

11
Zejem

FACULTAD DE INGENIERIA

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

ESTUDIO PETROLOGICO Y ESTRUCTURAL
DE LAS ROCAS CRISTALINAS DEL AREA
POCHUTLA-SANTO DOMINGO, OAXACA.

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
INGENIERO GEOLOGO

PRESENTAN:

ZULEMA GUADALUPE, LAZOS RAMIREZ
RUBEN DARIO RODRIGUEZ RIVERA

FALLA DE ORIGEN

MEXICO D.F., 1995

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central

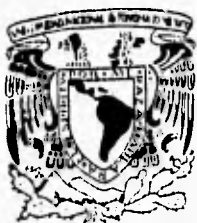


UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-I-072

SRITA. ZULEMA GUADALUPE LAZOS RAMIREZ
Presente.

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Dr. Dante Jaime Morán Zenteno, y que aprobó esta Dirección, para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de ingeniero geólogo:

**ESTUDIO PETROLOGICO Y ESTRUCTURAL DE LA ROCAS CRISTALINAS
DEL AREA POCHUTLA-SANTO DOMINGO, OAXACA**

	RESUMEN
I	INTRODUCCION
II	MARCO GEOLOGICO REGIONAL
III	CARACTERISTICAS PETROLOGICAS GENERALES DEL AREA DE ESTUDIO
IV	ESTRUCTURAS DE LAS ROCAS CRISTALINAS
V	INTERPRETACION SOBRE LA EVOLUCION TECTONICA
VI	CONCLUSIONES
	ILUSTRACIONES Y MAPAS
	REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

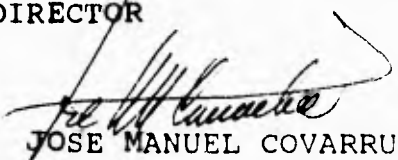
Asimismo le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

A t e n t a m e n t e

"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"

Ciudad Universitaria, a 11 de octubre de 1993.

EL DIRECTOR


ING. JOSE MANUEL COVARRUBIAS SOLIS

JMCS*EGLM*ggg*



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-I-073

SR. RUBEN DARIO RODRIGUEZ RIVERA
Presente.

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Dr. Dante Jaime Morán Zenteno, y que aprobó esta Dirección, para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de ingeniero geólogo:

**ESTUDIO PETROLOGICO Y ESTRUCTURAL DE LAS ROCAS CRISTALINAS
DEL AREA POCHUTLA-SANTO DOMINGO, OAXACA**

RESUMEN

- I INTRODUCCION**
 - II MARCO GEOLOGICO REGIONAL**
 - III CARACTERISTICAS PETROLOGICAS GENERALES DEL AREA
DE ESTUDIO**
 - IV ESTRUCTURAS DE LAS ROCAS CRISTALINAS**
 - V INTERPRETACION SOBRE LA EVOLUCION TECTONICA**
 - VI CONCLUSIONES**
- ILUSTRACIONES Y MAPAS**
REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

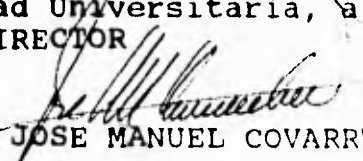
Asimismo le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

A t e n t a m e n t e

"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"

Ciudad Universitaria, a 11 de octubre de 1993.

EL DIRECTOR


ING. JOSE MANUEL COVARRUBIAS SOLIS

JMCS*EGLM*ggt*

El

AGRADECIMIENTOS:

A MIS PADRES FUSTO Y SILVIA, A MI HERMANA ANGELES POR TODO LO QUE ME HAN DADO A LO LARGO DE SU VIDA.

A TI ELVA, MUY ESPECIALMENTE.

DARIO.

A MIS PADRES ARMANDO Y ARACELI, A MIS HERMANOS LUZ, ARTURO, OLIVIA, SOFIA, RODOLFO Y HUGO, CON TODO MI CARINO.

A MAURICIO, POR SU GRAN APOYO EN TODO MOMENTO.

ZULEMA.

A LA FACULTAD DE INGENIERIA, PARTICULARMENTE AL ING. ALFREDO VICTORIA, POR SUS COMENTARIOS Y SU GRAN AYUDA EN EL TRANSCURSO DE NUESTRO PASO POR ESTA.

AL DOCTOR HARALD BOHNEL, POR EL GRAN APOYO DADO PARA LA REALIZACION DE ESTE TRABAJO.

A NUESTROS SINODALES, LOS INGENIEROS ALFREDO VICTORIA, JORGE NIETO, ENRIQUE GONZALEZ, JOSE LUIS JIMENEZ Y ESPECIALMENTE AL DR. DANTE MORAN ZENTENO, DIRECTOR DE LA TESIS.

AL INSTITUTO DE GEOFISICA, PARTICULARMENTE AL ING. TEODORO HERNANDEZ, DR. GUSTAVO TOLSON, DR. PETER SCHAFF, ING. MARIA DEL SOL HERNANDEZ Y AL MAESTRO PEDRO CORONA POR SUS COMENTARIOS Y AYUDA PARA LA CONSUMACION DE ESTE TRABAJO.

**DARIO.
ZULEMA.**

CONTENIDO.

RESUMEN

CAPITULO I. INTRODUCCION.

PAG.

I.1 LOCALIZACION.	1
I.2 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA Y OBJETIVOS.	1
I.3 METODOLOGIA.	3
I.4 ANTECEDENTES.	4

CAPITULO II. MARCO GEOLOGICO REGIONAL.

II.1 ANTECEDENTES DE LOS TERRENOS TECTONOESTRATI- GRAFICOS DEL SUR DE MEXICO.	8
II.2 CARACTERISTICAS GENERALES DE LOS TERRENOS DEL SUR DE MEXICO.	10
II.2.1 TERRENO GUERRERO.	12
II.2.2 TERRENO MIXTECA.	13
II.2.3 TERRENO JUAREZ.	14
II.2.4 TERRENO OAXACA.	14
II.2.4.1 EVOLUCION TECTONICA DEL TERRENO OAXACA .	15
II.2.5 CARACTERISTICAS PETROLOGICAS Y TECTONI- CAS DEL TERRENO XOLAPA.	16
II.2.5.1 EVOLUCION TECTONICA DEL TERRENO XOLAPA.	20

CAPITULO III. CARACTERISTICAS PETROLOGICAS GENERALES DEL AREA DE ESTUDIO.

III.1 COMPLEJO OAXACA.	24
III.2 TERRENO XOLAPA.	27
III.2.1 ROCAS METAMORFICAS.	27
III.2.1.1 MIGMATITAS.	28
III.2.1.2 PARAGNEISES ANFIBOLITICOS.	31
III.2.1.3 ESQUISTOS DE SILLIMANITA.	34
III.2.1.4 MILONITAS.	35
III.2.1.5 OTRAS ROCAS METAMORFICAS.	39
III.2.2 INTRUSIVOS.	39
III.2.2.1 INTRUSIVO CHACALAPA.	41
III.2.2.2 INTRUSIVO POCHUTLA.	45
III.2.2.3 INTRUSIVO SANTO DOMINGO.	47

CAPITULO IV. ESTRUCTURAS DE LAS ROCAS CRISTALINAS.

IV.1 ANTECEDENTES.	48
IV.2 FALLA CHACALAPA.	48
IV.2.1 MILONITIZACION.	49
IV.2.1.1 MICROESTRUCTURAS Y ESTRUCTURAS.	51
IV.2.1.1.1 INDICADORES CINEMATICOS.	51
IV.2.1.1.2 FOLIACION.	59
IV.2.1.1.3 LINEACION.	60
IV.3 FALLAS Y FRACTURAS.	63

**CAPITULO V. INTERPRETACION SOBRE LA EVOLUCION TECTONICA
DEL SUR DE MEXICO (ESTADO ACTUAL).**

V. ESTADO ACTUAL SOBRE LA INTERPRETACION DE LA EVOLUCION TECTONICA DEL SUR DE MEXICO.	68
V.1 DISCUSION SOBRE LA EVOLUCION TECTONICA DE LA ZONA DE ESTUDIO.	74
CONCLUSIONES.	76
REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.	78
APENDICE MINERALOGICO.	85

RESUMEN

El área de estudio presenta tres conjuntos petrotectónicos claramente diferenciables. El primero se localiza en el norte del área, en el poblado de Candelaria Loxicha; las rocas que se encuentran en ésta región se clasifican como metagabros y piroxenitas, pertenecientes al Complejo Oaxaqueño. El segundo conjunto está representado por rocas miloníticas deformadas por efecto de cizalla intensa que presentan una foliación de rumbo E-W. El tercer conjunto petrotectónico está formado por intrusivos de naturaleza granítica, pertenecen al Terreno Xolapa. Estos intrusivos se encuentran intrusionando secuencias migmatíticas pertenecientes al mismo terreno.

El estudio de esta zona muestra como rasgo más sobresaliente la presencia del segundo conjunto: la franja de cizalla intensa o franja milonítica. La composición de ésta es generalmente cuarzofeldespática, presenta una anchura de 8 Km en su máxima expresión, mostrando como tendencia general un incremento en la intensidad de la deformación hacia el norte. La geometría y los indicadores cinemáticos demuestran que la franja milonítica observada se produjo como resultado de una deformación de desplazamiento lateral izquierdo.

La franja milonítica afecta a rocas de los Terrenos Oaxaca y Xolapa en su parte oriente, pero hacia el centro y poniente del área de estudio sólo afecta al Terreno Xolapa sufriendo una bifurcación. Una de las franjas miloníticas toma una dirección hacia el SW dirigiéndose hacia la costa, la segunda franja continúa con la misma orientación E-W. La bifurcación está ocupada por un cuerpo granodiorítico postmilonítico a partir del poblado de San José Piedras Negras.

El origen de los intrusivos del área de estudio está estrechamente relacionado con la subducción de la Placa Farallón bajo la placa de Norteamérica en el Oligoceno. Posteriormente existió una reorganización en la cinemática de las placas, lo cual ocasionó que existiera una migración del magmatismo hacia el Noreste. Las edades isotópicas regionales de los intrusivos del Terreno Xolapa, revelan una extinción gradual de dicho magmatismo debido al desplazamiento del Bloque Chortis hacia el este; siendo el resultado del corrimiento de los límites entre las placas existentes (trinchera-trinchera-falla transforme).

Los análisis macro y microestructurales permitieron reconocer distintos indicadores cinemáticos que incluyen estructuras sigma y delta, cuyas características indican una deformación milonítica predominantemente dúctil con un rango de temperaturas entre 350 y 500 °C.

I. INTRODUCCION.

I.1 LOCALIZACION.

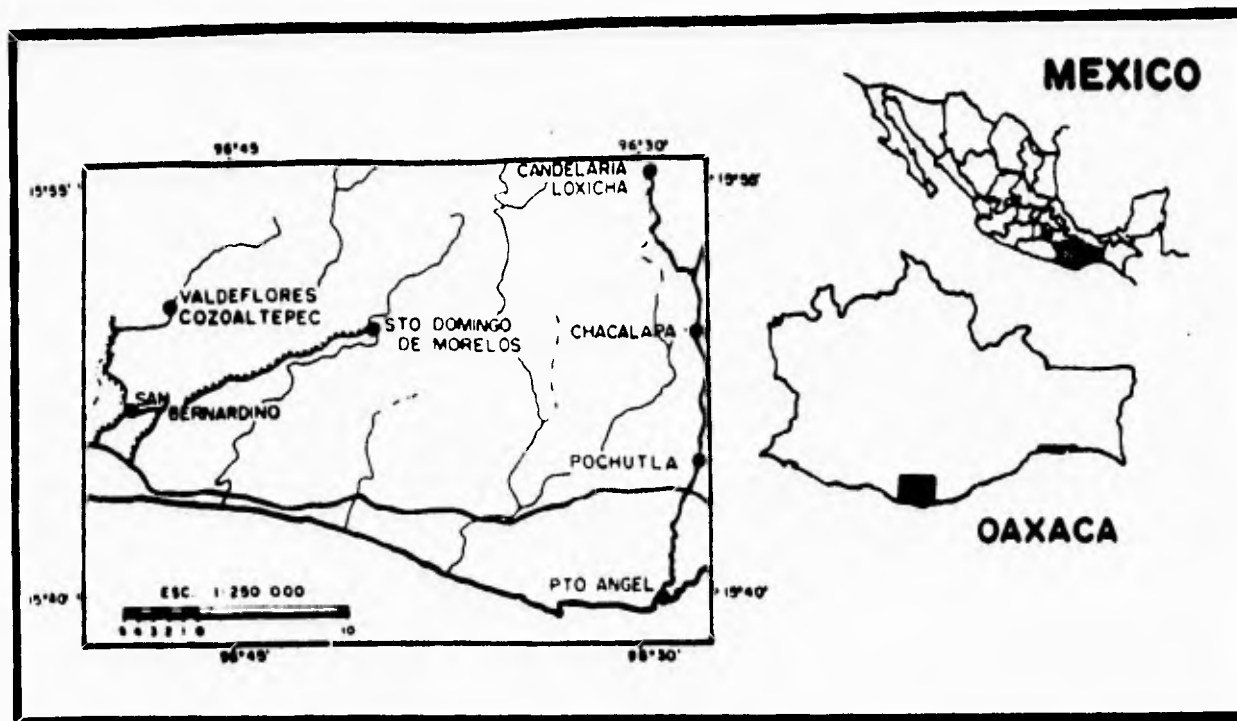
El área de estudio se encuentra localizada geográficamente al SW del estado de Oaxaca, México; las coordenadas que la limitan son: 15°40' a 15°55' de latitud norte y 96°27' a 96°53' de longitud oeste. Los principales poblados que se ubican en la región son en orden de importancia: San Pedro Pochutla localizado al sureste de la zona; Puerto Angel ubicado al sureste y en dirección sur del anterior poblado; San José Chacalapa al este; Candelaria Loxicha al noreste; Santo Domingo de Morelos en el centro; Valdeflores Cozoaltepec al oeste; y San Bernardino ubicado al suroeste. **Figura 1.**

Según la división de relieve de Lugo-Hubp (1990), la zona está ubicada en la región sur de la provincia fisiográfica de la Sierra Madre del Sur que se encuentra caracterizada por rocas metamórficas que alcanzan relieves muy altos y graníticas las cuales ocupan las elevaciones más bajas.

I.2 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA Y OBJETIVOS.

La región Sur de México es una de las más complejas y menos comprendidas geológica y socialmente hablando; esto se debe a la convergencia de distintas litologías y rasgos tectónicos, además de lo poco accesible de la zona.

Donde existen mayores dificultades es en la interpretación del origen del basamento, de las secuencias metamórficas y de los cuerpos plutónicos que corresponden a condiciones de formación y evolución distintas.



MAPA DE LOCALIZACION DEL AREA DE ESTUDIO.

UNAM

**FACULTAD DE INGENIERIA
TESIS PROFESIONAL
INGENIERO GEOLOGO.**

**FIGURA 1: MAPA DE LOCALIZACION
DEL AREA DE ESTUDIO.**

**RODRIGUEZ RIVERA RUBEN D.
LAZOS RAMIREZ ZULEMA GPE.**

1995

Uno de los elementos tectonoestratigráficos más característicos de la región es el llamado Terreno Xolapa; que está formado por rocas metamórficas de grado medio (facies de anfibolita) y plutones graníticos de edad Cretácico-Terciario. Este terreno ocupa la margen continental de los estados de Oaxaca y parte de Guerrero. Trabajos previos realizados en el área presentan resultados de estudios regionales, sin tener delimitados en detalle los contactos entre los Terrenos Oaxaqueño y Xolapa.

El principal objetivo de este trabajo fué hacer un estudio petrológico y estructural a semidetalle de las rocas cristalinas que afloran en esta región, en la zona dónde al norte del área de tesis está ubicado el límite entre los terrenos Xolapa y Oaxaca. En este estudio se prestó especial atención a la zona milonítica que se encuentra en la región para obtener el sentido del desplazamiento, así como la intensidad y las condiciones físicas de la deformación, para finalmente, con base en este estudio, realizar la cartografía semidetallada del área, así como la interpretación en relación a sus implicaciones regionales.

Este trabajo forma parte del proyecto denominado "Investigaciones Isotópicas de O, Sr, y Nd en rocas Mesozoicas de la Sierra Madre del Sur"; realizado en el Instituto de Geofísica de la U.N.A.M. Su finalidad dentro del contexto del proyecto, fué proveer el marco petrológico y estructural para la interpretación de los datos isotópicos.

1.3 METODOLOGIA.

El método de trabajo incluyó la recopilación bibliográfica de investigaciones previas relacionadas con el área, para tener un conocimiento general sobre la región. Se realizó la fotointerpretación de la zona de interés, ubicándose los puntos dónde era necesario hacer un reconocimiento y verificación en el campo, además de delimitar en forma preliminar las diferentes litologías que afloran en el área. Dicha fotointerpretación se realizó con fotografías aéreas escala 1:75 000 del I.N.E.G.I.; una vez realizada se obtuvo una cartografía preliminar, la cual fué ubicada en mapas de escala 1:50 000 del I.N.E.G.I.

Se llevó a cabo una colecta de muestras de roca en campo, con sus debidos datos geológicos y estructurales, prestando especial atención a aquellas rocas que mostraban efectos de deformación tectónica. Dichas muestras se tomaron orientadas (ubicadas en el campo con su rumbo y echado) para un posterior corte paralelo a la lineación, ya que es así como mejor se observa la intensidad y sentido de dicha deformación. Si era posible distinguir megascópicamente los indicadores cinemáticos, se procedía a señalarlos tratando de hacer una interpretación previa del sentido de la deformación, la cual sería corroborada con el análisis de láminas delgadas. Se laminaron más de 120 muestras a las cuales se les realizó un análisis petrográfico; también se llevaron a cabo conteos de puntos en rocas de naturaleza plutónica para su clasificación en el diagrama de-Streckeisen (1976).

La finalidad principal al realizar lo anteriormente señalado, fué elaborar una cartografía y un escrito con la interpretación geológico-estructural de la región.

1.4 ANTECEDENTES.

En la zona de estudio se localiza el límite entre dos grandes terrenos tectonoestratigráficos; el Oaxaca y el Xolapa los cuales han sido estudiados por diversos autores. De Cserna (1965), fué el primero en realizar un estudio sobre las rocas que engloba al Complejo Xolapa en el área comprendida entre El Ocotito y Acapulco, Guerrero. Su trabajo consistió principalmente en un reconocimiento cartográfico y petrológico de los afloramientos que se encontraban a lo largo de su trayecto. Autores como Larsen *et al.* (1958), realizaron los primeros trabajos de fechamiento isotópico (Pb- α) de la región, los cuales los llevaron a cabo en intrusivos localizados en el trayecto entre El Ocotito y Acapulco, estado de Guerrero. Guerrero-García *et al.* (1978), también realizaron trabajos de fechamiento isotópico de la zona, efectuándolos en las migmatitas que ahí se localizan. Ortega-Gutierrez (1981), desarrolla un estudio regional de los diferentes cinturones metamórficos del sur de México y caracteriza los rasgos generales del Complejo Xolapa.

Los primeros en introducir el concepto de terreno tectono-estratigráfico en el sur de México fueron Campa y Coney (1983), quienes basaron sus interpretaciones para la diferenciación de éstos en contrastes petrológicos y presencia de discontinuidades tectónicas regionales. Añaden además, que los límites entre estos terrenos son discontinuidades estratigráficas mayores que se cree marcan cambios abruptos o crípticos en edad y/o litología que no pueden ser explicados como un cambio de facies. Estos autores dividieron al Sur de México en seis diferentes terrenos los cuales están delimitados por fallas: Terrenos Guerrero, Mixteca, Oaxaca, Juárez, Maya y Xolapa.

Alaniz Alvarez (1988), realizó estudios petrográficos y estructurales sobre el Terreno Xolapa, en particular, sobre los afloramientos ubicados en las afueras de la población de Xolapa, en la barranca que lleva el mismo nombre. Señala que las características litológico-estructurales del Complejo Xolapa indican un ambiente tectónico de margen continental activa durante su depósito, deformación y metamorfismo.

En el mismo año, Victoria-Morales *et al.* (1988); reportaron afloramientos de paragneises, ortogneises y rocas metamórficas que presentaban las mismas características del Complejo Xolapa sobre el río La Sabana del estado de Guerrero.

También en ese año (1988), siguiendo con los estudios de la región, Grajales-Nishimura realiza investigaciones en la zona sureste de Oaxaca dónde realiza estudios de geología, geocronología, geoquímica y tectónica en una secuencia de rocas verdes Paleozoicas a las que diferencia de los Terrenos colindantes, indicando que no tiene afinidad con alguno de ellos.

Delgado-Argote y Carballido-Sánchez (1990), hacen un análisis tectónico del sistema transpresivo neogénico, en el área que abarca desde Macuspana, Tabasco a Puerto Angel, Oaxaca. Dichos autores se apoyan en datos de sismicidad. Proponen a esta región como una zona influenciada por la junta triple entre las placas de América del Norte, de Cocos y del Caribe.

Desde el punto de vista paleomagnético Urrutia-Fucugauchi (1983), realizó estudios de los intrusivos del Terreno Xolapa, de los cuales obtuvo resultados donde se observa que los desplazamientos del Terreno Xolapa no son significativos comparados con los diferentes bloques del sur de México.

Ortega-Gutierrez y Corona-Esquivel (1986), describen el contacto entre los Terrenos Zapoteco y Chatino (Terrenos Oaxaca y Xolapa, respectivamente), en la región comprendida entre Puerto Escondido y Huatulco y lo denomina Falla Chacalapa. Estos autores indican que las rocas de ambos terrenos se confunden en un sólo cinturón milonítico con espesor variable; concluyen que esta falla constituye un ejemplo típico de sutura críptica. Adicionalmente, sugieren una edad tentativa del Cretácico Tardío para la fase principal de actividad de la Falla Chacalapa.

En contraposición con las primeras interpretaciones de Campa y Coney (1983), Ratschbacher *et al.* (1991), hacen estudios geológicos y estructurales de la zona y proponen un modelo tectónico para el Sur de México, a el cual le atribuyen un origen autóctono. Su estudio se centró en la zona de San Juan Juchatengo y Tierra Colorada.

En el mismo año Ratschbacher *et al.* (1991), realizaron estudios en Tierra Colorada, estado de Guerrero; ésta zona corresponde al margen norte de lo que ellos llamaron Arco Magmático Xolapa; donde realizaron un análisis estructural de tectonitas las cuales buzaban al NNW. Estos autores llegan a la conclusión de una deformación progresiva que involucra mecanismos de deformación dúctil y frágil.

Estudios estructurales realizados por Tolson *et al.* (1993), en la región de Santa María Huatulco (en la cual también aflora la zona de contacto entre los Terrenos Xolapa y Oaxaca), esquematizan un modelo del origen y evolución del Terreno Xolapa donde representa un arco magmático para-autóctono exhumado, el cual es compatible con las ideas de Ratschbacher *et al.* (1991). Morán-Zenteno *et al.* (1993); realizan estudios en los cuerpos intrusivos de la región de Acapulco, dichos estudios se basan en la obtención de datos isotópicos de Sr y Nd. A partir de los datos obtenidos confirman inferencias previas en el sentido de que la margen suroccidental de México constituyó en el Terciario una zona de crecimiento de la corteza continental a partir de aportaciones significativas de materiales magmáticos provenientes del manto empobrecido.

Para el año de 1994, Herrmann *et al.* realizaron un recorrido en toda la región que comprende al Terreno Xolapa y terrenos colindantes. Estos autores encuentran similitudes en la historia geológica de los Complejos Acatlán, Oaxaca y Xolapa, por medio de estudios de U/Pb en zircones, los cuales fueron obtenidos en distintas litologías tanto de los intrusivos, como de los cuerpos metamórficos que se ubican en la zona. Señalan además, que el Complejo Xolapa corresponde a un arco magmático para-autóctono de edad Mesozoica tardía a Terciaria temprana.

II. MARCO GEOLOGICO REGIONAL.

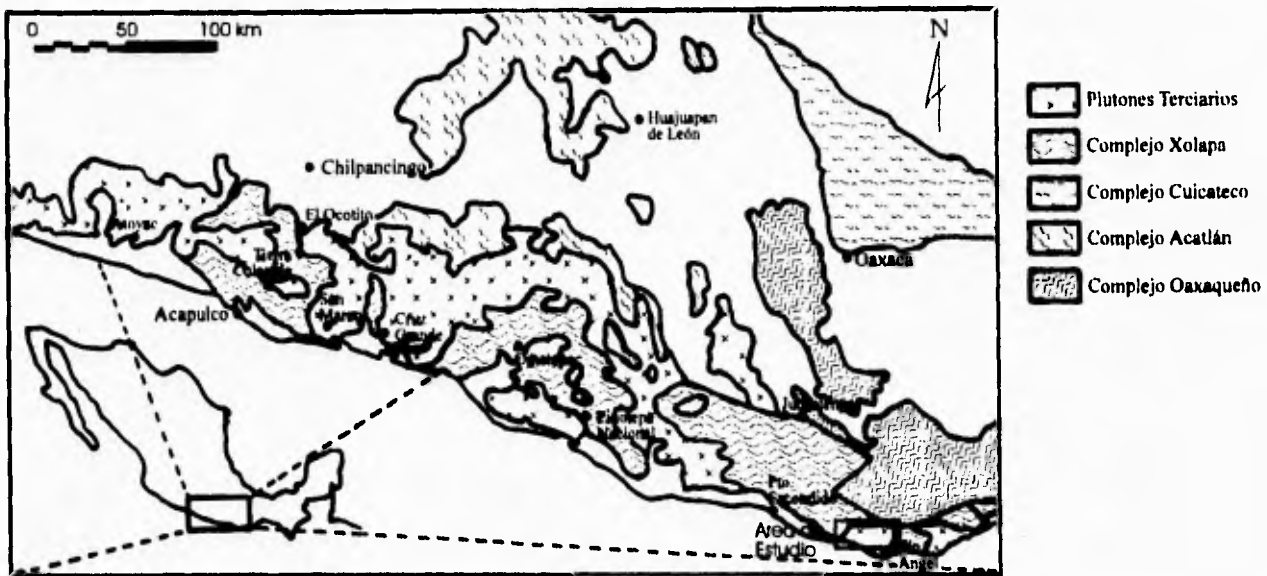
Para una mayor comprensión de la historia geológica de la zona de tesis es necesario referirse a la geología regional del área, así como relacionar los diferentes tipos de rocas de la región, comprender la génesis de cada tipo de cuerpo de roca y su grado de deformación. Finalmente, es necesario ubicar cada roca dentro de la escala geológica de tiempo con la ayuda de las relaciones estratigráficas observadas y datos de trabajos antecedentes.

La zona de estudio se encuentra dentro de la provincia fisiográfica de la Sierra Madre del Sur (Lugo-Hubp, 1990); esta provincia comprende un sistema montañoso localizado al margen del Pacífico desde Bahía de Banderas, Jalisco, hasta el Istmo de Tehuantepec. La Sierra Madre del Sur presenta una longitud total aproximada de 1000 km y constituida por una estructura de bloques de roca de diferentes tipos y edades.

II.1 ANTECEDENTES DE LOS TERRENOS TECTONOESTRATIGRAFICOS DEL SUR DE MEXICO.

Los terrenos tectonoestratigráficos fueron definidos anteriormente por diferentes autores. Según Campa y Coney (1983), un Terreno Tectono-estratigráfico está definido como una zona donde su basamento presenta una homogeneidad interna representada por una historia estratigráfica (historia geológica) y tectónica común. Lo que implica que tuvo un origen y evolución similares. Sus límites con otros terrenos son discontinuidades estratigráficas mayores, que según los autores marcan cambios abruptos o crípticos en edad y/o litología que no pueden ser explicados como un cambio de facies o una discordancia. Muchos de estos límites son fallas. Es necesario resaltar que en algunos casos estos terrenos son designados como un "compuesto", el cual incluye una complejidad litológica interna, esto es debido a las condiciones de formación y/o emplazamiento de dichos terrenos. Los complejos forman la parte metamórfica dentro de los terrenos tectonoestratigráficos.

Figura 2.



UNIDADES CRISTALINAS DE LOS TERRENOS DEL SUR DE MEXICO.
 INTERPRETADO POR TOLSON 1995.

UNAM	FACULTAD DE INGENIERIA TESIS PROFESIONAL INGENIERO GEOLOGO.
<p>FIGURA 2:</p> <p>MAPA GEOLOGICO DEL SUR DE MEXICO.</p>	
RODRIGUEZ RIVERA RUBEN D. LAZOS RAMIREZ ZULEMA GPE.	1995

II.2 CARACTERISTICAS GENERALES DE LOS TERRENOS DEL SUR DE MEXICO.

En el año de 1983, Campa y Coney realizaron una división tectono-estratigráfica de México, en la que consideran tres zonas tectonoestratigráficas mayores.

Zona I. Llamada zona del Noroeste de México, comprende dos terrenos tectonoestratigráficos; el primero es el terreno Chihuahua y el segundo es el terreno Caborca, el cual se encuentra en el estado de Sonora.

Zona II. Zona este de México, comprende a los terrenos del oriente de la República, los cuales son el terreno Coahuila, Maya y Sierra Madre.

Zona III. Le designan como la zona oeste de México y en ella se encuentran los terrenos Guerrero, Mixteca, Juárez, Oaxaca y finalmente en 1983, denominan otro terreno nombrándolo como terreno Xolapa.

Así que para el año de 1983, Campa y Coney dividen al Sur de México en seis diferentes terrenos delimitados por zonas de fallas; estos terrenos son los denominados Guerrero (incluye al Complejo Tierra Caliente), Mixteca (incluye al Complejo Acatlán), Juárez (Complejo Cuicateco incluido), Oaxaca (Complejo Oaxaqueño incluido), Xolapa (Incluye al Complejo Xolapa) y Maya (éste último no se contempló dentro de la zona de interés de estudio, por lo que no se harán referencias en el presente trabajo).

Sedlock *et al.* (1993), dividen a la República Mexicana en 17 terrenos tectono-estratigráficos; correspondiendo a la parte sur del país seis terrenos: Terreno Nahuatl, Terreno Mixteco, Terreno Zapoteco, Terreno Cuicateco, Terreno Chatino y Terreno Maya. Añaden que su división es similar a la realizada por Campa y Coney (1983).

La nomenclatura que se utilizará en el presente trabajo, es la correspondiente a Campa y Coney (1983). **Figura 2a.**



MAPA QUE MUESTRA LOS TERRENOS TECTONOESTRATIGRAFICOS DEL SUR DE MEXICO, DE ACUERDO A CAMPA Y CONEY, 1983 Y 1987.

UNAM

FACULTAD DE INGENIERIA
TESIS PROFESIONAL
INGENIERO GEOLOGO.

**FIGURA 2a: TERRENOS TECTONO-
ESTRATIGRAFICOS DEL
SUR DE MEXICO.**

RODRIGUEZ RIVERA RUBEN D.
LAZOS RAMIREZ ZULEMA GPE.

1995

II.2.1 TERRENO GUERRERO.

Se encuentra en la Sierra Madre del Sur , está localizado al suroeste de la Faja Volcánica Transmexicana, su límite oriental es con el Terreno Mixteca y su límite al sur con el Terreno Xolapa.

De acuerdo a Campa y Coney (1983), este Terreno está caracterizado por la presencia de secuencias volcanosedimentarias del Jurásico Tardío-Cretácico Medio, intrusionadas por cuerpos plutónicos principalmente cretácicos. A diferencia de los demás terrenos tectono-estratigráficos del sur de México, este es un terreno compuesto; se divide en tres subterrenos:

El primer subterreno es el denominado **Teloloapan-Ixtapan** (Campa et al. 1974 en Campa y Coney, 1983); el cual se encuentra ubicado en la región oriental del Terreno Guerrero dentro del estado del mismo nombre. Las rocas que comprende este subterreno están definidas como una secuencia de andesitas y sedimentos volcanoclásticos interestratificados con calizas, areniscas y lutitas; todas ellas fueron afectadas por metamorfismo regional de bajo grado, así como de dos fases de deformación. Los fósiles encontrados en estos sedimentos son de edad jurásica-cretácica temprana. No se observa el basamento.

El segundo subterreno es el llamado **Zihuatanejo** y se ubica a lo largo de la costa noroeste del Estado de Guerrero, en la costa sur del estado de Michoacán y en Colima. Presenta rocas andesíticas interdigitadas con calizas que contienen fósiles del Albiano. Existen escasas lutitas, areniscas y también se encuentran conglomerados, no se observa un grado de metamorfismo significativo en las rocas.

El tercer y último subterreno de la región es el **Huetamo** y sus afloramientos se localizan en el Estado de Michoacán. Está caracterizado por una secuencia marina de sedimentos volcanoclásticos de edad jurásica que se encuentra en una secuencia flysch con arenas y arcillas subyaciendo a secuencias del Neocomiano. La presencia de lechos rojos continentales junto con ignimbritas indican un ambiente continental ya en el Cretácico Tardío. Este subterreno está deformado pero no presenta metamorfismo.

II.2.2 TERRENO MIXTECA.

Se encuentra localizado al sur de la Faja Volcánica Mexicana, está limitado al poniente por el Terreno Guerrero, al sur por el Terreno Xolapa y al oriente por el Terreno Oaxaca (Campa y Coney, 1983).

Las rocas del Terreno Mixteca presentan una yuxtaposición tectónica de dos partes de basamento metamórfico, con la intervención de un cuerpo ultramáfico. Estudios isotópicos revelan una edad Paleozoica, para las rocas metamórficas (Ortega-Gutierrez, 1978; Ruiz-Castellanos, 1979; Yanez *et al.*, 1991).

El basamento metamórfico de Terreno Mixteca, fué originalmente definido por Ortega-Gutierrez (1981), como una secuencia "Eugeosinclinal", cuya evolución estuvo claramente controlada por los procesos geodinámicos propios de la tectónica de placas. De acuerdo a este autor la historia tectonotérmica del Complejo estuvo ligada a la evolución del océano proto-Atlántico (Wilson, 1966 en Ortega-Gutiérrez, 1981), y lo correlaciona con la Faja Estructural Apalachiana con la que guarda un aparente paralelismo en cuanto a la historia de sus deformaciones "Taconiana" y "Acadiana". Este autor atribuye a este complejo una extensión de 270 km por 170 km, con un espesor de 15 km.

Existen rocas de origen marino que afloran con una edad que varía del Pensilvánico al Jurásico Medio (Corona-Esquivel, 1981); estas rocas cubren discordantemente al basamento metamórfico paleozoico. Rocas más jóvenes encontradas en éste terreno son de edades desde el Jurásico Medio, como areniscas y calizas, hasta el Aptiano-Albiano-Cenomaniano, calizas; y finalmente una secuencia del tipo flysch del Cretácico Tardío (Calderón-García, 1956 en Campa y Coney, 1983).

I.2.3 TERRENO JUAREZ.

Este terreno se localiza en la parte noreste de la Sierra Madre del Sur; sus límites son: al sur-suroeste el Terreno Oaxaca, al oeste el Terreno Mixteca y al nortee-noreste el Terreno Maya.

Presenta un secuencia de rocas Mesozoicas (que van desde el Jurásico Superior, hasta el Neocomiano) de origen volcánico submarino (andesitas) y rocas sedimentarias (areniscas, lutitas calcáreas y calizas con pedernal); estas rocas revelan una intensa deformación acompañadas de zonas de gneis milonitizados de edades desconocidas. (Campa y Coney, 1983).

II.2.4 TERRENO OAXACA.

Las rocas del Terreno Oaxaca se extienden en una dirección NNW, ubicadas en la parte central del Estado de Oaxaca, y abarcando desde los límites del estado de Puebla hasta las inmediaciones de Pochutla, Oaxaca. En el límite sur se encuentra en contacto con un cuerpo plutónico cuarzo-feldespático milonitizado y recristalizado. El límite hacia el sur es con rocas del Terreno Xolapa, el límite occidental está definido por una falla que existe entre los Complejos Acatlan y Oaxaca, este límite se encuentra a 45 km al sur de Tehuacán, estado de Puebla. Las dimensiones del Complejo Oaxaca son 270 km de largo por una anchura máxima de 120 km y una mínima de 50 km, presentando un espesor promedio de 17 km (Ortega-Gutiérrez, 1981).

Ortega-Gutiérrez (1981), describe al Complejo Oaxaqueño como el cinturón metamórfico más antiguo de la región. Con una edad que varía de 900 a 1100 millones de años (Fries *et al.*, 1962), edad obtenida por medio del método K-Ar datando micas de una pegmatita y por el método U-Pb en pegmatitas y gneisses (Anderson and Silver, 1981; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1977 en Ortega-Gutiérrez, 1981). Añade que los rasgos más distintivos de este cinturón son su metamorfismo en facies de granulita y la presencia de ortogneises anortosíticos gabroides en una parte basal y una parte superior de paragneises calcáreos, pelíticos y cuarzo-feldespáticos que incluyen varios intervalos de

charnockita. Estas características revelan que se presentó una sedimentación miogeosinclinal y subsecuentemente un magmatismo cratónico restringidos a edades proterozoicas.

Este basamento se encuentra afectado por intrusiones del Paleozoico Superior y está cubierto por una secuencia discontinua predominantemente sedimentaria que abarca del Ordovícico al Cenozoico (Pantoja-Alor y Robinson, 1967).

Estableciendo una relación con la mineralogía de los gabros alrededor de los cuerpos anortosíticos, dónde los primeros incluyen granates, hiperstena y espinela; Ortega-Gutiérrez, (1981) indica que esta relación sugiere presiones intermedias de formación de 5-8 kb, a una profundidad de 20 a 30 Km y a temperaturas de 700-800 °C, en un ambiente geoquímico deficiente o variable de fluidos acuosos y rico en CO₂, además de otros gases reductores. Estudios petrológicos recientes proporcionan una temperatura de 750°C ± 50°C (Mora *et al.*, 1983); que se relaciona a la culminación del metamorfismo granulítico oaxaqueño.

La edad y litologías del Complejo Oaxaca son similares a las de la Provincia Grenville y las montañas Adirondack de el Escudo Canadiense. Se ha interpretado la edad (del Proterozoico), deformación, estratigrafía y metamorfismo de este complejo en términos de un ciclo tectónico grenvillano (Fries *et al.*, 1962; Ortega-Gutiérrez, 1981).

II.2.4.1 EVOLUCION TECTONICA DEL TERRENO OAXACA.

El Terreno Oaxaca tuvo su origen en depósitos sedimentarios de edades desde 1400 a 1200? Ma (según la interpretación de Ortega-Gutiérrez, 1981), representados por arcillas calcáreas y aluminosas, dolomías silíceas, evaporitas y arcosas. Estos sedimentos formaron lo que se ha llamado tradicionalmente Geosinclinal Oaxaqueño.

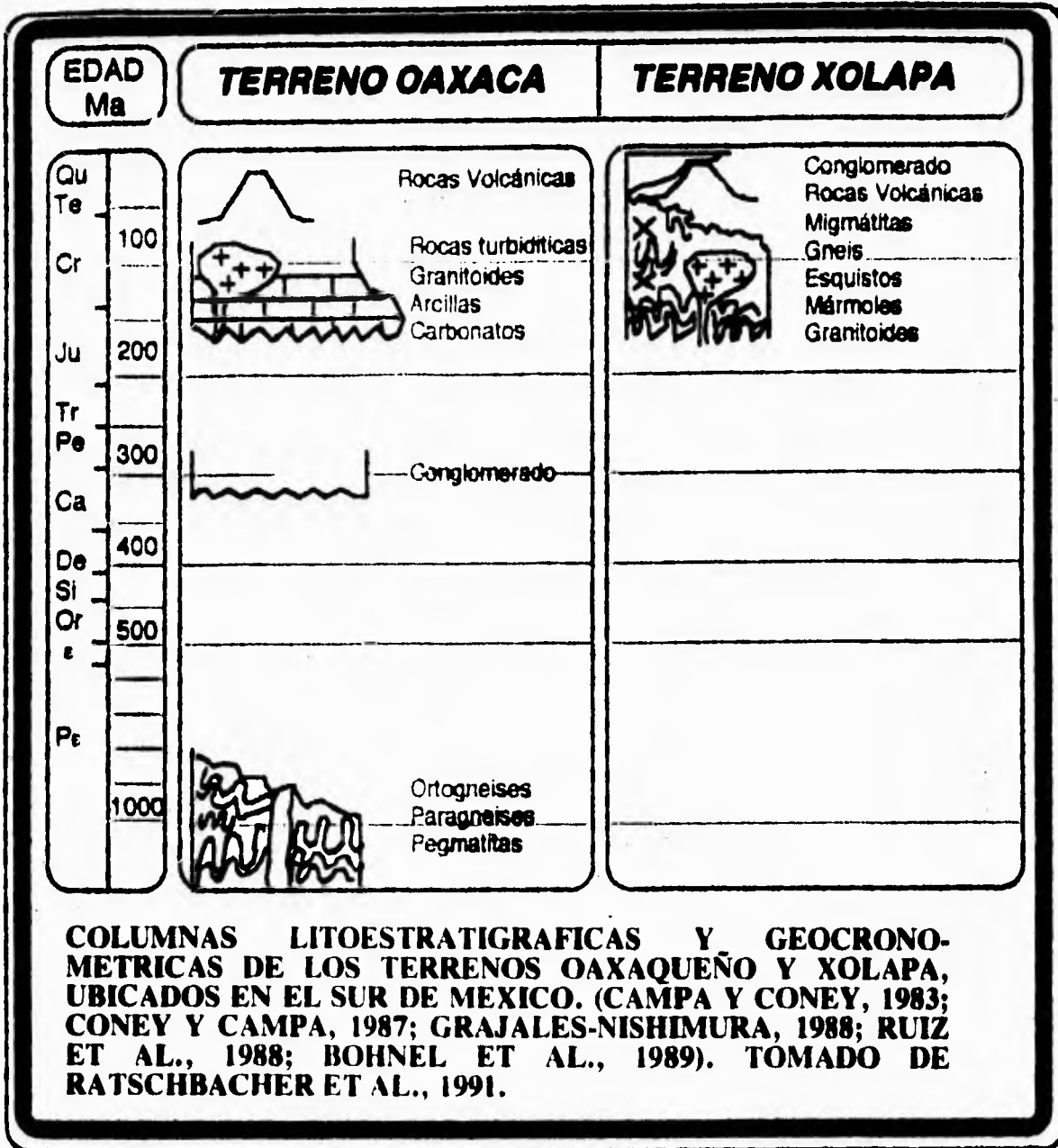
Para el intervalo comprendido entre los 1200 a 1100? Ma se efectuaron eventos ígneos que originaron grandes volúmenes de magmas toleítico-alcálinos provenientes del manto, además de rocas alcalinas de composición granítico-sienítica.

El plegamiento isoclinal y la granulitización de las rocas fué provocado entre los 1,030 a 1,090 Ma, debido a la culminación de la denominada Orogenia Oaxaqueña, la cual provocó el metamorfismo regional de los cuerpos de roca. Seguido de este evento, se produjeron intrusiones pegmatíticas las cuales marcan el final de la consolidación cratónica de la Faja Estructural Oaxaqueña (975-940 Ma). La etapa final de la evolución tectónica del Terreno Oaxaqueño (975-570 Ma) es el levantamiento, erosión y enfriamiento progresivos de la Faja Estructural Oaxaqueña, quedando expuestos sus niveles más profundos. **Figura 3.**

II.2.5 CARACTERÍSTICAS PETROLOGICAS Y TECTONICAS DEL TERRENO XOLAPA.

De acuerdo a Campa y Coney (1983); se define al Terreno Xolapa como la región ubicada al suroeste de México, paralela a las costas de Guerrero y Oaxaca. El término "Terreno Xolapa" engloba a todas las rocas que allí se encuentran (metamórficas, plutónicas con o sin una cubierta sedimentaria), pudiendo o no estar deformadas; mientras que el Complejo Xolapa es solamente la parte metamórfica que se ubica dentro de dicho Terreno.

Los contactos del Terreno Xolapa con los demás terrenos ubicados al norte constituyen zonas de milonitización de comportamiento dúctil y posteriormente quebradizo acompañadas por una deformación asociada a fallas normales. Cerca del poblado de Santa María Huatulco se presenta un contacto entre los Terrenos Oaxaca y Xolapa en donde se presentan rocas deformadas que constituyen zonas de milonitas. Estas zonas miloníticas tienen indicios de haberse producido por un desplazamiento lateral izquierdo (Tolson *et al.*, 1993).



UNAM	FACULTAD DE INGENIERIA TESIS PROFESIONAL INGENIERO GEOLOGO.
	FIGURA 3: COLUMNAS LITOESTRATIGRAFICAS Y GEOCRONOLOGICAS DE LOS TERRENOS OAXAQUEÑO Y XOLAPA.
RODRIGUEZ RIVERA RUBEN D. LAZOS RAMIREZ ZULEMA GPE.	1995

La primera descripción moderna de las rocas que ahora se denominan Complejo Xolapa fué hecha por De Cserna (1965), quién realizó un recorrido en la región comprendida entre El Ocotito y Acapulco, Guerrero. En dicho trabajo describe las unidades como: "Una secuencia predominantemente metasedimentaria, que incluye esquistos de biotita, cuarzo y mica, también reporta la presencia de gneises de biotita, que hacia el sur de Xaltianguis contienen cuerpos lenticulares con sillimanita, corundo y cordierita"; a esta secuencia la denominó Formación Xolapa.

El mismo autor señala la presencia de diques pegmatíticos deformados, de diabasa e intrusiones graníticas. A este complejo le asigna una edad paleozoica y correlaciona el evento de metamorfismo que sufrió con las deformaciones de esta edad reportadas en el oriente de Estados Unidos y Canadá, así como con supuestos episodios orogénicos ocurridos en los estados de Jalisco y Durango.

Ortega-Gutierrez (1981), fué el primero en denominar a la antes llamada Formación Xolapa, Complejo Xolapa al cual lo define como; un cinturón metamórfico con orientación W-NW; el cual tiene un largo de 600 km y de 50 a 150 km de ancho, paralelo a la margen continental del Pacífico. Este autor indica que está formado principalmente en orden de abundancia por migmatitas, gneises, esquistos y algunos cuerpos intrusivos que comprenden troncos y batolitos no deformados de composición dominante granodiorítica y tonalítica. Contiene enjambres de diques máficos y venas de pegmatitas que son sinplutónicos con relación a los granitos y gneises que lo encajonan, así como cuerpos de mármol de extensión restringida.

El complejo Xolapa constituye un cinturón metamórfico, el cual evolucionó bajo un régimen hipobárico, donde las rocas que lo constituyen están ubicadas en facies de anfíbolita.

Ortega-Gutierrez (1981); sugirió que el terreno Xolapa tiene una edad Mesozoica y representa las partes infracortical y supracortical de un arco magmático que se desarrolló durante la fase mesozoica del régimen tectónico cordillerano. Además lo distingue como un terreno alóctono y lo denomina con el nombre de Terreno Chatino.

En los estudios realizados por Campa y Coney (1983), sobre los Terrenos Tectono-estratigráficos describen al Terreno Xolapa como un conjunto de rocas metamórfico-plutónicas que se encuentran a lo largo de la costa de los Estados de Guerrero y Oaxaca delimitadas hacia el norte por una serie de fallas donde las rocas se presentan milonitizadas. Dichos autores hacen referencias a edades isotópicas con un rango que abarca desde el Jurásico al Terciario (De Cerna 1965; Guerrero 1978; Campa et al. 1983).

Morán-Zenteno (1992), realizó una investigación isotópica de Rb-Sr y Sm-Nd en las rocas intrusivas de este Terreno en la región comprendida entre Tierra Colorada-Acapulco-Cruz Grande, estado de Guerrero; este autor obtuvo una serie de resultados importantes para el reconocimiento histórico-geológico de estas rocas. Indica que los fechamientos de Rb-Sr en roca total revelaron dos eventos mayores de magmatismo, el primer evento se distingue por un emplazamiento de plutones sincinemáticos con edades de 128 ± 7 , 144 ± 7 y 138 ± 2 Ma.

El segundo evento es el emplazamiento de plutones no deformados que presentan una edad obtenida en concentraciones de biotita de 41-25 Ma. Este evento térmico Terciario se inició probablemente con los emplazamientos batolíticos del Paleógeno, afectando a gran escala al Terreno Xolapa.

Estudios estructurales, petrológicos y de texturas sobre rocas ortognéicas demuestran que el metamorfismo y probablemente la migmatización, fueron penecontemporáneas al primer evento magmático (Morán-Zenteno, 1992).

Herrmann et al. (1992), realizaron fechamientos de U-Pb y reconocieron eventos de intrusión con edades desde 35 a 26 Ma. Además reportan edades para el metamorfismo entre 70 y 40 Ma y de 131 Ma.

Los cuerpos intrusivos deformados que se incluyen en el Terreno Xolapa varían en su composición de dioritas a granodioritas; además se les reconocen foliaciones magmáticas y deformaciones en estado sólido.

Debido a los estudios de composición química y de mineralogía realizados sobre los cuerpos plutónicos deformados y no deformados del Terreno Xolapa, estos se clasifican como granitoides de afinidad calcialcalina y de tipo I cordillerano (según la clasificación de Chapell y White 1974 en Morán-Zenteno *et al.*, 1993).

II.2.5.1 EVOLUCION TECTONICA DEL TERRENO XOLAPA.

La evolución del Terreno Xolapa a partir del Cretácico Temprano ha sido interpretada en términos de un arco magmático emplazado en una margen continental que estaba probablemente constituida por los Complejos Acatlán y Oaxaqueño (Morán-Zenteno, 1992).

Alaniz-Alvarez (1988), señala que las características litológico-estructurales del Complejo Xolapa indican un ambiente tectónico de margen continental activa durante su depósito, deformación y metamorfismo.

De acuerdo a Tolson *et al.* (1993), el Terreno Xolapa representa un arco magmático para-autóctono exhumado. La interpretación tectónica que le asignan los autores se basa en las similitudes que existen con respecto a otras porciones de la margen continental de Guerrero y Oaxaca. Los cuerpos de roca presentan litologías asociadas a una tectónica de subducción, en un nivel mesocortical representado por el metamorfismo y deformación regional.

El truncamiento de la margen continental suroccidental de México fué reconocido por diversos autores (De Cerna, 1965; Malfait y Dinkelman, 1972; Kesler, 1973; Karig *et al.*, 1978 en Morán-Zenteno, 1992). Este truncamiento se encuentra en la margen pacífica del Terreno. Las evidencias principales de dicho truncamiento son: la ausencia de sedimentos más antiguos que el Mioceno en la ladera noreste de la trinchera y el reconocimiento de rocas plutónicas de composición diorítica de afinidad calcialcalina ubicadas a 50 km del eje de la trinchera activa. Este dato fué obtenido por el sondeo del "Deep Sea Drilling Project" (Bellon *et al.*, 1982).

Otras investigaciones e hipótesis indican que el levantamiento, la exhumación y la milonitización del Terreno Xolapa está fuertemente relacionado con los procesos de truncamiento tectónico de la margen suroccidental de México, los cuales evolucionaron hasta la formación de la actual Trinchera de Acapulco, a partir de la individualización de la Placa del Caribe y de su movimiento hacia el oriente con respecto a la Placa de Norteamérica (Ratschbacher *et al.*, 1991). Estos procesos estuvieron en gran parte gobernados por el desplazamiento de una zona de junta triple de tipo trinchera-trinchera-falla transformante que se ubica hacia SSE de Salina Cruz, estado de Oaxaca (Delgado-Argote y Carballido-Sánchez, 1990).

Estudios de paleomagnetismo obtenidos en los intrusivos no deformados del Terreno Xolapa indican que no se han presentado desplazamientos significativos de este terreno con respecto a los bloques que se encuentran en contacto con el Terreno Xolapa, desde el emplazamiento de dichos intrusivos (Urrutia-Fucugauchi, 1983).

Delgado-Argote y Carballido-Sánchez, (1990); definen a la región como una zona inestable que tiene movimiento desde hace aproximadamente 8 Ma. y emigra hacia el oriente por medio del sistema denominado Polochic-Motagua; sus estudios están basados en la interpretación de imágenes de satélite, además de análisis estructurales de las rocas y han reconocido que el sistema Polochic-Motagua afecta a rocas con edades desde el Precámbrico hasta el Mioceno Tardío.

Schaaf *et al.* (1994), señalan que las edades isotópicas obtenidas a lo largo de la cadena de plutones situados en la margen continental pacífica decrecen en dirección SE. La gráfica de velocidad de migración del magmatismo, indica una curva de dos segmentos; uno representa un evento antiguo (entre Puerto Vallarta y Zihuatanejo), con edades entre 100-40 Ma; y el otro más joven (entre Zihuatanejo y Huatulco) ofrece una evidencia de actividad magmática entre 36-21 Ma, con un decremento difuso en la extinción magmática en dirección SE.

Estos autores añaden que tomando en cuenta las similitudes litológicas entre el Bloque Chortís, el cual forma actualmente la parte sureste de Guatemala, Honduras, El Salvador y probablemente la mayor parte de Nicaragua (Donnelly *et al.*, 1990 en Schaaf *et al.*, 1994); y los terrenos Oaxaca y Mixteca la paleoposición más al norte posible del

Bloque Chortis fué cerca de Zihuatanejo. Indican que en contraste entre Zihuatanejo y el Istmo de Tehuantepec, la disminución en edad de los plutones no está claramente entendida; la génesis de estos batolitos en esta área esta relacionada al magmatismo, desarrollado después del desplazamiento del Bloque Chortis.

Concretamente se ha hablado que la génesis del Terreno Xolapa inicia con la formación de un arco magmático para-autóctono de edad cretácica temprana-terciaria, que durante su deformación sufrió metamorfismo y deformación regional acompañados por el desarrollo de la migmatización. Consecuentemente se realizó el desplazamiento del Bloque Chortis provocado probablemente por el movimiento hacia el este de la Placa del Caribe. Finalmente se produjo un evento magmático que es reconocido por cuerpos plutónicos que suelen alcanzar grandes dimensiones. **Figura 4.**

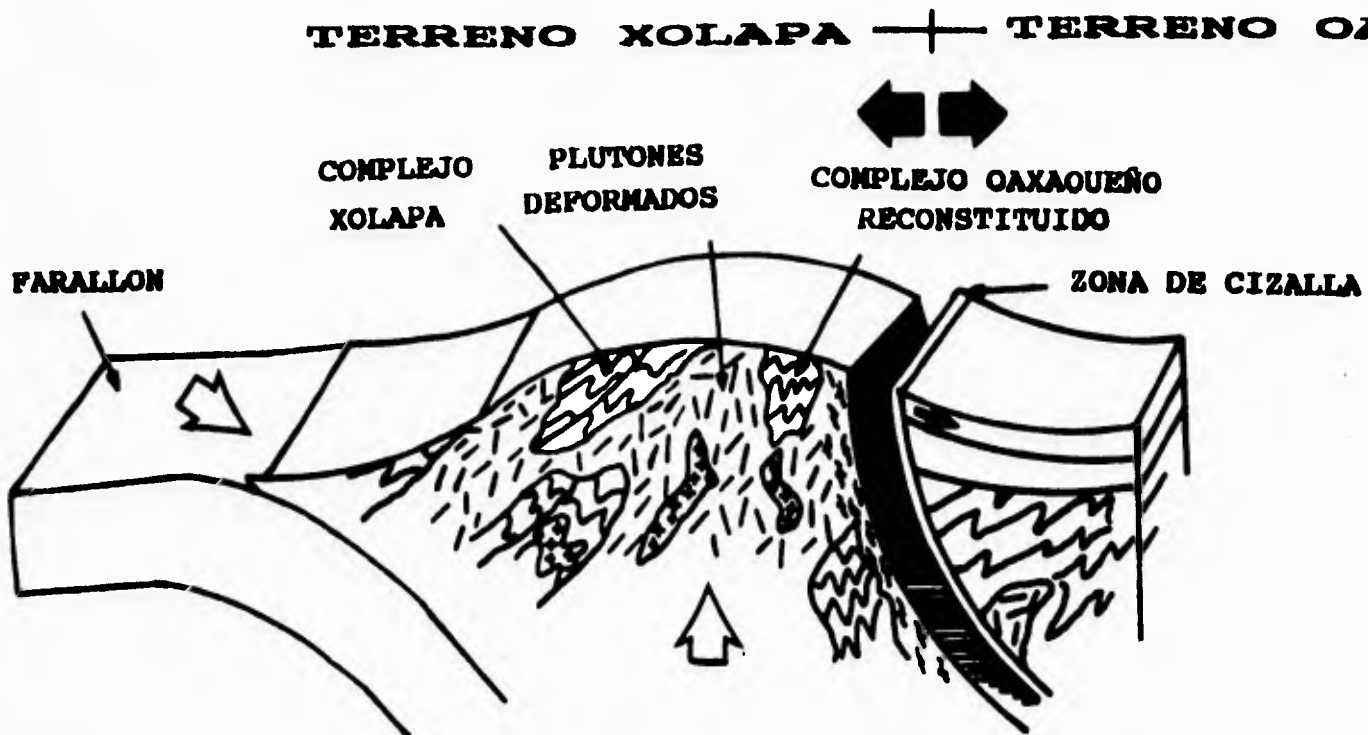


DIAGRAMA QUE MUESTRA LA POSIBLE RELACION ENTRE LOS TERRENOS XOLAPA Y OAXACA EN EL CRETACICO TARDIO-TERCIARIO TEMPRANO, (TOMADO Y MODIFICADO DE MORAN ZENTENO, 1993 Y RILLER ET AL., 1992).

UNAM

**FACULTAD DE INGENIERIA
TESIS PROFESIONAL
INGENIERO GEOLOGO.**

FIGURA 4:

POSIBLE RELACION ENTRE LOS TERRENOS XOLAPA Y OAXAQUEÑO EN EL CRETACICO TARDIO-TERCIARIO TEMPRANO.

**RODRIGUEZ RIVERA RUBEN D.
LAZOS RAMIREZ ZULEMA GPE.**

1995

III. CARACTERISTICAS PETROLOGICAS GENERALES DEL AREA DE ESTUDIO.

Como se mencionó con anterioridad, en esta zona se encuentran comprendidas tanto rocas del Complejo Oaxaqueño como del Terreno Xolapa, por lo que la petrología de cada grupo se analizará por separado; resaltando la mineralogía principal de cada uno de ellos, así como sus relaciones texturales y espaciales, se hace énfasis en los subgrupos de rocas que presenta cada uno.

III.1 COMPLEJO OAXACA.

En el área de estudio el Complejo Oaxaqueño se localiza en la parte norte de la zona, abarca una región reducida; generalmente está muy intemperizado. En dónde se encontraron los mejores afloramientos, fué en las zonas aledañas a los poblados de Candelaria Loxicha y San Francisco Loxicha (al NE). Comprende rocas que varían en composición desde metagabros hasta anortositas, están presentes también piroxenitas. Todas estas rocas son cortadas por diques cuarzo-feldespáticos de espesores pequeños, generalmente de 1 a 10 cm de ancho. Las rocas de este Complejo se ubican dentro de la facies de granulita, que comprenden presiones medias (5-8 kb) y temperaturas altas (700-800°C).

Las rocas se caracterizan por una foliación gnesica muy clara, definida por una alternancia de fracciones cuarzo-feldespáticas y de ferromagnesianos, principalmente piroxenos. Además presenta segregaciones pequeñas de cuarzo y feldespato. También se logró distinguir un fracturamiento perpendicular a la foliación, que es el más sobresaliente; aunque se observaron fracturas sin una orientación preferencial.

En lámina delgada se observó que las rocas máficas (metagabros) presentan una textura granoblástica, en donde los cristales de mayor tamaño son piroxenos y opacos. Las cuales están compuestas principalmente por piroxenos (clino y orto) y plagioclasas (de composición intermedia), se encuentran rodeados por algunos cristales de cuarzo y feldespato de menor tamaño. También se distingue un alto grado de alteración, evidenciado claramente por una anfibolitización (hornblenditización) de los piroxenos, además de cloritización y biotización. Los minerales accesorios identificados son: cuarzo, apatito, epidota, granate y minerales opacos (probable ilmenita), con un halo de alteración a esfena. Se concluyó que este halo es resultado de la hidratación de la roca debida principalmente a procesos secundarios como diafóresis e intemperismo. En la escala de láminas delgadas, no se encuentran estructuras que acusen una deformación importante. **FOTO 1.**



FOTO 1: VISTA MICROSCOPICA DEL METAGABRO UBICADO AL SUR DEL POBLADO DE CANDELARIA LOXICHA, MOSTRANDO ALTERACION DE LOS PIROXENOS (NICOLES CRUZADOS).

A 3 kilómetros al sur de Candelaria Loxicha se describió un afloramiento que presenta un cuerpo de rocas máficas de grano grueso, compuesto principalmente por piroxenos serpentinizados y epidotizados. También fueron observados granates. Este cuerpo tampoco mostraba rasgo alguno de deformación sobreimpuesta al metamorfismo.

Conforme se avanza hacia la costa, el contenido de ferromagnesianos, principalmente el de piroxenos disminuye y aumenta el de cuarzo y micas. Se observa un creciente grado de deformación milonítica en las muestras, siendo más claro en las láminas delgadas. Es necesario aclarar que primeramente no se da un cambio gradual, sino que es abrupto, y a partir del intrusivo que marca el límite entre los dos terrenos el cambio en la intensidad de la deformación milonítica si es gradual.

En la parte norte-central de la zona de estudio, en el poblado de San Francisco Loxicha, se identificaron rocas de composición máfica, que se definieron como metagabros con características muy similares a las del poblado de Candelaria Loxicha. Este cuerpo también está limitado por el mismo intrusivo de naturaleza granítica de la zona antes descrita. Los metagabros no mostraron señal alguna de deformación postmetamórfica. Se distingue un color de alteración diferente entre ambos. En el intrusivo debido a la abundancia de silicoaluminatos, el color es blanco y en el metamórfico, el color de alteración es rojo, debido a la abundancia de ferromagnesianos.

Se concluyó que se trata de una secuencia de granulitas básicas debido a que presenta una asociación clinopiroxeno + plagioclasa intermedia + ortopiroxeno ± cuarzo. Se trata de una secuencia de gneises de composición máfica con asociación de minerales anhidros (Mason, 1978).

Es importante señalar que no se observó ningún rasgo notable de milonitización.

III.2 TERRENO XOLAPA.

El Terreno Xolapa presenta una dirección SE-NW (casi E-W) dentro de la zona de trabajo (figura 2). Abarca desde el poblado de Santa Elena hasta el de Puerto Angel en dirección NW-SE; y desde San José Chacalapa al occidente y Valdeflores Colotepec al oriente. El contacto con el Complejo Oaxaca al Norte, se ubica aproximadamente a 8 km al sur del poblado de Candelaria Loxicha; su límite sur es la Trinchera Mesoamericana.

En la zona de estudio, el Terreno Xolapa está representado por rocas metamórficas e ígneas, siendo cubiertas en las partes bajas por conglomerados de edad reciente. Las rocas metamórficas comprenden ortogneisses, paragneisses, cuerpos migmatíticos, anfibolitas y esquistos, además de diques de naturaleza aplítica y pegmatítica, principalmente; todos ellos tienen un grado de metamorfismo que se ubica dentro de un régimen de presiones bajas a medias y altas temperaturas que pertenecen a la facies de anfibolita. Por su parte, las rocas ígneas comprenden cuerpos intrusivos postmetamórficos de composición monzogranítica-granodiorítica. Algunos presentan deformación milonítica y otros no.

III.2.1 ROCAS METAMORFICAS.

Sobre los cortes de carretera que se encuentran en el trayecto de Pochutla-Puerto Angel se puede observar la clásica manifestación del Complejo Xolapa, donde se presentan rocas clasificadas como metasedimentarias; paragneis de biotita y granate, cuerpos concordantes de mármoles con forsterita, granate y flogopita; además de grandes masas de migmatitas con sus diferenciables leucosomas y melanosomas. Cendejas-Maciel (1995), diferencia seis unidades: Pochutla (granito), Unidad dos (migmatitas con epidota y esfena), Zapotal (mármol y mármol de olivino), El Colorado (migmatita sin epidota ni esfena), Arroyo La Cruz (zona de menor migmatización) y Puerto Angel (milonitas y xenolitos, con gran cantidad de intrusivos y granate de hasta 5 cm de diámetro) e indica que todas las unidades corresponden a una misma secuencia de migmatitas deformadas.

Otro tipo de rocas metamórficas existentes en la zona son las milonitas derivadas de la deformación intensa de las rocas de los Complejos Xolapa y Oaxaca, estas se presentan con una orientación WNW-ESE. Se localizan a partir de los poblados de San José Chacalapa y San Roque al este; continuando hacia el oeste por los poblados de San José Piedras Negras, Santo Domingo de Morelos y Valdeflores Colotepec.

En el área de estudio las migmatitas son las rocas metamórficas más abundantes, seguidas por las milonitas, paraesquistos, gneises cuarzo feldespáticos y pelíticos de biotita, además de pegmatitas félsicas.

A continuación se presentan los grupos de rocas metamórficas del Terreno Xolapa con sus descripciones mineralógicas y su ubicación dentro del área de estudio.

III.2.1.1 MIGMATITAS.

El criterio principal para diferenciar las migmatitas en sus dos partes principales (**melanosoma y leucosoma**) es el índice de color. El leucosoma debido a su composición mineralógica principalmente cuarzofeldespática, es de un color claro y el melanosoma con minerales de composición máfica, es de un color oscuro. Es necesario señalar que los minerales que corresponden al leucosoma representan la fracción fundida de las rocas migmatíticas; mientras que el melanosoma contiene minerales de la fracción no fundida (englobándose el mármol). **FOTO 2.**

En la zona de estudio, el melanosoma está definido en las migmatitas por minerales como hornblenda y biotita principalmente, con muy pequeñas cantidades de cuarzo y feldespato (principalmente andesina), teniendo como asociados a la esfena además de una cloritización y serpentización variable define a el **melanosoma**. Generalmente presenta una estructura estromática y una foliación bien definida (como sucede en los afloramientos ubicados en el Río Santo Domingo), la cual es ocasionada por una orientación preferencial de los cristales de hornblenda y biotita. Además llega a presentar cristales de feldespato potásico (ortoclasa).

En la región del Río Santo Domingo, el principal mineral es la biotita, y se tiene a la hornblenda como subordinado; pero más hacia el sur, cerca de la carretera federal número 200, la hornblenda pasa a ser el principal mineral y la biotita el subordinado, pudiendo ser considerada esta roca como una hornblendita. La biotita es de origen primario generalmente y no se presenta como producto de la alteración de la hornblenda. Existen además, como accesorios cuarzo, feldespatos, apatito, zircón y esfena. En estas zonas la foliación es mas difícil de distinguir debido al aspecto caótico de la roca.

En lámina delgada la roca muestra indicios de deformación por cizalla simple con diferentes intensidades, la cual varía de una zona a otra. Las minerales máficos como la biotita y la hornblenda muestran una orientación preferencial que representa la dirección del movimiento de los fluidos; estando en contacto con minerales cuarzofeldespáticos de tamaño y porcentaje menor. La deformación es mas intensa en la región baja del Río Santo Domingo, junto al poblado con el mismo nombre y junto a Yerbasanta (parte central del área de estudio); en el Río Valdeflores cerca del poblado de Valdeflores Cazoaltepec (ubicado al oeste de los anteriores).

El **leucosoma** de las migmatitas presenta una composición mineralógica comprendida principalmente por cuarzo, plagioclasa (oligoclasa, esta con variable grado de sericitización) y feldespato potásico (ortoclasa); teniendo como minerales accesorios biotita y hornblenda, además de esfena, zircón, opacos y muscovita.

En lámina delgada, se distinguen plagioclasas zoneadas, rotas y plegadas que son el mejor indicio de la deformación milonítica observada, además de cuarzo criptocristalino orientado que muestra un alargamiento en la dirección de el desplazamiento y "colas" en algunas micas, principalmente las biotitas; también localizamos mirmequitas y pertitas en las muestras, siendo estas últimas menos abundantes que las primeras. Esta deformación se distingue en los cristales, principalmente los cuarzofeldespáticos los cuales se observan como fenoblastos rotados y deformados dentro de una matriz compuesta por pequeños cristales de cuarzo; además de la presencia de micas rodeando a los fenoblastos, marcando la dirección de la deformación en la roca.



FOTO 2: AFLORAMIENTO DONDE SE OBSERVA EL CONTACTO ENTRE LAS MIGMATITAS Y EL INTRUSIVO AL NORTE DEL POBLADO SANTO DOMINGO DE MORELOS.

En el campo esta roca se observa de un color muy claro debido a la composición mineralógica que se encuentra representada por cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico, con poca cantidad de ferromagnesianos.

En la parte central del área de estudio, al norte del poblado de Santo Domingo de Morelos, las migmatitas se presentan como grandes xenolitos deformados en diferente grado, embebidos dentro de un intrusivo de naturaleza granítica, el cual también muestra indicios de un cizallamiento más intenso que las migmatitas. Hacia el poniente del área de estudio en el Río Valdeflores, cerca del poblado de Valdeflores Colotepec, existen afloramientos de rocas migmatíticas con características similares a las migmatitas que se encuentran cerca del poblado de Santo Domingo de Morelos. En dicho poblado, las rocas migmatíticas presentan un alto contenido de ferromagnesianos y en

particular de hornblenda, además de cuarzo, plagioclasa (oligoclasa-andesina) y en menor cantidad feldespatos potásicos.

En la porción sur, a lo largo de la carretera federal número 200, se observan numerosos afloramientos de estas migmatitas (con una superficie desde unos cuantos metros cuadrados, hasta 2 ó 3 km cuadrados); aunque comparando con los del Río Santo Domingo estas son de pequeñas dimensiones, (hasta 6 ó 7 km cuadrados). Además, no muestran claros indicios de deformación por falla. También estas migmatitas, las cuales forman xenolitos embebidos dentro de los intrusivos de naturaleza granítica; aunque de menor dimensión que los señalados anteriormente.

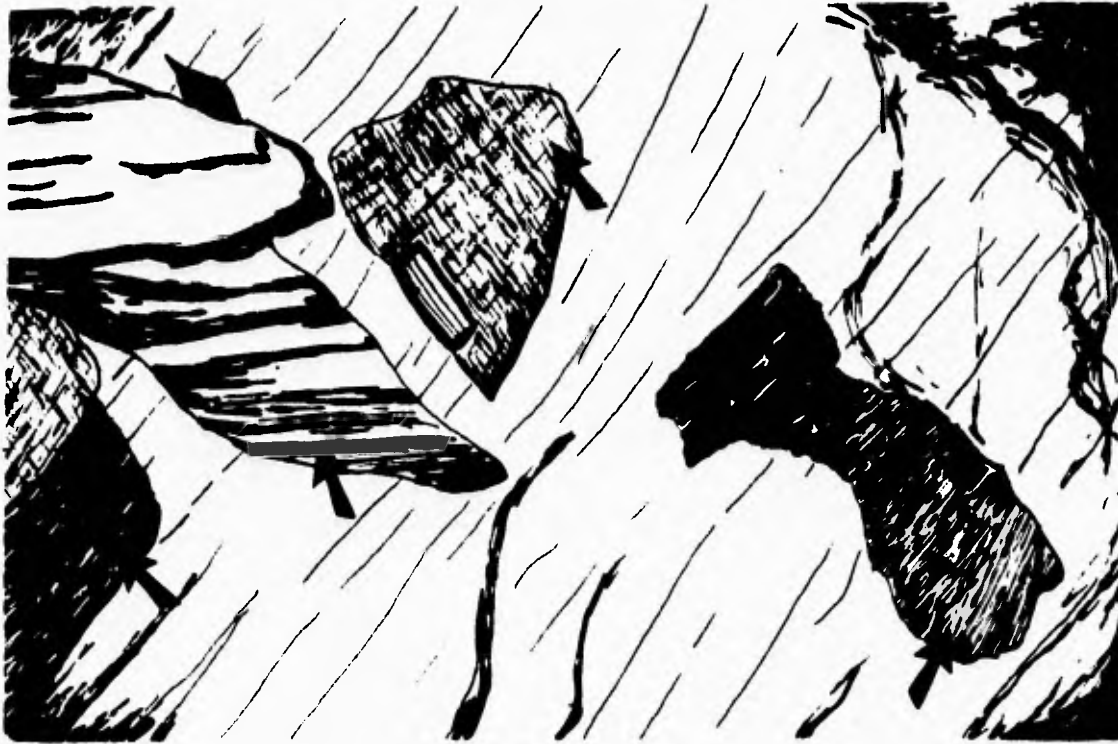
En la ranchería Piedra Ancha, se presentan las secuencias de rocas migmatíticas con dominancia de melanosoma, el cual es rico en hornblenda, además se distinguieron vetillas cuarzo-feldespáticas que forman parte del leucosoma; textura **flevítica**.

En la parte oriental del área de estudio se observaron afloramientos con textura **nebulítica**; donde se distingue una fusión de material, pero sin la separación en los dos componentes migmatíticos. Se distinguió también una textura **estromática** (parte central del área); en la cual se observa un bandeamiento bien definido entre el melanosoma y leucosoma, existe una separación entre ambas, (utilizando la nomenclatura de Ashworth *et al.*, 1985).

Se puede decir que en la zona de estudio las migmatitas son abundantes, estando mejor expuestas en la región central y sur. **Figuras 5 y 5a.**

III.2.1.2 PARAGNEISES ANFIBOLITICOS.

Las rocas clasificadas tanto en el campo y en lámina delgada como paragneises anfibolíticos, se presentan principalmente como parte del melanosoma en las migmatitas, esto es debido a procesos de anatexis. Las anfibolitas tienen como mineralogía gran cantidad de hornblenda y en menor cantidad existen plagioclasas que comúnmente son andesinas. La biotita es un mineral muy común en las rocas anfibolíticas de la



MIGMATITA AGMATICA CON MELANOSOMA ANGULOSO.

UNAM

**FACULTAD DE INGENIERIA
TESIS PROFESIONAL
INGENIERO GEOLOGO.**

FIGURA 5:

**ENCLAVES MAFICOS EN LAS
MIGMATITAS EN LA REGION
DEL RIO SANTO DOMINGO.**

**RODRIGUEZ RIVERA RUBEN D.
LAZOS RAMIREZ ZULEMA GPE.**

1995



**FENOBLASTOS CUARZOFELDESPATICOS PRODUCTO DE LA
DEFORMACION EN LA ROCA MIGMATITICA.**

UNAM

**FACULTAD DE INGENIERIA
TESIS PROFESIONAL
INGENIERO GEOLOGO.**

FIGURA 5a:

**FENOBLASTOS CUARZOFEL-
DESPATICOS EN LA REGION
SUROESTE DEL AREA DE ES-
TUDIO.**

**RODRIGUEZ RIVERA RUBEN D.
LAZOS RAMIREZ ZULEMA GPE.**

1995

zona; en lámina delgada se observa que se presenta en contacto con los anfíboles y las plagioclasas; ubicada en forma de cristales alargados de tamaño variable (aunque generalmente es pequeño), los cuales llegan a rodear e algunas casiones a los cristales mayores de plagioclasas y anfíboles. Está presente en cantidades muy pequeñas. El cuarzo en estas rocas es muy escaso, hasta ser casi nula su presencia en algunas muestras.

III.2.1.3 ESQUISTOS DE SILLIMANITA.

Existen esquistos de sillimanita dentro del área de estudio, son muy escasos y se encuentran principalmente al sur de el poblado de Santo Domingo de Morelos a la altura del poblado de Yerbasanta, en una franja paralela que va de este a oeste desde el Río Grande hasta el Río Cozoaltepec (parte central de la zona de estudio), se alojan dentro de una secuencia de rocas esquistosas, donde junto con la sillimanita abunda la biotita. La sillimanita se presenta en forma de pequeñas fibras que se encuentran rodeando, al igual que la biotita, minerales cuarzofeldespáticos, también de tamaño pequeño. Estos minerales presentan una orientación paralela a la lineación de la región. Además se tienen como accesorios muscovita, cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa. Esta secuencia se encuentra cerca del contacto entre dos intrusivos; uno deformado y otro sin deformar. Estos esquistos forman parte de grandes xenolitos migmatíticos.

Se buscaron indicios de una sillimanitización debida a los procesos que implican un cizallamiento de grandes esfuerzos y altas temperatura, pero analizando las láminas delgadas se llegó a la conclusión de que esta roca es producto de metamorfismo regional intenso de sedimentos pelíticos. **FOTO 3.**

En las láminas delgadas los esquistos se observan deformados en diferentes intensidades, pero la sillimanita no está presente en las "colas" de los porfidoblastos, sino que es parte de la roca metamórfica, ciertamente junto con la biotita muestra una alineación, pero esto es debido a sus hábitos (acicular y laminar) que son más fáciles de desplazar que los minerales cuarzo-feldespáticos. En conclusión se observa que los mecanismos de deformación no alcanzaron las temperaturas suficientes para

la formación de sillimanita; por lo tanto la sillimanita existente en esos esquistos es parte del protolito metamórfico anterior a la milonitización.



FOTO 3: AFLORAMIENTO DE LA FRANJA PELITICA CON SILLIMANITA AL SUR DEL POBLADO DE SANTO DOMINGO DE MORELOS.

La sillimanita está presente como mineral accesorio en otras muestras de roca que afloran en el Río Grande ubicado al SE de la zona de estudio (gneises y esquistos).

III.2.1.4 MILONITAS.

Por definición, las milonitas son rocas que han sufrido modificaciones significativas de sus texturas originales debido en forma predominante a un flujo plástico junto con una

recristalización dinámica, que son producidas por la acción de zonas de cizalla. Se forman a profundidades diversas debido a fallas de régimen dúctil, tanto en corteza continental como oceánica. Las microestructuras presentes en estas varían de acuerdo a la mineralogía original, temperatura, presión confinante, intensidad y tipo del esfuerzo aplicado, además de la presencia o ausencia de fluidos. En rocas cuarzofeldespáticas la milonitización puede ocurrir a menos de 300°C. **FOTO 4.**



FOTO 4: ROCA MIGMATITICA MILONITIZADA CON PRESENCIA DE PORFIDOCLASTOS CUARZOFELDESPATICOS DEFORMADOS POR EL DESPLAZAMIENTO.

Existe una zona de cizalla dentro del área de estudio, marcada por una franja de aproximadamente 8 km de ancho con una dirección preferencial E-W y foliación subvertical. Está ubicada en el centro de la región; mostrando como tendencia general un incremento en la intensidad de la deformación hacia el norte. Esta región se bifurca

cerca de los poblados de Santo Domingo de Morelos y San José Piedras Negras en donde se localiza un intrusivo granodiorítico postdeformación nombrado Santo Domingo de Morelos.

A partir de este punto una de las franjas cambia de dirección hacia la costa con rumbo SW y la segunda sufre una leve desviación hacia el NW. Cerca del poblado San Bernardino, la zona milonítica se encuentra cubierta por depósitos de arenas conglomeráticas del Cuaternario.

En el área de estudio, se encuentran diferentes tipos de milonitas, desde las protomilonitas hasta las ultramilonitas, dependiendo del lugar donde se localizan. Las principales características que se consideraron para diferenciarlas fueron:

-Las **protomilonitas** son las rocas formadas en zonas de relativa baja deformación; preservan generalmente la textura del protolito y todavía se pueden distinguir bien los minerales poco deformados. Se aprecia cierta alineación de minerales, principalmente cuarzo y micas. Presentan un porcentaje de matriz recristalizada de 0 a 50%.

Las protomilonitas se encuentran localizadas en la parte sur de la franja milonítica, cerca de los poblados de San Roque, Yerbasanta y al sur de las Pilas.

-En las **blastomilonitas** se observan granos que fueron recristalizados y crecieron en tamaño significativamente durante o después de la milonitización.

Este tipo de rocas se ubicó también en la parte sur del área de estudio junto a las rocas descritas anteriormente.

-Las **milonitas** se distinguen por su grano fino y a que contienen dos distintas foliaciones, pero relacionadas entre sí; la esquistocidad (**S**) y las bandas de deformación (**C**), las cuales nos pueden proporcionar el sentido de la deformación aplicada a la roca. Es difícil identificar el protolito, además los minerales están redondeados, con "colas" rodeándolos, principalmente de micas. El porcentaje de matriz recristalizada varía del 50 al 90%.

El primer mineral en sufrir esta deformación es el cuarzo el cual sirve como "lubricante" para el movimiento de los cristales de feldespatos principalmente; aunque si el protolito fué una roca metamórfica, pueden conservarse granos residuales de metamorfismo mas intenso, tales como granate, biotita y estauroлита, que marginalmente están alterados con paso a clorita o sericita.

Estas rocas se observaron en la parte central de la franja milonítica, teniendo su mejor expresión en la zona al norte de los poblados de Santo Domingo de Morelos y San José Piedras Negras.

-Las **ultramilonitas** son las rocas originadas a las más altas deformaciones y contienen pocos porfiroclastos relictos en una matriz de granos extremadamente finos con una recristalización de material mayor al 90%. Este es el caso de las rocas que se presentan al norte del poblado de Chacalapa (porción noreste del área de estudio).

El origen de la zona milonítica estudiada, se deriva principalmente por la acción de una falla lateral izquierda denominada previamente como Falla de Chacalapa; esta falla es descrita dentro del capítulo denominado "Estructuras de las Rocas Cristalinas" de este texto.

La milonitización de las rocas de la región no ha sido datada hasta la fecha, pero existen en otras regiones milonitas similares que indican que su edad máxima es menor de 35 Ma. Esta edad corresponde al Intrusivo de Tierra Colorada (Herrman y Nelson, 1992); el cual corta a la franja milonítica. Otro aspecto que nos ayuda a precisar la edad de la deformación es la datación hecha por Herrmann *et al.* (1994), en zircones (U-Pb), del intrusivo cuarzofeldespático denominado Intrusivo Pochutla donde se obtuvo una edad de 29 Ma. Si a esto añadimos que en observaciones hechas en campo se encontró deformado; la edad de esta zona milonítica es menor a los 29 Ma.

III.2.1.5 OTRAS ROCAS METAMORFICAS.

En la carretera que comunica a Puerto Escondido con Pochutla se observaron cuerpos migmatíticos embebidos dentro de una gran masa ígnea denominada como Intrusivo Pochutla. También se distinguieron bandas de esquistos de biotita intercalados con bandas cuarzo-feldespáticas que en algunas zonas se encuentran formando pliegues.

Presentan espesores que varían desde 10 cm a 1 m; éstas bandas comúnmente son atravesadas por cuerpos pegmatíticos de composición cuarzo-feldespática.

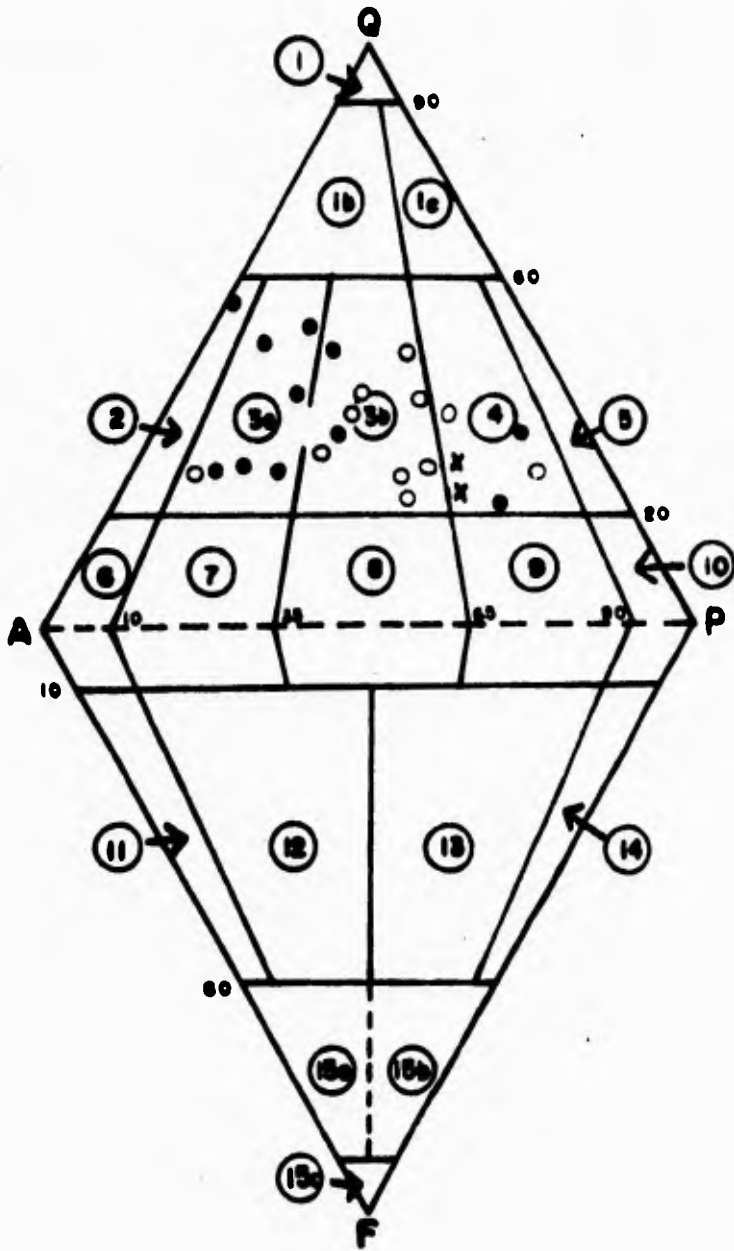
Dentro de las rocas metamórficas migmatíticas existen cuerpos pegmatíticos y aplíticos que son principalmente de cuarzo y feldespato que se encuentran intrusionando a estas rocas sin una dirección preferencial; el espesor de estos cuerpos es variable (desde menos de un centímetro, hasta cinco centímetros). En la localidad de San Juanito se encuentra un cuerpo pegmatítico que tiene una mineralogía representada por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y granate.

III.2.2 INTRUSIVOS.

En el área de estudio se distinguieron 3 intrusivos de grandes dimensiones y con mineralogía similar; pero con características estructurales claramente distintivas entre ellos. A cada intrusivo se le asignó un nombre específico para poderlo diferenciar dentro de una cartografía, teniendo como finalidad principal especificar cada una de sus características petrológico-estructurales.

La petrología y clasificación de cada uno de los intrusivos que se encuentran en el área de estudio es descrita a continuación. **Lámina 1.**

**CLASIFICACION DE LOS INTRUSIVOS EN EL DIAGRAMA DE
ESTRECKEISEN.**



NOMENCLATURA.

CAMPO

ROCAS PLUTONICAS

1	Roca de cuarzo.
1b	Cuarzo-granito.
1c	Cuarzo-granodiorita.
2	Granito alcalino.
3	Granito.
3a	Sienogranito.
3b	Monzogranito.
4	Granodiorita.
5	Cuarzo-diorita.
6	Sienita alcalina.
7	Sienita.
8	Monzonita.
9	Monzodiorita y monzogabro.
10	Diorita, gabro y anortosita.
11	Foyaita.
12	Plagifoyaita
13	Essexita.
14	Theralita.
15a	Foidita foyaitica.
15b	Foidita theralitica.
15c	Foidita.

- × INTRUSIVO SANTO DOMINGO.
- INTRUSIVO POCHUTLA.
- INTRUSIVO CHACALAPA.

UNAM

**FACULTAD DE INGENIERIA
TESIS PROFESIONAL
INGENIERO GEOLOGO.**

LAMINA 1:

**CLASIFICACION EN EL DIAGRAMA
DE STRECKEISEN DE ALGUNAS DE
LAS MUESTRAS GRANITICAS TOMA-
DAS EN EL AREA DE ESTUDIO.**

**RODRIGUEZ RIVERA RUBEN D.
LAZOS RAMIREZ ZULEMA GPE.**

1995

III.2.2.1 INTRUSIVO CHACALAPA.

Se encuentra localizado en la parte norte de la zona de estudio. Parte del límite sur de este intrusivo está en contacto con el intrusivo Pochutla, entre los poblados San José Chacalapa y San José Piedras Negras (región noreste del área de estudio); al poniente está en contacto con el Intrusivo Santo Domingo.

Al norte se localiza el contacto con el Complejo Oaxaqueño y por lo que respecta al límite oriental no se conoce su extensión porque los límites de la zona de trabajo no abarcan mas allá de la carretera de Pochutla-Candelaria Loxicha. Lo mismo sucede con su límite poniente.

El poblado de Chacalapa se ubica al sur dentro del intrusivo y fué en esta zona dónde mejor se distinguieron los afloramientos. Esta es la razón por la cual se le denominó como Intrusivo Chacalapa.

El intrusivo Chacalapa es formado por una roca granitoide que se encuentra diferenciado mineralógicamente y por su grado de deformación. Esta diferenciación está caracterizada por tener distintos porcentajes de filosilicatos dentro del mismo plutón, mostrandose la muscovita como principal mica en la parte oriental y la biotita predomina hacia el poniente. Está clasificado como un **sieno-granito** en la parte oriental y un **monzogranito-granodiorita** en la poniente. Es necesario señalar que podría tratarse de dos granitos diferentes, pero debido a que en la zona de estudio (principalmente en la región de San José Chacalapa) se encuentra muy deformado y alterado; fué imposible hacer esta diferenciación.

Se caracterizaron tres cambios de fases:

ZONA I. Esta fase se encuentra caracterizada por la gran cantidad de muscovita que existe y por su deformación intensa. En lámina delgada se encontraron cristales de cuarzo, el cual es el mineral principal y se presenta en forma de un mosaico criptocristalino. También se observan cristales de biotita en una cantidad extremadamente pequeña distribuida en forma aleatoria en la roca. Se distinguieron cristales de feldespato, los cuales son de un tamaño

mayor al cuarzo, están en forma de porfidoblastos rodeados por el cuarzo recristalizado y las micas. Existen minerales de alteración tales como la sericita (que afecta a las plagioclasas y los feldespatos) y la calcita presente en forma de vetillas, además de minerales opacos de tamaño pequeño con halos de alteración de sericita. La muscovita se presenta como producto de alteración, principalmente por remplazamiento de las plagioclasas y como parte del protolito. Esta se presenta en gran Cantidad en la región oriental del intrusivo y va disminuyendo hacia el poniente hasta desaparecer cerca del poblado de Santo Domingo de Morelos; sin embargo el plutón continúa hasta Valdeflores Colotepec pero se encuentra diferenciado por la presencia de biotita y la disminución en el contenido de muscovita. La zona I se localiza cerca del poblado de San José Piedras Negras hasta su límite oriente en el área de estudio. **FOTO 5.**



FOTO 5: AFLORAMIENTO DEL INTRUSIVO EN LA PARTE NORTE DEL POBLADO DE SAN JOSE PIEDRAS NEGRAS.

ZONA II. La segunda fase se encuentra diferenciada por la presencia de muscovita y biotita que se observan en cantidades prácticamente iguales. En lámina delgada se logran apreciar los minerales que se encontraron en la primera fase, con las mismas relaciones texturales descritas anteriormente. Se encuentra localizada desde el poblado de Santo Domingo de Morelos hasta el de San José Piedras Negras aproximadamente. El grado de deformación de la roca es también muy alto, al igual que en la fase descrita previamente; tiene la particularidad que en esta zona es dónde se presentan en forma más abundante los grandes xenolitos migmatíticos descritos en páginas precedentes.

ZONA III. La biotita es el mineral que mejor se diferencia en ésta fase, aquí no se encontró muscovita primaria, sino que la escasa localizada fué producto de alteración de las plagioclasas por efectos del intemperismo. La biotita se encuentra junto con los plagioclasas y el cuarzo en forma muy abundante, estos últimos se presentan en forma de grandes cristales euhedrales rodeados en su mayor parte por la biotita y accesorios tales como feldespatos, opacos, muscovita, circón y escasa hornblenda. Esta fase del plutón se encuentra localizada cerca del poblado de Valdeflores Colotepec; abarcando un área que llega hasta el poblado de Santo Domingo de Morelos en dirección oriente (parte centro-occidental de la zona de estudio).

En este cuerpo se observa un gran porcentaje de cuarzo que se encuentra en forma de un mosaico criptocristalino con cristales subredondeados y alargados. Se observa en las láminas delgadas que el cuarzo forma parte del plutón, aunque también se distingue una fracción como producto del enriquecimiento del sílice por mecanismos de alteración tales como metasomatismo debido a la actividad ígnea a la que se vio sometida la región.

FOTO 6.

Dentro del intrusivo de Chacalapa, cerca del poblado de Valdeflores Colotepec, (parte oeste del área de estudio), se encontraron minerales como granate y esfena; los cuales se presentan en forma de pequeños cristales redondeados distribuidos en forma aleatoria en la roca; aparte de los ya citados.

Este intrusivo es el más deformado de la región y en él se localiza principalmente la denominada Falla Chacalapa, la cual es descrita posteriormente. **Figura 6.**



LINEACION OBSERVADA EN LAS ROCAS MIGMATITICAS UBICADAS EN EL RIO SAN FRANCISCO (INDICADA POR LAS FLECHAS), AL NORTE DEL POBLADO DE SAN JOSE PIEDRAS NEGRAS. ABAJO FOLIACION EN LA ROCA GRANITICA (SEÑALADA POR LAS FLECHAS) EN LA MISMA AREA DE ESTUDIO.

UNAM

FACULTAD DE INGENIERIA
TESIS PROFESIONAL
INGENIERO GEOLOGO.

FIGURA 6:

LINEACION Y FOLIACION OBSERVADAS EN LA REGION DE SAN JOSE PIEDRAS NEGRAS.

RODRIGUEZ RIVERA RUBEN D.
LAZOS RAMIREZ ZULEMA GPE.

1995



FOTO 6: ENCLAVES MAFICOS DENTRO DEL INTRUSIVO. AFLORAMIENTO LOCALIZADO EN EL RIO SANTO DOMINGO, AL NORTE DEL POBLADO CON EL MISMO NOMBRE.

III.2.2.2 INTRUSIVO POCHUTLA.

El Intrusivo Pochutla es el que se encuentra más ampliamente expuesto en el área de estudio. Hacia el sur está limitado por la costa del Pacífico desde el poblado de Macahuite hasta unos cientos de metros al occidente de Mazunte. Hacia el norte es limitado por los intrusivos Santo Domingo y Chacalapa. Al poniente sus límites se encuentran disimulados por una cubierta de material arenoso reciente y finalmente en su límite oriente no se tiene un control exacto debido a que continúa en un área que no corresponde a la zona de estudio.

La mineralogía del Intrusivo Pochutla está representada por plagioclasas (oligoclasa-andesina), biotita, cuarzo, feldespato potásico, teniendo como accesorios menores a la hornblenda, opacos, esfena, apatito y zircón. Se clasifica como un **monzogranito**. Este intrusivo se diferencia del anterior principalmente por su composición mineralógica y por su grado de deformación (siendo en este de menor intensidad), además de que tiene como mineralogía principal plagioclasas de gran tamaño y biotita, a diferencia del primero donde el mineral más abundante es el cuarzo y la mica predominante es la muscovita.

El cuerpo de roca en afloramiento muestra signos de foliación (magmática principalmente) y lineación (con dirección E-W), pero no con el grado de intensidad que el intrusivo Chacalapa.

Este intrusivo presenta grandes fragmentos de rocas metamórficas que se encuentran embebidos dentro de la gran masa plutónica (megaxenolitos). Los fragmentos metamórficos son migmatitas con partes que se pueden denominar anfibolitas; sin embargo también existen fragmentos de esquistos pelíticos de biotita, sillimanita y ocasionalmente intrusiones pegmatíticas.

Las rocas metamórficas se encuentran localizadas aleatoriamente dentro del intrusivo, por lo que en la carretera que une a Santa Elena con el poblado de Pochutla se observan cambios de rocas metamórficas a intrusivas.

Embebidas en el intrusivo y formando parte de migmatitas se encuentran las anfibolitas y paragneises anfibolíticos, su mineralogía es esencialmente de hornblenda y plagioclasa, se formaron por metamorfismo regional de grado alto. Algunas anfibolitas presentan una marcada esquistosidad megascópica debida a su contenido de biotita, en tanto en otras que no contienen biotita no se distingue tan claramente.

Existen pegmatitas en el intrusivo, las cuales lo atraviezan sin mostrar dirección preferencial.

En la parte sur del poblado de San Antonio se observó un enriquecimiento inusitado en cuarzo del intrusivo, el cual va disminuyendo paulativamente hacia el norte.

Su parte norte también forma parte de la estructura de deformación denominada Falla Chacalapa.

III.2.2.3 INTRUSIVO SANTO DOMINGO.

Se localiza en el centro de la zona de estudio, está delimitado por los dos intrusivos antes citados, se delimita hacia el sur por el Intrusivo Pochutla, al este y norte por el Intrusivo Chacalapa y al suroeste por una cubierta de arenas conglomeráticas de edad Cuaternaria.

De los tres intrusivos que se mencionan en éste texto, el de Santo Domingo se le asigna la edad más reciente debido que es el único que no presenta deformación milonítica e intrusiona a la franja milonítica localizada en la región.

La mineralogía observada incluye grandes cristales de cuarzo, feldespatos potásico (microclina) y plagioclasa (oligoclasa-andesina), los cuales mostraron poca alteración (sericitización). Minerales accesorios que lo constituyen son la biotita, apatito, zircón, opacos y esfena; esta última bastante escasa. La clasificación que se le dió de acuerdo a el diagrama de Streckeisen (1976), fué de una **granodiorita**. El intrusivo Santo Domingo se encuentra intrusionando la franja milonítica desde en poblado de San José Piedras Negras al este y Valdeflores Colotepec hacia el poniente de la zona de trabajo.

Este cuerpo ígneo se emplazó en la región donde existía una mayor debilidad debido a la acción de la zona de cizalla.

IV. ESTRUCTURAS DE LAS ROCAS CRISTALINAS.

IV.1 ANTECEDENTES.

En la década de los ochenta se realizaron algunos estudios para definir criterios de desplazamiento de fallas en las rocas dúctiles basados en las diferentes microestructuras, (indicadores cinemáticos), parte de estos estudios fueron realizados por Simpson y Schmid en 1983, O'Brien *et al.*, 1987; además de Choukroune, Gapais y Merle en el año de 1987.

Cobbold y Gapais (1987), presentan diferentes criterios de falla en las rocas en donde los indicadores cinemáticos revelan ciertos aspectos de la historia de la deformación de las rocas. En el mismo año (1987), Choukroune *et al.* presentan criterios sobre las zonas de falla en las rocas dúctiles.

Simpson y DePaor en 1993, realizan un estudio a fondo sobre las zonas sometidas a altas deformaciones; enfocándose principalmente a la cinemática de estas.

En el área de estudio se puede observar una gran diversidad de estructuras, están varían de estructuras asociadas al metamorfismo hasta estructuras de deformación dúctil y frágil las cuales son posteriores al metamorfismo. Existe una región bien definida de cizalla intensa que dió origen a la deformación cristaloplástica de las rocas que se encuentran en la parte central del área. A esta zona se le denomina "**Falla Chacalapa**".

IV.2 FALLA CHACALAPA.

La Falla Chacalapa presenta características que indican una deformación que varía de dúctil a frágil. Esta zona de cizalla está representada por rocas que han sufrido deformación por un determinado tiempo en condiciones de relativa alta presión y temperatura a lo largo de zonas de fallas. Estas rocas se trituraron, dando origen a una

matriz de cuarzo policristalino y filosilicatos con porfidoclastos rotados dentro de la matriz siguiendo un lineamiento que nos revela la dirección del desplazamiento de la falla.

La Falla Chacalapa, así denominada por Ortega-Gutiérrez y Corona-Esquivel en el año de 1986, es una discontinuidad tectónica que presenta un rumbo E-W y que a partir del poblado de Santo Domingo de Morelos se observa un curvamiento hacia la costa quedando enmascarado su límite oeste por la presencia de arenas conglomeráticas cuaternarias que le sobreyacen.

La zona de cizalla presenta un carácter trezado o anastomosado en las cercanías del poblado de Xuchil y se presenta con una orientación EWE-WNW desde el poblado de Santa María Xadani al poblado de San Jose Chacalapa (Tolson *et al.*; 1993). Continúa hasta Valdeflores Colotepec donde está limitada y bifurcada por un intrusivo no deformado, Intrusivo Santo Domingo y las arenas conglomeráticas del Cuaternario.

En la zona de estudio la **Falla Chacalapa** afecta principalmente a las rocas intrusivas del Terreno Xolapa. Se encuentra deformando la parte sur del intrusivo Chacalapa y la parte norte del intrusivo Pochutla.

Estructuras originadas por dicha falla son explicadas en los siguientes párrafos.
Figura 7.

IV.2.1 MILONITIZACION.

La Falla de Chacalapa presenta características de deformación con un régimen que varía de dúctil a frágil. Debido a la deformación se originaron estructuras miloníticas como lo son la recristalización dinámica en estado sólido de ciertos minerales, la deformación en el régimen frágil con desarrollo de cataclastitas y la presencia de indicadores cinemáticos.



PORFIDOCLASTO CUARZOFELDSPÁTICO DEFORMADO PERTENECIENTE A LA FRANJA MILONÍTICA UBICADA AL NORESTE DEL ÁREA DE ESTUDIO (LAS FLECHAS INDICAN LA DIRECCIÓN Y EL SENTIDO DE LA DEFORMACIÓN). ABAJO, XENOLITO MIGMATÍTICO (INDICADO POR LAS FLECHAS) ENLOBADO POR EL INTRUSIVO.



UNAM

FACULTAD DE INGENIERIA
TESIS PROFESIONAL
INGENIERO GEOLOGO.

FIGURA 7:

**CARACTERÍSTICAS DE ALGUNAS
ROCAS UBICADAS AL NORESTE
DEL ÁREA DE ESTUDIO.**

RODRIGUEZ RIVERA RUBEN D.
LAZOS RAMIREZ ZULEMA GPE.

1995

En el área de estudio la franja milonítica presenta una anchura de 8 km aproximadamente. La milonita tiene una dirección con rumbo E-W, en el área comprendida entre San José Chacalapa y San José Piedras Negras. A partir de ahí, en dirección oeste, la franja milonítica sufre una bifurcación, teniéndose una franja con dirección hacia la costa (SW) y la otra sufre una ligera curvatura hacia el noroeste. La franja que se encuentra en la parte sur del Intrusivo Santo Domingo (ver mapa geológico), inicia en el poblado de San José Piedras Negras. Está cubierta por sedimentos conglomeráticos, pero se observa claramente que se dirige hacia la costa, cerca de los poblados de San Juanito y San Bernardino (muestras deformadas por efectos de la deformación milonítica tomadas en un arroyo cercano a los poblados antes mencionados).

IV.2.1.1 MICROESTRUCTURAS Y ESTRUCTURAS.

Las rocas milonitizadas del área presentan estructuras microscópicas de gran importancia para el estudio de la geometría de la esquistosidad, así como para el análisis en las zonas de cizalla y de diques, con ellas es posible establecer el sentido y dirección del desplazamiento de las fallas (indicadores cinemáticos).

Existen diferentes microestructuras fuertemente marcadas en la zona milonítica del área, estas estructuras son tratadas por separado por la importancia que tiene cada una de ellas para este tipo de estudios.

IV.2.1.1.1 INDICADORES CINEMATICOS.

Las microestructuras de las rocas miloníticas, reciben el nombre de indicadores cinemáticos y con la ayuda de éstos se puede establecer la dirección y sentido de desplazamiento de la falla; así como también el grado de deformación de las rocas. Los indicadores cinemáticos revelan ciertos aspectos de la historia de deformación de la roca a una determinada escala. Se observan tanto a escala de lámina delgada como en campo

(muestra de mano). Sin embargo, es necesario estudiar las rocas en el microscópio para tener un criterio más amplio sobre las características de éstas.

Los criterios tomados para la determinación del sentido de la falla son las estructuras de ojos asimétricos; principalmente se observaron porfidoclastos feldespáticos, resistentes al flujo, que se presentan cuando existe una deformación derivada de los procesos mecánicos que recibieron las rocas. Otros criterios tomados son las relaciones entre fábricas planares, sombras de presión asimétricas, granos rotos desplazados, recristalización oblicua y elongada en granos y subgranos; además de la presencia de la fábrica cristalográfica asimétrica.

En los siguientes párrafos se presenta una explicación más extensa sobre los criterios tomados, para su mayor comprensión. **Figura 8.**

Estructuras de ojos asimétricos:

Debido a la deformación que tienen las rocas comprendidas en la **Falla Chacalapa**, presentan porfidoclastos largos, asimétricos y resistentes al flujo, que se encuentran embebidos dentro de una matriz dúctil y de grano fino, compuesta principalmente por cuarzo.

En las láminas delgadas de muestras de roca pertenecientes al área de estudio se observaron ojos asimétricos englobados por una matriz de grano fino recristalizada. Generalmente, los minerales que se presentan como ojos alargados son feldespatos y son rodeados por filosilicatos que se encuentran distribuidos asimétricamente en la roca pero siguiendo una dirección de flujo. Debido a la intensidad de la falla los feldespatos se presentan algunas veces rotados, en este caso su eje más largo está en posición oblicua a la foliación de la matriz. **Figura 8b.**

Sombras de presión asimétricas.

Cuando existe alta ductilidad en la roca, comienzan a rotar los granos dentro de la matriz, marcando en cada grano rotado una sombra de presión que se distingue por la ocurrencia de microfoliaciones y micropliegues, además de acumulación de material muy



PORFIDOCLASTOS CUARZO-FELDESPATICOS ROTADOS POR EL DESPLAZAMIENTO (LAS FLECHAS INDICAN LA DIRECCION Y EL SENTIDO DE LA DEFORMACION MILONITICA). ABAJO, GRANOS CUARZO-FELDESPATICOS ROTOS POR EFECTOS DE LA DEFORMACION EN EL AREA DE ESTUDIO.



UNAM

FACULTAD DE INGENIERIA
TESIS PROFESIONAL
INGENIERO GEOLOGO.

FIGURA 8:

RASGOS DEL DESPLAZAMIENTO EN LAS ROCAS UBICADAS EN LA PARTE CENTRAL DEL AREA DE ESTUDIO.

RODRIGUEZ RIVERA RUBEN D.
LAZOS RAMIREZ ZULEMA GPE.

1995

fino dentro de las sombras de presión que se ubican en el área donde existe la unión del cristal con la foliación, este espacio presenta una forma cóncava denominadas como "**colas**" del cristal.

En las estructuras de la milonita de Chacalapa las "**colas**" se encuentran generalmente rellenas de cuarzo criptocrystalino además de cristales pequeños de feldespatos. Estas se extienden a lo largo del plano de foliación en la dirección E-W en las muestras de rocas de la **Falla de Chacalapa. Figura 8b.**

Composición de fábricas planares.

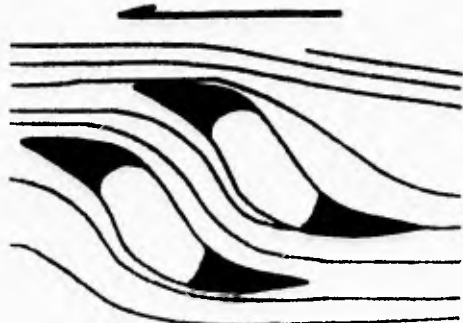
El estudio de este tipo de rasgos fué sistematizado por Berthé *et al.* (1979), quienes observaron el desarrollo progresivo de fábricas planares en rocas graníticas deformadas, ellos describieron dos superficies referidas a cizallamiento y esquistosidad y las denominaron como "**superficies C y S**". **Figura 8c.**

Las **superficies C** son planos paralelos a la dirección de la falla principal y representan el plano de cizalla, mientras las **superficies S** son definidas por la esquistosidad en la zona de cizalla. Las primeras indican el rumbo que tiene la falla, las segundas indican el sentido de falla (Ramsay y Graham, 1970 en Simpson y Schmid, 1983). **FOTO 7.**

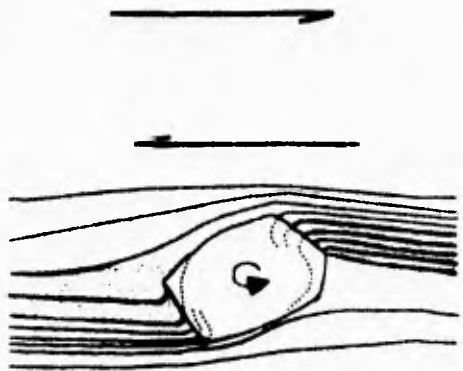
Cuando la deformación se incrementa el ángulo que existe entre las superficies C y S decrece. Dentro de la zona de estudio se observan las superficies C y S que se presentan bien definidas en las láminas delgadas y señalan una dirección de falla lateral con sentido sinistral.

Desplazamiento de granos rotos.

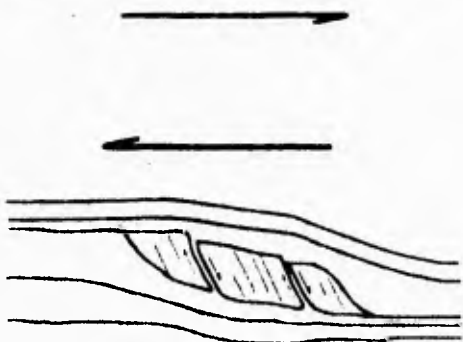
El desplazamiento de granos rotos se observa comúnmente en hojuelas de micas, feldespatos o piroxenos que se encuentran dentro de una matriz dúctil. Su ocurrencia es mayor en rocas miloníticas, aunque también suelen ser encontrados en rocas con débil deformación. Estos indicadores cinemáticos también son empleados para la determinación



ILUSTRACION DE FENOBLASTOS ASIMETRICOS DENTRO DE UNA FOLIACION. LAS "COLAS" DE LOS FENOBLASTOS ESTAN COMPUESTAS DE MATERIAL DE GRANO FINO Y SE EXTIENDEN A LO LARGO DEL PLANO DE FOLIACION EN DIRECCION DE LA FALLA.



PORFIDOBLASTO ROTADO MOSTRANDO SOMBRAS DE PRESION.



REPRESENTACION DE GRANOS ROTOS DENTRO DE UNA MATRIZ DUCTIL. EL SENTIDO DE LAS MICROFRACTURAS DENTRO DEL GRANO PRESENTAN UNA ORIENTACION OBLICUA AL PLANO DE FOLIACION.

INDICADORES CINEMATICO QUE REPRESENTAN LAS ROCAS DEFORMADAS DE LA ZONA DE ESTUDIO, SEÑALANDO UNA ORIENTACION DE FALLA LATERAL CON SENTIDO SINISTRAL.

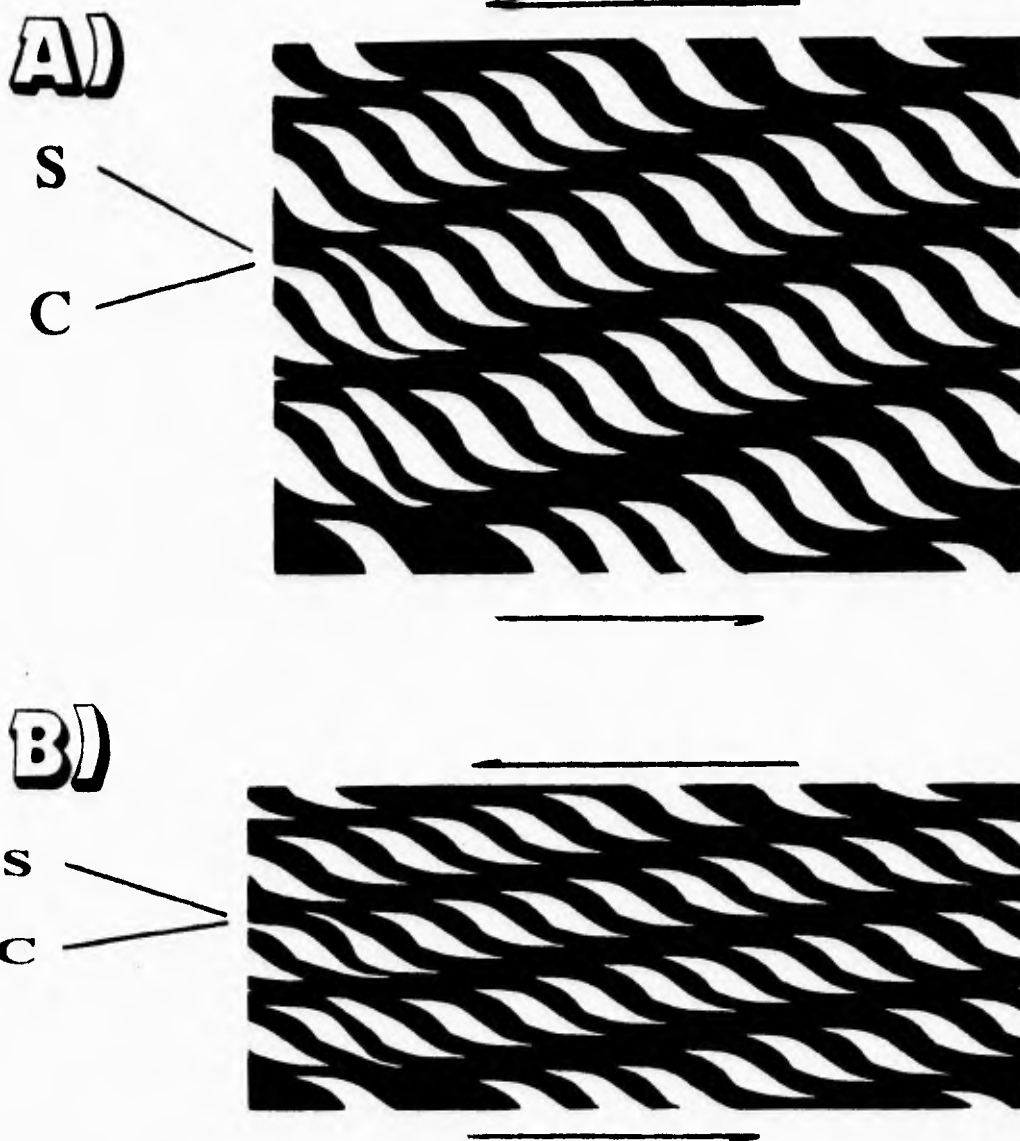
UNAM

**FACULTAD DE INGENIERIA
TESIS PROFESIONAL
INGENIERO GEOLOGO.**

FIGURA 8b: ALGUNOS CRITERIOS DE DEFORMACION PARA ANALIZAR ROCAS MILONITICAS.

**RODRIGUEZ RIVERA RUBEN D.
LAZOS RAMIREZ ZULEMA GPE.**

1995



A) ESTRUCTURAS S Y C OBSERVADAS EN EL MICROSCOPIO (INDICADAS POR LAS FLECHAS), LAS CUALES NOS AYUDAN DETERMINAR LA DIRECCION Y EL SENTIDO DE LA DEFORMACION. B) ESTRUCTURAS S Y C, INDICANDO UNA INTENSIDAD DE DEFORMACION MAYOR QUE EN EL INCISO ANTERIOR. TOMADAS DE SIMPSON Y SCHMID, 1983.

UNAM

FACULTAD DE INGENIERIA
TESIS PROFESIONAL
INGENIERO GEOLOGO.

FIGURA 8c: ESTRUCTURAS S Y C QUE SE
PUEDEN OBSERVAR EN LAS
ROCAS MILONITICAS.

RODRIGUEZ RIVERA RUBEN D.
LAZOS RAMIREZ ZULEMA GPE.

1995

del sentido de la falla (Choukroune y Lagarde, 1977 en Simpson y Schmid, 1983). **Figura 8b.**

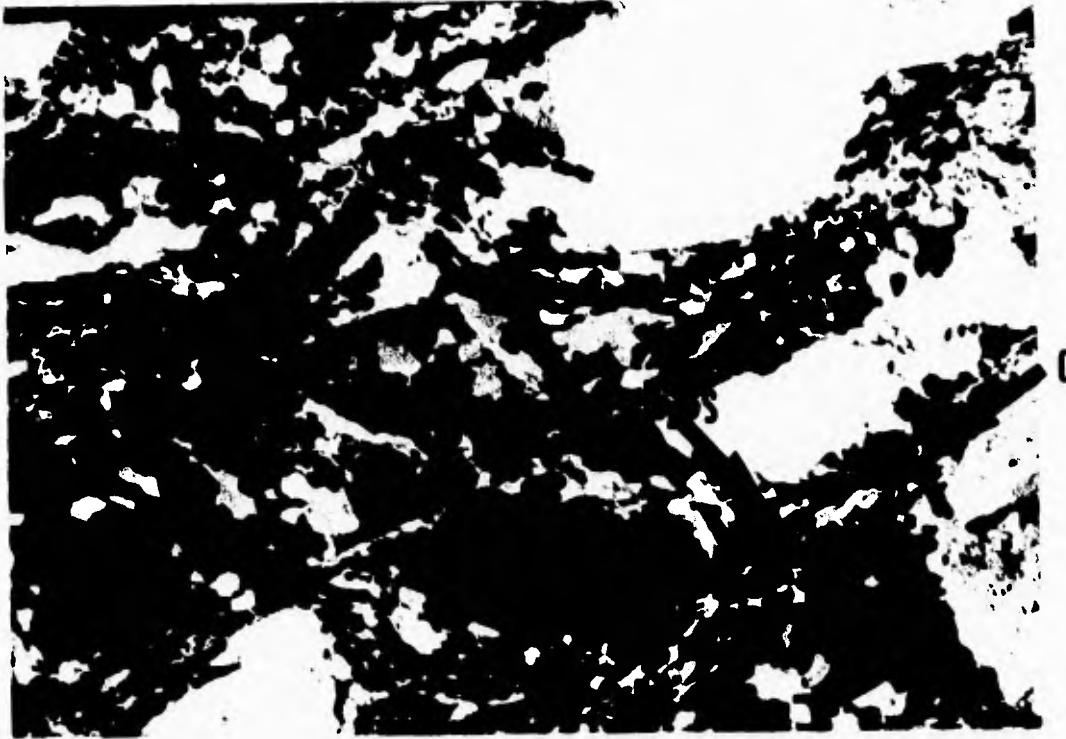


FOTO 7: VISTA MICROSCOPICA DE ROCA MILONITICA UBICADA AL NW DE POCHUTLA, DONDE SE OBSERVAN LA SUPERFICIES S Y C, INDICADAS POR FLECHAS. (NICOLES CRUZADOS).

Este tipo de estructuras se presentan como rasgos megascópicos, con la cual se puede establecer una analogía con un librero, dónde los granos representan los libros. Los cuales al ejercerles una fuerza en un extremo van a desplazar a los demás libros observándose un desplazamiento uniforme en éstos. **FOTO 8.**

En las rocas milonitizadas de la zona de estudio existen granos rotos de biotita; feldespato y cuarzo en menor cantidad, estos granos señalan que la deformación de la roca es predominantemente frágil, aunque la dúctil está presente.

La oblicuidad de granos y subgranos elongados recrystalizados.

En la zona de estudio existen granos elongados recrystalizados los cuales presentan una oblicuidad con respecto al plano de foliación, esto es explicado porque los granos recrystalizados dinámicamente se presentan en las últimas etapas de deformación de la falla, estos granos son dirigidos en bandas con una orientación que presenta una tendencia perpendicular al eje principal de acortamiento. Aunque esta tendencia solo se observó en las rocas que presentan menos competencia, como son las rocas miloníticas (de naturaleza cuarzo-feldespática principalmente) que se encuentran al sur del poblado de Santo Domingo. Dentro de los granitos milonitizados el ángulo que existe entre la oblicuidad de los granos y el eje principal de deformación es menor.

Todos los criterios mencionados se emplearon para deducir el sentido de la la Falla Chacalapa, dando como resultado una dirección de desplazamiento aproximadamente W-E en forma lateral con un sentido sinistral.



FOTO 8: PARTE MELANOCRÁTICA EN LA ROCA MILONÍTICA MOSTRANDO UNA RUPTURA Y DESPLAZAMIENTO SIMILAR AL DE LOS GRANOS ROTOS DESPLAZADOS EN LA ZONA CENTRAL DEL ÁREA DE ESTUDIO.

IV.2.1.1.2 FOLIACION.

Se define como foliación a todas las estructuras planares paralelas de una roca, ya sean de origen metamórfico o ígneo; como resultado de la cual las rocas pueden ser deformadas según superficies planares aproximadamente paralelas.

La foliación se manifiesta debido a **1)** el paralelismo o subparalelismo de minerales tabulares, prismáticos o fibrosos (disposición lepidoblástica o nematoblástica si se trata de rocas metamórficas de micas, anfíboles, etc.); **2)** a la orientación cristalográfica de minerales xenoblásticos (cuarzo, calcita); y **3)** al bandeado mineralógico.

El bandeamiento es de tres tipos genéticos: **a)** estratificación de rocas sedimentarias o materiales ígneos residuales (estructura fluidal, estratificación primaria en las peridotitas; **b)** bandeado resultante de la difusión metamórfica (diferenciación metamórfica) y **c)** bandeado producido por la inyección capa a capa, de materiales ígneos (granitos por lo general, Heinrich, 1972).

Es necesario señalar que la foliación en muchos casos, ha tenido lugar paralelamente a las superficies del movimiento diferencial en las rocas y en estos casos, la lineación de los minerales está orientada, típicamente en el sentido del movimiento diferencial. Cuando la foliación es resultado de la simple compresión, los planos de foliación son normales a la dirección de la fuerza de compresión y cuando es debida a un par de fuerzas, los planos de foliación forman ángulo con las direcciones de las fuerzas (Heinrich, 1972).

En el área de estudio se encontraron rocas ígneas y metamórficas que presentaban una foliación bastante marcada, la cual difería en orientación e inclinación en ambas litologías (rocas ígneas y metamórficas). Las rocas metamórficas presentan una foliación metamórfica con una orientación N-S, y un ángulo de inclinación promedio de 45° tanto al norte como al sur. En las rocas graníticas los planos de foliación se observan con una orientación E-W y un alto grado de inclinación (subvertical). Al igual que la deformación milonítica observada, la foliación más marcada se distinguió en la parte central y norte de la zona de estudio.

En rocas miloníticas en muchas ocasiones la foliación es consecuencia del desarrollo de planos de cizalla muy próximos entre sí a lo largo de los flancos de innumerables y pequeños micropliegues. En la zona de estudio se pudo observar que las rocas metamórficas presentan una foliación con una dirección perpendicular a la lineación producida por la Falla Chacalapa, mientras que las rocas graníticas presentaron una foliación paralela a esta falla. **Láminas 2 y 3.**

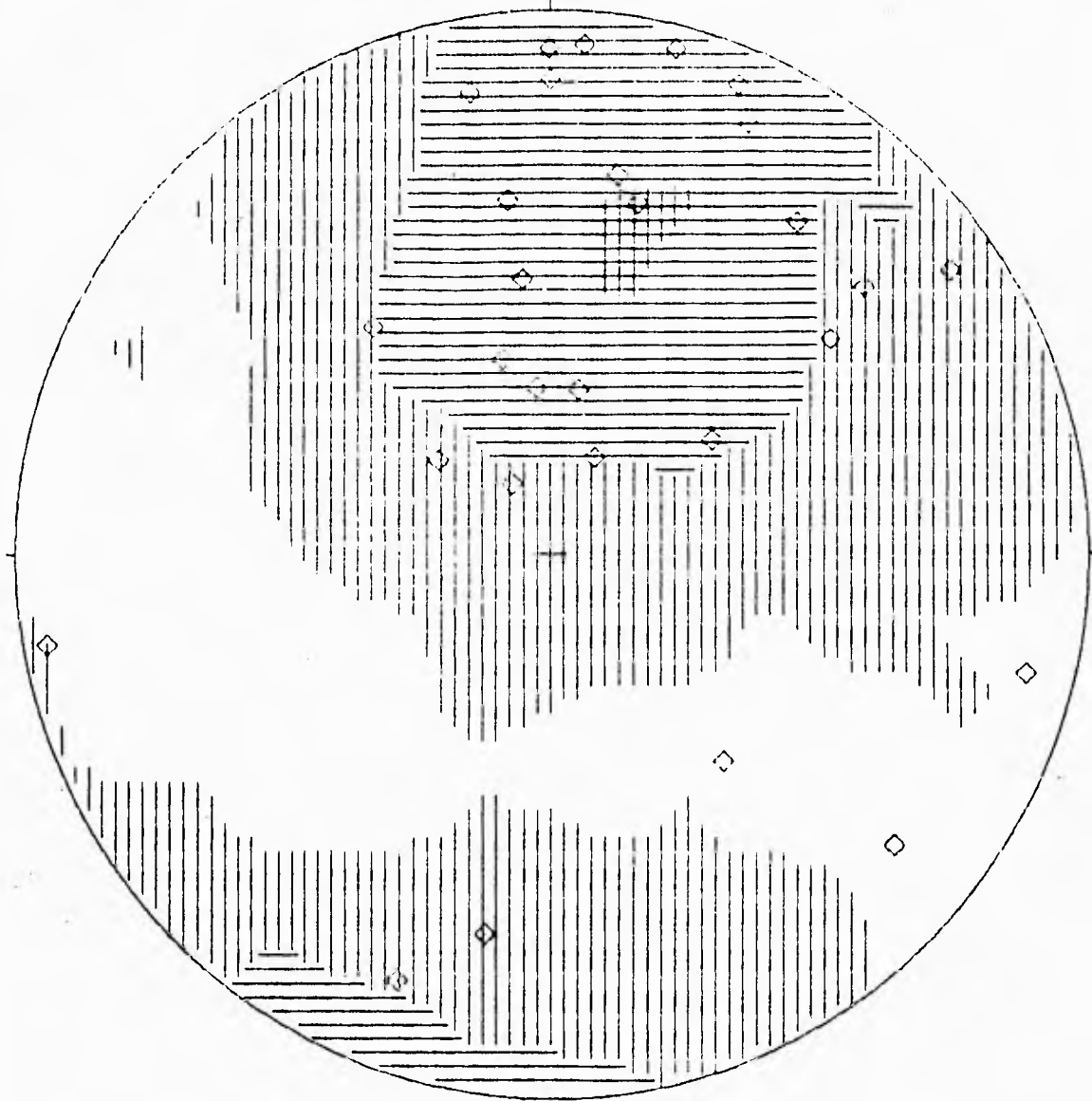
IV.2.1.1.3 LINEACION.

La lineación es un rasgo estructural en el cuál la orientación preferencial de los granos o porfiroclastos es paralela a una línea de desplazamiento dentro del plano de foliación. En las milonitas indican la dirección del movimiento relativo de los lados de la falla durante el metamorfismo dinámico. **FOTO 9.**



FOTO 9: ROCA CUARZOFELDESPATICA CON RASGOS VISIBLES DE LINEACION (PARALELA AL MARTILLO).

DATOS DE LA FOLIACION EN LAS ROCAS GRANITICAS
NORTE



31 PUNTOS

LEYENDA.

▨	1- 3	▨	16- 16
▨	4- 6	▨	19- 21
▨	7- 9	▨	22- 24
▨	10- 12	▨	25- 27
▨	13- 15		

METODO DE CONTEO: KAMB (1959)
AREA DE CONTEO: 22.5%
SIGMA: 2.32
INTERVALO DE CONTEO: 3 SIGMA

UNAM

FACULTAD DE INGENIERIA
TESIS PROFESIONAL
INGENIERO GEOLOGO.

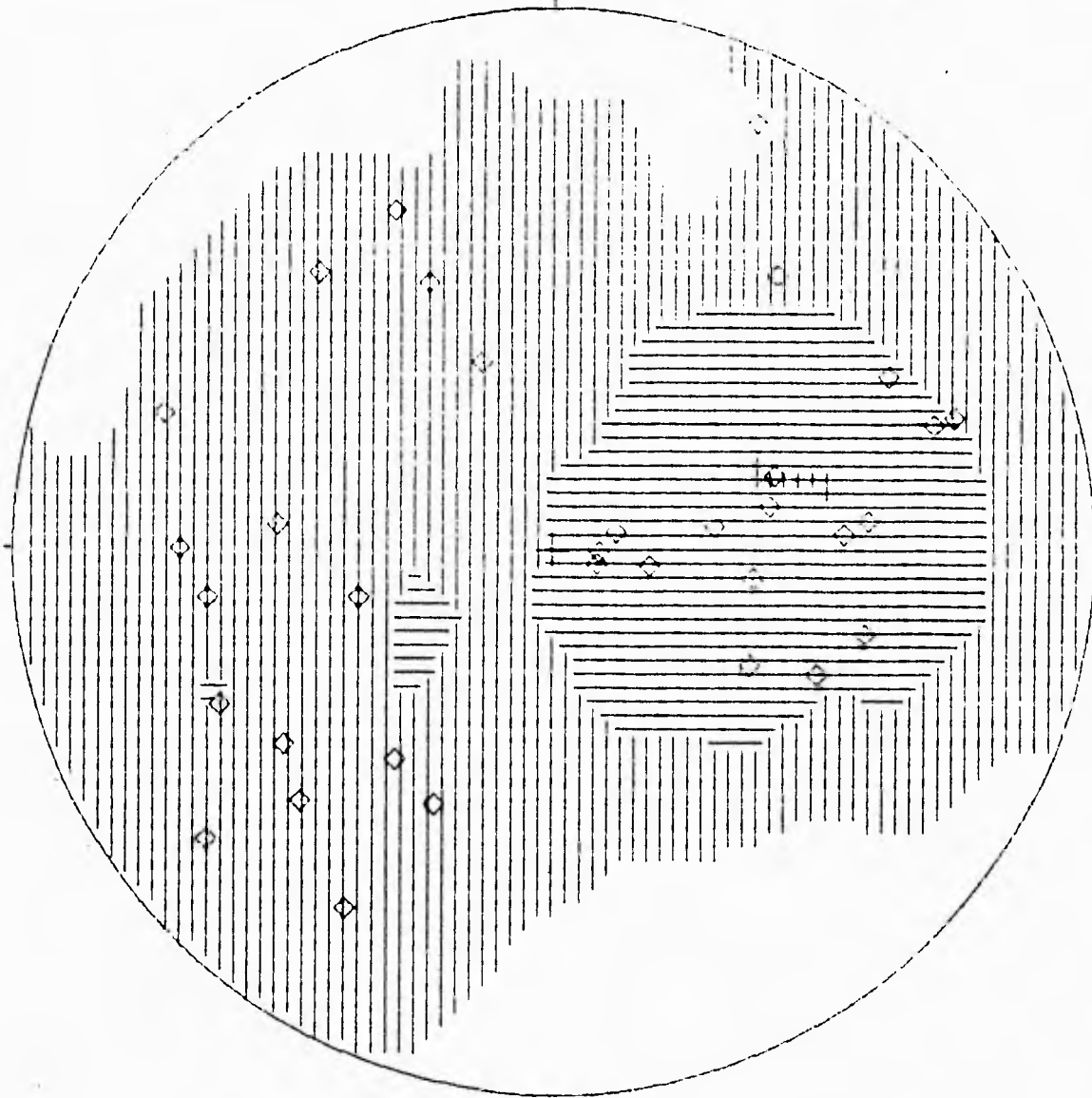
LAMINA 2:

RED EQUIAREAL MOSTRANDO LOS
POLOS DE LA FOLIACION EN LAS
ROCAS GRANITICAS EN LA ZONA
DE ESTUDIO.

RODRIGUEZ RIVERA RUBEN D.
LAZOS RAMIREZ ZULEMA GPE.

1995

DATOS DE FOLIACION EN LAS ROCAS METAMORFICAS NORTE



LEYENDA.

1- 3	16- 18
4- 6	19- 21
7- 9	22- 24
10- 12	25- 27
13- 15	

METODO DE CONTEO: KAMB (1959)
 AREA DE CONTEO: 20.9%
 SIGMA: 2.37
 INTERVALO DE CONTEO: 3 SIGMA

34 PUNTOS

	FACULTAD DE INGENIERIA TESIS PROFESIONAL INGENIERO GEOLOGO.
	<p>LAMINA 3:</p> <p>RED EQUIAREAL INDICANDO LOS POLOS DE LA FOLIACION EN LAS ROCAS METAMORFICAS UBICADAS EN EL AREA DE ESTUDIO.</p>
RODRIGUEZ RIVERA RUBEN D. LAZOS RAMIREZ ZULEMA GPE.	1995

En la zona de estudio, la lineación muestra una marcada tendencia E-W, con una ligera desviación hacia el SE; además del carácter subhorizontal de esta (promedio de 20°). Los datos obtenidos coinciden con los descritos anteriormente por diversos autores.

Lámina 4.

La lineación está presente tanto en rocas metamórficas como ígneas, distinguiéndose más claramente en las rocas migmatíticas, debido a la abundancia de minerales foliados tales como la biotita y muscovita en los cuales son más fáciles de observar dichas características. **Figura 9.**

IV.3 FALLAS Y FRACTURAS.

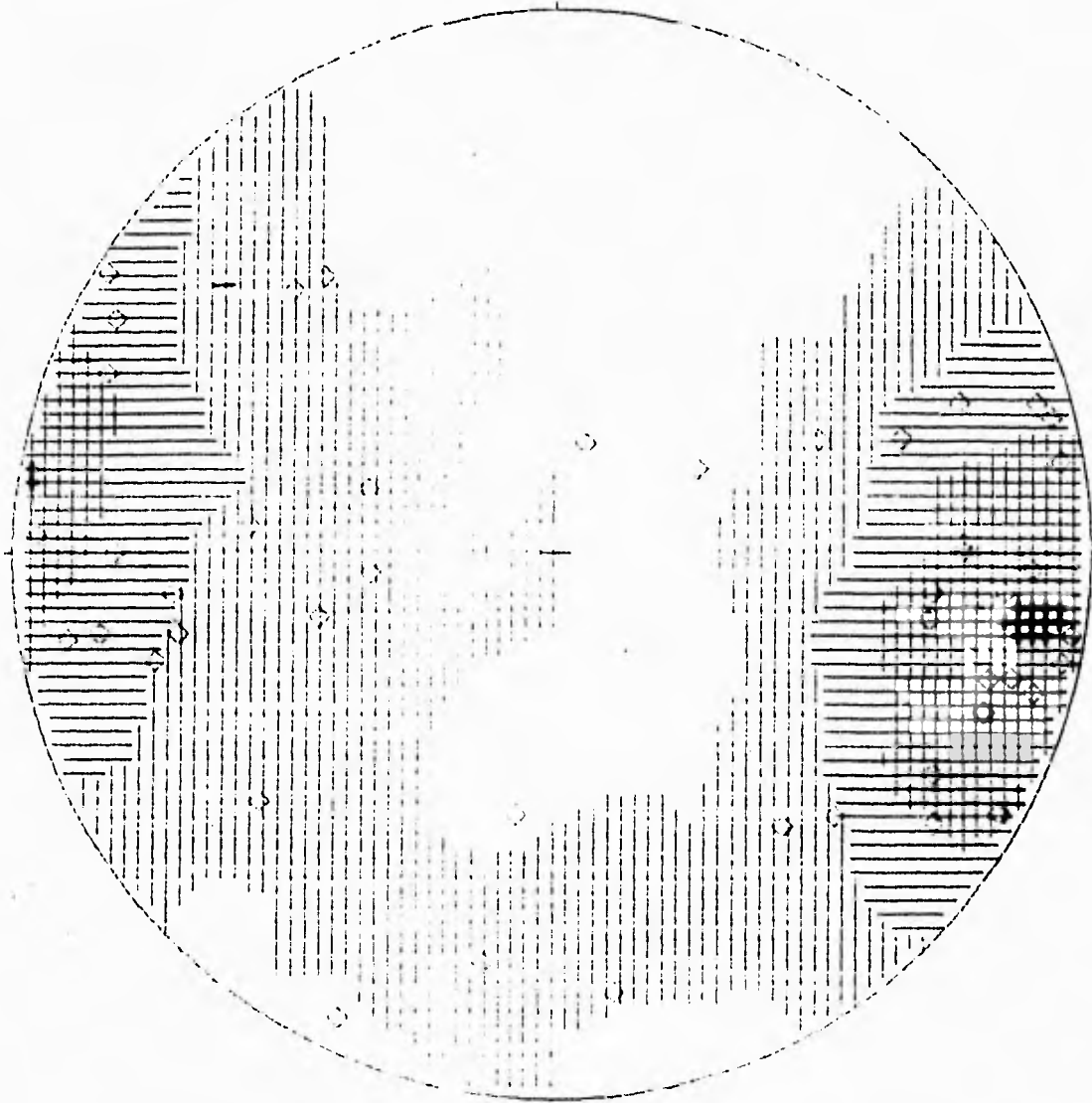
Las fracturas en la zona de estudio son muy abundantes, encontrándose en todas orientaciones; pero la tendencia general de estas es una dirección NW-SE. Presentan una inclinación subvertical, lográndose distinguir en algunos afloramientos un desplazamiento de tipo normal predominantemente.

Las fracturas en la región ubicada al sur del poblado de Santo Domingo se encuentran rompiendo las superficies de foliación y lineación, lo cual nos indica que este fracturamiento fué posterior al desplazamiento lateral izquierdo. También se logró distinguir en los alrededores de la zona antes mencionada y al este, un fracturamiento contemporáneo o previo a la deformación milonítica ya que se encuentra desplazado por la lineación.

En la zona de estudio se lograron distinguir numerosas fallas, las cuales al igual que las fracturas presentan características de un desplazamiento normal subvertical (con un ángulo cercano a los noventa grados), en su mayoría con un movimiento mayor de 90 centímetros; aunque cabe señalar que la mayor parte presenta un desplazamiento mucho menor.

DATOS DE LINEACION EN LA ZONA MILONITICA.

NORTE



LEYENDA.

1- 3	13- 15
4- 6	16- 18
7- 9	19- 21
10- 12	22- 24
13- 15	25- 27

52 PUNTOS

METODO DE CONTEO: KAMB (1959).

AREA DE CONTEO: 14.8%.

SIGMA: 2.56.

INTERVALO DE CONTEO: 3 SIGMA.

UNAM

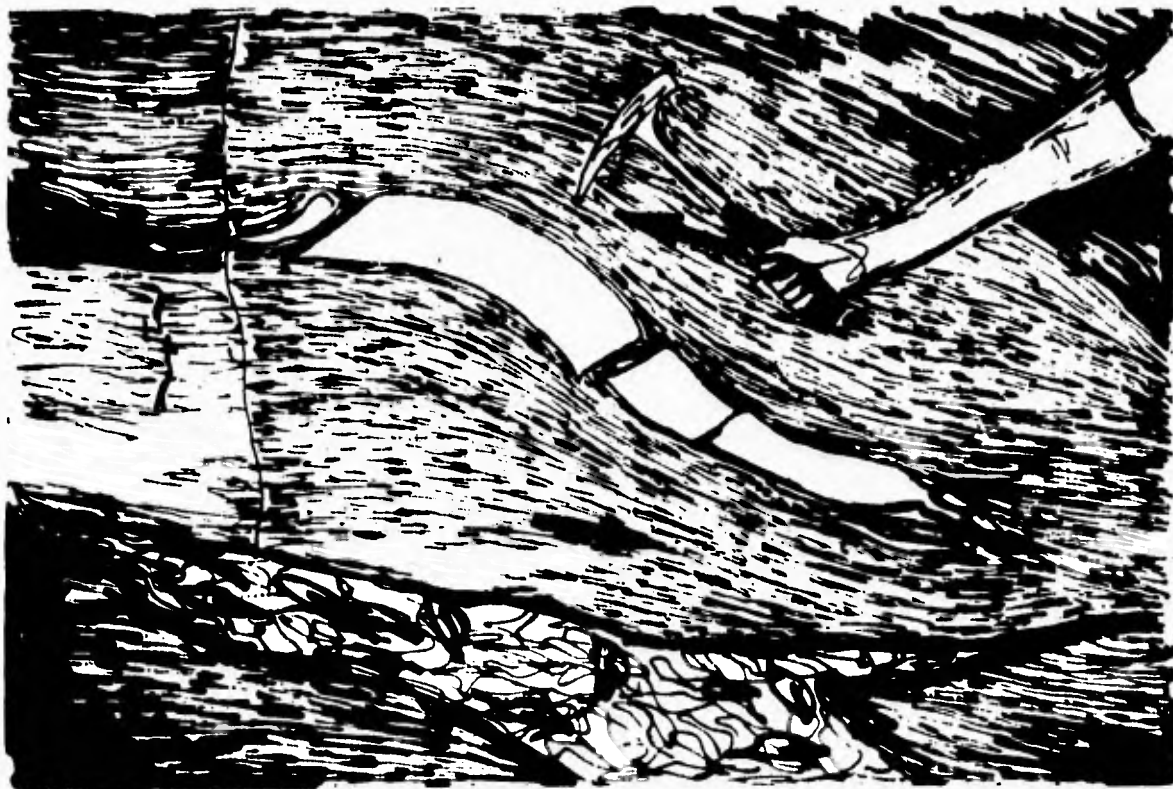
**FACULTAD DE INGENIERIA
TESIS PROFESIONAL
INGENIERO GEOLOGO.**

LAMINA 4:

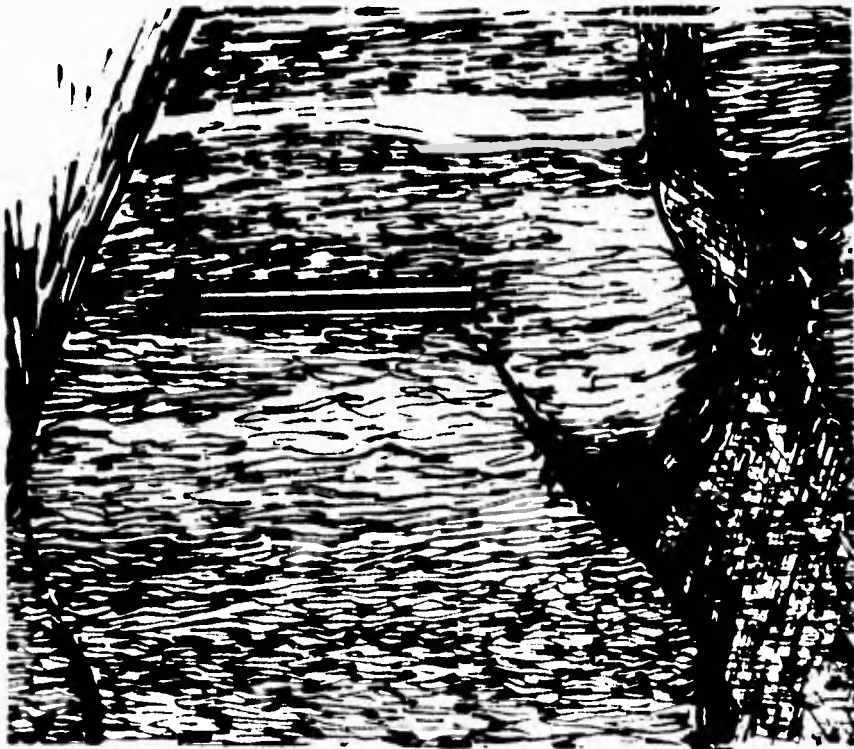
**RED EQUIAREAL INDICANDO LA
ORIENTACION DE LAS LINEACIO-
NES POR EXTENSION EN LA ZONA
DE ESTUDIO.**

**RODRIGUEZ RIVERA RUBEN D.
LAZOS RAMIREZ ZULEMA GPE.**

1995



OTRO ASPECTO DE LA LINEACION Y FOLIACION EN LAS ROCAS GRANITICAS (LAS FLECHAS INDICAN LA ORIENTACION DEL DESPLAZAMIENTO ARRIBA Y LA FOLIACION ABAJO).



UNAM

FACULTAD DE INGENIERIA
TESIS PROFESIONAL
INGENIERO GEOLOGO.

FIGURA 9:

**CARACTERISTICAS DE LA LINEACION
EN LAS ROCAS CUARZOFELDESPATI-
CAS EN TODA LA ZONA DE ESTUDIO.**

RODRIGUEZ RIVERA RUBEN D.
LAZOS RAMIREZ ZULEMA GPE.

1995

En la zona ubicada 3 km al sur del poblado de Santo Domingo de Morelos, en un afloramiento de rocas migmatíticas se distinguió un gran desplazamiento normal con un ángulo menor. Este desplazamiento es posterior a la deformación milonítica. **Lámina 5.**

DATOS ESTRUCTURALES DE LAS FRACTURAS EN EL AREA DE ESTUDIO.

NORTE



LEYENDA.

39 PUNTOS

1- 3	16- 18
4- 6	19- 21
7- 9	22- 24
10- 12	25- 27
13- 15	

METODO DE CONTEO: KAMB (1959).

AREA DE CONTEO: 18.8%

SIGMA: 2.44

INTERVALO DE CONTEO: 3 SIGMA.

UNAM

FACULTAD DE INGENIERIA
TESIS PROFESIONAL
INGENIERO GEOLOGO.

LAMINA 5:

RED EQUIAREAL MOSTRANDO LOS
POLOS DE DIACLASAS, EN LA
ZONADE ESTUDIO.

RODRIGUEZ RIVERA RUBEN D.
LAZOS RAMIREZ ZULEMA GPE.

1995

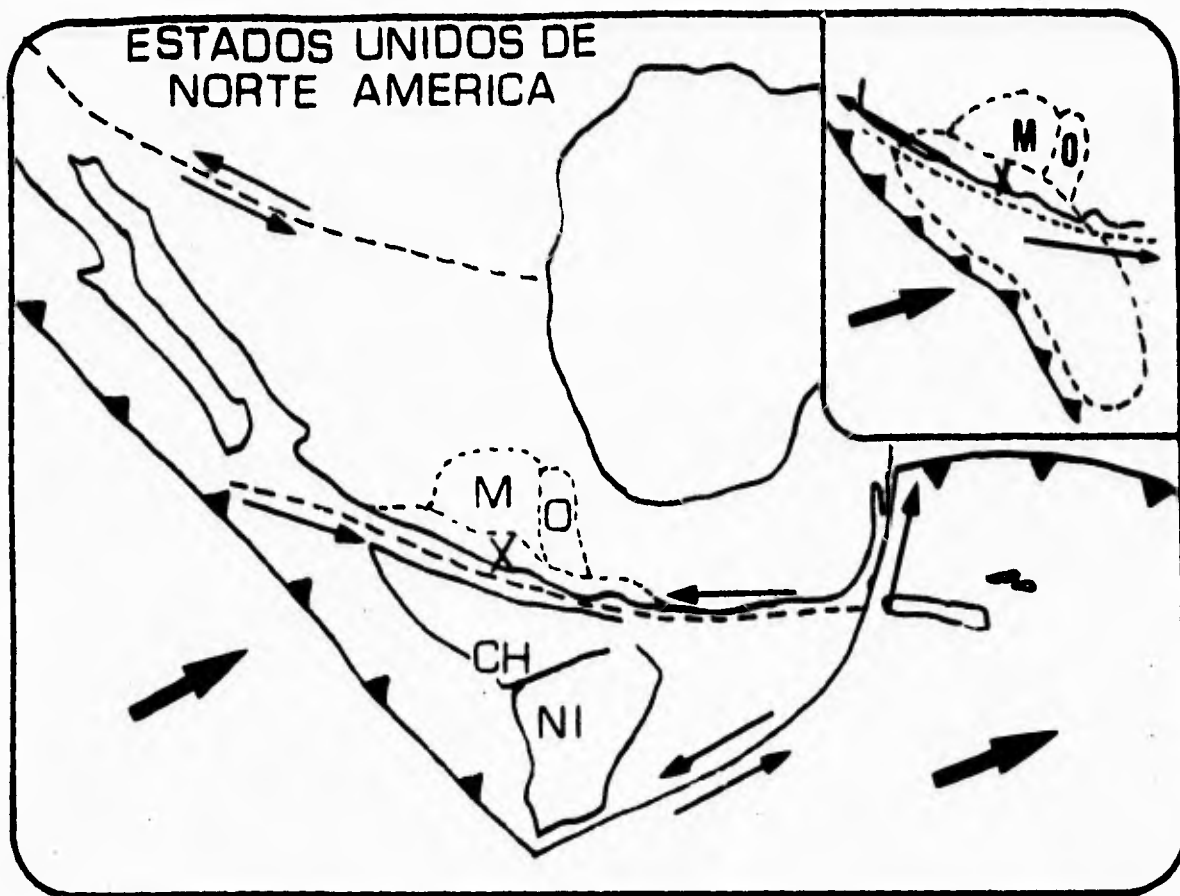
V. INTERPRETACION SOBRE LA EVOLUCION TECTONICA DEL SUR DE MEXICO (ESTADO ACTUAL).

El basamento metamórfico más antiguo del sur de México es el llamado **Complejo Oaxaqueño**, autores como Fries *et al.* (1962), lo relacionaron con la Provincia Grenvillana de Norteamérica de edad Precámbrica basados en estudios isotópicos. **Lámina 6.**

La ausencia en el centro y sur de México de cinturones más antiguos, en el margen de los cuales hubiera evolucionado el Complejo Oaxaqueño, constituye claramente una anomalía tectónica, de tal manera que las diferentes zonas con xenolitos y afloramientos de rocas grenvillanas podrían corresponder con segmentos de la margen del Cratón Norteamericano dislocados y desplazados durante o antes de la disgregación de la Pangea (Morán-Zenteno, 1992).

El **Complejo Acatlán**, que constituye el basamento del Terreno Mixteca, se encuentra ubicado al oeste del Complejo Oaxaqueño y tiene características cronológicas y petrológicas similares a las de las rocas metamórficas del norte de los Apalaches en Norteamérica. Este complejo pudo haber evolucionado en parte durante la aproximación y colisión de Báltica y Laurentia, y posteriormente transportado hacia el sur del Cratón Norteamericano, antes de la colisión de Gondwana. Las intrusiones graníticas Pérmicas que afectan los complejos Acatlán y Oaxaqueño (Ruiz-Castellanos, 1979) pueden ser los indicios de la proximidad de estos bloques a la zona de colisión entre Norteamérica y Gondwana. Dicha colisión ha sido cronológicamente ubicada en el intervalo Carbonífero-Pérmico (Wickham *et al.*, 1976; Scotese *et al.*, 1979; Ross y Ross, 1984).

Las rocas volcanoclásticas y volcánicas del **Terreno Guerrero**, las cuales tienen una edad Jurásico Tardío-Cretácico Temprano (Pantoja, 1959; Campa y Coney, 1983); representan las rocas mas antiguas que corresponden a una actividad magmática relacionada a un arco magmático en la margen oeste de México. Existen interpretaciones que consideran la actividad magmática mesozoica del Terreno Guerrero asociada a un límite convergente de dos segmentos oceánicos con subducción al occidente (Urrutia-Fucugauchi, 1980; Coney, 1983; Urrutia-Fucugauchi y Valencio, 1986 en Morán-Zenteno 1992).



RECONSTRUCCION DE LA PLACA TECTONICA DEL CARIBE DURANTE EL EOCENO. TOMADO DE RILLER, U.; RATSCHBACHER, L. Y FRISCH. 1992. (M=MIXTECA, O=OAXACA, X=XOLAPA, CH=BLOQUE CHORTIS, NI=BLOQUE NICARAGUA).

UNAM

**FACULTAD DE INGENIERIA
TESIS PROFESIONAL
INGENIERO GEOLOGO**

LAMINA 6:

**RECONSTRUCCION DE LA PLACA
TECTONICA DEL CARIBE EN EL
EOCENO.**

**RODRIGUEZ RIVERA RUBEN D.
LAZOS RAMIREZ ZULEMA GPE.**

1995

De acuerdo a estos modelos las secuencias volcánicas y sedimentarias del Terreno Guerrero se habrían desarrollado como parte de un arco intraoceánico que fué acrecionado a la margen continental occidental de México durante el Cretácico Tardío. Como consecuencia de dicha colisión se habría generado detrás del arco acrecionado una nueva fosa con polaridad de la subducción al este. Coney (1983), considera que este evento de colisión podría ser responsable de los episodios de deformación de la Orogenia Laramide.

Si se admiten las reconstrucciones paleogeográficas que colocan la parte septentrional de Sudamérica en el espacio del sur de México, la actividad magmática y sedimentaria del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano en el occidente de México debe haber coexistido con el movimiento relativo de los Terrenos Mixteca, Oaxaca y Maya hacia el sur con respecto a Norteamérica, se considera que los principales desplazamientos regionales ocurrieron durante la apertura del Golfo de México (Anderson y Schmidt, 1983; Pindell, 1988).

Las características estratigráficas y tectónicas del suroeste de México indican una evolución geológica caracterizada por episodios de magmatismo de arco y deformación orogénica relacionada a la convergencia recurrente entre las placas oceánicas del Pacífico y la placa continental Norteamericana. Detalles de la evolución Tectónica de este margen han sido objeto de innumerables interpretaciones y en consecuencia de grandes controversias. Autores como Lapierre *et al.*, 1993 en Shaff *et al.* 1994, proponen modelos involucrando la acreción de un arco intraoceánico yuxtaponiéndose a la margen continental en el Cretácico Tardío.

Otros autores como Herrmann *et al.* (1994); sugieren la evolución de un arco Mesozoico fuertemente influenciado por la cercanía de la margen continental. Hasta ahora el carácter intraoceánico de una evolución de esta margen no puede ser totalmente desechada.

La evolución tectónica del suroeste de México desde el Cretácico Tardío ha sido ligada a el desarrollo de la Placa Caribeña y el desplazamiento del Bloque Chortis hasta su actual posición en América Central (Anderson y Schmidt, 1983; Pindell *et al.*, 1988). Schaaf *et al.* (1994); señalan que las características tectónicas observadas apoyan un

desplazamiento lateral izquierdo, pre o contemporáneo con el desarrollo de la actual Trinchera de Acapulco.

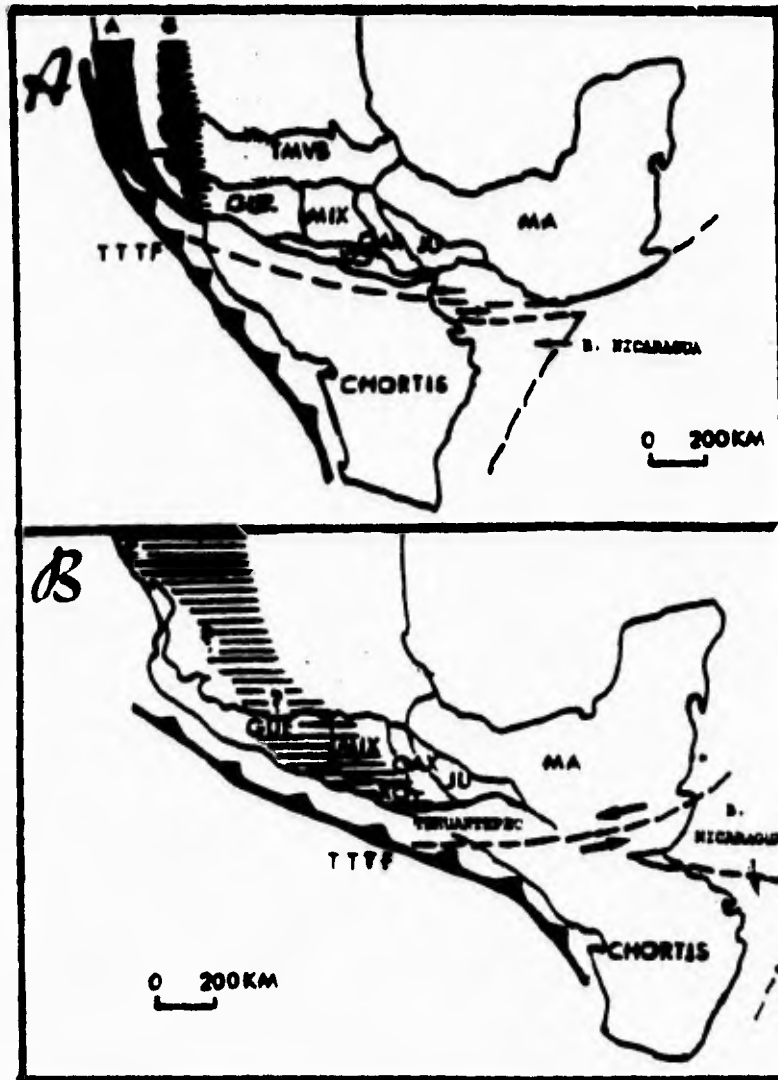
Añaden que estas características de desplazamiento son conspicuas en el segmento Acapulco-Tehuantepec; lo cual sugiere que existió un desplazamiento tectónico de norte a sur de fragmentos continentales, involucrando el cinturón batolítico costero, el cual estuvo activo durante el Cretácico Tardío. (Beck *et al.*, 1981).

Schaaf *et al.* (1994); señalan que existe una migración magmática aparente desde Puerto Vallarta hasta Tehuantepec la cual puede ser atribuida a dos diferentes procesos, ambos relacionados con la tectónica de placas prevaleciente en la región; **1)** La migración en dirección este del magmatismo de arco previo a la truncación de la margen continental y **2)** la extinción magmática gradual a lo largo de la margen acompañando la migración trinchera-trinchera-falla transforme resultado del desplazamiento hacia el sureste del Bloque Chortis. Añaden que la migración del magmatismo de arco desde el Cretácico Tardío hasta el Paleógeno puede ser interpretada como resultado de un incremento en la velocidad e convergencia de la Placa Farallón relacionada con la Placa Norteamericana. Este cambio causó una variación del ángulo de subducción en el suroeste de México y un desplazamiento del magmatismo hacia el este. **Lámina 7 y 7a.**

El cinturón plutónico del Cretácico Tardío-Terciario constituye la última manifestación de actividad ígnea previa a la truncación de la margen continental.

La abundancia de magmatismo del Oligoceno evidenciado por la gran cantidad de batolitos a lo largo del arco Xolapa, y sus diferencias de edad con los batolitos localizados en el límite norte del Bloque Chortis (Paleoceno), implica que estos dos terrenos no se encontraban yuxtapuestos cuando se originó el plutonismo oligocénico.

Se concluye que la actividad magmática tuvo lugar paralelamente y detrás de la junta triple de las placas del Caribe-Norteamericana-Cocos. Esta conclusión se obtiene de la comparación de velocidad de migración del magmatismo hacia el SE y la velocidad de desplazamiento del Bloque Chortis la cual es calculada a partir de las anomalías magmáticas y la batimetría a lo largo de la Fosa del Cayman (Ross y Scotese, 1988).



PALEOPOSICION DEL BLOQUE CHORTIS Y SU PROLONGACION SUBMARINA. A) EOCENO TARDIO (40 Ma); B) OLIGOCENO TARDIO (25-30 Ma). TTTF=TRINCHERA-TRINCHERA-FALLA TRANSFORME; GUE=T. GUERRERO; MIX=T. MIXTECA; XO=T. XOLAPA; OAX=T. OAXACA; JU=T. JUAREZ; MA=T. MAYA; TMVB=EJE VOLCANICO TRANSMEXICANO. a, b y c; REPRESENTAN TRES ARCOS MAGMATICOS RELACIONADOS A LA PALEOTRINCHERA (a:CRETACICO MEDIO; b:CRETACICO SUPERIOR-TERCIARIO INFERIOR; c=EOCENO-OLIGOCENO). SCHAFF ET AL: 1994.

UNAM

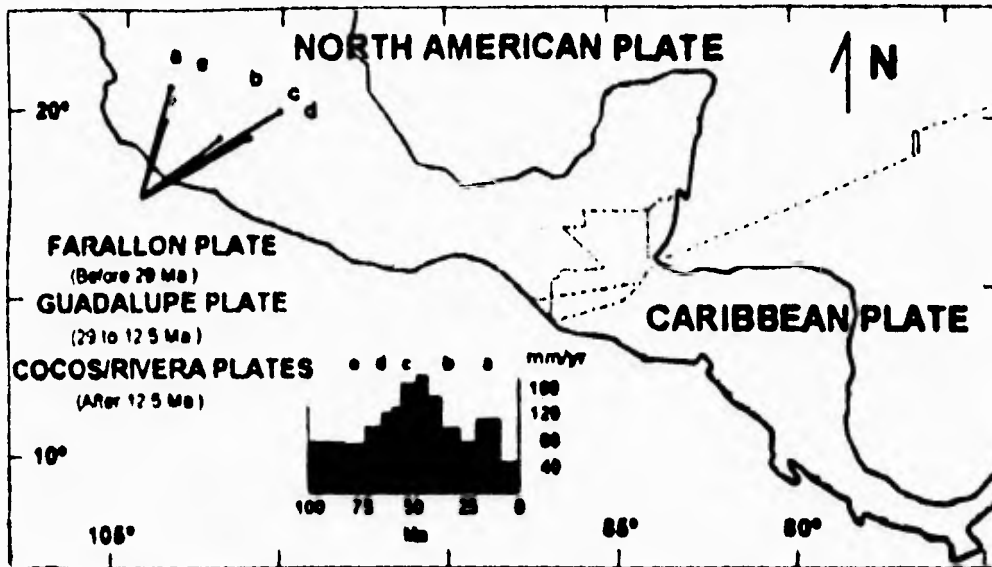
FACULTAD DE INGENIERIA
TESIS PROFESIONAL
INGENIERO GEOLOGO.

LAMINA 7:

PALEOPOSICION DEL BLOQUE
CHORTIS Y SU PROLONGACION
SUBMARINA.

RODRIGUEZ RIVERA RUBEN D.
LAZOS RAMIREZ ZULEMA GPE.

1995



VECTORES DE VELOCIDAD DE LAS PLACAS FARALLON-COCOS EN RELACION CON NORTEAMERICA PARA UN PUNTO LOCALIZADO FRENTE A LA MARGEN CONTINENTAL SUR-OESTE DE MEXICO. a=20 Ma, b=43-37 Ma, c=56-48 Ma, d=66-61 Ma, e=85-74 Ma. SCHAFF ET AL.; 1994.

<p>UNAM</p>	<p>FACULTAD DE INGENIERIA TESIS PROFESIONAL INGENIERO GEOLOGO.</p>
<p>LAMINA 7a: VECTORES QUE INDICAN LA VELOCIDAD DE LAS PLACAS FARALLON Y COCOS EN RELACION CON CENTROAMERICA DESDE EL CRETACICO, HASTA EL TERCIARIO.</p>	
<p>RODRIGUEZ RIVERA RUBEN D. LAZOS RAMIREZ ZULEMA GPE.</p>	<p>1995</p>

V.1 DISCUSION SOBRE LA EVOLUCION TECTONICA DE LA ZONA DE ESTUDIO.

La franja milonítica estudiada está estrechamente relacionada con el desplazamiento del Bloque Chortis hacia su posición relativa actual, pues representa un rasgo estructural con la misma cinemática y cronología de dicho evento. Este rasgo estructural se refleja en el desplazamiento lateral izquierdo que presenta la franja milonítica.

Las características principales observadas en esta zona, tales como el grado de deformación que alcanzó la región, la asociación entre las rocas estudiadas y su mineralogía, permiten interpretar que al oriente del área de estudio (entre los poblados de Candelaria Loxicha y Chacalapa), la franja milonítica se encuentra deformando rocas que pertenecen a los Terreno Oaxaca y Xolapa. Sin embargo hacia el centro y poniente del área, la milonitización sólo afecta al Terreno Xolapa; esto indica que la presencia de la franja milonítica asociada al desplazamiento del bloque Chortis no se presenta solamente en contactos entre los dos terrenos tectonoestratigráficos.

La franja de deformación milonítica tuvo su origen a profundidades relativamente someras (entre de 15 y 20 km), además que de acuerdo a las características de los minerales observados; tales como asociación mineralógica, grado de deformación, minerales formados como productos de dichos esfuerzos, formas que presenta el cuarzo; entre otros permiten indicar los rangos de temperatura a los que se vió sometida esta franja (entre 350 y 500 °C). Para la época en que se dió la deformación milonítica (± 27 Ma); la parte correspondiente a los intrusivos del Terreno Xolapa todavía se encontraba en un estado de altas temperaturas sin haber completado su enfriamiento. De acuerdo a Morán-Zenteno *et al.* (1993); con una temperatura estimada de 700 °C para la cristalización de los magmas graníticos, se obtendrían tasas de enfriamiento para los intrusivos de la región entre 29 y 13 °C cada millón de años. Mientras que las rocas correspondientes a el Terreno Oaxaca de edad Precámbrica se encontraban finalmente en estado sólido y totalmente emplazadas. Además hay que añadir que la actividad magmática en la región continuaba (la presencia de un intrusivo sin deformar en el área de estudio así la indica) y se llevaba a cabo

el desplazamiento del Bloque Chortis, es posible que la deformación milonítica haya afectado a las rocas menos competentes en ese tiempo.

Los intrusivos estudiados en el área, de acuerdo a su edad y ubicación, se pueden atribuir a la subducción de la placa Farallón bajo la placa de Norteamérica en el Terciario Inferior (la paleotrinchera asociada a este evento de subducción, se ubicaba al suroccidente de la trinchera actual). Es necesario señalar que de acuerdo a Schaaf *et al.* 1994; existió un cambio en el ángulo de subducción de esta placa, lo cual ocasionó una migración del magmatismo hacia el oeste.

Desde Acapulco, hasta la región de Huatulco el magmatismo Oligocénico experimentó una extinción gradual hacia el SE, como resultado de la migración en la misma dirección del punto triple trinchera-trinchera-falla transforme que acompañó el desplazamiento del Bloque Chortis.

Estudios de geobarometría realizados en hornblendas del intrusivo denominado Santo Domingo (Corona-Chávez, 1994, correo electrónico); arrojaron resultados de una presión de 3.892 ± 0.6 kb. lo que arroja una profundidad aproximada de 15 kilómetros. Estas características de presión corresponden a un grupo de plutones de relativa baja profundidad que es bastante coherente con las características estructurales de algunos cuerpos graníticos del sur de México.

El levantamiento y exhumación de la zona milonítica se dió en el Terciario Tardío como producto del cambio en el régimen de subducción en la región y debido a el desplazamiento del Bloque Chortis.

CONCLUSIONES.

-En el área de estudio se pudieron distinguir tres conjuntos petrotectónicos diferenciables. El primero se ubica al NE de la región (Terreno Oaxaca), el segundo se localiza en la parte central de la zona (Franja milonítica), finalmente el tercero en la parte sur (Terreno Xolapa).

-Las rocas que componen al Terreno Oaxaqueño en esta región son: metagabros, piroxenitas y anortositas que constituyen una secuencia de granulitas básicas con escasa deformación sobreimpuesta al metamorfismo. La región en que se observan efectos de deformación postmetamórfica es la ubicada al noreste de la zona de estudio.

-Las rocas que comprenden al Terreno Xolapa en esta zona son: Intrusivos cuarzo-feldespáticos deformados y sin deformar, migmatitas en forma de xenolitos de tamaño variable, esquistos de sillimanita, paragneises anfibolíticos y milonitas. Existen claros efectos de deformación por cizalla en algunas rocas graníticas y migmatíticas (principalmente las localizadas al noreste de la zona de estudio).

-La franja de deformación milonítica afecta a rocas de ambos terrenos, resultando más afectados los cuerpos de roca de composición cuarzo-feldespática.

-Los diferentes indicadores cinemáticos permitieron reconocer el sentido y dirección de la deformación en la franja milonítica. El proceso de milonitización ocurrió como resultado del desplazamiento lateral izquierdo en una franja con un rumbo E-W, siendo la deformación más intensa al norte del área de estudio.

-La franja milonítica presenta una bifurcación al oeste del área de estudio, cerca del poblado de San José Piedras Negras, dirigiéndose una franja hacia el SW en dirección a la costa; la segunda franja presenta una dirección E-W.

-El rango de temperaturas en las que ocurrió la deformación milonítica en esta zona fue entre 350 y 500 °C, siendo una deformación dúctil predominantemente la presentada en la franja milonítica.

-El desplazamiento a lo largo de la zona milonítica, se debió al movimiento del Bloque Chortis en el Terciario Temprano hacia su actual posición en Centroamérica.

-El Terreno Xolapa es el que resultó mas afectado por la milonitización debido probablemente a su condición térmica y a la mejor competencia mecánica causada por la presencia de filosilicatos.

-Estudios de geobarometría realizados en el intrusivo denominado Santo Domingo, ubicado en la parte central del área de estudio; arrojaron resultados de una presión de 3.892 ± 0.6 kb.; lo que nos da una profundidad aproximada de cristalización de 15 kilómetros, lo cual es concordante con la interpretación hecha acerca de la evolución geológica de la zona.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS:

- Alaniz-Alvarez, S.A. 1988. **Geología y petrología del Complejo Xolapa en la Barranca de Xolapa, Estado de Guerrero.** Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis Profesional.
- Anderson, T. H. and Schmidt, V. A. 1983. **The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time.** Geological Society of America, Bulletin. vol. 24. pp. 941-966.
- Ashworth, J. R. (edited by). 1985. **Migmatites.** Lectures in Geological Sciences. University of Aston. Ed. Blackie and Son Limited. Great Britain.
- Beck, M. E. Jr.; Burmester, R. F.; Engebretson, D. C. and Schoonover, R. 1981. **Northward translation of Mesozoic batholiths western North America: Paleomagnetic evidence and tectonic significance.** Geofisica Internacional. vol.20, pp.143-162.
- Bellon, H.; Maury, R.C. and Stephan, J.F. 1982. **Dioritic basement, site 493: Petrology, geochemistry and geodinamics.** Initial report of the Deep Sea Drilling Project. LXVI, National Science Fundation, National Ocean Sediment Coring Program, 723-730.
- Berthé, D.; Choukroune, P. and Jegouzo, P. 1979. **Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites. The example of the South Armorican Shear Zone.** J. Struct. Geol. vol 1, pp 31-42.
- Campa, M. F. and Coney, Peter J. 1983. **Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico.** Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 26. pp. 1040-1051.

- Cendejas-Maciél, David. 1995. **Análisis Petroológico de la Sección del Complejo Xolapa comprendida entre Pochutla y Puerto Angel, Oaxaca.** U.N.A.M. Facultad de Ingeniería. Tesis Profesional.

- Choukroune, P.; Gapais, D. and Merle O. 1987. **Shear Criteria and structural symmetry.** Journal of Structural Geology, vol. 9. pp. 525-530.

- Cobbold, P. R. and Gapais, D. 1987. **Shear criteria in rocks: an introductory review.** Journal of Structural Geology, vol. 9. pp. 521-523.

- Coney, P.J. 1983. **Un modelo tectónico de México y sus relaciones con América del norte, América del sur y el Caribe.** Revista del Instituto Mexicano del Petróleo 15. pp. 6-15.

- Coney, P. J. and Campa, M. F. 1987. **Lithotectonic terrane map of Mexico.** U. S. Geological Survey Map 1874-D.

- Corona-Esquivel, R. 1981 (1983). **Estratigrafía de la región comprendida entre Olinalá y Tecocoyunca, Edo. de Guerrero.** Univ. Nal. Autón. de México, Instituto de Geología. Revista, vol. 5, pp. 17-24.

- De Cserna, Z. 1965. **Reconocimiento geológico de la Sierra Madre del Sur de México, entre Chilpancingo y Acapulco, Estado de Guerrero.** U.N.A.M. Instituto de Geología, Bol. 62, 72 pp.

- Delgado-Argote, Luis A. y Carballido-Sánchez, Enrique A. 1990. **Análisis tectónico del Sistema Transpresivo Neogénico entre Macuspana, Tabasco, y Puerto Angel, Oaxaca.** U.N.A.M. Revista del Instituto de Geología, vol. 9.; núm. 2. pp. 21-32.

- Fries, C. Jr.; Schmitter, E.; Damon, P. E. and Livingston, D. E. 1962. **Rocas precámbricas de edad Greenvillana de la parte central de Oaxaca en el sur de México.** U.N.A.M. Instituto de Geología, Bol. 64. pp. 45-53.

ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA

- Grajales-Nishimura, J. M. 1988. **Geology, geochronology, geochemistry and tectonic implications of the Juchatengo green rock sequence, state of Oaxaca, southern Mexico**. M. Sc. thesis; Dep. Geosciences, Univ. of Arizona. pp. 1-145
- Guerrero-García J. C.; Silver, L.T. y Anderson, T.H. 1978 (1980). **Estudios geocronológicos en el Complejo Xolapa**. Bol. Sociedad Geológica Mexicana. Núm. 39. pp. 22-23 (resumen).
- Heinrich, E. 1972. **Petrografía Microscópica**. Ed. Omega, Segunda Edición. México, D.F.
- Herrmann, Uwe R. and Nelson, Bruce. 1992. **U-Pb and Sm-Nd isotope analysis of the Xolapa Terrane in southern Mexico and tectonic implications**. Geowissenschaftliches Lateinamerika Kolloquium, Munster, abstracts (s/p).
- Herrmann, Uwe R.; Nelson, Bruce and Ratschbacher, Lothar. 1994. **The origin of a terrane: U/Pb zircon geochronology and tectonic evolution of the Xolapa complex (southern Mexico)**. Tectonics, vol. 13.; núm 2. pp. 455-474.
- Kerr, Paul Francis. 1977. **Optical mineralogy**. Ed. McGraw Hill. New York. 442p.
- Larsen, E. S. Jr; Gottfried, D.; Jaffe, H.W. and Waring, C. L. 1958. **Lead-alpha ages of the Mesozoic batholiths of western North America**. U.S. Geological Survey Bulletin, 1070 B. pp. 35-62.
- Lugo-Hupp, José. 1990. **El relieve de la República Mexicana**. U.N.A.M. Revista del Instituto de Geología. vol. 9; núm. 1. pp 82-111.
- MacKenze, W. S. and Guilford, C. 1980. **Atlas of rock-forming minerals in thin section**. Ed. Longman. London. 98p.
- MacKenze, W. S.; Donaldson, C. M. and Gilford, C. 1982. **Atlas of igneous rocks and their texture**. Ed. Longman. England. 148 p.

- Mason, Roger. 1978. **Petrology of the Metamorphic Rocks**. George Allen and Unwin. London. 254p.
- Mora, C.I.; Valley, J.W. and Ortega-Gutiérrez, Fernando. 1983. **Temperatures of granulite-facies metamorphism of the I B. and Oaxaca Complex, southern Mexico**. Geological Soc. America, Abstr. with programs. Vol. 15. p. 437 (resúmen).
- Morán-Zenteno, D.J. 1992. **Investigaciones isotópicas de Rb-Sr y Sm-Nd en rocas cristalinas de la región de Tierra Colorada-Acapulco-Cruz Grande, Estado de Guerrero**. U.N.A.M. Tesis de doctorado, 186 pp.
- Morán-Zenteno, D.J.; Schaaf, P; Kohler, H.; Bohnel, H. y Urrutia-Fucugauchi, J. 1993. **Consideraciones acerca de la petrogénesis de los intrusivos de la región de Acapulco, basadas en datos isotópicos de Sr y Nd**. Contribuciones a la Tectónica del Occidente de México; Monografía número 1, Unión Geofísica Mexicana.
- O'Brien, David K.; Wenk, R.K.; Ratschbacher, L. and Zhendong Y. 1987. **Preferred orientation of phyllosilicates in phyllonites and ultramytonites**. Journal of Structural Geology, vol. 9. pp. 719-730.
- Ortega-Gutiérrez, F. 1978. **Estratigrafía del Complejo Acatlán, estados de Puebla y Oaxaca**. U.N.A.M. Revista del Instituto de Geología. Núm. 2. pp. 112-131.
- Ortega-Gutiérrez, Fernando. 1981. **Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance**. Geofísica Internacional, vol. 20. núm. 3. pp. 177-202.
- Ortega-Gutiérrez, Fernando. 1981. **La evolución tectónica premisisípica del sur de México**. U.N.A.M. Revista del Instituto de Geología, vol. 5; núm. 2. pp. 140-157.
- Ortega-Gutiérrez, Fernando y Corona-Esquivel, Rodolfo, 1986. **La Falla de Chacalapa, sutura críptica entre los Terrenos Zapoteco y Chatino**. Resúmen; GTS-6,65 p.11.

- Ortega-Gutiérrez, Fernando, Centeno García Elena; Morán-Zenteno, Dante and Gómez-Caballero, Arturo. 1993. **First Circum Pacific and Circum Atlantic Terrane Conference. Terrane Geology of Southern Mexico. Guidebook of Field Trip B.**

- Pindell, J. L.; Cande, S. C.; Pitman III, W. C.; Rowley, D. B.; Dewey, J. F.; Labrecque, J. and Haxby, W. 1988. **A plate-kinematic framework for models of the Caribbean.** Tectonophysics, vol. 155. pp. 121-138.

- Pantoja-Alor, J. 1959. **Estudio geológico de reconocimiento de la región de Huetamo, Estado de Michoacan.** Consejo de Recursos Naturales No Renovables.

- Pantoja-Alor, Jerjes and Robinson, R. A. 1967. **Paleozoic sedimentary rocks in Oaxaca.** Science, vol. 157. pp. 1033-1035.

- Ramsay, R.G. and Graham, R. H. 1970. **Strain variations in shear belts.** Canadian J. Earth Sciences. Núm. 7. pp.786-813.

- Ratschbacher, Lothar; Riller, Ulrich; Martin, Meschede; Uwe, Herrmann and Wolfgang, Frisch. 1991. **Second look at suspect terranes in southern Mexico.** Geology, vol.19. pp. 1233-1236.

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

- Ross, Ch. A. and Ross, J. R. R. 1984. **Carboniferous and Early Permian biogeography.** Geology, num.13, pp.27-30.

- Ross, Malcom I. and Scotese, Christopher R. 1988. **A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region.** Tectonophysics, vol. 155. pp. 139-168.

- Ruiz-Castellanos, M. 1979. **Rubidium-strontium geochronology of the Oaxaca and Acatlan metamorphic areas of southern Mexico.** The University of Texas at Dallas, Ph. D. Thesis (inédita), 178 pp.

- Schaaf, P.; Morán-Zenteno, D.J. and Hernández-Bernal, M. 1994. **Migration of magmatism and Paleogene tectonic offset in SW Mexico: Evidence from igneous rock geochronology.** (sometido).

- Scotese, C. R.; Bambach, R. K.; Burton, C.; Vandervoo, R. and Ziegler, A. 1979. **Paleozoic base maps.** J. Geology, 87, pp. 217-277.

- Sedlock, R.; Ortega-Gutiérrez, F. and Speed, R. S. 1993. **Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico.** Geological Society of America, Special Paper. Núm. 278. pp 153.

- Simpson, Carol and Schmid, Stefan M. 1983. **An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks.** Geological Society of America Bulletin, vol. 24. pp. 1281-1288.

- Simpson, Carol and De Paor, Declan. 1993. **Strain and kinematic analysis in general shear zones.** Journal of Structural Geology. vol. 15, num. 1. pp. 1-20.

- Streckeisen, A. L. 1976. **To each plutonic rock its proper name.** Earth Science Reviews, 12. pp. 1-33.

- Tolson, Gustavo; Morán-Zenteno, Dante; Solis-Pichardo, G. 1993. **Naturaleza petrográfica y estructural de las rocas cristalinas en la zona de contacto entre los Terrenos Xolapa y Oaxaca; región de Santa María Huatulco, Oaxaca.** Contribuciones a la Tectónica del Occidente de México. Monografía número 1, Unión Geofísica Mexicana.

- Turner, Francis J. 1981. **Metamorphic petrology.** Ed. McGraw Hill. New York. 524p.

- Yardley, B.W.; Mackenzie, S. and Guilford, C. 1990. **Atlas of metamorphic rocks and their textures**. Ed. Longman Scientific and Technical. 120p.
- Urrutia-Fuccugauchi, J.; 1983. **Paleomagnetism and rock magnetism of selected intrusive igneous bodies from southern Mexico: I-Reconnaissance study of the Acapulco and Tierra Colorada intrusives**. Geofísica Internacional; vol. 22. pp. 39-56.
- Victoria-Morales, Alfredo; Vega-Carrillo, J. y Jiménez-García, O.. 1988. **Estudio petrológico del Complejo Xolapa a lo largo del Río de la Sabana, entre las poblaciones de La Venta y El Treinta, Estado de Guerrero**. IX Convención Geológica Nacional de la Sociedad Geológica Mexicana, Resúmenes. p. 17.
- Wickham, J.; Roeder, D. and Briggs, G. 1976. **Plate tectonic models for the Ouachita fold belt**. Geology, vol. 4, pp. 173-176.
- Yañez, O., Ruiz, J.; Patchett, P. J.; Ortega-Gutiérrez, F. and Gehrels, G. 1991. **Isotopic studies in the Acatlan Complex, Southern Mexico: Implications for Paleozoic North America tectonics**. Geological Society America Bulletin. Num. 103. pp. 817-828.

APENDICE MINERALOGICO

TESIS SIN PAGINACION

COMPLETA LA INFORMACION

CLASIFICACION DE ROCAS QUE AFLORAN AL SE DE POCHUTLA.

No de muestra	Cuazo	Feld k	Plag	Biotita	Horn	Musc.	Esfena	Mirm.	Clorita	Calcita	Granate	NOMBRE DE LA ROCA	TEXTURA	DEFORMACION
ZD144a	P	P	P	S	P	S	A					ANFIBOLITA	GRANOBLASTICA	
ZD144b	P	P	P	S	S			S			A	MONZOGRANITO	PORFIDOBLASTICA	
ZD145	P	P	P	P		A		S				ESQUISTO DE BIOTITA	LEPIDOBLASTICA	
ZD145b	P	P	P	P	S	A		S				GNEIS DE BIOTITA	GRANOBLASTICA	
● ZD146	P	P	P	P		A		S				GNEIS DE BIOTITA	GRANOBLASTICA	
ZD147	P	P	P	S			A	S				MONZOGRANITO	PORFIDOBLASTICA	
ZD148	P	P	P	P	S		A					ESQUISTO DE BIOTITA	LEPIDOBLASTICA	
ZD152	P	P	P	P	S			S	S			GNEIS DE BIOTITA	GRANOBLASTICA	

● ROCAS CON PRESENCIA DE PIROXENO.

P MINERALES PRIMARIOS O ESENCIALES
 S MINERALES SECUNDARIOS
 A MINERALES ACESORIOS

CLASIFICACION DE ROCAS QUE AFLORAN EN EL RIO GRANDE.

No de muestra	Cuarzo	Feld. k	Plag.	Biotita	Horn.	Musc.	Esfena	Mirrn.	Clorita	Calcita	Granate	NOMBRE DE LA ROCA	TEXTURA	DEFORMACION
ZD 134	P	S	P	P			A					ESQUISTO DE BIOTITA	MILONITICA	MILONITA
ZD 134d	P	P	P	S		S						GRANODIORITA	GRANOBLASTICA	
ZD 136	P	P	P	S					S			MONZOGRANITO	PORFIDOBLASTICA	
● ZD 137	P	P	P	S	A				S			GRANODIORITA	MILONITICA	PROTOMILONITA
ZD 137b	P	P	P	S		A						GRANODIORITA	MILONITICA	MILONITA
ZD 138	P	P	P	S	A	A			S			MONZOGRANITO	PORFIDOBLASTICA	
ZD 140	P	P	P	S	A				S	S		MONZOGRANITO	MILONITICA	MILONITA
ZD 141	P	P	P	S		S			S			MONZOGRANITO	MILONITICA	MILONITA
⊗ ZD 142b	P	P	P	S		S						ESQUISTO DE SILLIMANITA	MILONITICA	PROTOMILONITA
● ZD 155	P	P	P	S	S	A		S	A			MONZOGRANITO	MILONITICA	MILONITA

⊗ ROCAS QUE PRESENTAN SILLIMANITA

● ROCAS QUE PRESENTAN PIROXENOS

P MINERALES PRIMARIOS O ESENCIALES

S MINERALES SECUNDARIOS

A MINERALES ACCESORIOS

CLASIFICACION DE ROCAS QUE AFLORAN EN EL RIO SANTO DOMINGO

No. de muestra	Cuarzo	Feld. k	Plag.	Biotita	Horn.	Musc.	Esfena	Mirm.	Clorita	Calcita	Granate	NOMBRE DE LA ROCA	TEXTURA	DEFORMACION
T 1	P	P	P	S	S		A	S	S			MONZOGRANITO	PORFIDOCLASTICA	
T 1-c	P	P	P	S	S		A		S			MIGMATITA		
ZD 101	P	S	P	S	S		A	S	S			MONZOGRANITO	PORFIDOCLASTICA	
ZD 102	P	P	P	P	S		A	S	S			GNEISS DE BIOT-HORN.	LEPIDOBLASTICA	
ZD 103b	P	P	P	P		S	A		S			GNEISS DE BIOTITA	LEPIDOBLASTICA	
ZD 104	P	P	P	P		S						GNEISS DE BIOTITA	MILONITICA	MILONITA
ZD 105	P	P	P	P		S		S	S			GNEISS DE BIOTITA	MILONITICA	MILONITA
ZD 111	P	P	P	P		S	A	S	S			GNEISS DE BIOTITA	LEPIDOBLASTICA	
I 2	P	P	P	P		S	A	S	S			GNEISS DE BIOTITA	LEPIDOBLASTICA	
I 3	P	P	P	P		S		S				GNEISS DE BIOTITA	LEPIDOBLASTICA	
ZD 107b	P	P	P	P		S		S				GNEISS DE BIOTITA	LEPIDOBLASTICA	
ZD 110	P	P	P	S		S	A		S			MIGMATITA		
ZD 108	P	P	P	P		S		S	S			GNEISS DE BIOTITA	LEPIDOBLASTICA	
ZD 109	P	P	P	P		S		S	S			GNEISS DE BIOTITA	LEPIDOBLASTICA	
I 5	P	P	P	P			A	S	S			GNEISS DE BIOTITA	MILONITICA	PROTOMILONITA
ZD 106	P	P	P	P		S	A		S	S		GNEISS DE BIOTITA	MILONITICA	PROTOMILONITA
ZD 227	P	P	P	S	S		A		S			MIGMATITA		
ZD 254	P	P	P	P	S	S	A					GNEISS DE BIOTITA	MILONITICA	MILONITA
ZD 254b	P	P	P	P	S	S	A					GNEISS DE BIOTITA	MILONITICA	MILONITA
ZD 279	P	P	P	S	S	S						MIGMATITA		

P MINERALES PRIMARIOS O ESENCIALES
 S MINERALES SECUNDARIOS
 A MINERALES ACCESORIOS

CLASIFICACION DE ROCAS QUE AFLORAN AL SUR DE SANTO DOMINGO

No de muestra	Cuarzo	Feld. k	Plag	Biotita	Horn	Musc.	Esfena	Mirm.	Clorita	Calcita	Granate	NOMBRE DE LA ROCA	TEXTURA	DEFORMACION
<input type="checkbox"/> ZD 123	P	P	P	*				S	S		A	MONZOGRANITO	MILONITICA	MILONITA
ZD 124	P	P	P	S		A		S	S		A	MONZOGRANITO	PORFIDOBLASTICA	
ZD 125	P	P	P	S	S	A			S			MONZOGRANITO	MILONITICA	PROTOMILONITA
ZD 126	P	P	P	S		A						MONZOGRANITO	MILONITICA	PROTOMILONITA
<input type="radio"/> ZD 126b	P	S	P	S								ESQUISTO DE SILLIMANITA	LEPIDOBLASTICA	
ZD 126c	P	P	P	S		A		S	S			GRANODIORITA	MILONITICA	PROTOMILONITA
<input checked="" type="radio"/> ZD 127	P	P	P		S							MONZOGRANITO	MILONITICA	
ZD 128	P	P	P	S	S							GRANODIORITA	GRANOBLASTICA	
ZD 129b	P	P	P	P	S							ESQUISTO DE BIOTITA	MILONITICA	PROTOMILONITA
ZD 129c	P	P	P	P	S		A	S	S			ESQUISTO DE BIOTITA	MILONITICA	MILONITA
<input type="radio"/> ZD 130	P	P	P	S		S			S			ESQUISTO DE SILLIMANITA	MILONITICA	MILONITA
ZD 130b	P	S	P	S		S		S				MONZOGRANITO	PORFIDOBLASTICA	
ZD 131	P	P	P	P	S	S						GNEIS DE BIOTITA	MILONITICA	MILONITA
ZD 233	P	P	P	P	S		A					MILONITA	MILONITICA	MILONITA

ROCAS CON PRESENCIA DE SILLIMANITA

ROCAS CON PRESENCIA DE MONACITA

ROCAS CON PRESENCIA DE PIROXENO

P MINERALES PRIMARIOS O ESENCIALES

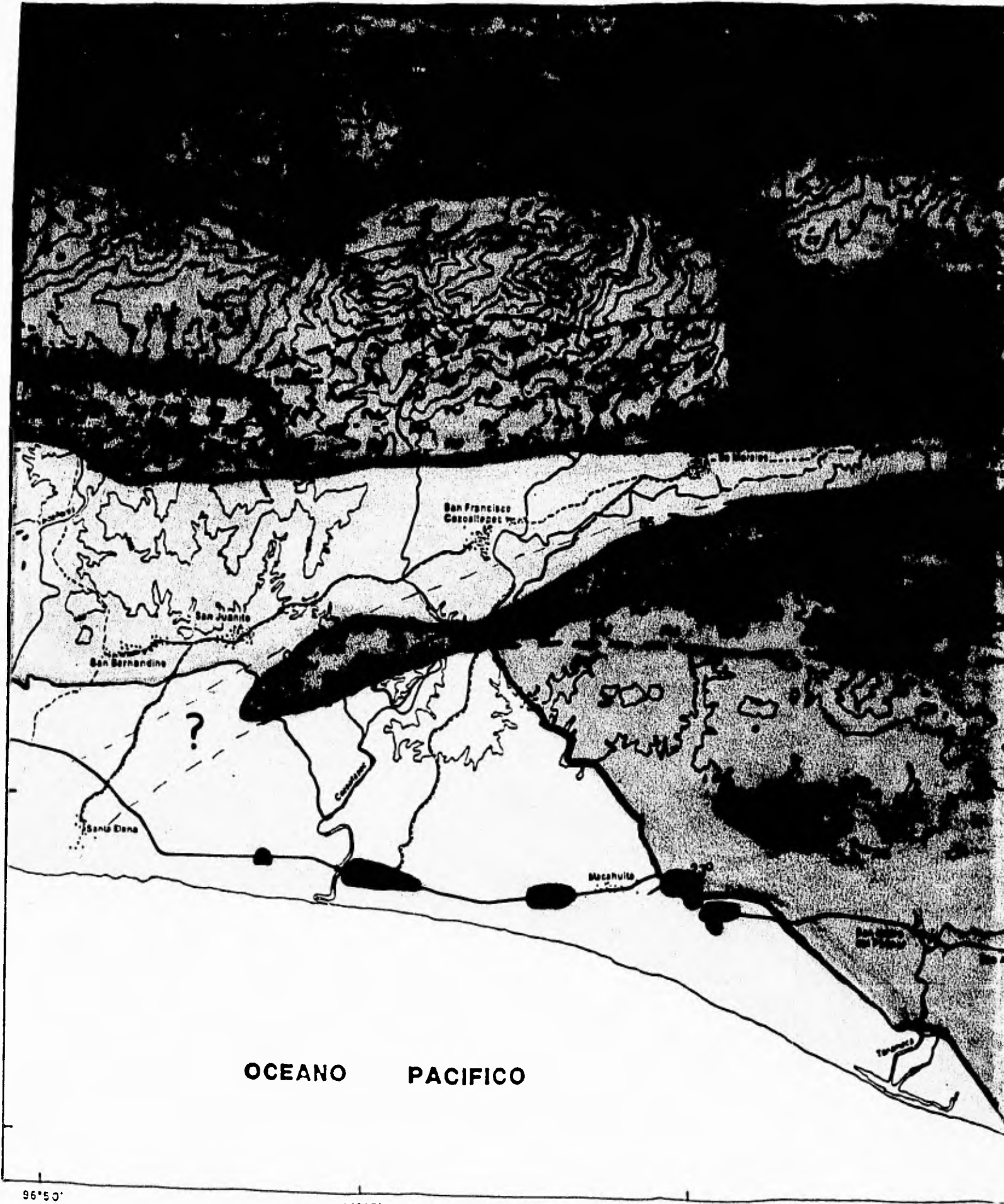
S MINERALES SECUNDARIOS

A MINERALES ACCESORIOS

96°50'

96°45'

96°40'



OCEANO PACIFICO

96°50'

96°45'

96°40'

93

96°35'

96°30'



15°55'

15°50'

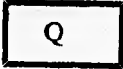





15°45'

15°40'








96°35'

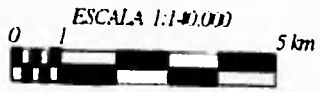
96°30'

SIMBOLOGIA

-  CONGLOMERADO
-  INTRUSIVO SANTO DOMINGO
-  INTRUSIVO POCHUTLA
-  INTRUSIVO CHACALAPA
-  COMPLEJO XOLAPA
-  COMPLEJO OAXACA

- Q CUATERNARIO
- T Terciario
- K CRETACICO
- pE PRECAMBRICO

-  Foliación y Lineación representativas
-  Milonitización
-  Curvas de nivel acotadas en metros
-  Contactos
-  Carretera
-  Terracería transitable en todo
-  Terracería



UNAM FACULTAD DE INGENIERIA

MAPA GEOLOGICO DEL AREA DE TESIS

RODRIGUEZ RIVERA RUBEN DARIO
LAZOS RAMIREZ ZULEMA GUADALUPE

1995

CLASIFICACION DE ROCAS QUE AFLORAN AL SUR DE VALDEFLORES COLOTEPEC

No. de muestra	Cuarzo	Feld. k	Plag.	Biotita	Horn.	Musc.	Esfena	Mirm.	Clorita	Calcita	Granate	NOMBRE DE LA ROCA	TEXTURA	DEFORMACION
ZD 266	P	S	P	S	P							MIGMATITA		
ZD 268	P	P	P	S	S		S	S	S		S	MIGMATITA		
⊖ ZD 269	P	P	P	S				S				MIGMATITA	MILONITICA	MILONITA
ZD 271	P	P	P	P	S				S			MIGMATITA	MILONITICA	MILONITA
ZD 272	P	P	P	P								MIGMATITA	MILONITICA	MILONITA
ZD 274	P	P	P	P			A	S				ESQUISTO DE BIOTITA	LEPIDOBLASTICA	

CLASIFICACION DE ROCAS QUE AFLORAN AL SUR DE SAN BENARDINO

No. de muestra	Cuarzo	Feld. k	Plag.	Biotita	Horn.	Musc.	Esfena	Mirm.	Clorita	Calcita	Granate	NOMBRE DE LA ROCA	TEXTURA	DEFORMACION
ZD 263	P	P	P	S	P							GNEIS ANFIBOLITICO	MILONITICA	MILONITA
ZD 264	P	P	P	P	P		S		A			GRANODIORITA	MILONITICA	MILONITA
ZD 265	P	P	P	S		S		S	S			GRANODIORITA	MILONITICA	MILONITA
ZD 285	P	P	P	S		S		S				GRANODIORITA	GRANOBLASTICA	

⊖ ROCAS CON PRESENCIA DE EPIDOTA

P MINERALES PRIMARIOS O ESENCIALES
 S MINERALES SECUNDARIOS
 A MINERALES ACCESORIOS

