del Jurásico Tardío y durante todo el Cretácico Temprano, de un arco magmático insular de carácter calcoalcalino caracterizado por un vulcanismo predominantemente submarino de composición andesítica-dacítica, que declina en los albores del Cretácico Tardío. Este mismo autor menciona que extravasaciones de este vulcanismo de arco se observan en la Formación Xochípala, correlacionable con otras formaciones que afloran en los estados de Jalisco, Colima, Michoacán, Guerrero y México. El mismo Pantoja-Alor (1983), menciona la presencia de un hiatus magmático de más de 20 Ma (85 a 66 Ma). Este hiatus interrumpe la actividad del arco magmático de la Sierra Madre del Sur, lo que coincide con la orogenia Laramide. El reinicio de la actividad magmática se caracteriza por eventos intrusivos y vulcanismo coomagmático (Pantoja-Alor, 1983).

García-Calderón, (1978) reconoce al área como una localidad ultramáfica. El mismo Delgado-Argote (1987) y Delgado-Argote y colaboradores (1988), confirman que el área forma parte de un dominio de arco volcánico con cuencas internas asociadas, afectado por un sistema transpresivo terciario.

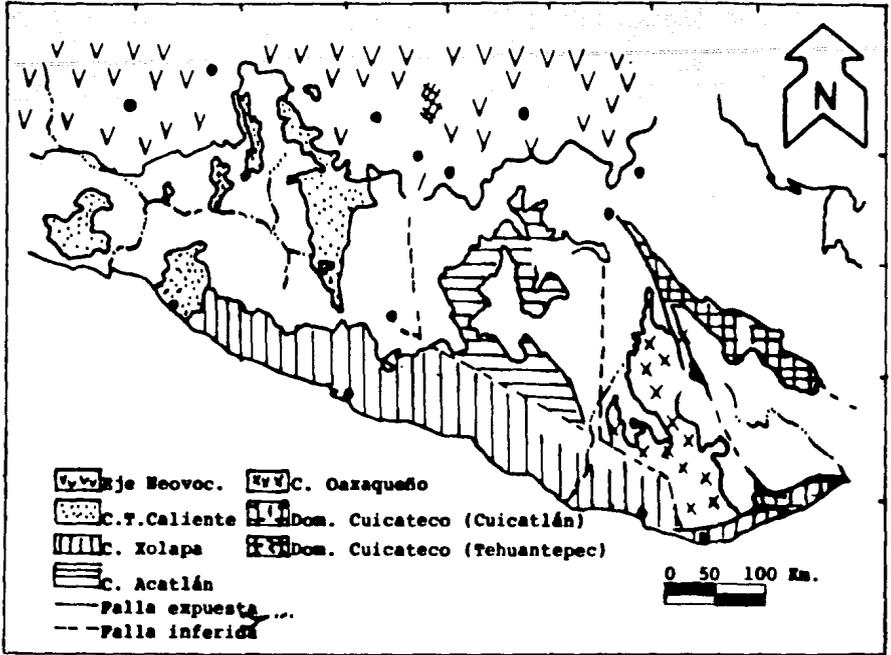


Figura 2

Terrenos cristalinos del sur de México
(Ortega-Gutiérrez, 1981a)



Figura 3

Terrenos Tectonoestratigráficos.
(Campa y Coney, 1982)

TMV: Cinturón volcánico transmexicano, G: Terreno Guerrero,
 Mi: Terreno Mixteca, Xo: Terreno Xolapa, O: Terreno Oaxaca,
 J: Terreno Juárez, M: Terreno Maya.

II.- GEOLOGIA REGIONAL

La porción meridional del país es una región donde han concurrido diferentes procesos tectónicos que han involucrado diversas porciones continentales que no guardan continuidad aparente con respecto a las porciones continentales mayores de Norte y Suramérica, haciendo de esta región del país una área con una complicada evolución geológica (Morán-Zenteno, 1986). Los trabajos recientes que más han incidido en el actual estado de conocimiento sobre esta región son los de Ortega-Gutiérrez (1978 y 1981 a y b), Carfantán (1981), Campa y Coney (1982). El primero divide esta porción del país en diferentes terrenos, en un intento por caracterizar su basamento y establecer las relaciones que estos terrenos guardan entre sí. Carfantán (1981) reconoce la presencia de dos amplios dominios mesozoicos (Jurásico Superior y principalmente Cretácico Inferior) para esta región de México, denominándolos dominio poniente o dominio interno y dominio externo u oriente, dominios que han tenido una evolución geológica separada. En tanto Campa y Coney (1982), al establecer una división tectónica de México, se basan en los contrastes y relaciones entre el basamento y las cubiertas mesozoicas, utilizando para ello el concepto de terreno tectonoestratigráfico.

Es posible que los elementos corticales más antiguos del sur de México (Complejo Oaxaqueño y Complejo Acatlán) hayan iniciado su desarrollo en posiciones alejadas de su posición relativa actual, probablemente en la margen de elementos cratónicos mayores como Norteamérica o Suramérica. Esto se desprende de las reconstrucciones globales de la Pangea (Bullard, 1966; Vandervoo y French, 1974) en las que se muestra un traslape de la porción norte de Suramérica sobre el espacio del sur de México. De acuerdo con esto los terrenos antiguos de México se habrían trasladado a su posición relativa actual durante o posteriormente a la disgregación de la Pangea.

La migración de Norteamérica al noroeste (Morán-Zenteno, 1986) da origen a una franja de convergencia del Jurásico Superior-Cretácico Medio que se desarrolla a lo largo del borde occidental de México (Campa-Uranga, 1974). Esta interpretación ha sido sustentada en la presencia de unidades volcanosedimentarias con grado variable de metamorfismo desde Baja California Norte, extendiéndose hacia las regiones de los estados de Colima, Michoacán, Guerrero y México, donde esta caracterizada por secuencias volcánicas masivas y almohadilladas, volcanoclásticas, volcanosedimentarias y sedimentarias interestratificadas (Campa et al, 1974). Estas secuencias forman parte de un arco insular del Jurásico Tardío-Cretácico Medio, metamorfozado durante el Cenomaniano (Campa-Uranga, 1978), que incluye al subterreno Teloloapan del Terreno Guerrero, propuesto por Campa y Coney (1982) (Fig. 4).

El CTC (Fig. 2) es definido por Ortega-Gutiérrez (1981a) como la porción supracortical de un arco magmático con el desarrollo de cuencas sedimentarias asociadas, originado por la subducción del occidente de Norteamérica. Existen solo evidencias escasas y fragmentarias que sustentan la idea de que un basamento continental precámbrico o paleozoico haya estado ya presente durante la evolución mesozoica del CTC. Elías-Herrera (1981) y Parga-Pérez (1981), han sugerido, con base en evidencias geológicas obtenidas en el área de Tejupilco-Zacazonapan, que un basamento pre-Jurásico habría estado involucrado en la evolución del CTC.

En la cartografía geológica De Cserna y Fries (1981) y De Cserna (1982), para las hojas Taxco y Tejupilco, se asignan las secuencias correspondientes al Esquisto Taxco y a la Roca Verde de Taxco el Viejo a el Paleozoico y al Jurásico Inferior?, respectivamente. Sin embargo hasta ahora no han sido presentados resultados geocronológicos o hallazgos paleontológicos

que confirmen dichas inferencias. Campa y Ramírez (1979) consideran, en contraposición a lo anterior, que gran parte de las unidades que abarcan al Esquistos Taxco y Roca Verde de Taxco el Viejo podrían formar parte de la secuencia volcanosedimentaria del Jurásico Superior-Cretácico Inferior. Ortega-Gutiérrez (1981a) opina que el CTC representa un terreno orogénico compuesto, cuya evolución tectónica inicia en el Paleozoico Medio Superior y que continuó hasta el Cretácico, en donde el bajo grado de metamorfismo que prevalece, en prácticamente toda el área, permite la identificación de las rocas originales, principalmente lutitas, grauvascas tobáceas, rocas volcánicas andesíticas y felsíticas.

Ortega-Gutiérrez (1981b) señala que la existencia de intrusivos máficos-ultramáficos y una sedimentación pelágica y silicea ha hecho pensar a autores como De Cserna (1982) y García-Calderón (1978), en la posibilidad de coexistencia entre un dominio de apertura oceánica y un arco de islas. Ortega-Gutiérrez (op cit.) se basa en el alto gradiente geotérmico (70-100°C/Km) determinado en la zona de Tejupilco-Zacazonapan (Eliás-Herrera y Parga-Pérez, 1981), en donde la presencia de cordierita y rápida sucesión de isogradas sugieren altos gradientes geotérmicos, típicos de cinturones de baja presión y alta temperatura. El mismo Ortega-Gutiérrez (op cit.), menciona que la presencia de pumpelleita y fengita (Díaz-García, 1980), así como piedmontita y psilomelano en la Roca Verde de Taxco Viejo, sugieren la presencia de condiciones de alta presión y baja temperatura que pueden relacionarse con un régimen de subducción contemporáneo al magmatismo de arco y sedimentación que presenta gran parte del CTC. Asimismo, lo anterior sugiere la sobreposición estructural de dos terrenos diferentes (De Cserna, 1971; en Ortega-Gutiérrez 1981a).

La diversidad de facies de metamorfismo permite establecer la evolución metamórfica politectónica con cuatro fases de metamorfismo intenso (Eliás-Herrera, 1981); las dos primeras ocurrieron dentro de un plegamiento isoclinal intenso en facies esquistos verde, la tercera marca la facies anfibolita bajo condiciones estáticas y la cuarta y última es de metamorfismo retrógrado (Eliás-Herrera, 1981). Las direcciones axiales del primer y tercer plegamiento son NE o NS (Eliás-Herrera y Parga-Pérez; 1981), similares a dos foliaciones penetrativas de bajo grado (Campa-Uranga, 1978).

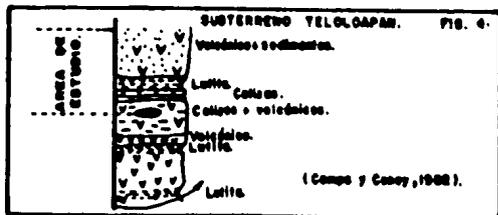
De acuerdo con Campa y Coney (1982), el Terreno Guerrero está compuesto por secuencias sedimentarias y volcánicas submarinas del Jurásico Tardío-Cretácico Medio, y se compone de tres subterrenos (Teloloapan, Zihuatanejo y Huetamo), con diferencias en la estratigrafía, estilo de deformación y grado de metamorfismo. De estos subterrenos nos referiremos al subterreno Teloloapan, dado que el área se encuentra en este subterreno. El subterreno Teloloapan (Fig. 4) está caracterizado por una secuencia de coladas lávicas y sedimentos volcanoclásticos interestratificados con calizas, lutitas y areniscas. En los sedimentos se han reportado fósiles del Jurásico Superior y del Cretácico Inferior. El conjunto es afectado por un metamorfismo regional de bajo grado (en contraste con el área donde el grado de metamorfismo es muy bajo y nulo), y muestra una deformación intensa (Campa y Coney, 1982).

Los subterrenos en que se subdivide al Terreno Guerrero ya habían sido esbozados por Campa-Uranga y colaboradores (1974, 1976, 1978 y 1979), donde reconocen el papel transicional de la región de Huetamo con respecto a la Plataforma Guerrero-Morelos y al arco volcanosedimentario de la región de Teloloapan, proponiendo la existencia de un dominio interno caracterizado por un arco insular-mar marginal del Jurásico Superior-Cretácico Inferior, y un depósito posterior de tipo flysh del Cretácico Superior. Según la misma autora

(1978) estas secuencias han estado sujetas a deformaciones compresionales, una del Cenomaniano y otra del Paleoceno, con polaridades encontradas W-E y E-W, respectivamente, donde ambos dominios son intrusionados y posteriormente cubiertos por depósitos continentales y por vulcanismo cenozoico tipo Sierra Madre Occidental, sufriendo combamientos amplios a fines del Mioceno.

Para la región donde queda ubicada el área, De Cserna y colaboradores (1978) estiman que durante el Albiano-Cenomaniano se depositaron horizontes tobáceos que testifican la transición migeosinclinal a eugeosinclinal, cambiando el esquema de sedimentación con las primeras manifestaciones volcánicas submarinas, de composición básica a intermedia, hacia fines del Cenomaniano. Al terminar el vulcanismo se depositaron clásticos finos que transicionalmente pasan a sedimentos calcáreos durante el Turoniano. Durante Cenomaniano-Coniaciano (edad de la columna del área) prevalece una actividad volcánica félsico-andesítica que en forma intermitente suministraba tobas a los sedimentos, o bien sus conductos volcánicos cortaron los sedimentos poco consolidados. El mismo De Cserna y colaboradores (1978), mencionan que los productos de dicha actividad magmática no deben considerarse o correlacionarse con secuencias alóctonas ya que estos productos forman parte de la secuencia normal perteneciendo bien al basamento de rocas volcánicas más antiguas o a la Formación Xochipala del Cenomaniano-Turoniano. Las rocas de la cobertura mesozoica que afloran en el área quedan incluidas en la Formación Xochipala del Cenomaniano Superior- Turoniano y Formación Arcelia del Coniaciano.

La secuencia volcanosedimentaria mesozoica que aflora en el área es intrusionada por el TSPL. El TSPL fue definido por De Cserna (1982) como una roca intrusiva de color gris claro que corresponde megascópicamente a una monzonita cuarcifera asociada magmáticamente con el Tronco de Tlatlaya. El mismo autor interpreta que el intrusivo es de edad Santoniano, a partir de un fechamiento realizado por Fries y Rincón-Orta (1965, en De Cserna, 1982) en fuchsita concentrada de micaesquisto del Esquisto Taxco. Este resultado (74±5 Ma) es considerado por el mismo De Cserna (1982) como una edad reactivada por la intrusión del Tronco de Tlatlaya. De ser correcta la interpretación de De Cserna (1982), entonces también existiría una relación temporal estrecha entre los intrusivos y la secuencia volcanosedimentaria (Delgado-Argote et al., en revisión). Pantoja-Alor (1983) manifiesta que el Tronco de Tlatlaya no puede ser de esta edad, porque considera, basado en la recopilación y análisis de fechamientos del magmatismo de la Sierra Madre del Sur, que durante este periodo hay una disminución de la actividad magmática en esta porción de México, pues corresponde con el hiatus magmático entre 85 y 66 Ma, reconocido por el mismo Pantoja-Alor (1983).



III.- GEOLOGÍA DEL AREA DE ESTUDIO.

El área está incluida en la Hoja Tejuplilco cartografiada por De Cserna (1982). Las unidades descritas en dicha hoja son difícilmente discriminables dada la similitud litológica entre éstas, su escasa continuidad de afloramiento y a la complejidad estructural del área, originada por el intenso fallamiento de desplazamiento lateral e inverso, por lo que en el presente trabajo se considera como un grueso paquete volcanosedimentario del Cenomaniano-Coniaciano (?) en el que, en general, se pueden diferenciar dos amplias series de rocas (volcánica y sedimentaria), cartografiadas en cinco unidades, además de la Riolita Tilzapotla y del TSPL considerado como unidad intrusiva individual, cuyas características se describen en los párrafos subsiguientes.

III.1.- UNIDADES LITOLÓGICAS.

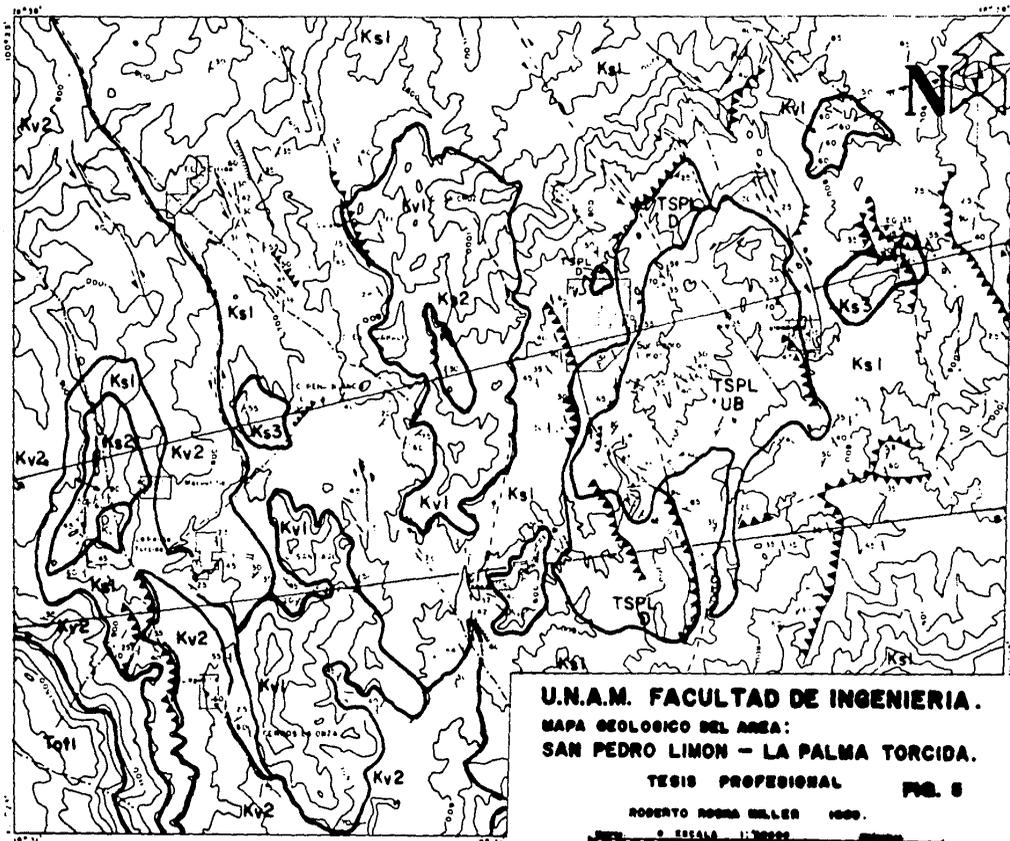
III.1.1.- Tronco de San Pedro Limón. (TSPL/D) Y (TSPL/UB)

El Tronco de San Pedro Limón (TSPL) fue denominado Tronco del Alambique por De Cserna (1982) y aflora al este de San Pedro Limón, y al poniente de El Alambique. El núcleo principal del TSPL se define por una pequeña sierra orientada aproximadamente N 30°E, de lomas con formas subredondeadas, cuyas cotas máximas son 1800 y 1900 m.s.n.m. El eje mayor tiene una longitud aproximada de 5 Km y anchura variable de 3 a 4 Km (Fig. 5).

El TSPL es un tronco compuesto, que muestra variaciones composicionales de dioríticas (TSPL/D) a peridotíticas (TSPL/UB), en donde la porción de la periferia está constituida principalmente por dioritas de hornblenda (hornblenda >> piroxenos), monzonitas y pegmatoides félsicos, en ese orden de abundancia (Tabla I). La porción central del TSPL es una masa de rocas ultrabásicas constituida de la periferia al centro, de manera muy general, por hornblenditas, clinopiroxenitas y peridotitas. Son frecuentes las cuñas de serpentinitas con anfíboles (menores de 1 Km²), emplazadas a lo largo de fallas de desplazamiento lateral con tendencia N-NW. Esta distribución de estructuras y litología ha permitido modelar la geometría y evolución de la tendencia mineral del TSPL como una cámara magmática fósil emplazada mecánicamente (Delgado-Argote y et al., en revisión). El TSPL es surcado, en su porción central (ultrabásica), por numerosos diques melanocráticos, tanto dioríticos como andesítico-basálticos además de diques hornblendíticos y piroxeníticos y algunos diques aplíticos en la periferia.

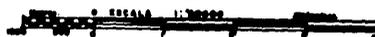
Del graficado de 41 análisis modales en un triángulo doble con Ol-Px-Hbl-Pl en sus vértices, se observa una tendencia transicional entre lherzolitas (?), wehrlitas (?), piroxenitas de hornblenda, piroxenitas, hornblenditas y dioritas (Fig. 7). Las rocas dioríticas son predominantemente granulares mostrando, cerca de los bordes, una tendencia anisotrópica, en tanto que en las rocas ultrabásicas las texturas son cumulíticas, pegmatíticas, brechadas (por emplazamiento) y de cizallamiento por flujo plástico (serpentinitas) (Tabla I) (Delgado-Argote et al., en revisión).

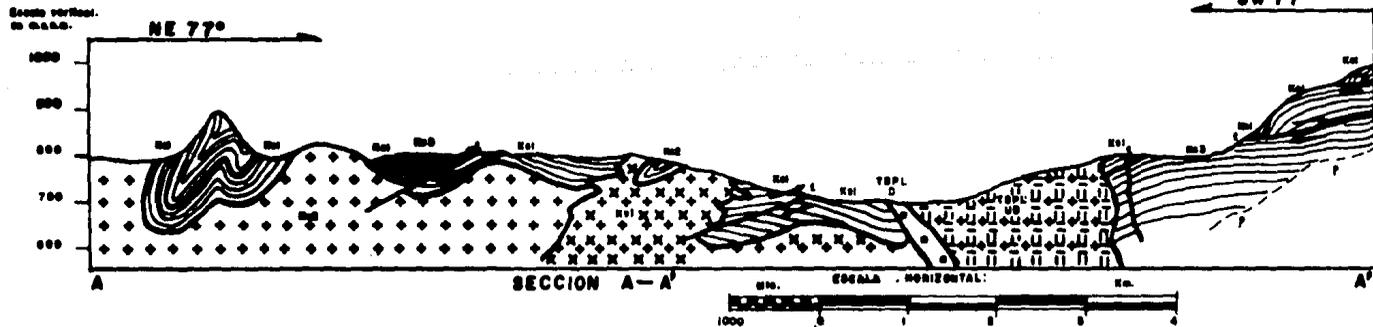
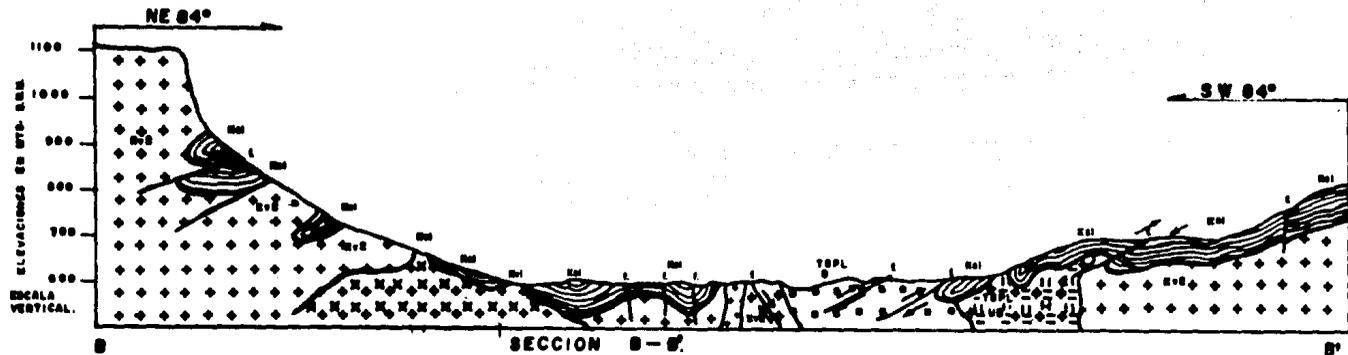
El TSPL está limitado casi completamente por rocas de la unidad predominantemente sedimentaria (Ks1), guardando con éstas, relaciones de contacto principalmente tectónicas. Aunado a lo anterior, la ausencia de márgenes de cocimiento, la presencia de rocas deformadas plásticamente, bordes lisos y granos sin cambio de tamaño evidencian la intrusión mecánica (Delgado-Argote et al., en revisión). Las relaciones de contacto entre las rocas básicas y ultrabásicas son mejor definidas como zonas borderas en donde los pegmatoides ricos en clinopiroxenos ubicados dentro de las dioritas, cambian gradualmente



U.N.A.M. FACULTAD DE INGENIERIA.
MAPA GEOLOGICO DEL AREA:
SAN PEDRO LIMON - LA PALMA TORCIDA.
TESIS PROFESIONAL FIG. 8

ROBERTO ROSAS MILLER 1969.





UNIDADES LITOLÓGICAS

Toti

Riolita Tilzapotla: Lavas e ignimbritas riolíticas con textura eutaxítica y abundantes esferulitas.

Discordancia

Ks3

Unidad sedimentaria carbonosa: Horizontes psamíticos > pelíticos, ricos en material carbonoso.

Ks2

Unidad sedimentaria carbonatada: Calizas y areniscas calcáreas de grano fino y estratificación delgada, con algunos foraminíferos bentónicos y líticos volcánicos.

Ks1

Unidad predominantemente sedimentaria: Intervalos interestratificados de grauvacas líticas > grauvacas feldespáticas > lutitas silíceas > lutitas calcáreas > lutitas carbonosas > microespatitas > intraesparruditas > tobas cristalolíticas, interestratificadas con derrames andesíticos algunas veces almohadillados.

Kv2

Unidad predominantemente volcánica: Gruesos derrames andesíticos almohadillados y masivos, intercalados con horizontes de grauvacas líticas > grauvacas feldespáticas y horizontes tobáceos.

Kv1

Unidad volcánica andesítica: Lavas almohadilladas y masivas, andesitas autobrechadas, hialoclastitas y tefra submarina de la misma composición, y algunas tobas.

TSPL

UB

D

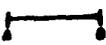
TSPL

Tronco de San Pedro Limón: Tronco compuesto con variaciones composicionales de dioríticas a peridotíticas.

TSPL/D: Dioritas de hornblenda (hornblenda >> piroxenos) > monzonitas y pegmatoides félsicos.

TSPL/UB: Hornblenditas, clinopiroxenitas y peridotitas, además de cuñas serpentiniticas con anfíboles.

SIMBOLOGIA GEOLOGICA :

-  FALLA NORMAL FOTOINTERPRETADA.
-  FALLA NORMAL OBSERVADA.
-  FALLA INVERSA OBSERVADA.
-  FALLA DE DESPLAZAMIENTO LATERAL INFERIDA EN CAMPO.
-  FALLA DE DESPLAZAMIENTO LATERAL OBSERVADA.
-  FALLA DE DESPLAZAMIENTO LATERAL FOTOINTERPRETADA.
-  RUMBO Y ECHADO (magnitud en grados).
-  FOLIACION.
-  ECHADOS VERTICALES.
-  DIQUES.
-  CONTACTOS GEOLOGICOS.
-  ANTICLINAL.
-  LINEA DE SECCION.

SIMBOLOGIA TOPOGRAFICA:

-  CURVAS DE NIVEL.
(equidistancia entre curvas de nivel, 100 mts.)
-  POBLACIONES.
-  MANANTIALES.
-  ARROYO -
INTERMITENTE.

a clinopiroxenas. No obstante que esta zona muestra una fuerte deformación (crenulación en rocas ultrabásicas) y muestra un emplazamiento vertical forzado, muchos de los contactos entre estas rocas son graduales en composición (Delgado-Argote et al., en revisión). También los diques que intrusionan al TSPL están frecuentemente asociados con fallas o fracturas cercanas a la vertical, reflejando las estructuras en general, aún las más locales y pequeñas, el sentido subvertical propuesto para el emplazamiento.

III.2.- UNIDADES VOLCANOSEDIMENTARIAS.

Las rocas de la secuencia volcanosedimentaria que aflora en el área fueron cartografiadas en cinco unidades litoestratigráficas con nombres informales. El espesor aproximado de la secuencia mencionada, basado en De Cserna (1982), se estima cercano a los 800m.

La secuencia volcanosedimentaria afectada por cuerpos intrusivos que aflora en el área queda integrada por las formaciones Xochipala Y Arcelia, cubriendo el intervalo comprendido entre el Cenomaniano Superior y el Coniaciano (De Cserna, 1982), en donde las rocas volcánicas son predominantemente andesíticas (An<50). Estas se caracterizan por derrames masivos, autobrechados y almohadillados, diques alimentadores, lavas autobrechadas, hialoclastitas y tefra submarina, siendo frecuente que tanto los derrames autobrechados como los almohadillados incluyan bloques de calizas y otras rocas sedimentarias.

Del análisis petrográfico de 29 rocas sedimentarias el resultado en por ciento es: 38% areniscas, 24% lutitas, 21% carbonatos sucios y 17% tobas. Se reconocen además siete microfacies que en orden decreciente de abundancia corresponden a: grauwacas líticas, grauwacas feldespáticas, lutitas silíceas, lutitas calcáreas, lutitas carbonosas, microespatitas muy sucias e intraesparruditas. Las plagioclasas presentes son oligoclasa y andesina, en tanto que los líticos más frecuentes en las grauwacas son de andesitas microcristalinas, fragmentos hialomicrolíticos, tobas vítreas, calizas micríticas, lutitas calcáreas y algunos pedernales. Las tobas son cristalolíticas, cuyos líticos son semejantes a los de las grauwacas, en tanto que la biomicrita con foraminíferos bentónicos mono y biseriados con algunos líticos volcánicos forman las intraesparruditas. En la figura (6) se muestran los resultados de los análisis modales de las areniscas expresados en diagramas triangulares (Dickinson y Suczek, 1979), QFL (47, 28, 15), QmFL (39, 32, 19), indicando claramente su asociación con un arco magmático en proceso de construcción-erosión. Las areniscas son todas inmaduras, mal clasificadas y sus granos varían de angulosos a sub-angulosos, denotando inestabilidad y alta energía, en tanto que en los intervalos más estables se observa precipitación química (Delgado-Argote et al., 1988).

III.2.1.- Unidad volcánica andesítica. (Kv1)

De la unidad volcánica andesítica afloran tres cuerpos, el primero, de menores dimensiones, aflora en la porción nororiental del área, al noreste de el TSPL. Los dos restantes, de mayor extensión, afloran en las porciones centro y suroccidental del área, comprendidos burdamente entre los meridianos 100°22' y 100°20' de longitud oeste, y correspondientes a los Cerros La Onza, C. Santiago, C. El Cajete, C. El Jabali y C. La Cruz (Fig. 5).

La unidad volcánica andesítica (Kv1) es la tercera unidad en extensión de afloramiento, después de la unidad predominantemente sedimentaria (Ks1) y la unidad predominantemente volcánica (Kv2) (derrames, material volcanoclástico y sedimentos). La unidad volcánica andesítica (Kv1) incluye

MUESTRA	PRIMARIOS						SECUNDARIOS						TEXTURA PRIMARIA	CLASIFICACIÓN	OBSERVACIONES			
	Ol	Op	Cp	Hb	Pl	Kf	Q	Ox	S	U	Ep	Cl				Se	Kf	Q
V-1	-	-	●	-	-	-	/	-	-	●	●	/	-	-	-	pegmatítica intergranular.	Diorita de augita.	Cp. urutilizados microcizallamiento en Pl. menos en labradorita. Zona bordera.
V-2	-	-	●	●	●	-	-	-	-	●	●	/	-	-	-	intercrecimiento pegmatítico. Intergranular anisotrópica.	Pegmatita diorítica. Diorita de hornblenda.	
V-23	-	-	/	-	■	-	-	-	/	-	-	/	/	-	-			Dique cortando hornblenditas
XII-12	-	-	●	■	-	-	-	-	-	-	-	/	/	/	/	Microgranular.	Microdiorita.	Alteración hidrotermal selectiva.
V-12	-	-	/	+	-	-	-	-	-	-	-	x	+	-	/	Granular.	Diorita.	F (K) tardío, llenando ejes irregulares de Pl. Alteración selectiva.
V-18	-	-	/	■	■	-	-	-	-	-	-	/	/	-	/	Intergranular.	Microdiorita.	Un poco de labradorita.
V-27	-	-	+	■	-	-	-	-	/	-	-	/	/	/	-	Intergranular.	Cuarzozonzonita.	Segregación de la hornblendita. Alteración hidrotermal.
XII-11	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	/	-	/	Brechada.	Monzodiorita.	Eplazamiento tardío. Alteración selectiva.
V-22	-	-	/	●	■	x	/	-	-	-	-	/	/	-	-	Intergranular.	Cuarzozonzonita.	Incluye biotita, dique cortando flujos andesíticos. (fuera del área de trabajo). Alteración hidrotermal selectiva.
M-20	-	-	●	x	-	-	-	/	-	-	-	/	-	-	-	Porfiritica - intergranular.	Diorita de hornblenda.	Alteración hidrotermal selectiva.
V-34	-	-	+	-	x	/	/	-	-	●	/	+	+	-	-	Microgranular.	Hornblendita	Kf tardío y Q en vacuolas (alta temperatura).
V-11	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Microgranular.	Hornblendita.	Alteración selectiva.
XII-8	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Brechada.	Hornblendita piroxenítica.	Alteración selectiva.
XII-7	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Brechada.	Brecha de hornblendita.	Asociada a la zona bordera (falla transcurrente).
V-10	-	-	x	-	-	-	-	/	-	-	x	/	-	-	-	Granular	Hornblendita.	Masiva.
XII-15	-	-	●	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Granular.	Hornblendita de Cpx.	Masiva.
XII-19	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	x	/	-	-	-	Subofítica a poikilitica.	Hornblendita de Cpx.	Masiva.
XII-20	-	-	●	-	-	-	-	-	-	-	x	/	-	-	-	Granular.	Hornblendita de Cpx.	
XII-9	-	-	■	■	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Granular.	Hornblendita de Cpx.	
XII-14	-	-	■	■	-	-	-	-	-	-	x	/	-	-	-	Cumulítica - granular.	Hornblendita de Cpx.	
V-2	-	-	-	●	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Pegmatítica.	Clinopiroxenita de hornblenda.	
V-8	-	-	/	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Granular - cumulítica.	Clinopiroxenita de hornblenda.	
V-3	-	-	-	x	-	-	-	-	-	-	●	/	-	-	-	Adcumulítica.	Clinopiroxenita.	
XII-13	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Granular.	Clinopiroxenita.	
V-9	-	-	/	/	-	-	-	-	-	-	-	x	/	-	-	Cumulítica - granular.	Clinopiroxenita.	
XII-17	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Brechada.	Clinopiroxenita.	
XII-18	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Brechada.	Clinopiroxenita.	
V-4	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Adcumulítica.	Clinopiroxenita.	
V-6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Adcumulítica - granular subhedral.	Clinopiroxenita.	
V-3'	x	/	■	■	-	-	-	-	-	-	●	-	-	-	-	Adcumulítica.	Wherlita (?).	
V-5	/	/	●	-	-	-	-	-	-	-	x	-	-	-	-	Cumulítica - granular.	Lherzolita (?) de olivino.	
V-13	/	/	/	-	-	-	-	-	-	-	x	/	-	-	-	Cizallamiento secundario.	Serpentina de lherzolita (?).	
XII-10	/	/	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Cizallamiento secundario.	Serpentina de wherlita (?).	
V-7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	x	-	-	-	-	Cizallamiento secundario.	Serpentina.	

EXPLICACION:

- Ausente o Trazas.
- / 1X a 5X
- + 5X a 10X
- x 10X a 20X
- 20X a 35X
- 35X a 50X
- ▲ mayor a 50X

TABLA I

Sumario petrográfico de las rocas intrusivas de San Pedro Limón, Edo. de México.

(Basada en Delgado-Argote, en revisión).

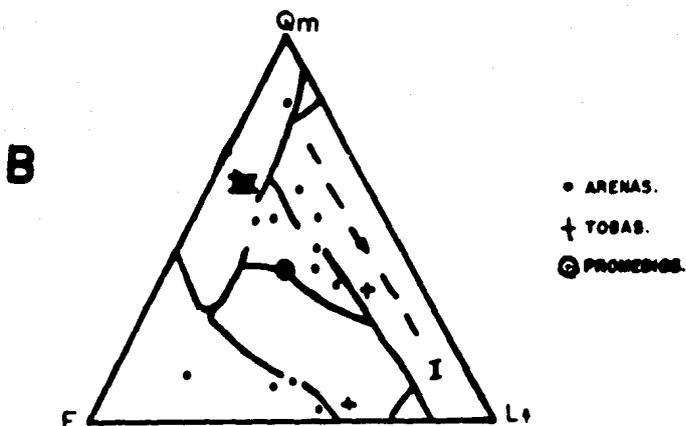
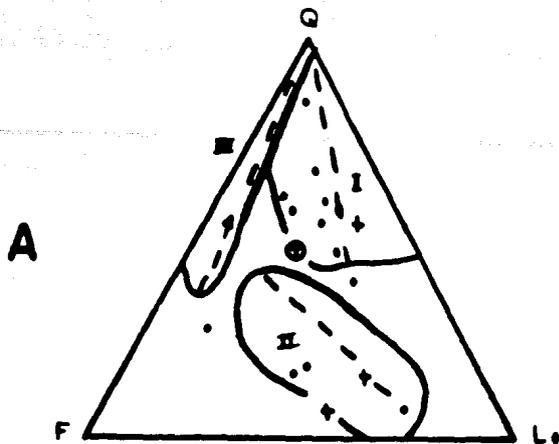


Figura 6

Diagramas modales de clasificación de rocas sedimentarias (A y B) (Dickinson y Suckzek, 1979) e ígneas (C). Para A: Q = cuarzo, F = plagioclasa, Lt = fragmentos líticos policristalinos. Regiones: I = procedencia de orógeno reciclado (— relación creciente de componentes oceánico/continentales), II = procedencia de arco magmático (— relación creciente de componentes volcánico/plutónicos), III = procedencia de bloque continental (— incremento de madurez textural). Para B: Qm = cuarzo monocristalino (incremento de la relación de pedernal a cuarzo.

(Deigado-Argote et al., 1988).

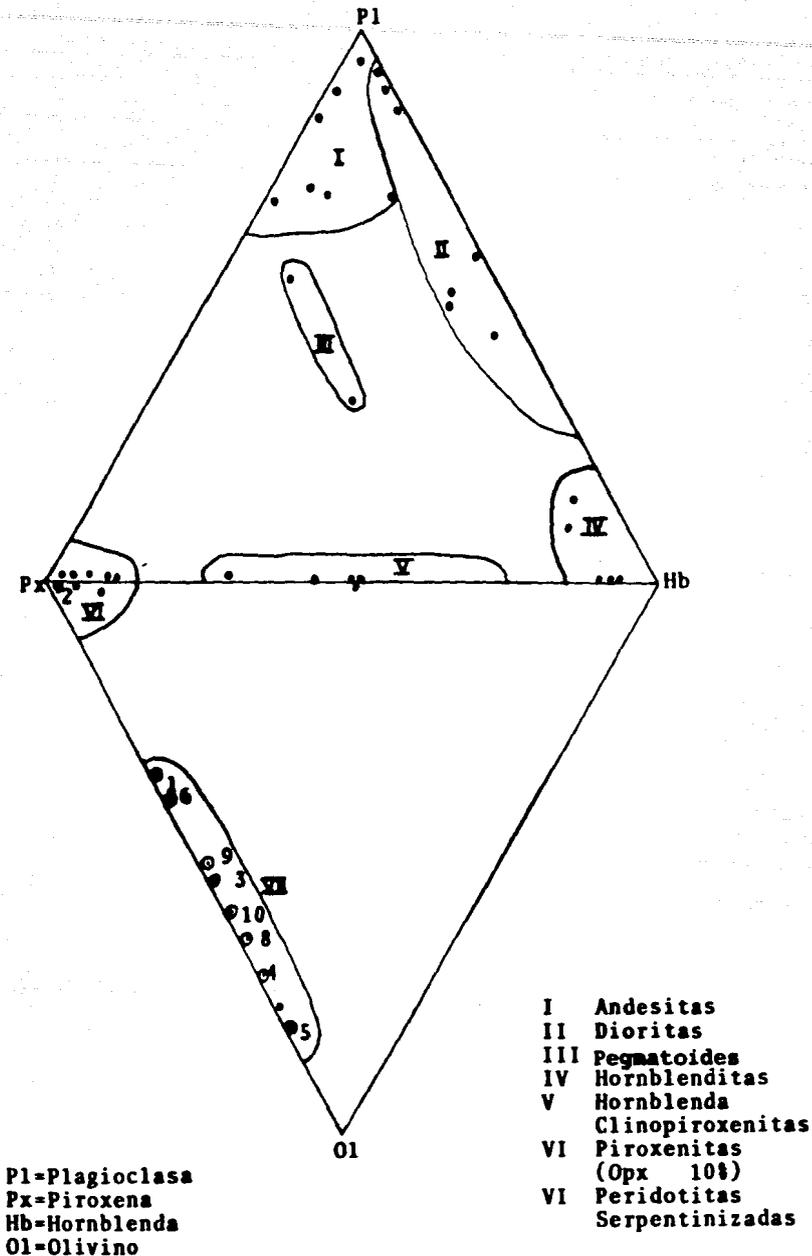


Figura 7

Representacion grafica de 41 analisis modales en un triángulo doble con Ol-Px-Hbl-Pl en sus vértices.

(Delgado-Argote et al., 1988).

tanto las rocas lávicas como a depósitos piroclásticos de composición andesítica ($An < 50$ en la moda) (Tabla I) y está constituida por lavas almohadilladas y masivas, andesitas autobrechadas, hialoclastitas, tefra submarina de la misma composición y algunas tobas. En zonas como los Cerros La Onza y C. Santiago el conjunto define edificios volcánicos interpretados a partir de la presencia de depósitos proximales como los de tefra.

Esta unidad se caracteriza por poseer gruesos derrames tanto masivos como con estructuras almohadilladas en algunas de las cuales es posible observar los conductos o estructuras de tubo alimentadores, así como fragmentos de caliza brechada incluidos en los contactos tangenciales entre almohadillas. En el caso de los derrames autobrechados se observa gran cantidad de estos fragmentos de caliza de hasta 30×10 cm en sus diámetros mayor y menor, respectivamente.

Los derrames son frecuentemente vesiculares y presentan en ocasiones huecos de sulfuros oxidados hasta en el 1% del volumen de la roca. También son abundantes las vetillas de calcita, principalmente en los derrames con inclusiones de caliza. Los derrames almohadillados muestran grados variables de alteración, principalmente hidrotermal. Las estructuras de almohadilla que alcanzan un alto grado de desarrollo, tienen su afloramiento tipo a lo largo del arroyo de La Palma Torcida, en el tramo comprendido entre la población del mismo nombre y el de Junta de los Pinzanes. Al oriente del C. El Jabalí esta unidad está cubierta por un cuerpo de calizas y calcarenitas finamente interestratificadas, con variaciones laterales a sedimentos carbonosos.

Las rocas clasificadas como tefra submarina se caracterizan por su pequeña distribución areal. Tienen afloramientos en diversos puntos del área, sin embargo, su mayor incidencia es a lo largo del Arroyo de La Palma Torcida, al norte de los Cerros La Onza. Esta roca es muy compacta, de color verde oscuro intenso constituida predominantemente por fragmentos angulosos de rocas de composición presumiblemente andesítica, con tamaños que van de 1 a 4 cm envueltos en una matriz vítrea cloritizada y con abundante actinolita. Los cristales de actinolita se agrupan de modo preferente alrededor de los fragmentos volcánicos. Estas rocas se asocian a eventos explosivos que por su corta distribución y mineralogía se infiere que sucedieron en ambientes subacuosos. El cuerpo más importante de tefra se encuentra en las inmediaciones del poblado de La Palma Torcida, al suroeste del área, cubriendo a derrames andesíticos tanto masivos como almohadillados. Otros afloramientos menores son los que se localizan al este de los Cerros La Onza, sobre el Río San Pedro (Fig. 5).

III.2.2.- Unidad predominantemente volcánica. (Kv2)

Esta unidad volcanosedimentaria aflora únicamente en las porciones centro meridional y en toda la porción occidental del área, cuyo límite oriental coincide aproximadamente con los $100^{\circ} 19'$ de longitud oeste. Es la segunda unidad con mayor extensión de afloramiento, antecedida por la unidad predominantemente sedimentaria (Ks1) (Fig. 5).

Litológicamente está integrada por rocas volcánicas que corresponden a gruesos derrames andesíticos almohadillados y masivos ($An < 50$ en la moda), así como material volcanoclastico. Las lavas de esta unidad son similares a las de la unidad volcánica andesítica (Kv1), las cuales están intercaladas con sedimentos representados, en orden decreciente de abundancia por: grauvacas líticas (líticos volcánicos > líticos sedimentarios, (Lv > Ls)) y grauvacas feldespáticas (pedernal > fragmentos de roca, (P>F)), donde los líticos más

comunes están formados por andesitas microcristalinas, fragmentos hialomicrolíticos y tobas vítreas con rasgos de devitrificación (Delgado-Argote et al., 1988), (Fig. 6).

En la zona sur del área, esta unidad está cubierta discordantemente por la Riolita Tilzapotla (Tot1). Su relación con la unidad predominantemente sedimentaria (Ks1) se interpreta como cambio de un dominio volcánico a un dominio sedimentario, aunque también se le halla en contacto tectónico sobre la unidad predominantemente sedimentaria (Ks1) debido aparentemente a la mayor competencia de la unidad predominantemente volcánica (Kv2). Con respecto a otras unidades, en esta unidad es donde mayor número de diques se observan. Estos también son de composición andesítica, y en algunos de ellos se observan fenocristales de hornblenda en una mesostasis de plagioclasas. El espesor de los diques varía desde 0.8m hasta 2.5m. Algunos de éstos representan canales alimentadores que pueden desarrollar estructuras prismáticas columnares medianamente desarrolladas. Contrasta su bajo grado de alteración con respecto al mayor grado de alteración que presentan los derrames a los que corta. El conjunto de diques se orienta preferentemente entre la dirección N-S y N 30° W, con inclinaciones mayores a 45°.

III.2.3.- Unidad predominantemente sedimentaria. (Ks1)

Esta unidad está ampliamente distribuida en el área, predominando en la porción oriental y centro. Constituye la unidad con mayor extensión de afloramiento y se halla en contacto con todas las demás unidades, con excepción de la Riolita Tilzapotla (Tot1). En el contacto con la unidad predominantemente volcánica (Kv2) se observan cambios transicionales, aunque también se le halla en contacto por falla con otras unidades, como en el caso de las unidades sedimentaria carbonosa (Ks3) y predominantemente volcánica (Kv2) (Fig. 5).

Litológicamente se compone de intervalos interestratificados que incluyen a todos los tipos de roca sedimentaria observados dentro del área, que en orden decreciente de abundancia corresponden a: grauvacas líticas (Lv>Ls), grauvacas feldespáticas (P>F), lutitas silíceas, lutitas calcáreas, lutitas carbonosas, microespatitas muy sucias, intraespartitas y tobas cristalolíticas (Delgado-Argote et al., 1988) (Fig. 6), a su vez interestratificadas con derrames andesíticos algunas veces almohadillados.

Dada la estrecha relación estratigráfica que guarda el material tobáceo con las rocas de la serie sedimentaria (psamíticas y pelíticas), que aparentemente se depositan en pequeñas cuencas internas, para los fines del presente trabajo el material tobáceo es considerado como parte de la secuencia sedimentaria. Sin embargo, existen afloramientos de tobas en las inmediaciones de el poblado de Pié del Cerro, coronando el Cerro La Cruz, que reflejan que en algunos puntos estos depósitos se efectuaron en condiciones subaéreas, seguramente en las partes positivas de pequeñas cuencas internas. Aunque no se tienen secciones delgadas de las tobas, sus estructuras y texturas son asociadas con tobas de caída libre.

Las rocas pelíticas están distribuidas principalmente en la porción oriental del área, cerca del TSPL, donde se presentan lutitas compactas, negras y de estratificación delgada, en las que es posible observar (en muestra de mano) pequeños cristales de pirita diseminada. Estas rocas están surcadas por pequeñas fracturas rellenas de carbonatos. Hacia la porción norte del área, la secuencia sedimentaria se torna más lutítica, tendencia que se refleja por una topografía más suave (Fig. 5).

Hacia el sur, aproximadamente a 1 Km de Pinzán Morado, sobre el cauce del Arroyo el Alambique se observaron estratos de lutitas calcáreas con material carbonoso, interestratificadas con areniscas conglomeráticas y areniscas finas, éstas últimas con estratificación cruzada. Los estratos lutíticos son surcados por abundantes estructuras aparentemente icnofósiles, caracterizados por numerosas líneas rectas de sección más o menos circular cuyos diámetros varían entre 1 y 2 cm principalmente paralelas sobre la superficie superior de estratificación, mostrando múltiples intersecciones en cruz, por lo que se consideran pistas de desplazamiento y/o nutrición de organismos, o menos probablemente grietas de desecación (Corrales-Zarauza et al., 1983). En general los afloramientos lutíticos de la parte oriental y nororiental del TSPL, sobreyacen en contacto concordante con rocas de la serie psamítica -grauvacas-, donde se observan, también, cambios transicionales entre estas unidades.

En la porción suroccidental del área, sobre el arroyo de Pié del Cerro, en las inmediaciones del poblado de La Palma Torcida, se encuentra un grueso paquete de lutitas negras con horizontes silíceos donde los planos de estratificación no son muy evidentes. Se distinguen en ellas numerosos y pequeños pliegues en chevron de tipo Z, correspondientes al flanco normal de un pliegue anticlinal. A diferencia de otros sitios, las rocas de este lugar se caracterizan por la presencia de horizontes pedernalosos de hasta 15 cm de espesor; en otros sitios esta unidad es de aspecto hojoso debido a friabilidad.

En las rocas psamíticas los estratos varían de 20 a 70 cm de espesor, y tienen contactos concordantes con las rocas pelíticas con las que se encuentran interestratificadas. En muestra de mano estas rocas aparecen como areniscas de coloración parda y a veces de color negro en la que es posible observar laminaciones gradadas con granos de cuarzo y algo de mica, arcillas y material carbonoso. En toda la porción norte del área, como en el área cercana al poblado La Esmeralda, las rocas pelíticas son dominantes, aunque se les encuentra distribuidas en toda el área en proporciones menores.

III.2.4.- Unidad sedimentaria carbonatada. (Ks2)

Esta unidad se define mejor como horizontes estratificados con rocas calcáreas. Aflora únicamente en la porción occidental del área, al norte del poblado de Pié del Cerro, y está cubierta concordantemente por la unidad predominantemente sedimentaria (Ks1) (Fig. 5). Está definida litológicamente por calizas y areniscas calcáreas de grano fino y estratificación delgada. El color de las calizas es gris claro ligeramente pardo por la presencia de material arcillo-limoso, en tanto el color de las areniscas es pardo grisáceo por el mayor contenido de la fracción fina antes mencionada. Del análisis petrográfico se observa que las calizas de esta unidad corresponden a intraesparruditas formadas por biomcrista, y en ellas se observaron foraminíferos bentónicos mono y biseriados, además de algunos líticos volcánicos.

III.2.5.- Unidad sedimentaria carbonosa. (Ks3)

Esta unidad está formada por horizontes principalmente psamíticos y en menor proporción pelíticos ricos en material carbonoso. Se distinguieron dos cuerpos continuos de esta unidad, constituida casi exclusivamente por sedimentos carbonosos mucho más competentes, lo que propicia el desarrollo de múltiples fallas inversas, tanto dentro de esta unidad como con respecto a otras unidades encajonantes. La abundancia de material carbonoso característico de esta unidad es indicador de un ambiente de sedimentación

reductor en cuencas cerradas. Esta unidad desempeña un papel estructural importante pues ayuda a desarrollar fallas inversas de bajo grado, dado que los horizontes con alto contenido de fracción carbonosa facilitaron el deslizamiento de los materiales sobre dichas superficies, funcionando como superficies de despegue. Los cuerpos continuos de la unidad sedimentaria carbonosa (Ks3) afloran, uno al noreste de La Palma Torcida, y el otro, al noreste del TSPL (Fig. 5).

En las fotografías aéreas la unidad sedimentaria carbonosa (Ks3) se caracteriza por una expresión morfológica de lomas suaves y de poca dimensión, por lo que se distingue con claridad de la unidad predominantemente sedimentaria (Ks1) y de la unidad predominantemente volcánica (Kv2) con las que se halla en contacto principalmente definido por cambio de facies. La fracción carbonosa está presente también en otras unidades de la secuencia volcanosedimentaria mesozoica, asociada principalmente con horizontes psamíticos finos y con lutitas, otorgándoles un color negro intenso. En el caso de las lutitas cuando se incrementa el contenido de la fracción carbonosa se observan diminutos cristales de sulfuros diseminados, reafirmando la evidencia de un ambiente reductor.

III.2.6.- Riolita Tilzapotla. (Tot1)

La Riolita Tilzapotla, que en el área tiene como único exponente la porción sur de la Sierra San Vicente, descansa discordantemente sobre rocas de la unidad predominantemente volcánica (Kv2). En el contacto entre estas dos unidades las ignimbritas de la Riolita Tilzapotla presentan abundantes esferulitas de hasta 2 cm de diámetro, indicando probablemente un depósito sobre una superficie rica en agua. En ejemplar de mano estas rocas presentan textura de flujo (eutaxítica). A lo largo de los arroyos Pié del Cerro y Palma Torcida se encuentran abundantes bloques de ignimbritas y riolitas con texturas fluidales, derivadas de la Sierra San Vicente, cuya altura en el área sobrepasa los 1500 m.s.n.m. en tanto su espesor dentro del área se estima cercano a 400 m. (Fig. 5). Los fechamientos realizados en rocas de la Riolita Tilzapotla distan de ser concluyentes, sin embargo las rocas que conforman la secuencia volcánica de la región está comprendida en el intervalo Cretácico Superior-Oligoceno (Pantoja-Alor, 1986 y 1987).

En las fotografías aéreas, la porción sur de la Sierra San Vicente (porción que aflora en el extremo suroccidental del área), se aprecia como una mesa con una gran depresión central, surcada por numerosas estructuras lineales (fracturas y fallas ?) que controlan el drenaje marcadamente rectilíneo.

IV.- CARACTERISTICAS ESTRUCTURALES DEL AREA.

En el área las estructuras mayores muestran una tendencia general N-NW, y se manifiestan como fallas de desplazamiento lateral izquierdas, pliegues y fallas inversas, rasgos asociados con una deformación transpresiva probablemente neogénica (Delgado-Argote, 1987). Las numerosas fallas inversas de poco desplazamiento están asociadas con fallas de desplazamiento lateral y con la presencia del TSPL, cuyo emplazamiento fue interpretado por Delgado-Argote (1987) asociado a un efecto de torsión durante la perturbación transpresiva neogénica.

Las fallas de desplazamiento lateral observadas afectan a casi todas las unidades litológicas, incluyendo tanto a las rocas de la secuencia volcanosedimentaria como al TSPL. El TSPL es penetrado por las fallas de desplazamiento lateral y está en contacto tectónico con rocas sedimentarias las cuales presentan rasgos de una deformación plástica. Internamente el cuerpo cristalino también es afectado por fallas inversas, fracturas y diques de composición intermedia y de hornblenditas, que muestran una marcada tendencia vertical. En el mismo sentido son comunes rasgos curvilíneos mejor desarrollados en la porción ultrabásica consistentes en foliación y fracturamiento. El emplazamiento de cuñas serpentinizadas a lo largo de estructuras orientadas N-NW, así como las estructuras menores, reflejan el estilo general del emplazamiento (Delgado-Argote et al., en revisión).

Se cartografiaron 220 datos estructurales de fallas, fracturas, foliación, estratificación y diaclasamiento, mismos que fueron tratados estadísticamente, utilizando para ello el programa interactivo Micronet para computadora personal (Gulth, 1988). En este programa se utilizó la red estereográfica de Schmidt, presentando la información estructural en diagramas de polos y círculos máximos, obteniendo las guirnaldas de concentración y direcciones promedio de los datos estructurales, tanto del área vecina al TSPL, como del área de La Palma Torcida, hacia el oeste (Fig. 8 y 9). Para el análisis estructural, primero se realizó una diferenciación de los datos atendiendo al tipo de estructura y litología para posteriormente dividirla en regiones con respecto al TSPL, según se muestra en las figuras (8, 9 y 10).

IV.1.- Estratificación.

Durante la etapa de levantamiento cartográfico se midieron 102 planos de estratificación, correspondiendo 67 de ellos al sector centro y oriental del área y 35 al área cercana al TSPL. En general los datos muestran tendencia N-S, mostrando mayor dispersión en el área cercana al TSPL. La magnitud de buzamiento de los planos de estratificación tiende a incrementarse conforme son más cercanos a las fallas de desplazamiento lateral. El análisis del conjunto aparentemente define estructuras anticlinales y sinclinales de arreglo en echelón. La estructura anticlinal mejor definida es la de Pié del Cerro, ubicada al poniente de la Palma Torcida (Fig. 5), observada exclusivamente en la unidad sedimentaria carbonatada (Ks2) cuyos planos de estratificación están orientados consistentemente entre la orientación N 05° W y N-S, con buzamientos al este y oeste con magnitudes que varían de 45° a 80°. Esta estructura define claramente a un anticlinal semicerrado y ligeramente asimétrico hacia el oeste, cuya charnela se orienta N 03° W. Es importante mencionar que los datos de foliación medidos principalmente en las rocas que contienen material carbonoso, son paralelos a la estratificación, lo que sugiere que actuaron como superficies de deslizamiento.

A partir del tratamiento estadístico y solución del conjunto de los 102 polos de estratificación se obtuvo una estructura plegada orientada N 02°W cuyo eje es buzante 3° hacia el norte. Esta estructura se interpreta como un anticlinorio ya que está formada por varias estructuras anticlinales y sinclinales. Entre las evidencias de campo destacan los numerosos y pequeños pliegues en chevron de tipo Z, desarrollados en un grueso paquete de lutitas negras que afloran al oeste del poblado de La Palma Torcida, lo que indica que esta localidad se encuentra en el flanco normal de un pliegue (McClay, 1987).

En la figura (8) se muestra la distribución de densidades de 102 planos de estratificación con intervalos de concentración >3% y >8% por 1% de área. Los círculos máximos cuyos polos corresponden con los puntos de mayor concentración promedio de los sectores este y oeste de la red estereográfica, se intersecan en el punto señalado como β que corresponde al eje de la estructura plegada (Ragan, 1987). De igual modo, un plano que contenga al eje β corresponderá al plano axial de la estructura, y dado que se conoce la orientación de la charnela (N 03°W) de un pliegue importante (anticlinal de Pié del Cerro) (Fig. 5), se obtiene entonces el plano axial orientado N 03°W/80°E, válido como valor estadístico para todas las estructuras plegadas dentro del área.

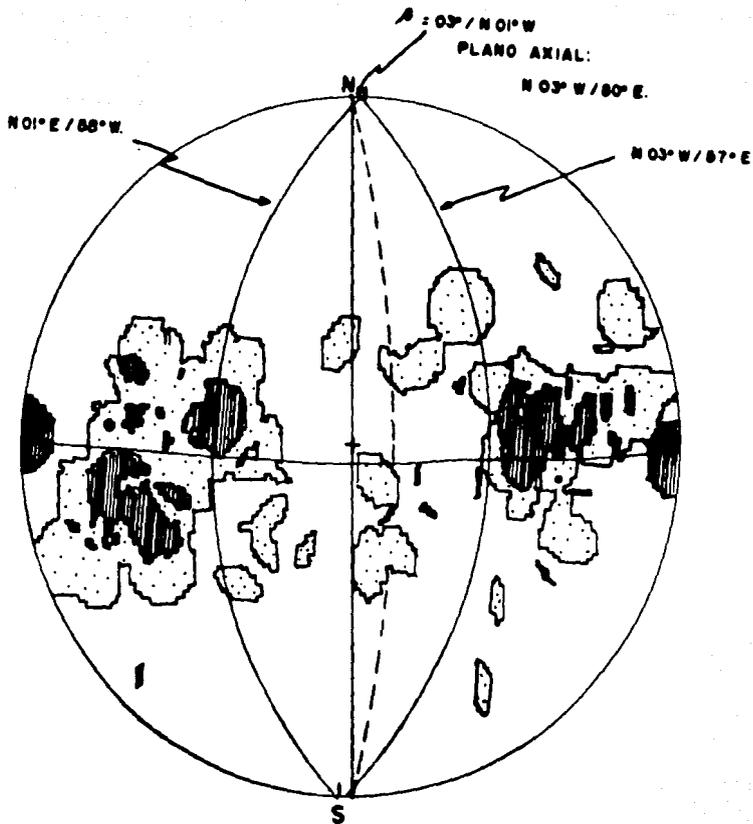
El mismo análisis realizado para todo el conjunto de planos de estratificación se realizó en los dos subconjuntos en que fue dividido. En el de La Palma Torcida de 67 datos se obtuvo una estructura plegada cuyo eje β está orientado N 05°W/09°, con un plano axial orientado N 03°W/87°W (Fig. 9). De la solución de 35 planos de estratificación en el área cercana al TSPL (segundo subconjunto), se observó mayor dispersión de los datos y se obtuvo una estructura plegada menos evidente, cuyo eje β se orienta S 11°W/18° (Fig. 10). Para este subconjunto se decidió no utilizar el dato de charnela medida en la porción occidental del área por considerarla no representativa para este sector, primero por la distancia que los separa (mayor a 10 Km), y segundo por la presencia del cuerpo cristalino del TSPL. La orientación de esta estructura es la esperada para los pliegues que caracterizan al régimen tectónico regional de transcurrencia izquierda que perturbó el área.

IV.2.- Fallas de desplazamiento lateral.

Las fallas de desplazamiento lateral se caracterizan por un fuerte ángulo de inclinación y fueron reconocidas por la presencia de estrias. Sin embargo, no fue posible observar rasgos con los cuales se pudieran determinar los puntos de restitución estructural o puntos piercing (Sylvester, 1988) y a partir de su restitución, conocer la magnitud del desplazamiento a lo largo de las fallas de desplazamiento lateral.

La amplitud promedio de las zonas de fallamiento es menor a 30m, desarrollando reducidas zonas de milonitas cuya amplitud es del rango de algunos centímetros. Una excepción es la falla que corre entre los poblados de La Esmeralda y San Francisco de los Pinzanes, fuera del área, en donde Delgado-Argote y colaboradores (1988) reportan la presencia de un brechamiento tectónico de hasta 500m de anchura y aproximadamente tres kilómetros de longitud, desarrollando gran número de pequeñas fallas inversas asociadas con estructuras de falla de tipo Palmera.

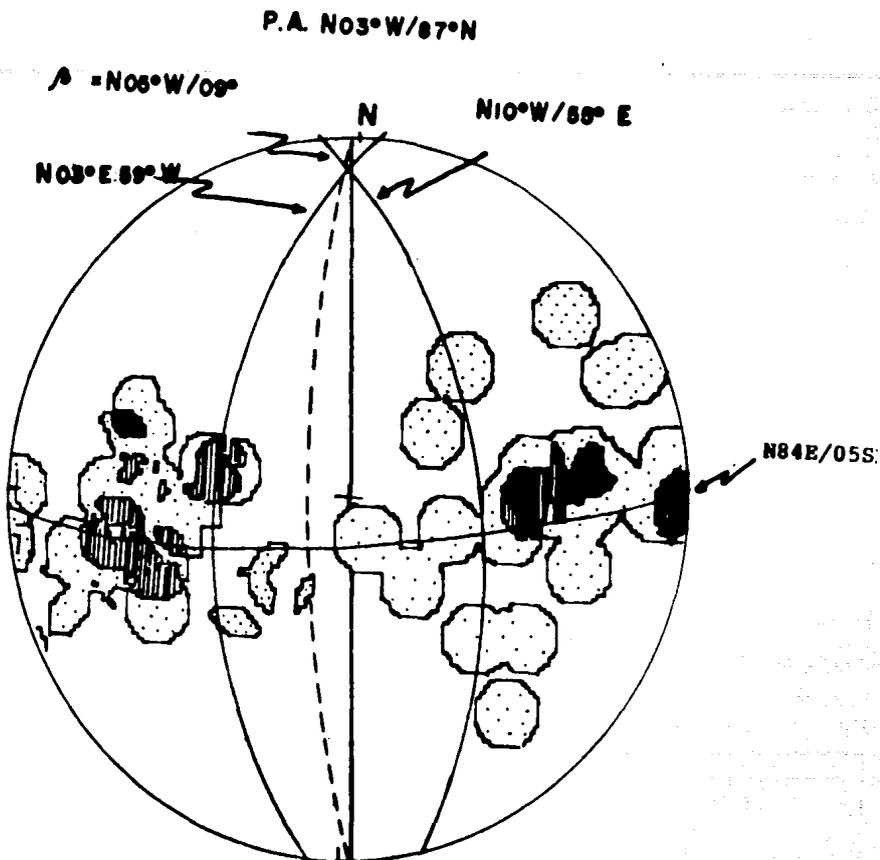
En un corte del camino principal que une a las poblaciones de San Pedro Limón y San Francisco de Asís, se encuentra un afloramiento de lutitas negras compactas, con pequeños cristales de sulfuros. En este afloramiento se aprecian numerosos planos de falla con estrias y fuerte ángulo de inclinación, y fallas inversas asociadas con estructuras de tipo palmera, mostrando



INTERVALOS DE CONCENTRACION
POR 1% DE AREA



Figura 8
Polos de estratificación en las áreas de La Palma Torcida y del Tronco de San Pedro Limón (102 datos).

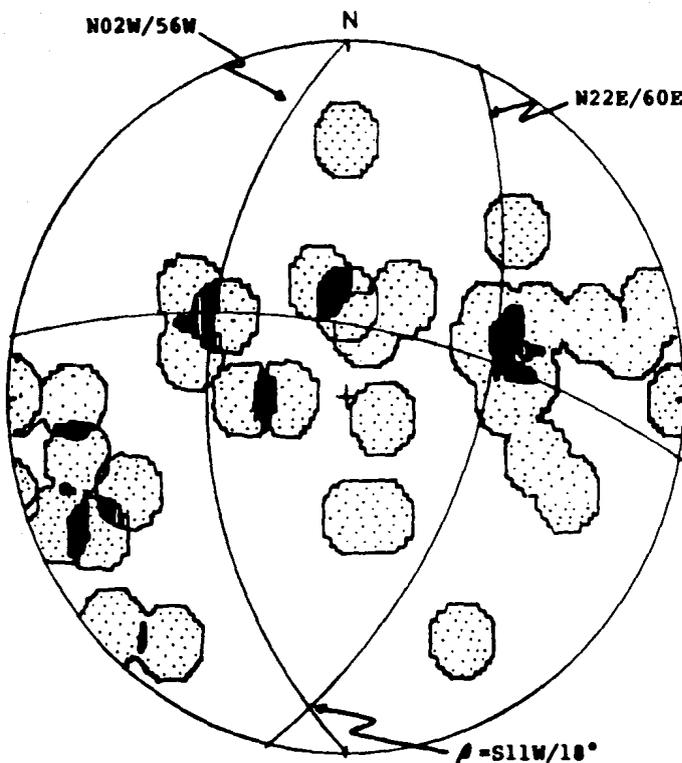


INTERVALOS DE CONCENTRACION
POR 1% DE AREA

 > 3.8%

 > 1.5%

Figura 9
Polos de estratificación para el área de La Palma Torcida (67 datos)



INTERVALOS DE CONCENTRACION
POR 1% DE AREA

 6%

 12%

Figura 10

Polos de estratificación para el área de San Pedro Limón (35 datos)

evidencias de rotación originado por el fallamiento lateral, resultando en estructuras de gran complejidad. Esta estructura de falla puede ser la misma falla que originó la brecha tectónica de La Esmeralda reportada por Delgado-Argote y colaboradores (1988), y que aparentemente se extiende hasta el TSPL.

Cuarenta y siete fallas de desplazamiento lateral fueron graficadas en un diagrama del tipo roseta de fracturas (Fig. 11), en donde se aprecia una orientación dominante N-NW. Esta orientación coincide con el resultado obtenido a partir de la representación en la red estereográfica de Schmidt (Fig. 12) donde aparece la configuración de las fallas de desplazamiento lateral en intervalos de concentración $>2\%$ y $>6\%$ por 1% de área, y cuya orientación promedio está representada por el plano $N 28^{\circ}W/89^{\circ}E$. Esta orientación es la que observan las estructuras mayores representadas en el mapa geológico anexo (Fig. 5). Los cambios de dirección observados en las fallas de desplazamiento lateral coinciden en general con cambios litológicos, y que están asociados con las propiedades mecánicas de las rocas.

Para el análisis de las fallas de desplazamiento lateral se utilizó, además de la red estereográfica de Schmidt, un diagrama tipo roseta de fracturas con intervalos de 10° , en donde se observa la dirección preferencial en el rango $N 20^{\circ}W$ y $N 30^{\circ}W$ (21%) (Fig. 11). A partir de la representación de las fallas de desplazamiento lateral en la red estereográfica se obtuvo el plano $N 28^{\circ}W/89^{\circ}E$ que representa el valor promedio de los datos de fallas de desplazamiento lateral que observan la dirección N-NW (Fig. 12). Esta dirección cae dentro del intervalo de mayor concentración visualizado en la roseta de fracturas (Fig. 11), y tiene un buzamiento promedio de 89° hacia el este. La magnitud del buzamiento es congruente con las observaciones de campo, porque se observó que las fallas de desplazamiento lateral que tienen la orientación N-NW tienen planos casi verticales en tanto que en los que se desvían de esta orientación preferencial decrece la magnitud del buzamiento.

IV.3.- Fallas inversas.

Las fallas inversas afectan a toda la secuencia volcanosedimentaria y son más frecuentes en los extremos de las fallas de desplazamiento lateral -componente inversa-, en los cambios de dirección del fallamiento lateral -arreglo en echelón-, así como en las zonas de acortamiento horizontal -transpresión- y por efectos de la componente del levantamiento compensatorio del acortamiento horizontal y de rotación del TSPL.

Las fallas inversas de fuerte ángulo de inclinación se desarrollaron en los sitios donde los esfuerzos compresivos ponen en contacto a litologías de competencia contrastante, tal es el caso, además de las zonas cercanas al TSPL, de las fallas inversas localizadas hacia el norte del Cerro El Jabalí (Fig. 5), donde la unidad volcánica andesítica (Kv1) cabalga sobre la unidad predominantemente sedimentaria (Ks1). La presencia de horizontes carbonosos favorece el desarrollo de múltiples fallas inversas, horizontes que son superficies sobre las cuales los materiales deslizaron con mayor facilidad, como es el caso de la unidad sedimentaria carbonosa (Ks3) que aflora al oriente del TSPL en donde se observan numerosas fallas inversas de ángulos entre 10° y 20° de inclinación (Fig. 5).

El conjunto de 60 fallas inversas del área fue agrupado en dos subconjuntos o poblaciones estadísticas diferentes. El subconjunto A está integrado por 37 fallas inversas cuyos polos se ubican en la mitad oriental de la red estereográfica de Schmidt. El subconjunto B está integrado por 23 fallas inversas cuyos polos se encuentran en la mitad occidental de la red

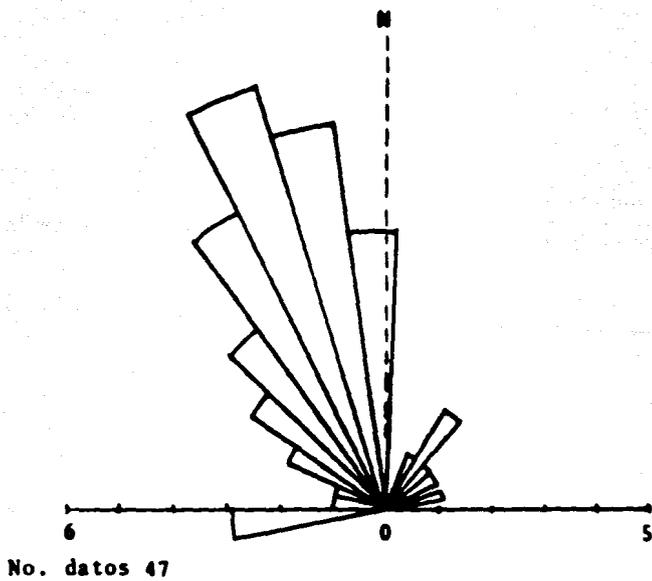
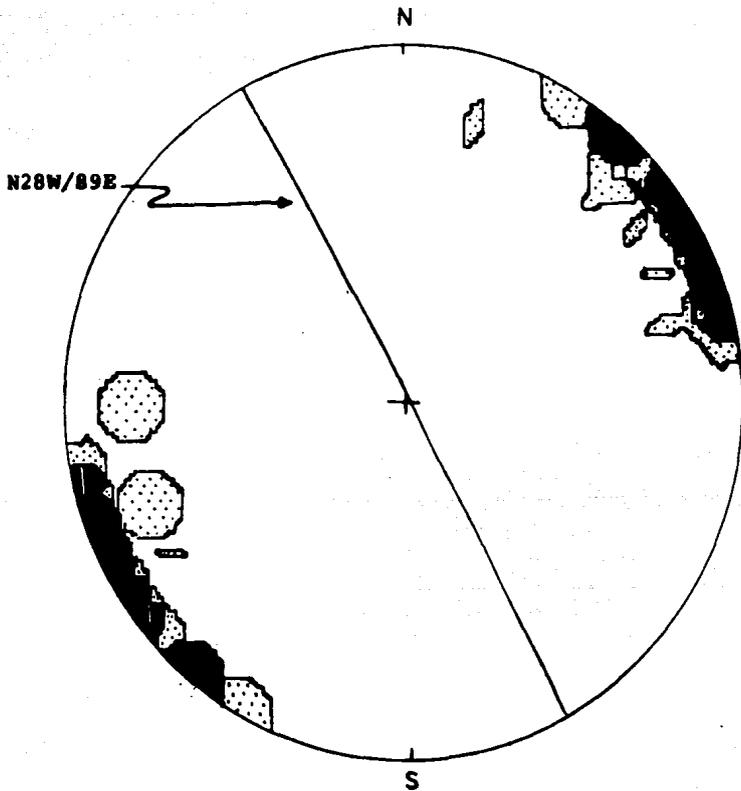


Figura 11

Roseta de fallas de desplazamiento lateral (47 datos)



INTERVALOS DE CONCENTRACION
POR 1% DE AREA

▨ >2%

▨ >6%

Figura 12

Diagrama de polos de planos de fallas de desplazamiento lateral
(42 datos; excepto fallas orientadas al NE).
Orientación promedio: N 28° W/89° E.

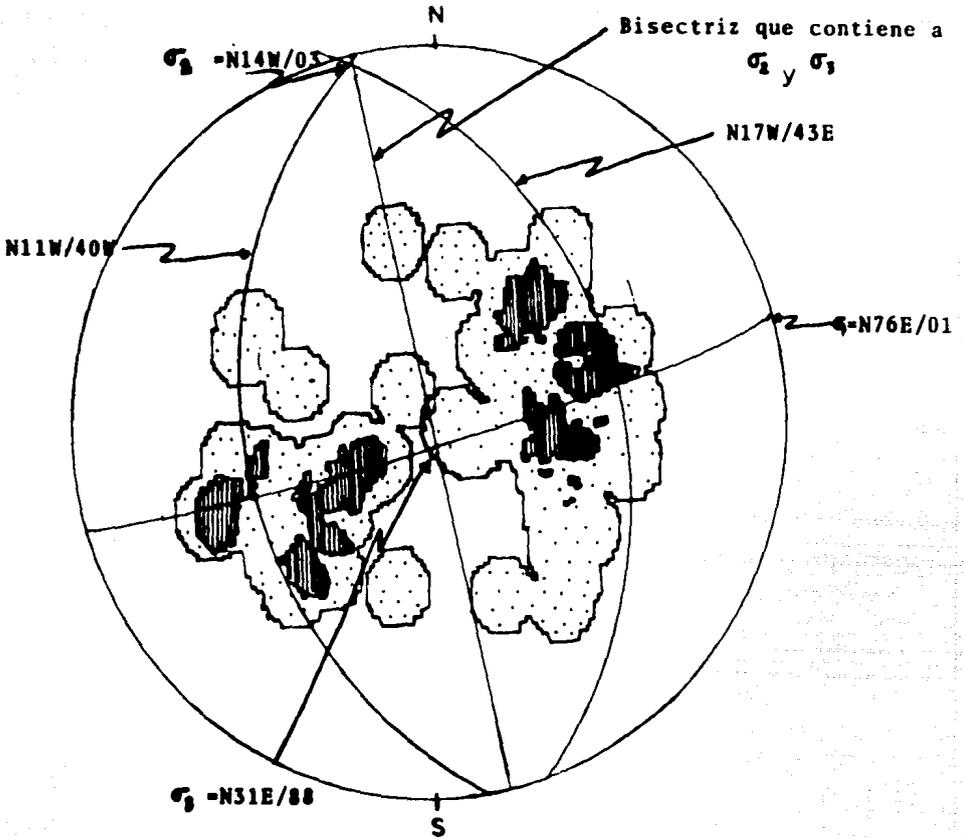
estereográfica. Para ambos conjuntos se realizó la configuración de densidades para los valores $>2\%$ y $>10\%$ por 1% de área. Después de ubicar a los polos de las concentraciones promedio, se obtienen los círculos máximos (subconjunto A = $N 11^{\circ}W/40^{\circ}W$, subconjunto B = $N 17^{\circ}W/43^{\circ}E$), que representa la mejor aproximación del fallamiento inverso. Estos planos poseen direcciones conjugadas y por tanto es válido su análisis. Los dos planos obtenidos muestran la tendencia de orientación predominante, y se intersecan en la línea de dirección $N 14^{\circ}W$ (Fig. 13). La representación de las 60 fallas inversas en una roseta (Fig. 14) muestra una orientación preferencial comprendida entre $N 15^{\circ}W$ y $N 25^{\circ}W$, similar a la orientación de las fallas de desplazamiento lateral (Fig. 11).

La intersección de los planos promedio de los dos subconjuntos de fallas de desplazamiento lateral ($N 14^{\circ}W/3^{\circ}$) define a la componente del esfuerzo σ_2 ; perpendicular a esta línea se localiza el plano $N 76^{\circ}E/89^{\circ}S$ en donde están contenidas las componentes σ_3 y σ_1 del esfuerzo; σ_3 biseca al ángulo obtuso formado por los planos de orientación promedio de las fallas inversas y σ_1 se localiza a 90° de σ_3 contenido en el mismo plano (McClay, 1987). De acuerdo con esto, las orientaciones de las componentes del esfuerzo que originó las fallas inversas, en el orden que se obtuvieron son para $\sigma_1 = N 76^{\circ}E/01^{\circ}$; $\sigma_2 = N 14^{\circ}W/03^{\circ}$; y $\sigma_3 = N 31^{\circ}E/88^{\circ}$ (Fig. 13).

IV.4.- Fallas normales.

Las fallas normales no son frecuentes dentro del área y su manifestación es de carácter muy local. En las fotografías aéreas de la porción nororiental del TSPL, se observa una estructura de fallamiento con expresión morfológica típicamente normal. Esta falla es de 5 Km de longitud, afecta a la unidad predominantemente sedimentaria (Ks1), y está orientada sensiblemente en dirección este-oeste, a lo largo del Arroyo Hondo, con el bloque sur caído (Fig. 5).

ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA



Intervalos de concentración por 1% de área.

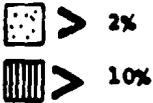


Figura 13

Diagrama de polos de fallas inversas (60 datos)

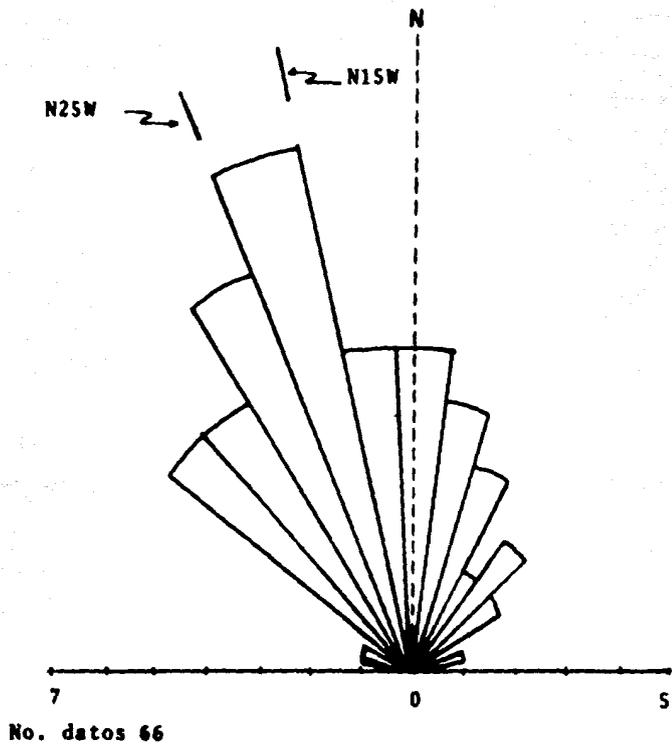


Figura 14
Roseta de fallas inversas (60 datos)

V. - ANALISIS ESTRUCTURAL.

V.1.- Análisis de estructuras y deformación.- Las fallas de desplazamiento lateral con fallamiento inverso subordinado que afectan a la secuencia volcanosedimentaria denotan el carácter transpresivo de ésta. Por esto se estimó conveniente utilizar, de entre los dos mecanismos que explican las relaciones dinámicas y geométricas de las fallas de desplazamiento lateral y estructuras asociadas, el mecanismo de cizalla simple, dado que en éste, a diferencia de la cizalla pura, la deformación tiene componentes rotacionales y explica la cinemática de las fallas de desplazamiento lateral de todas dimensiones (Tchalenko, 1979; en Sylvester, 1988). Es necesario hacer notar que el fuerte ángulo de inclinación de las fallas inversas como las observadas dentro del área, se relacionan con un levantamiento asociado al acortamiento horizontal típico en sistemas de mecanismos transpresivos (Sylvester, 1988).

En los modelos experimentales de deformación de rocas homogéneas bajo presión confinante, se observa el desarrollo de cinco patrones o familias de estructuras bajo el mecanismo cizalla simple (Sylvester, 1988).

- 1) Riedel (R) o fallas de desplazamiento lateral sintéticas.
- 2) Fallas laterales conjugadas (R') o fallas de desplazamiento lateral antitéticas, formadas aproximadamente a 90° de la zona de desplazamiento principal.
- 3) Fallas laterales sintéticas secundarias (P) con ángulo de $-\phi/2$ con respecto a la dirección del esfuerzo aplicado. (ϕ es el ángulo de fricción interna de las rocas).
- 4) Fracturas de extensión (T) o fallas normales desarrolladas aproximadamente a 45° de la zona de desplazamiento principal.
- 5) Fallas paralelas a la zona de desplazamiento principal (Y).

En la roseta de fallas de desplazamiento lateral (Fig 11), se define un patrón principal orientado N-NW variando desde N-S hasta N 50° W, y otro patrón cercano a la dirección E-W. Al utilizar el modelo cizalla simple como base (Tchalenko, 1979; en Sylvester, 1988), y tomando los resultados obtenidos del análisis estadístico de las fallas de desplazamiento lateral se obtuvo la figura 15, en donde queda representada la zona de desplazamiento principal (ZDP) de orientación N 28° W (recuérdese que este valor es la orientación media de las fallas de desplazamiento lateral con orientación N-NW), que coincide con los lineamientos principales marcados en el mapa geológico anexo (Fig. 5).

Si se atiende a que el ángulo $\phi/2$ es igual a 15° , entonces las estructuras R y P serán aquellas comprendidas en el rango N 43° E y N 13° W (Fig. 15). De la inspección de la figura 15, se observan fallas entre N 43° W a N 30° W y N 13° W. Las fallas que se desvían más de 15° con respecto de la ZDP se caracterizan por tener planos con menor ángulo de buzamiento y por poseer estrias subhorizontales. Esta característica permite identificarlas con estructuras de fallas de palmera. La formación de fallas de palmera por desplazamiento oblicuo a lo largo de una falla basamental requiere de transpresión, tal y como puede ser la proporcionada por la convergencia de zonas de cizalla (Mandl, 1988). Se ha reportado que las fallas de palmera se desarrollan tendiendo a ser paralelas a las fracturas de extensión. Las fracturas de extensión, se desarrollan aproximadamente a 45° de la ZDP, y en el modelo aquí propuesto las fracturas están orientadas aproximadamente N 73° W (Fig.15), como cabría esperar. Las estructuras plegadas se orientan aproximadamente según el modelo de cizalla simple para el área (Fig. 15), orientándose hacia N 11° E, de acuerdo al conjunto de anticlinales y sinclinales cortado por fallas de desplazamiento lateral cuando teóricamente deberían estar orientadas N 17° W. Esta estructura plegada se obtuvo del

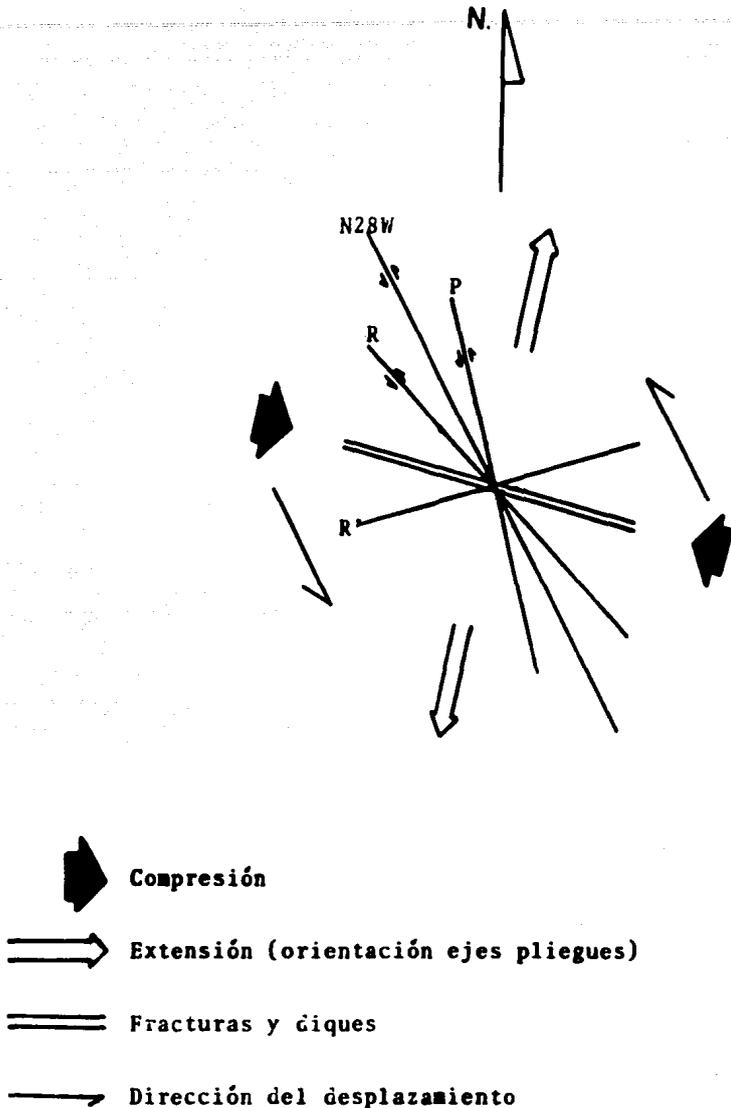


Figura 15

Vista en planta de las relaciones geométricas bidimensionales de las estructuras del área de San Pedro Limón-La palma Torcida. Basada en el modelo de Riedel, modificada en este trabajo para fallas de desplazamiento lateral izquierdo, suponiendo un ángulo de fricción interna (ϕ) de 15° .

Las líneas paralelas representan la orientación de las fracturas de extensión (T) y orientación de los diques; Las flechas abiertas = eje de extensión y orientación de los ejes de los pliegues. La zona de desplazamiento principal se orienta $N 28^{\circ} W$.

(Modificado de Sylvester, 1988)

análisis de 35 planos de estratificación en el área cercana al TSPL. De este modo sólo resta explicar las estructuras R' o antitéticas que se desarrollan a $90^\circ - \phi/2$ de la ZDP, orientándose S 77° W, dirección que se desvía 3° de la del patrón de fallas de desplazamiento lateral comprendido en el rango E-W y S 80° W (Fig. 11). Con base en la figura (15), la dirección del esfuerzo horizontal máximo que originó las estructuras señalada con flechas negras, está orientado N 73° W, en la misma dirección que las fracturas de extensión, y como estas estructuras se desarrollan perpendiculares al esfuerzo horizontal mínimo, entonces σ_2 es vertical, y σ_3 está orientado N 17° E.

El resultado obtenido de esta manera difiere del obtenido para σ_1 (N 76° E/01), del análisis de la figura 13 para fallas inversas. Es notorio que éstas guardan una orientación promedio similar al de las fallas de desplazamiento lateral desviadas más de 15° de la ZDP, por lo que se asocian con un sistema de desplazamiento lateral con componente inversa, definiendo fallas de tipo palmera. La asociación anterior se fundamenta en el concepto de transpresión en donde la zona central de hojas o láminas estructurales con vergencia hacia arriba y hacia afuera de la zona de desplazamiento principal se deslizan sobre los bloques adyacentes. De manera similar a las observaciones hechas por Sylvester (1988) y Mandl (1988), algunas fallas del área muestran un arreglo en echelón, las cuales en sección transversal deberían ser necesariamente subverticales a profundidad.

VI. - MODELO PROPUESTO.

Se propone un modelo donde las observaciones de campo y los resultados del análisis de datos estructurales son congruentes con el propuesto por Harding y Lowell (1979) (Fig. 16), en donde se esquematiza el desarrollo de una zona de falla de desplazamiento lateral y sus estructuras asociadas, a partir de modelos de arcilla (Wilcox y otros, 1973).

El modelo, basado en Harding y Lowell (1979), explica gran parte de las estructuras observadas en el área partiendo de una etapa de deformación donde se forman pliegues en echelón. Al aumentar la deformación las estructuras R cortan la superficie y deforman las estructuras anticlinales y sinclinales iniciales induciendo la ampliación de la zona de deformación. Al incrementarse la deformación, los pliegues son cortados por fallas inversas o normales y por estructuras R, provocando que el plegamiento se extienda progresivamente fuera de la zona de desplazamiento principal (Harding y Lowell, 1979). Un sistema transpresivo (Harland, 1971; Sanderson y Marchini, 1984), implica una componente de acortamiento horizontal a lo largo de la zona de desplazamiento lateral, acompañada de un levantamiento compensatorio en la misma zona de falla (Mandl, 1988). La transpresión puede ser proporcionada por la convergencia de fallas de desplazamiento lateral. Es en este estadio de deformación cuando el TSPL es emplazado verticalmente como consecuencia del levantamiento compensatorio por acortamiento horizontal, y por una componente rotacional del esfuerzo en el cuerpo rígido intrusivo.

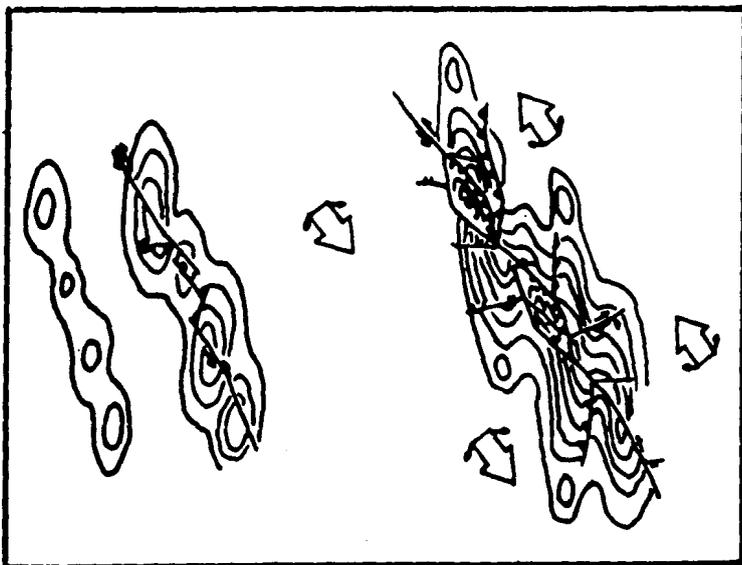


Fig. 16

Modelo basado en Harding y Lowell (1979),
modificado en este trabajo.

VII.- SUMARIO Y CONCLUSIONES.

Las cinco unidades litoestratigráficas informales (correlacionables con las formaciones Xochipala y Arcella, del Cenomaniano-Coniaciano ?, (De Cserna, 1982), en que fue dividida la secuencia volcanosedimentaria reconocida en el área, guardan relaciones de contacto definidas principalmente por cambios de facies. Esta secuencia volcanosedimentaria se separa en una serie de rocas sedimentarias y una serie de rocas volcánicas. En la serie de rocas sedimentarias se identificaron siete microfacies que en orden decreciente de abundancia son: 1) grauvacas líticas (Lv>Ls), 2) grauvacas feldespáticas (P>F), 3) lutitas silíceas, 4) lutitas calcáreas, 5) microespatitas muy sucias, 6) intraesparruditas y 7) tobas cristalolíticas. Los líticos de estas rocas corresponden a andesitas microcristalinas, fragmentos hialomicrolíticos y tobas vítreas con rasgos de devitrificación, donde Lv son líticos volcánicos, Ls son líticos sedimentarios, P son pedernales y F corresponde a feldespatos, principalmente plagioclasas sódicas. La serie de rocas volcánicas se caracteriza por un volcanismo predominantemente submarino formado por gruesos y extendidos derrames lávicos y por depósitos de tefra, todos de composición andesítica (An<50 en la moda). Las estructuras principales de estos derrames son almohadillas, derrames masivos, derrames autobrechados y hialoclásticas. En los derrames almohadillados se observaron tubos alimentadores, fragmentos de caliza brechada incluidos en los contactos tangenciales entre almohadillas, y bloques de caliza en los derrames autobrechados. Los derrames en general muestran un grado variable de alteración principalmente hidrotermal, en tanto la tefra submarina tiene abundante actinolita y fragmentos angulosos de andesitas en una matriz vítreo cloritizada. La tefra submarina, por su escasa distribución y mineralogía se asocia a eventos explosivos que ocurrieron en ambientes subacuáticos durante periodos de actividad explosiva.

El aparente control geométrico de la sedimentación se interpreta de la presencia de estructuras volcánicas inferidas a partir de depósitos proximales (tefra y derrames) intercalados principalmente con grauvacas, las cuales definen cuencas controladas por edificios volcánicos. Lavas almohadilladas y masivas, así como la presencia de tefra y tobas son indicadores de periodos de intensa actividad volcánica tanto efusiva como explosiva, que alternan con periodos de escasa o nula actividad volcánica asociadas con la depositación de sedimentos finos y calcáreos. La escasa distribución, pobre clasificación e inmadurez de los sedimentos reflejan inestabilidad, alta energía y poco transporte, donde las grauvacas (feldespáticas y líticas) se concentran en los intervalos más inestables dentro de las cuencas y subcuencas, mientras que en los intervalos más estables es posible la precipitación química, e incluso la preservación de las tobas de caída libre, en tanto que los intervalos con abundancia de material carbonoso indican condiciones marcadamente reductoras.

Los cambios en el régimen de actividad volcánica principalmente submarina, y las características de la serie sedimentaria se asocian con un ambiente similar al de un arco de islas, posiblemente el ambiente sea transicional a la parte posterior del arco, en vista de que los resultados de los análisis químicos indican que mucha de la actividad volcánica parece ser químicamente toleítica (Delgado-Argote, comunicación personal, 1990). Este ambiente de arco es morfológicamente comparable con el actual arco de Tonga en el Pacífico Este (Muñoz-Velazco et al., 1988; Delgado-Argote et al., 1988).

La secuencia volcanosedimentaria del Cenomaniano-Coniaciano (?) es cortada por el cuerpo cristalino del TSPL de aproximadamente 6 Km en su eje mayor y anchura variable de 3 a 4 Km. EL TSPL es un tronco compuesto, de composición variable desde dioritas (ricas en hornblenda) a peridotitas (ricas en clinopiroxenos). El contacto del TSPL con las rocas sedimentarias

encajonantes es principalmente tectónico, en donde la ausencia de aureolas de metamorfismo de contacto y fracturas verticales, así como evidencias de deformación intensa en las rocas ultrabásicas testifican la intrusión mecánica del cuerpo cristalino. La zona central del tronco está deformada en parte por fallas de desplazamiento lateral y muchos de los contactos entre las rocas básicas y ultrabásicas muestran cambios gradacionales en composición, mostrando un arreglo geométrico vertical. Cuñas serpentiniticas con hornblenda y diques andesíticos y dioríticos que intrusionan la parte central de las rocas ultrabásicas del TSPL están asociadas con fallas y fracturas de orientación preferencial N-NW. En general todas las estructuras reflejan el estilo vertical del emplazamiento, tal y como lo sugieren las fallas de traza curva, diques dispuestos perpendicularmente entre sí, y fracturas verticales también de traza curva.

De la solución de un total de 102 datos de estratificación se identifica una estructura plegada con orientación N 02°W cuyo eje es buzante 3°N que se interpreta como un anticlinorio en el que quedan integrados anticlinales y sinclinales con tendencia de arreglo en echelón. Los datos de estratificación definen dos estructuras: 1) Área de La Palma Torcida donde se observa un anticlinal con eje orientado N 05°W, buzante 5°N con un plano axial orientado N 03°W/68°W y 2) el área del TSPL donde se define un anticlinal menos evidente, con eje orientado S 11°W buzante 18°S. Tanto las fracturas como las fallas inversas muestran una tendencia preferencial hacia el NW, tendencia que aproximadamente coincide con las fallas de desplazamiento lateral, las cuales están en arreglo en echelón y son principalmente subverticales y verticales.

La totalidad de las estructuras se explica con el mecanismo de cizalla simple, el cual a diferencia del mecanismo de cizalla pura, posee una componente rotacional de la deformación. A partir del mecanismo de cizalla simple se obtuvo la orientación aproximada de la zona de desplazamiento principal (ZDP) N 28°W, así como la orientación de las estructuras Riedel (R) o sintéticas, y las estructuras sintéticas secundarias (P), con ángulos mayores de $\phi/2$ y $-\phi/2$ respectivamente, donde el ángulo ϕ es el ángulo de fricción interna de las rocas. Este mecanismo indica que tanto las estructuras R como las P van de 15° a 20° de la ZDP, mientras que las estructuras antitéticas (R') de 60° a 75° de la misma ZDP. Las fallas de palmera son aquellas fallas de desplazamiento lateral orientadas con ángulos mayores de $\phi/2$ y $-\phi/2$ de la ZDP, mostrando una ligera tendencia hacia la horizontalidad y hacia un paralelismo con las estructuras R y P. De las estructuras plegadas la que corresponde al área del TSPL es la que se orienta más cercana a la orientación calculada para el esfuerzo horizontal mínimo (σ_3).

De la orientación de las estructuras explicadas a través del mecanismo de cizalla simple se obtiene el campo de esfuerzos aproximado que generó dichas estructuras, donde el esfuerzo horizontal máximo (σ_1) se orienta N 73°W, el esfuerzo horizontal mínimo (σ_3) se orienta N 17°E y el esfuerzo perpendicular a los anteriores (σ_2) es prácticamente vertical. Gran parte de las estructuras observadas en el área se explican con el modelo propuesto que parte de una etapa de deformación en la que se forman los pliegues en echelón. Cuando esta deformación se incrementa, las estructuras R o sintéticas cortan la superficie y deforman a las estructuras anticlinales y sinclinales iniciales, induciendo la ampliación de la zona de deformación. Al aumentar la deformación, los pliegues son cortados por fallas inversas y por estructuras R, provocando que el plegamiento se extienda progresivamente fuera de la ZDP. Todas las estructuras del área son resultado de una deformación transpresiva del Neógeno dado que un conglomerado volcánico del Grupo Balsas en el área de Palmar Chico, Edo. Méx. es afectado por estructuras de la misma naturaleza que las observadas dentro del área (Delgado-Argote et al., en revisión).

BIBLIOGRAFIA

- Campa-Uranga, M.F., Campos, M., Flores, R. y Oviedo, R., 1974. La Secuencia Mesozoica Volcánica Sedimentaria Metamorfizada de Ixtapan de la Sal, Méx. - Teloloapan, Gro. Bol. Soc. Geol. Mex., v. 35, p. 7-28.
- Campa-Uranga, M.F., Oviedo, R., y Tardy, M., 1976. La cabalgadura Laramídica de el Dominio Volcánico-Sedimentario (Arco Insular Mesozoico Occidental) sobre el Miogeosinclinal Mexicano en los Límites de los Estados de México y Guerrero. Memoria del III Congreso Geológico Latinoamericano, p. 23.
- Campa-Uranga, M.F., 1978. La Evolución Tectónica de Tierra Caliente, Guerrero. Bol. Soc. Geol. Mex., v. 39, No. 2, p. 52-64.
- Campa-Uranga, M.F. y Ramirez, E.J., 1979. La Evolución Geológica y la Metalogénesis del Noroccidente de Guerrero. Universidad Autónoma de Guerrero, Serie Técnico-Científica No. 1.
- Campa-Uranga, M.F. and Coney, P., 1982. Tectono-Stratigraphic Terranes and Mineral Resource Distributions in México. Can. Jour. Earth Sci., v. 20, p. 1040-1051.
- Carfantán, J.C., 1981. Evolución Estructural del Sureste de México; Paleogeografía e Historia Tectónica de las Zonas Internas Mesozoicas: UNAM, Inst. Geología. Revista, v. 5, No. 2, p. 207-216.
- Carfantán, J.C., 1983. Les Ensembles Géologiques du Mexique Meridional Duran la Mesozoique et le Cenozoique. Geof. Internacional, v. 22, No. 1, p. 9-37.
- Corrales-Zarauza, I., Rosell-Sanuy, J., De La Torre-Sánchez, L.M., Vera-Torres, J. A., y Vilas-Minondo, L., 1982. Estratigrafía. Ed. Rueda, Barcelona, España.
- Cox, K.G., Bell, J.D., y Pankhurst, R.J., 1984. The Interpretation of Igneous Rocks. Geoge Allen & UNVIN Ed. London.
- De Cserna, Zoltan., Fries, C., Rincón-Orta, C., Westley, H., Solorio-Munguía, G. y Scmitter-Villado, E., 1974. Edad Precámbrica Tardía del Esquisto Taxco, Estado de Guerrero. Bol. A.M.D.G.P. v. XXVI, No. 4-6, p. 183-193.
- De Cserna, Zoltan., 1978. Notas sobre la Geología de la Región Comprendida entre Iguala, Ciudad Altamirano y Temascaltepec Estados de Guerrero y México: Soc. Geol. Mex., Libro guía de la excursión geológica a Tierra Caliente, p. 1-25.
- De Cserna, Zoltan., Palacios-Nieto, M. y Pantoja-Alor, J., 1978. Relaciones de Facies de las Rocas Cretácicas en el Noroeste de Guerrero y en las Areas Colindantes de México y Michoacán; UNAM. Inst. Geología, Revista, v. 2, No. 1, p. 8-18.
- De Cserna, Zoltan y Fries, C. Jr., 1981. Resumen de la Geología de la Hoja Taxco, Estados de Guerrero, México y Morelos, UNAM. Inst. Geología, Carta Geológica de México, serie 1: 100 000, mapa con Texto, 28 p.
- De Cserna, Zoltan., 1982 (1983), Resumen de la Geología de la Hoja Tejuipulco, Estados de Guerrero, México y Morelos; UNAM, Inst. Geología, Carta Geológica de México, serie de 1:100,000 Mapa con texto, 46 p.
- Delgado-Argote, L.A., 1986. Síntesis de Areas Máficas y Ultramáficas de México y su Potencial Económico. Bol. Sociedad Mexicana de Mineralogía, v. 2, No. 1, p. 20-40.
- Delgado-Argote, L.A., 1987. Efectos Estructurales del Tronco Horblendítico de San Pedro Limón, Estado de México, en un Sistema Transpresivo Terciario en el Terreno Tierra Caliente. GEOS, segunda época U.G.M., No. Extraordinario, p. 30.

- Delgado-Argote, L.A.**, 1988. Rasgos Petroológicos y Variaciones de D/H en Rocas Ultramáficas de San Pedro Limón y Palmar Chico, Estado de México. U.G.M. Reunión Anual, Colima, Resúmenes.
- Delgado-Argote, L.A.**, Muñoz-Velazco, J. y Aragón-Arreola, M. de J., 1988. Ambiente Geológico y Relaciones Petroológicas de las Rocas Ultramáficas de la Secuencia Volcanosedimentaria del Area de San Pedro Limón-Palmar Chico, Estado de México. UNAM. Instituto de Geología, Tercer Simposio de Geología Regional de México, México, Memoria, p. 24-27.
- Delgado-Argote, L.A.**, Casar-Aldrete, I., González-Caver, E., Morales-Puente, P., y Girón-García, P. (en revisión). Geologic Controls on the Variation of Hydrogen Isotope Ratios of Structural Water of Serpentinites From San Pedro Limón-Palmar Chico, Tierra Caliente Terrane, México.
- Delgado-Argote, L.A.**, López-Martínez, M., York, D. and Hall, J., (in rev.). Geologic Controls on the Variation of Hydrogen Isotope Ratios of Structural Water of Serpentinites from San Pedro Limón-Palmar Chico, Tierra Caliente Terrane, México. Can. Jour. Earth. Sci.
- DETENAL**, 1981. Carta Topográfica Palmar Chico E-14-A-65. Dirección de Estudios del Territorio Nacional, S.P.P. Escala 1: 50 000.
- DETENAL**, 1981. Carta Topográfica Amatepec E-14-A-66. Dirección de Estudios del Territorio Nacional, S.P.P. Escala 1: 50 000.
- Díaz-García, V.**, 1980, Las Rocas Metamórficas de la Región de Zacualpan, Estado de México: UNAM. Inst. Geología, Revista v. 4, No. 1, p. 1-12.
- Dickinson, W.** and Suczek, C.A., 1971. Plate Tectónics and Sandstone Compositions. Am. Assoc. of Petroleum Geologists Bull. Vol. 63, No. 12, p. 2164-2182.
- Elias-Herrera, M.**, 1981. Geología del área de Almoloya de las Granadas-San Lucas del Maíz, Municipio de Tejupilco, Estado de México: UNAM. Fac. Ciencias, Tesis de maestría, 177 p.
- Florescano, E.**, Moreno-Toscano, A. Cisneros, A. Aguirre, C. Terán, Y., 1984. Atlas Histórico de México. SEP-SIGLO XXI Editores. México.
- Fries, C.**, 1960. Geología del Estado de Morelos y de las Partes Adyacentes de México y Guerrero, Región Central Meridional de México. U.N.A.M. Instituto de Geología. v. 60, 236p.
- García-Calderón, J.**, 1978. Asbestos de México: Bol. Soc. Geol. Mex., v. 39, No. 2, p. 154-161.
- García, Enriqueta.**, 1981. Instituto de Geografía, U.N.A.M. Modificación al sistema de clasificación climática de Köppen. México.
- Harding, T.P.**, and Lowell, J. D., 1979. Structural Styles, Their Plate Tectonics habitats, and Hydrocarbon Traps in Petroleum Provinces: Am. Assoc. of Petroleum Geologists Bulletin. v. 63, p. 1016-1058.
- Harland, W.B.**, 1971. Tectonic Transpresion in Caledonian Spitsbergen. Geological Magazine. v. 108, p. 27-42.
- Mauvois, Roger.**, 1977. Cabalgamiento Miocénico (?) en la Parte Centromeridional de México. UNAM. Inst. Geología, Revista, v. 1, p. 48-63.
- Mc Clay, Ken. R.**, 1987. The Mapping of Geological Structures. Geological Society of London, Handbook Series. London.
- Morán-Zenteno, D.J.**, 1986. Breve Revisión Sobre la Evolución Tectónica de México. Geofísica Internacional, v. 25, No. 1, p. 9-38.
- Muñoz-Velazco J.**, Aragón-Arreola, M. de J., Delgado-Argote, L.A. y Rocha-Miller, R. G., 1988. Aspectos Sedimentológicos de la Secuencia Volcanosedimentaria Cretácica de Palmar Chico-San Pedro Limón, Estado de México. U.G.M., Reunion Anual, Colima. Resúmenes.

- Ortega-Gutiérrez, F., 1981a.** Metamorphic Belts of Southern Mexico and Their Tectonic Significance. *Geof. Intern.*, v. 20, No. 3, p. 177-202.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1981b.** La Evolución Tectónica Premisissípica del Sur de México. U.N.A.M. Instituto de Geología, revista. v. 5, No. 2, p. 140-157.
- Pantoja-Alor, J., 1983.** Geocronometría del Magmatismo Cretácico-Terciario de la Sierra Madre del Sur. *Bol. Soc. Geol. Mex.*, v. XLIV, No. 1, p. 1-20.
- Pantoja-Alor, J., 1986.** Siete Edades Geocronométricas Cenozoicas de la Cuenca Media del Río Balsas. Primer Simposio sobre Geología Regional; UNAM, Instituto de Geología. Programa y resúmenes. p. 60-61.
- Pantoja-Alor, J., 1987.** El Evento Magmático Balsas de Edad Paleogénica, del Sur de México. Segundo Simposio Sobre Geología Regional; UNAM, Instituto de Geología. Programa y resúmenes. P. 54-55.
- Parga-Pérez, J.J., 1981.** Geología del Area de Tizapa, Municipio de Zacazonapan, México. U.N.A.M., Fac. de Ciencias, Tesis de Maestría, 135p.
- Ragan, D.M., 1987.** Geología Estructural. Ed. Omega, Barcelona, España. 207p.
- Salas-Castellanos, J.E., 1982.** Geología de la Región de Amatepec y Evaluación Metalogenética del Prospecto La Sierrita, Tlatlaya, Estado de México. U.N.A.M., Facultad de Ingeniería, Tesis Profesional. 71p.
- Sanderson, D.J., and Marchini, W.R.D., 1984.** Transpression. *Journal of Structural Geology.* v. 6, p. 449-458.
- Sylvester, Arthur, G., 1988.** Strike-Slip Faults. *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 1666-1703.
- Wilcox, R.E., Harding, T.P., and Seely, D.R., 1973.** Basic Wrench Tectonics. *American Association of Petroleum Geologists Bull.* v. 57, p. 74-96.

INDICE DE FIGURAS

- Figura 1 Localización y acceso.
- Figura 2 Terrenos cristalinos del sur de México.
- Figura 3 Terrenos tectonoestratigráficos.
- Figura 4 Subterreno Teloloapan.
- Figura 5 Mapa geológico del área de San Pedro Limón - La Palma Torcida; secciones geológicas y simbología.
- Figura 7 Representación gráfica de análisis modales en un triángulo doble con Ol-Px-Hbl-Pl en sus vértices.
- Figura 8 Polos de estratificación en las áreas de La Palma Torcida y del Tronco de San Pedro Limón.
- Figura 9 Polos de estratificación para el área de La Palma Torcida.
- Figura 10 Polos de estratificación para el área de San Pedro Limón.
- Figura 11 Roseta de fallas de desplazamiento lateral.
- Figura 12 Diagrama de polos de fallas de desplazamiento lateral.
- Figura 13 Diagrama de polos de fallas inversas.
- Figura 14 Roseta de fallas inversas.
- Figura 15 Vista en planta de las relaciones geométricas bidimensionales de las estructuras del área de San Pedro Limón-La Palma Torcida.
- Figura 16 Modelo basado en Harding y Lowell (1979), modificado en este trabajo.