

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA



ANALISIS DEL PLEGAMIENTO Y LA FRACTURACION CON LA AYUDA
DE LA RECONSTRUCCION DE PALEO-ESFUERZOS EN UNA PORCION
DE LA CUENCA DE ZONGOLICA, SIERRA MADRE ORIENTAL.

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:

INGENIERO GEOLOGO

PRESENTA:

JUAN CARLOS VELAZQUEZ VELASCO

MEXICO, D. F.

1998.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

268229



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
60-1-040

SR. JUAN CARLOS VELAZQUEZ VELASCO
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Dr. Odranel Quintero Legorreta y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geólogo :

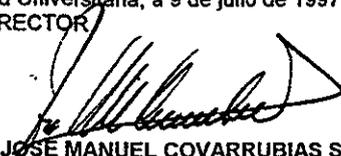
**ANÁLISIS DEL PLEGAMIENTO Y LA FRACTURACION CON LA AYUDA DE LA
RECONSTRUCCION DE PALECESFUERZOS EN UNA PORCION DE LA CUENCA DE
ZONGOLICA, SIERRA MADRE ORIENTAL**

- I INTRODUCCION
 - II GENERALIDADES
 - III MARCO GEOLOGICO
 - IV ANALISIS ESTRUCTURAL
 - V GEOLOGIA PETROLERA
 - VI CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES
- BIBLIOGRAFIA
PLANOS E ILUSTRACIONES

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.

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"
Ciudad Universitaria, a 9 de julio de 1997
EL DIRECTOR


ING. JOSÉ MANUEL COVARRUBIAS SOLIS

JMCS*RLR*gtg.

*Sólo con palabras escritas puedo hablarte
todo lo que aún desearía me siguieras escuchando...*

*Con estas palabras quiero expresar mi agradecimiento
a quien me dio su vida, su amor y un espacio durante 24 años,
por el cariño recibido al igual que sus abrazos,
por toda el esfuerzo que hizo para fijarme
un camino por donde continuar.*

*Muchos amaneceres han pasado desde que ya no está conmigo.
en esos momentos no me queda más
que imaginar lo contenta que hubiera estado
al poner este trabajo dedicado a ella en sus manos.
Muchas veces han sido también las que he intentado comprender
la fragilidad que sin quererlo forma parte de la vida,
esa fragilidad que de pronto me dejó sin ella.*

*A la memoria de mamá
Josefa Velasco Sandoval*

A mis hermanos

*Yolanda y Adolfo, por darme durante
todo este tiempo un lugar dentro de
todas sus preocupaciones...
por toda su ayuda, sus cuidados y el cariño
que me han dado.*

*A Lucía, por escucharme y consentirme,
por darme su alegría todos estos días
desde que nos hemos quedado solos en casa.
A ti también expreso todo mi apoyo
para que continúes adelante
con todo tu empeño y esfuerzo.*

*A mi padre
Luciano Velázquez Castillo.*

Agradecimientos

*Al Dr. Odranoel Quintero Legorreta
por la dirección y motivación brindada
durante el desarrollo de este trabajo.
a su familia mi sincero agradecimiento.*

*Al Ing. Mario Ernesto Vázquez Meneses
director adjunto de este trabajo,
por la confianza depositada en el autor
a lo largo de este trabajo.
Por su firme apoyo y sus adecuados comentarios
en todo momento.*

*Al Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México,
por facilitarme sus instalaciones y el uso de sus recursos
para desarrollar de la mejor manera este trabajo.*

*Al Instituto Mexicano del Petróleo,
por el apoyo económico durante la realización
de este trabajo.*

*A mi amigo Marco Antonio Orduña Reyes,
por su valiosa ayuda en campo,
así como por su comprensión y apoyo.*

*A mi amigo Rolando Peterson Rodríguez,
por su motivación durante el tiempo en que nos vimos
involucrados en el mismo fin: terminar la tesis;
por sus consejos, por sus comentarios al trabajo,
por su valiosa ayuda en campo.*

*A Rosario Flores Ramos y Biol. Daniel Hernández Santiago
del Instituto de Geología,
quienes con su mejor disposición me auxiliaron
en la solución de algunas tareas.*

A:

*Ing. Jorge Nieto Obregón
Ing. Enrique González Torres
Dr. Gustavo Tolson Jones
Ing. Emiliano Campos Madrigal,
por tomarse un poco de su tiempo y atención
para la revisión de este escrito.*

*Al Arg. Adán Escobar
de Sociedad Exploradora Minera,
por las impresiones del mapa geológico.*

*A mis profesores de toda la vida,
con un reconocimiento muy especial a:
Prof. Juan Carlos Fuentes Olvera
Lic. Enrique Fabián Cervantes
Ing. Benjamín Márquez Castañeda*

*A la Familia Hernández-Hernández
de Santa María Tocatlán, Tlaxcala,
y por supuesto a un gran amigo
Enrique Hernández Hernández.*

*A la Familia Sandoval-Miranda,
por ser tan amables conmigo
a Carlos Alberto (Gordo) y Marco Antonio (Cachu)
por la amistad y apoyo que me han demostrado.*

*No quiero dejar un vacío sin agradecer a todos y cada
uno de mis amigos a lo largo de estos 26 años.*

*Al Dr. Sergio Rodríguez Elizarraras y
M.C. José Luis Sánchez Zavala,
por expresarme su apoyo.*

Índice

<u>Contenido</u>	<u>página</u>
<i>Resumen</i>	1
<i>Capítulo I. Introducción</i>	3
<i>Capítulo II. Generalidades</i>	
Objetivos del trabajo	5
Trabajos previos	5
Método de trabajo	6
Localización del área de estudio	7
Vías de acceso al área de estudio	8
Rasgos geográficos del área	8
<i>Capítulo III. Marco Geológico</i>	
Introducción	11
Marco geológico regional	11
Fisiografía	16
Geomorfología	17
Marco estructural regional	18
Estructura del Cinturón de pliegues y cabalgaduras de Zongolica	20
Sierra de Zongolica-Sierra Mazateca	22
Frente Tectónico Sepultado	25
Evolución tectónica	26
Estratigrafía del área	30
Basamento metamórfico	30
Formación Tepexilotla	32
Formación San Pedro	33
Formación Chivillas	34
Formación Xonamanca	36
Formación Orizaba	37
Formación Guzmantla	38
Formación Méndez	39
Formación Chicontepec	40
<i>Capítulo IV. Análisis Estructural</i>	
Introducción	42
Fundamentos Teóricos	
Esfuerzos	42
Tensor de esfuerzos	44

Elipsoide de esfuerzos	45
Círculo de Mohr para esfuerzos	46
Esfuerzo principal y esfuerzo desviatorio	48
Deformación	48
Factores de influencia en la deformación	49
Geometría de la deformación	50
Las relaciones esfuerzo-deformación	53
Comportamiento elástico y plástico	53
Breve análisis teórico del plegamiento y la fracturación, y su relación con la determinación de direcciones de esfuerzo	55
Fracturas	55
Diaclasas	56
Geometría de los sistemas de diaclasas	56
Relaciones entre diaclasamiento y plegamiento	57
Interpretación dinámica de sistemas de diaclasas	59
Fallas	60
Estructuras en la superficie de fallas y criterios relacionados al sentido del desplazamiento	60
Análisis geométrico de fallas y sistemas de fallas	62
Pliegues	64
Geometría de los sistemas de fallas y su relación con la reconstrucción de paleo-esfuerzos	66
La activación de planos mecánicamente débiles en fallas	67
El problema directo y el problema inverso	71
El método de inversión directa INVDIR empleado para obtener el tensor regional de esfuerzos	72
Ángulo cizalla-estría y criterios derivados	72
Análisis estructural	76
Descripción estructural del área de estudio	77
Estilo estructural del área de estudio	80
Formación de un Cinturón de pliegues y cabalgaduras, y sus implicaciones	80
Presentación del análisis del plegamiento y la fracturación del área de estudio enfocado a la reconstrucción de paleo-esfuerzos	82
Descripción de las poblaciones de fallas	84
Descripción de superficies axiales y ejes de pliegues	88
Descripción de las fracturas	89
Asociación de resultados, interpretación y discusión	96
<i>Capítulo V. Geología petrolera</i>	
Introducción	101
Generación, migración, acumulación y preservación del petróleo	101
Breve marco regional petrolero	103

Planteamiento del panorama exploratorio en el área de estudio	105
<i>Capítulo VI. Conclusiones y recomendaciones</i>	107
<i>Bibliografía</i>	110
<i>Planos e ilustraciones</i>	120
<i>Anexos</i>	124
Anexo 1-A	126
Anexo 1-B	138

Manojo de emociones es el hombre...

huellas de sí mismo.

en papel que vuela.

Resumen

La reconstrucción de paleo-esfuerzos se apoya en los métodos de inversión directa; dichos métodos consisten básicamente en la determinación de un tensor medio de esfuerzos calculado con base en la orientación y sentido de deslizamiento de un número determinado de superficies de falla medidas en el campo. Se asume que dicho tensor representa al estado de esfuerzos responsable de inducir el deslizamiento y la orientación que guarda esa población de fallas en particular. En este sentido, si se cuenta con información suficiente de poblaciones de fallas, será posible obtener un comportamiento regional del régimen tectónico a que ha estado sujeta un área en particular.

El análisis fue complementado con datos obtenidos de la medición de ejes y planos axiales de pliegues, deformaciones penetrativas y arreglos de fracturas, que prevalecen en las rocas que componen la columna estratigráfica del área, misma que abarca del Jurásico Superior al Cretácico Superior.

Los resultados de los datos procesados permitieron identificar al menos en la zona de estudio, dos direcciones de esfuerzos tectónicos compresivos principales que se encuentran presentes regionalmente. Cada una de estas direcciones fue designada como Fase 0 y Fase 1; aunque ambas se encuentran presentes en toda la columna estratigráfica, se infiere con base en las observaciones de campo que la Fase 0 es la más antigua y la Fase 1 es relativamente la más joven. De esta manera, de acuerdo al algoritmo empleado (INVDIR; Angelier, 1990) se tiene que la Fase 0 está representada por un tensor tal que su esfuerzo principal σ_1 tiene una orientación casi horizontal y un rango de direcciones que varían entre NE33°SW a NE81°SW. Por las características que presenta, esta dirección de compresión ha sido asociada al transporte originado hacia el noreste por una tectónica asociada a la Orogenia Laramide (Maestrichtiano-Eoceno Inferior). En efecto esto se comprueba por el estilo de deformación que presenta el área de estudio, caracterizada por escamas tectónicas imbricadas al NE y la existencia del gran cuerpo alóctono que define a la *Napa Mazateca de cabeza buzante*, y que con base en la forma que describe en planta, se estima que recorrió hasta su emplazamiento actual una distancia que sobrepasa los 20 km; mientras que verticalmente la napa alcanzó desde su nivel de despegue un levantamiento aproximadamente de 2500 m, favorecido por la inserción de otras napas en niveles inferiores.

La Fase 1 está representada por un tensor cuyo esfuerzo principal σ_1 describe una orientación aproximadamente horizontal y un rango de direcciones que varían entre NW21°SE a NW78°SE. En efecto, la información procesada resalta la existencia de un segundo evento de deformación sobrepuesto al originado por la Orogenia Laramide, aunque no existen rasgos macromorfológicos (al menos en el área de estudio) que así lo indiquen. El origen tectónico para esta dirección de compresión no ha sido establecido hasta ahora.

En lo que respecta al objetivo petrolero, el estilo estructural que caracteriza al área de estudio no ofrece un panorama exploratorio favorable por varios factores, el estilo mismo de la deformación ha dejado expuestas tanto a las rocas generadoras, como a las rocas reservorio y a las

rocas sello, con lo cual muchas estructuras que pudieron haber funcionado como trampas han quedado expuestas; a esto deben agregarse las condiciones de metamorfismo incipiente o de muy bajo grado, apreciable en algunos de los afloramientos visitados, como consecuencia del mismo régimen compresivo.

Capítulo I: Introducción

La realización del presente trabajo formó parte de las actividades que se desarrollan para el Proyecto FIES-96-10-1 “Investigación tectónica y estructural de la fracturación en la Cuenca de Zongolica, Sierra Madre Oriental; Geodinámica y reconstrucción de paleo-esfuerzos”, en el que co-participan el Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México y el Instituto Mexicano del Petróleo. Cada una de las instituciones facilitó los recursos materiales y financieros para el desarrollo de esta tesis; así mismo, los responsables del proyecto por cada institución, facilitaron al autor su mejor disposición para dirigir el desarrollo de la misma.

La finalidad de desarrollar este trabajo fue acorde con los alcances mismos del proyecto, de esta manera los objetivos principales fueron llevar a cabo la reconstrucción de antiguas direcciones de esfuerzos tectónicos que imprimieron el estilo estructural que caracteriza al área de estudio, utilizando para ello los elementos que conservan las estructuras desarrolladas por la deformación frágil; y por otro lado estimar las posibilidades de generación, acumulación y/o preservación de petróleo. Paralelamente se elaboró el mapa geológico del área de estudio, mismo que acompaña a este trabajo.

El área de trabajo definida para cubrir estos objetivos se encuentra en la parte norte del estado de Oaxaca, en la denominada Sierra Mazateca, cubriendo una superficie aproximada de 880 km². Geológicamente corresponde con el dominio de dos antiguos paleo-elementos conocidos como *Cuenca de Zongolica* y *Plataforma de Córdoba*, mismos que para fines del Maestrichtiano-Eoceno Inferior sufren una deformación asociada a la Orogenia Laramide que los integra al cinturón plegado de la Sierra Madre Oriental donde se encuentran expuestos. La continuación de la Sierra Madre Oriental al sur de la Faja Volcánica Transmexicana, se denominada como *Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras de Zongolica*.

Este trabajo se encuentra organizado en 6 capítulos, en ellos se exponen las generalidades y se discuten los temas principales que lo conforman.

Capítulo I .- Introducción: expone de manera muy general los objetivos e intereses que motivaron a la realización de este trabajo.

Capítulo II .- Generalidades: en este capítulo se plantean los objetivos a desarrollar, la metodología utilizada durante la realización del trabajo, y finalmente se hace referencia a los rasgos principales físicos que caracterizan el área de estudio.

Capítulo III.- Marco Geológico: en este capítulo se expone el contexto geológico del cual forma parte el área de estudio, se describe la estratigrafía local y se plantea la evolución tectónica del marco geológico regional.

Capítulo IV.- Análisis estructural: este capítulo constituye la parte más importante del trabajo dado que se exponen, plantean y discuten los aspectos que tienen que ver con uno de los objetivos principales de este trabajo, la reconstrucción de paleoesfuerzos. De esta manera, se exponen los fundamentos teóricos básicos necesarios para la comprensión de la metodología utilizada, se expone el análisis estructural efectuado con la información recolectada en campo, y finalmente, los resultados obtenidos de dicho análisis se asocian, interpretan y discuten.

Capítulo V.- Geología petrolera: en este capítulo se exponen las posibilidades de generación, acumulación y preservación del petróleo, y junto con el análisis estructural que precedió conducen a establecer un planteamiento acerca del panorama exploratorio en el área de estudio.

Capítulo VI.- Conclusiones y recomendaciones.

Así mismo, al final de este trabajo se incluye el listado bibliográfico consultado y citado, mismo que el autor espera sea de utilidad para aquellos que se encuentren interesados en la búsqueda de profundizar más acerca del conocimiento sobre esta área y zonas aledañas, dos anexos en los cuales se resumen los resultados numéricos y gráficos obtenidos del procesamiento de la información de campo y el mapa geológico en escala 1: 75,000 correspondiente.

Capítulo II: Generalidades

Objetivos del trabajo

Los objetivos planteados para la realización de este trabajo son los siguientes:

- Efectuar la reconstrucción de las direcciones de esfuerzos tectónicos que actuaron y deformaron la columna litológica presente en el área de estudio, a través del análisis del plegamiento y la fracturación, apoyándose para ello en la observación y medición adecuada de indicadores cinemáticos que prevalecen en las rocas que afloran, y su posterior manejo y análisis en gabinete auxiliándose de la metodología desarrollada por Angelier (1990).
- Evaluar las posibilidades de generación, acumulación y/o preservación de petróleo, considerando las observaciones hechas en el campo sobre la litología que compone la columna estratigráfica y el análisis estructural realizado.
- Realizar la cartografía del área de estudio tomando como base las verificaciones efectuadas en el campo y la fotointerpretación llevada a cabo.

Trabajos previos

El área que ocupa este estudio forma parte del paleoelemento denominado *Cuenca de Zongolica* localizada al occidente de la Plataforma de Córdoba. En este trabajo haré referencia a dicha cuenca como un elemento que posteriormente, a fines del Maestrichtiano-Paleoceno temprano, sufrió una deformación que la integra al cinturón plegado de la Sierra Madre Oriental, donde se encuentra expuesta.

Ha sido reconocida y estudiada principalmente por PEMEX mediante Geología superficial, una buena parte de los trabajos que guardan relación con su estudio permanecen inéditos, por lo que su consulta directa no fue posible. Sin embargo, resaltan algunos trabajos como los que a continuación se señalan y cuyo carácter principal se menciona:

- *Excursión geológica al Cinturón plegado y cabalgado de Zongolica (Meneses-Rocha, et al., 1996)*; en este trabajo se hace una descripción de los sectores estructurales que conforman dicho cinturón, determinados y limitados con base a los mayores rasgos estructurales de la zona. De igual manera se resume un análisis cinemático llevado a cabo con datos tomados en planos de falla y estrías presentes en los mismos, proponiendo un modelo de evolución tectónica; asimismo se hace énfasis en las actividades de exploración y producción de petróleo en la zona.
- *Análisis tectónico estructural de la Cuenca de Zongolica a partir de imágenes de satélite LANDSAT MSS (Ortuño-Arzate, et al., 1992)*; en este trabajo también se hace una descripción de los sectores estructurales, los cuales están delimitados con base en lineamientos principales observados en imágenes de satélite y verificados, en parte, por trabajos de campo. Se propone una distinción de los eventos de deformación atendiendo a la manera en que se agrupan fracturas y fallas; los datos obtenidos de esta manera, guardan relación con los datos obtenidos en el trabajo previo señalado.

- *Interpretación geológica regional en el prospecto Tomellin-Valle Nacional (Vázquez-Meneses, et al., 1989; Inédito)*; en este trabajo se efectúa un estudio geológico de la zona, complementado con un análisis estructural llevado a cabo en unidades sedimentarias y metamórficas que prevalecen en la zona, consecuentemente se propone un modelo de evolución tectónico-sedimentario que se asocia a sus posibilidades económico petroleras.
- *La evolución geológica de la Cuenca de Zongolica (Santamaria-Orozco, 1988)*; en este breve resumen se hace una descripción rápida de la evolución a que estuvo sometido este elemento a partir del Cretácico tardío.
- *Estudio estratigráfico-sedimentológico de rocas del Cretácico en el Prospecto Azumbilla, Puebla (Alzaga-Ruiz y Santamaria-Orozco, 1987; Inédito)*; en este trabajo se presentan dos modelos geológicos distintos (uno por cada autor) sobre la evolución de la Geología del sur de México, haciendo referencia a la Cuenca de Zongolica. Cada modelo considera aspectos observados en el campo así como resultados obtenidos de diferentes materiales rocosos. Se plantean también las posibilidades económico-petroleras de esta zona.

Los trabajos siguientes tienen que ver con un enfoque geológico general de la zona y sus posibilidades petroleras, sin presentar un análisis estructural que discuta sobre la deformación del área.

- *Development of the Matapionche field, Zongolica fold & thrust belt (Escalera-Alcocer, et al, 1997).*
- *Geología del área de Huautla de Jiménez, Oaxaca (Moreno-Álvarez, 1980).*
- *Prospecto "Río Santo Domingo" (Charleston-Avilés, 1978) Inédito.*
- *Estudio geológico de la Cuenca de Zongolica en el área: Calipa-Tepexilotla, Estado de Puebla (Patiño-Hidalgo, 1978).*
- *Resultados obtenidos en la exploración de la Plataforma de Córdoba y principales campos productores (González-Alvarado, 1976).*
- *Excursión geológica a la región de Apizaco-Zongolica (Petróleos Mexicanos, 1975).*

Método de Trabajo

La manera en que este trabajo se desarrolló fue la siguiente:

- **Recopilación y análisis de la información.**- se recopiló y analizó información bibliográfica existente sobre la geología del área de estudio y sobre la reconstrucción de paleoesfuerzos, principalmente. La primera permitió tener una visión general sobre el área de trabajo; la segunda permitió tener conocimiento, sobre todo, de los fundamentos y metodologías a utilizar en el desarrollo del objetivo principal de este trabajo. El proceso anterior tuvo lugar conforme al avance mismo del trabajo.

Así mismo, se llevó a cabo la fotointerpretación del área de estudio con fotografías aéreas en escala 1: 70 000, correspondientes a vuelos efectuados por el INEGI con fecha de 1980, en la cual se obtuvo una apreciación regional de distintos rasgos geológico-estructurales. De igual manera permitió tener presente lo abrupto de la topografía, lo complejo de la geología y el limitado acceso a los afloramientos, los cuales en su mayoría se restringieron a cortes de carretera, dada la exuberante vegetación que existe en la región.

- **Trabajo de campo.**- el trabajo de campo ocupó un total de 27 días efectivos de trabajo, distribuidos en 3 salidas al área de estudio de 6, 8 y 13 días respectivamente, contando con la asesoría de los directores de este trabajo, así como el apoyo de compañeros de carrera. Los trabajos de campo permitieron el conocimiento directo del área y la observación de afloramientos en las formaciones que componen la columna estratigráfica; en cada uno de ellos se procedió a la medición, control y registro de poblaciones de falla en conjunto con sus indicadores cinemáticos, rumbo y buzamiento de planos axiales, dirección de ejes de pliegues y diaclasas. Toda esta información fue tomada con brújula tipo Brunton y Topochaix atendiendo la medición de tres ángulos: rumbo, buzamiento y *pitch*.

Con respecto a la medición de indicadores cinemáticos contenidos en planos de falla, los datos fueron registrados de acuerdo a fases identificadas de deformación, llegando a prevalecer en un sólo sitio hasta dos fases distintas. Se observaron y registraron un total de 110 afloramientos, de los cuales el mayor porcentaje se encuentra dentro del área que respecta a este estudio, los demás quedan en sitios aledaños a la misma. El análisis que aquí es presentado reúne un total de 45 afloramientos de los cuales 38 sitios quedan dentro del área de trabajo y otros 7 sitios quedan fuera de la misma; el motivo para considerar aquellos sitios que quedan fuera del área es que sin duda, como se verá posteriormente, guardan las mismas relaciones de deformación.

Durante la estancia en campo se realizó en la red estereográfica de Schmidt una graficación de la información estructural correspondiente con objeto de conocer el comportamiento de los datos registrados, que permitiera a su vez, inferir direcciones de esfuerzos *a priori* de la metodología que para el mismo análisis sería efectuado en gabinete.

Algunas muestras de roca se colectaron para laminación; la finalidad de la observación de láminas delgadas fue exclusivamente para el trabajo de cartografía a efectuar.

- **Trabajo de gabinete.**- el trabajo de gabinete se ocupó de la manipulación e interpretación de la información estructural obtenida y su posterior adecuación a un modelo de deformación regional. El manejo y análisis se realizó en una computadora personal con ayuda de los siguientes programas desarrollados por Angelier: MESURE, versión 6.01, 1993; TENSOR, versión 5.44, 1990. En este trabajo se resaltan los fundamentos de dichas metodologías dado que su desarrollo teórico y matemático queda fuera de los alcances del mismo.

Durante esta etapa se dibujó el mapa geológico correspondiente al área de trabajo; fue digitizado con ayuda del sistema de información geográfica ILWIS (Integrated Land and Water Management Information System), y finalmente editado con software de diseño asistido por computadora AUTOCAD. Esta cartografía reúne, respecto a otras que han sido propuestas, algunas modificaciones que son resultado de las observaciones hechas en campo.

Finalmente, la estructuración y mecanografía de este trabajo comenzó paralelamente al desarrollo de las actividades de gabinete previas, durante los últimos 7 meses.

Localización del área de estudio

El área que comprende este estudio se localiza en la parte norte del estado de Oaxaca, muy cerca de los límites con el estado de Puebla, cubriendo una superficie casi rectangular de 880 km² aproximadamente; las coordenadas geográficas de sus vértices son las siguientes: A(96° 52' 56'', 18° 12' 18''), B(96° 30' 15'', 18° 12' 00''), C(96° 30' 25'', 18° 00' 05'') y D(96° 53' 04'', 18°

00' 21"). El área queda comprendida dentro de dos cartas de INEGI, escala 1: 50 000, correspondientes a las claves: E14B87 Hoja *Huautla* y E14B88 Hoja *Temascal* (Figura 1).

Vías de acceso al área de estudio

Al área de estudio puede llegarse de dos maneras. La primera es salir de Tuxtepec, Oax. por la carretera pavimentada que conduce a Jalapa de Díaz y Huautla de Jiménez, ambas poblaciones pertenecientes al estado de Oaxaca y las de mayor importancia dentro del área de trabajo; sobre esta carretera, muy sinuosa y después de pasar el poblado de San Bartolomé Ayautía, se encuentran afloramientos a pesar de la exuberante vegetación que prevalece en la zona hasta llegar a Huautla de Jiménez; además se puede ingresar por caminos de terracería a poblados como San Pedro Ixcatlán, Mazatlán Villa de Flores, Santa María Chilchotla, Agua Español, San José Tenango, El Camarón y Santa Catalina; a lo largo de los cuales afloran rocas sedimentarias y metasedimentarias que poseen características favorables para tomar datos de indicadores cinemáticos.

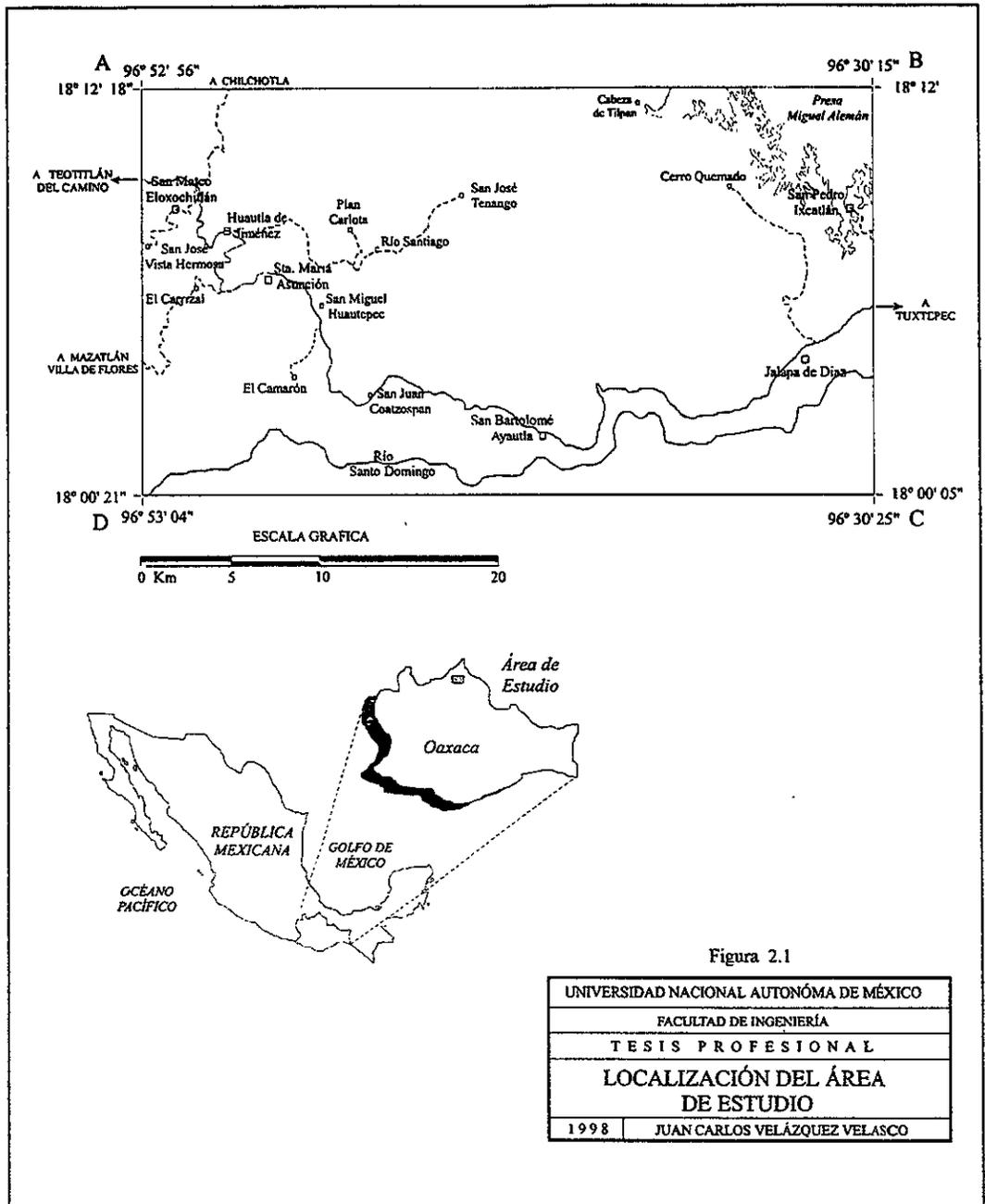
La segunda es salir de Teotitlán del Camino, Oax., por la carretera pavimentada que conduce a Huautla de Jiménez; la subida por esta carretera es muy sinuosa y en condiciones poco favorables; sin embargo se tiene la posibilidad de ver afloramientos de rocas metamórficas, principalmente, y de rocas sedimentarias.

Rasgos geográficos del área de estudio

El área que ocupa este trabajo queda comprendida dentro del elemento orográfico denominado *Sierra Mazateca*, que comprende parte de los estados de Puebla y Veracruz y la parte norte del estado de Oaxaca. Se denomina así, dado que el grupo étnico de mayor arraigo ahí es el mazateco. De acuerdo con datos históricos su capital fue llamada *Matza-apatl* o *Mazatlán*, de la que tomaban su nombre, y se encontraba en las riberas del río Santo Domingo cerca de lo que actualmente es el municipio de San Felipe Jalapa de Díaz; de hecho prevalecen algunos rasgos arqueológicos de tal cultura.

En general, la geografía del área de trabajo comprende una de las más accidentadas del país en la que se combinan intrincadas serranías, profundos cañones e impresionantes cumbres como la del Cerro Rabón con una altura promedio de 1830 m.s.n.m. Hacia la parte oriente del área, la región se vuelve poco montañosa, de topografía casi plana; como ejemplo se encuentra la cabecera del distrito de Tuxtepec asentada en las llanuras de la cuenca del Papaloapan.

Al igual que el sistema orográfico, el hidrográfico resulta también algo complicado, ya sea por la gran cantidad de corrientes o por los diferentes nombres que se les asignan a lo largo de su recorrido. El área es atravesada principalmente por los ríos Santo Domingo y Puente de Fierro; el primero desagua en la presa Cerro de Oro, cuyo embalse se aloja en la Cuenca de Soyaltepec. Su aprovechamiento está dirigido a la generación de energía eléctrica y parcialmente a la agricultura. Pasando Tuxtepec, el Río Santo Domingo y el Río Tonto (este último al noreste del área de estudio) se juntan para formar el Río Papaloapan cuya vertiente va a desembocar al Golfo de México.



Por la magnitud de sus recursos forestales hasta hace algunos años esta área ocupaba el segundo lugar nacional en producción de derivados forestales, sin embargo el grado de deforestación es muy notorio

La magnitud de la exuberante vegetación que prevalece, es resultado de que la Sierra recibe en esta parte las masas húmedas provenientes del Golfo de México, en consecuencia, el clima que prevalece es templado húmedo a subhúmedo con lluvias durante la mayor parte del año, aunque la temporada principal es de junio a septiembre; la temperatura media anual varía entre 15° a 16°C. Dentro de la flora que prevalece, se encuentran las siguientes especies características de clima seco: cactus, biznagas, cacto pitayero y otros tipos de órganos; aunque destacan también el pino, oyamel, madroño y encino.

El trabajo de campo se circunscribió más a las cercanías del municipio de Huautla de Jiménez, el cual cuenta con algunos atractivos naturales y turísticos; en lo que respecta a su infraestructura educativa y de comunicaciones, en comparación con las de poblaciones aledañas, es la más consolidada.

Capítulo III: Marco Geológico

Introducción

La estructura geológica de México constituye una historia de evolución e integración cortical compleja que se ve caracterizada por la concurrencia de episodios y procesos geodinámicos diversos, además de la interacción de segmentos continentales mayores y menores. Haciendo una descripción de tal contexto geológico puede observarse como en la mitad oriental del territorio mexicano destaca la presencia del cinturón de la Sierra Madre Oriental que constituye el rasgo orogénico de rocas mesozoicas con la mayor continuidad estructural; mientras que en la porción occidental los segmentos continentales presentan, en general, menor continuidad y reflejan una historia ígnea, sedimentaria y metamórfica con mayores contrastes (Morán-Zenteno, 1986). Aproximadamente el 20% del Territorio mexicano guarda un basamento autóctono Precámbrico correspondiente al cratón de Norteamérica (Campa y Coney, 1983); la superficie restante descansa sobre un basamento acrecionado en distintos períodos desde el Paleozoico tardío al Paleógeno (Campa y Coney, 1983; Sedlock, *et al.*, 1993). La corteza continental de México ubicada al sur de la Faja Volcánica trans-Mexicana refleja en su estructura y estratigrafía un espacio de confluencia de diferentes dominios geológicos tanto precámbricos y paleozoicos como mesozoicos (Ortega-Gutiérrez, *et al.*, 1994); las relaciones entre estos y su historia evolutiva son problemas hasta ahora no del todo explicados.

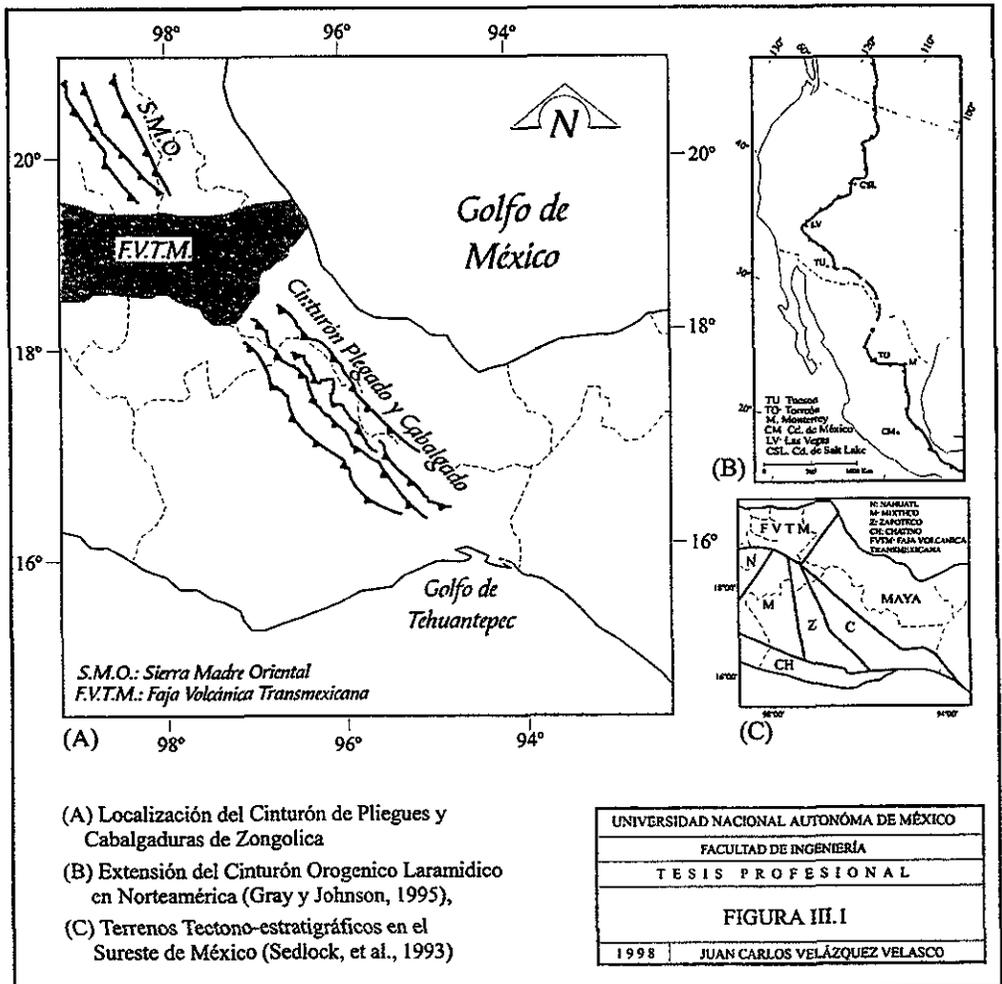
Marco Geológico Regional

La parte occidental del área que ocupa este trabajo queda comprendida dentro del dominio paleogeográfico definido por el elemento denominado *Cuenca de Zongolica*, el sector restante, es decir la parte oriental, corresponde al dominio del paleoelemento denominado *Plataforma de Córdoba*.

La Cuenca de Zongolica representó una evolución geodinámica que permitió la acumulación de una potente secuencia sedimentaria durante el Jurásico medio - Paleoceno; misma que posteriormente, junto con la Plataforma de Córdoba, sería deformada y transportada en el transcurso del Maestrichtiano-Eoceno inferior (Meneses-Rocha, *et al.*, 1996) hacia el noreste por una tectónica asociada a la Orogénia Laramide, constituyéndose así ambos dominios como parte integral del orógeno de la Sierra Madre Oriental. De esta manera, la faja estructural actual en la que se encuentra expuesta la secuencia sedimentaria deformada se denomina, atendiendo los criterios de un estilo estructural de deformación orogénica, como el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras de Zongolica.

Sin embargo, la información obtenida (indicadores cinemáticos en superficies de falla) en el área que ocupa este trabajo, sugiere que se encuentra presente un segundo evento de deformación posterior y sobrepuesto al originado por la orogenia Laramide. El alcance regional de este último evento no se define con precisión en este trabajo.

El Cinturón de pliegues y cabalgaduras de Zongolica se sitúa en la parte centro-oriental de México, abarcando la parte occidental del estado de Veracruz y áreas circunvecinas de Puebla y Oaxaca (Figura 1a), constituye la prolongación meridional de la Sierra Madre Oriental, al sur de la Faja Volcánica Transmexicana. Se encuentra limitado al noreste por la *Cuenca Terciaria de Veracruz*, que se compone por una secuencia clástica terrígena correspondiente al Eoceno-Mioceno superior; y hacia el suroccidente por la *Fosa de Tehuacán*, la que por su parte es una cuenca intermontana que aloja una secuencia sedimentaria continental del Oligoceno-Mioceno. En términos más regionales este cinturón constituye la continuación del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras cordillerano de Norteamérica (Gray y Johnson, 1995) (Ver figura 3.1 B).



En efecto, un cinturón de pliegues y cabalgaduras (*Fold-Thrust Belt*) se desarrolla ya sea por la convergencia entre placas ó como resultado de una colisión entre dos masas continentales generando como resultado, en ambos casos, un acortamiento de la corteza involucrada (Marshak y Woodward *in* Marshak y Mitra, 1988; Anguita y Moreno, 1991; Lowell, 1997). El cinturón de Pliegues y Cabalgaduras de Zongolica, en el cual se encuentra el área de estudio, debe su desarrollo a un caso similar.

La denominación de Cuenca de Zongolica como ya se habrá advertido, se emplea en este trabajo para hacer referencia al paleoelemento que permite la acumulación de una importante secuencia sedimentaria, que al deformarse queda expuesta en lo que actualmente es el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras de Zongolica.

Una parte considerable del basamento sobre el cual evolucionó esta cuenca, que ha sido interpretado como un basamento producto de la colisión orogénica Ouachita del Paleozoico Tardío acompañado por eventos magmáticos y sedimentación proveniente de un arco volcánico concurrente con la misma colisión (basamento del Terreno Maya)(Ortega-Gutiérrez, *et al.*, 1994; Morán-Zenteno, 1986), fue irrumpido por fallas de desplazamiento lateral relacionadas con la apertura del Golfo de México (Figura 3.2).

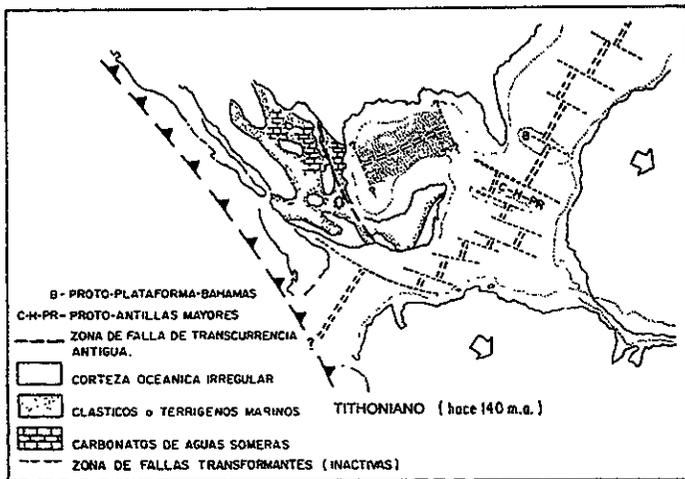


Figura 3.2. Reconstrucción de Norteamérica y Gondwana hace 140 m.a., en la cual se ubica la traza aproximada de una falla de desplazamiento lateral asociada a la apertura del Golfo de México (Padilla y Sánchez, 1986).

Un análisis estratigráfico, estructural, geocronológico y cinemático efectuado en el Complejo milonítico de la Sierra de Juárez (Alaniz-Alvarez, *et al.*, 1996) reporta edades de milonitización entre 169-163 m.a. (Jurásico medio), que asocian a un evento de desplazamiento lateral de dirección aproximada N15°W; de esta manera proponen que el evento ocurrió durante la apertura del Golfo de México, al igual que la zona de cizalla puede relacionarse cinemáticamente con el desplazamiento hacia el sureste del Bloque de Yucatán. Sin embargo, el sentido del

desplazamiento permanece dudoso, llegando los autores a proponer un posible desplazamiento lateral derecho.

Simultáneamente a la actividad transcurrente-rift (Figura 3.3), la megacizalla Mojave-Sonora ocurrió como una falla de desplazamiento lateral izquierda (Anderson y Schmidt, 1983), por lo cual sería fácil inferir posibles relaciones genéticas entre la cinemática y sincronía del Complejo milonítico de la Sierra de Juárez y los principales eventos tectónicos relacionados a la separación de Pangea y la apertura del Golfo de México. De esta manera, Sedlock, *et al.* (op cit) proponen una zona de cizalla transtensiva a lo largo del borde occidental del macizo de Chiapas que tiene cierta coincidencia con la traza del Complejo milonítico para el Jurásico, y sugieren que el desplazamiento a lo largo de dicha zona fue lateral izquierdo.

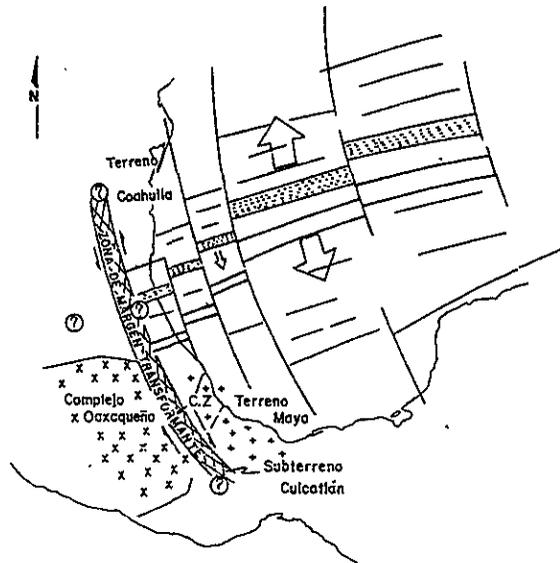


Figura 3.3. Esquema que muestra el fracturamiento del basamento debido al fallamiento transcurrente, provocando altos y bajos estructurales, originado por el proceso de apertura del Golfo de México. Obsérvese que el desplazamiento lateral a ambos lados de la dorsal es contrario. (Modificado de Pindell, 1985 por Alzaga-Ruiz y Santamaría-Orozco, 1987).

Santamaría-Orozco en un modelo desarrollado (Alzaga-Ruiz y Santamaría-Orozco, 1987; Santamaría-Orozco, 1988) propone que la Cuenca de Zongolica pudo haber evolucionado como una cuenca tipo *pull apart*. Esta propuesta se suma a algunas otras que han sido planteadas sobre la evolución de la misma cuenca (Longoria, 1986; Modelo propuesto por Alzaga-Ruiz in Alzaga-Ruiz y Santamaría-Orozco, *op cit.*; Ortuño-Arzate, *et al.*, 1992). Sin duda alguna, explicar su evolución y establecer sus límites requiere considerar el panorama tectónico junto con el cual ocurrió su desarrollo.

La porción occidental de lo que hoy en día es el territorio mexicano, se ha caracterizado desde el Pérmico temprano, por su actividad como una margen convergente; mientras que para el

oriente no hay registro de convergencia alguna desde la orogenia Apalachiana-Ouachita (Buller y Thomas *in* Ortega-Gutiérrez, *et al.*, 1994). En este sentido, a partir del Jurásico superior y principalmente en el Cretácico inferior se definen en la porción centro meridional de México dos dominios principales con características diferenciables; el primero de ellos, ubicado al occidente, se relaciona con el sistema de arcos volcánicos Alisitos- Teloloapan-Ixtápan de la Sal (Coney, 1983). El segundo, ubicado al oriente, está representado por secuencias marinas depositadas en un sistema de cuencas y plataformas donde fueron dominantes los sedimentos calcáreos, con excepción del área de la Sierra de Juárez, donde se ha reconocido influencia volcánica para el mismo período. De esta forma podemos afirmar que durante los inicios de su desarrollo, el aporte de material a la Cuenca de Zongolica se vio más influenciado por la actividad de la margen occidental, dado que no hubo influencia de otros paleoelementos en el aporte de sedimentación distintos a los del occidente.

Pacheco y Ortiz (1983) plantean e interpretan a la franja milonítica multideformada ubicada en los límites entre los Terrenos Cuicateco y Zapoteco como la raíz de un arco emplazado en el continente. En vista de que uno de los aspectos menos conocidos de la evolución del Golfo de México es la naturaleza y posición de zonas de cizalla a lo largo de las cuales los grandes bloques continentales fueron desplazados, Alaniz-Alvarez, *et al.* (1996) proponen para esta franja milonítica, designándola como Sierra de Juárez, una zona de cizalla lateral cuya actividad sitúan en el Jurásico medio. Un estudio sedimentológico, petrográfico y de análisis químico efectuado en la F. Chivillas (Alzaga-Ruiz y Pano-Arciniega, 1989) reporta que los depósitos vulcanoclásticos de dicha formación corresponden con la influencia que pudo haber ejercido el dominio occidental.

Durante la primera mitad del Cretácico, la franja oriental de México es transgredida totalmente por el mar y se define un sistema de plataformas y cuencas (Banco de Yucatán, Plataforma de Córdoba, Cuenca de Veracruz y Zongolica) con sedimentación principalmente calcárea. Para el Cretácico tardío la sedimentación comenzaría a registrar una mayor influencia detrítica resultado de la deformación y emersión del dominio occidental a partir del Cenomaniano, originada por la influencia del evento compresivo laramídico.

Aquí es conveniente señalar que con base en la información con la que fue posible contar, se deduce que existen problemas de definición de las diferentes unidades litológicas localizadas en la Sierra de Juárez. Las rocas metamórficas allí expuestas han sido objeto de varios estudios: Mugica (1978), Charleston (1978), Araujo (1981) y Pacheco y Ortiz (*op cit.*); las denominaciones hechas por cada investigador son para referirse a todas las rocas metamórficas, o bien, a un subconjunto de ellas.

Al sur y al suroeste del área de estudio, Charleston-Avilés (1978) definió el Complejo Metamórfico Cuicateco como "un conjunto de rocas metamórficas que afloran a lo largo de una franja de aproximadamente 15 km de ancho, localizada en la margen occidental del Río Santo Domingo; litológicamente lo divide en tres unidades: unidad de esquistos, unidad de metavolcánicos y esquistos, y unidad de calcoesquistos y metasedimentos". En conjunto les asigna una edad del Cretácico superior-Terciario.

Considerar con mayor detalle estas diferencias queda fuera de los alcances de este trabajo, de esta manera se plantea la interrogante de si las rocas que componen a este Complejo pertenecen o no a

una continuación del paquete litológico que compone al Complejo milonítico de la Sierra de Juárez; o bien, constituye un conjunto con características propias e independientes del anterior.

El entorno geológico de este Cinturón estructural se caracteriza por exponer rocas del basamento junto con una complejidad de bloques estructurales, así mismo, esta complejidad en la estructuración de la región se traduce en la confluencia de tres terrenos Tectono-estratigráficos¹ de acuerdo a como lo han planteado en su distribución de terrenos Campa y Coney (op cit) y Sedlock *et al.* (op cit); para este último dichos terrenos son: Zapoteco, Cuicateco y Maya (Ver figura 1c); siendo el más antiguo de los tres el Zapoteco, cuyo basamento lo constituye el complejo Oaxaqueño de edad Proterozoica.

Respecto a la participación del basamento durante la deformación orogénica, Ortega-Gutiérrez, *et al.* (1994) ha propuesto desprendimientos locales del basamento cabalgando a rocas más jóvenes.

Fisiografía

El área de estudio se ubica de acuerdo a la división de *provincias fisiográficas* (Raisz, 1959) dentro de la *Provincia de las Sierras Plegadas* en su sector norte. Esta provincia prácticamente representa los últimos rasgos del relieve antes de contrastar con la provincia de la vertiente del Golfo situada al oriente. Las sierras plegadas se extienden hasta el estado de Chiapas con una longitud de más de 500 km y una anchura que varía de 50 a 100 km; se encuentra representada por elementos morfológicos muy intrincados en sus formas.

La provincia de las sierras plegadas se encuentra limitada al norte por la provincia del Eje Neovolcánico y la provincia de la vertiente del Golfo; al oriente por la vertiente del Golfo y la plataforma de Yucatán; al sur por la meseta de Chiapas; y al oeste por la meseta de Oaxaca.

La altitud promedio alcanza los 3250 m.s.n.m.; la mayoría de sus vertientes drenan al Golfo de México por lo que se le puede considerar como parte del parteaguas que divide los escurrimientos del Pacífico y del Golfo de México.

El estudio del relieve de la República Mexicana fue retomado recientemente por Lugo-Hubp (1990) quien define de una manera clara y sencilla que la comprensión del relieve actual y los procesos que lo modifican, se facilitan a partir del conocimiento de la estructura tectónica regional y morfoclimática de la República Mexicana. Aunque en este trabajo se puntualiza la descripción clásica de las formas del relieve mexicano (Raisz, *op cit.*), el autor sugiere considerar y hacer referencia en cualquier trabajo geológico al *Mapa de formas estructurales principales del territorio mexicano* incluido en Lugo-Hubp (*op cit.*), en vista del carácter detallado para mostrar la distribución de las formas del relieve.

¹ El término *Terreno Tectono-estratigráfico* es empleado en este trabajo de acuerdo a como ha sido usado por Howell (1989) para hacer referencia a un entorno geológico que se encuentra limitado generalmente por sistemas de fallas, que define dentro del mismo dominio una estratigrafía distintiva y una estructura particular característica de un ambiente geológico específico. El origen de un terreno tectono-estratigráfico es particular y diferente al de los terrenos adyacentes.

Geomorfología

La expresión morfológica que se puede observar en el área de estudio debe su origen a la interacción de procesos geológicos endógenos y exógenos.

Los procesos endógenos imprimen su máxima influencia a partir del conjunto de deformaciones y acortamientos horizontales desarrollados en espacio y tiempo durante la Orogenia Laramide; por otra parte la acción de los procesos exógenos ha ocurrido y se ha hecho presente de forma paralela desde entonces.

Al parecer, la evolución del relieve en el área de estudio no se ha visto afectada por algún otro proceso endógeno de semejante importancia desde aquella Orogenia, de esta manera las variadas estructuras geológicas han estado sometidas tan sólo a una acentuación de sus formas originales; lo que ha sido influenciado, a su vez, por el carácter litológico de las unidades estratigráficas involucradas.

El estado actual del relieve se caracteriza por la disección de valles profundos alargados que contrastan con elementos estructurales importantes. El valle que limita el borde sur del Cerro Rabón corre en una dirección este-noreste, y es labrado por el cauce del río Santo Domingo. En este valle se puede ver expuesta una secuencia litoestratigráfica completa desde el Jurásico medio hasta el Cretácico superior en las paredes del mismo; otros valles profundos de importancia son: el que se encuentra ubicado en el margen occidental del área describiendo una dirección norte-noreste que es ocupado por el río Puente de Fierro; el que se encuentra al suroeste (fuera del área) corriendo en dirección noroeste-sureste, labrado por el cauce del río Chiquito afluente del Santo Domingo. En general, el rango de altitudes del relieve varía desde 0 hasta 2000 m.s.n.m.

En vista de que la estructura geológica del terreno influencia la evolución del relieve, la forma característica de la zona puede ser dividida en tres porciones:

La porción noroccidental expresa una morfología caracterizada por una serie de escamas imbricadas al noreste; dicha forma del relieve se puede ver desde las inmediaciones de Huautla de Jiménez con vista al norte-noroeste, desde la terracería que conduce al poblado El Carrizal con vista al norte-noroeste y desde el camino que conduce a San Mateo Eloxochitlán con vista al noreste.

La porción central comprende la de mayor extensión y constituye la meseta del Cerro Rabón, debe su origen a una cobijadura con un desplazamiento hacia el noreste de más de 20 kilómetros por encima de una secuencia estratigráfica completa y al parecer en una posición casi horizontal. Su forma topográfica corresponde a un promontorio cuyos flancos Sur y Este, se encuentran formando escarpes verticales sobre lutitas de apariencia quebadriza del Cretácico superior fuertemente plegadas en la proximidad al contacto con la cobijadura. La composición carbonatada de este cuerpo alóctono, ha permitido el desarrollado de rasgos kársticos superficiales tales como dolinas, uvalas y lapiaz.

Un rasgo que llama la atención es el rompimiento de la continuidad lateral de la cobijadura hacia el sur del Río Santo Domingo, que fue aprovechada por este para labrar su cauce; ésta discontinuidad pudo corresponder a una escasez de material sedimentario suficiente, en el nivel de despegue, que permitiera dar continuidad lateral al sobrecorrimiento, o bien, a una distribución de rampas y superficies planas cuya sección en planta mostraba diferentes alcances.

La porción nororiental aloja depresiones topográficas en las cuales las secuencias que las rellenan, sobre todo clástico-terrienas, expresan basculamiento de la secuencia originalmente horizontal con buzamiento tanto hacia el noreste como al suroeste. Estas cuencas describen una dirección noroeste-sureste y alojan los embalses de dos presas importantes dentro de la región: la presa Miguel Alemán y la presa Cerro de Oro.

Los principales rasgos morfológicos descritos previamente fueron identificados con ayuda de fotografías aéreas, sin embargo la fotointerpretación de las unidades estratigráficas no fue fácil debido a la cubierta vegetal que prevalece en más de un 90% dentro del área; de esta manera la cartografía se completó con las observaciones realizadas en el campo y con los cambios observados en las pendientes del relieve marcado por el control estructural.

El drenaje de la región se encuentra mejor desarrollado en la porción occidental del área en comparación con la porción central. La primera presenta una orientación regular compuesta por corrientes hasta de segundo orden, en escala considerable, y su distribución es marcada por el control estructural. Contrariamente, en la meseta del Cerro Rabón su presencia es escasa o nula dado que las corrientes se pierden por filtraciones y en sumideros que las conducen a sistemas subterráneos de galerías.

Marco Estructural Regional

Como ya se mencionó con anterioridad, el Cinturón de pliegues y cabalgaduras de Zongolica forma parte de un estilo estructural de deformación orogénica. La disposición estructural-deformacional que expresa representa tan sólo un fragmento dentro de la estructuración completa transversal que presenta un cinturón orogénico.

Si bien se ha expresado que no existe una representación universal *estándar* de la sección transversal que representa a un cinturón orogénico (Moore y Twiss, 1995), se puede sin embargo, obtener un esquema conceptual con base en las características *comunes* que presentan los diferentes ejemplos a nivel mundial.

Los Cinturones orogénicos conservan información sobre la actividad e interacción de la tectónica de placas en un 95% de la historia completa evolutiva de la Tierra, de esta manera su estudio permite descifrar una parte de tal evolución (Moore y Twiss, *op cit*).

En buena parte de los cinturones orogénicos, la deformación que prevalece se desarrolla en la secuencia o cobertura de rocas cuya secuencia estratificada a menudo sobreyace a un basamento cristalino; alejándonos de la denominación de tectónica de napas delgadas o napas gruesas (*thin-skinned* o *thick-skinned*, respectivamente), términos que pueden originar confusiones si se considera que la superficie de despegue puede alcanzar el basamento, en este trabajo se hace referencia solamente a si el basamento estuvo o no involucrado en la deformación.

Los sectores *comunes* a los que hacen referencia Moore y Twiss (*op cit*), se encuentran representados en la figura 3.4, siendo estos: *Núcleo orogénico*, *Cinturón de pliegues y cabalgaduras*, *Foredeep* y *Foreland (antepais)*.

A continuación se presenta la descripción de estos sectores haciendo énfasis en las características estructurales reflejo de su estilo de deformación. Estos sectores se encuentran señalados del exterior al interior de la placa continental. El objeto de presentar esta breve

descripción es situar y enmarcar el área aquí estudiada dentro del contexto orogénico del cual forma parte.

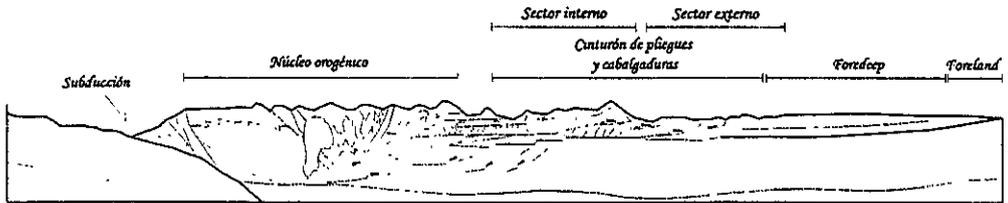


Figura 3.4. Representación conceptual de la sección transversal de un cinturón orogénico (Modificado de Moores y Twiss, 1995).

Núcleo orogénico.- está constituido por rocas metamórficas y plutónicas que se encuentran afectadas por una fuerte deformación dúctil. Las estructuras resultantes incluyen además importantes cabalgaduras y deformaciones sobrepuestas de manera compleja. A menudo se ha logrado observar que esta porción puede cabalgar a las rocas que constituyen el cinturón de pliegues y cabalgaduras, e incluso a las del foreland (antepais).

Cinturón de pliegues y cabalgaduras.- el cinturón consiste predominantemente de rocas sedimentarias plegadas y cabalgadas, cuya deformación se vio influenciada por el empuje del núcleo orogénico durante el acortamiento. Se divide en una zona interna (hinterland o traspais) y una zona externa. La primera se ve caracterizada por una deformación plástica dominante con desarrollo de deformación penetrativa importante y ocurrencia de metamorfismo, la segunda se caracteriza por una deformación plástica menor, con pocos rasgos de deformación penetrativa y sin metamorfismo (Según Marshak y Woodward in Marshak y Mitra, *op cit.*). En las zonas externas el *detachment* se encuentra en o cerca del contacto entre el paquete sedimentario y el basamento cristalino; en zonas internas el *detachment* queda alojado dentro del basamento, por lo que en estructuras de cabalgamiento el bloque de techo involucra parte del basamento. Por otro lado, cuando la superficie de deslizamiento se trata de un *decollement* es común que se presente una sola superficie de falla principal que separa las rocas deformadas del basamento subyacente; sin embargo, pueden desprenderse paralelamente a la misma falla un número más de superficies secundarias.

El estilo dominante de los pliegues corresponde a las clases 1B a 1C (Según Ramsay, 1967), o en general a pliegues asimétricos con vergencia hacia la plataforma estable, así como pliegues por propagación de falla y por cabalgamiento sobre una rampa (Fault bend folds). En particular, este estilo de deformación es el que caracteriza el área de estudio

En lo que se refiere a la ocurrencia de pliegues y cabalgaduras, y con ello la edad relativa de su emplazamiento, la disposición del arreglo estructural en los cinturones ha permitido conocer que aquellas estructuras más cercanas al núcleo orogénico, o bien, las estructuras más superficiales en un *dúplex* corresponden a edades más antiguas; en cambio las estructuras más jóvenes se encuentran cercanamente al *foreland*, o bien en el caso de una estructura del tipo *dúplex*, en las partes más profundas. Sin embargo, pueden encontrarse *cabalgamientos fuera de secuencia*, los

cuales son cabalgamientos más jóvenes que se forman por detrás de cabalgamientos frontales antiguos; de igual manera, no es común encontrar evidencias de metamorfismo, pero cuando éste ocurre suele ser de bajo grado.

Foredeep ó cuenca de foreland. - se sitúa entre el Cinturón de pliegues y cabalgaduras y la porción hacia el interior del continente sin deformación, se distingue por alojar una secuencia sedimentaria de origen clástico principalmente proveniente en su mayor parte del frente del cinturón de pliegues en constante levantamiento. El paquete sedimentario alcanza un rango de espesores con las siguientes características: pueden ser potentes en las inmediaciones del frente del Cinturón de pliegues y cabalgaduras, hasta decrecer paulatinamente conforme se aleja de dicho frente. Es común que este paquete sedimentario se encuentre sólo ligeramente deformado, lo que sugiere que esta serie fue depositada mucho después de la fase de deformación principal orogénica, o bien, que la misma se encontraba lo suficientemente alejada para no verse afectada por la deformación. Sin embargo, los depósitos situados muy cercanamente al frente montañoso están comúnmente deformados por pliegues y cabalgaduras; el estilo dominante de los pliegues es de clase 1B variando a 1C, incluso se pueden encontrar recostados y volcados con vergencia hacia la plataforma estable.

Foreland. - en sentido muy estricto esta porción se refiere a la región frontal no deformada del cinturón orogénico, aunque algunas veces se le refiere a regiones que comprenden un acortamiento mínimo (Marshak y Woodward *in* Marshak y Mitra, *op cit.*).

Estructura del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras de Zongolica

El Cinturón de pliegues y cabalgaduras de Zongolica constituye una faja orogénica cuyas características morfológicas marcan una notoria distinción topográfica entre la parte occidental y la parte oriental del mismo. La porción occidental es una región abrupta y geológicamente compleja, a diferencia del sector oriental que presenta una morfología más armónica hasta alcanzar una topografía casi plana. Generalmente con base en estas diferencias morfológicas se le divide en sectores dispuestos en sentido transversal, tomando para delimitarlos la traza de las estructuras, tales como fallas inversas, más importantes dentro de la región.

Los sectores dispuestos de suroeste a noreste, de acuerdo con Ortuño-Arzate, *et al.* (*op cit*) son designados como Sector A, Sector B y Sector C; por su parte, Meneses-Rocha, *et al.*, (1996), hacen una división atendiendo las dos expresiones morfológicas de la región, la del occidente y la del oriente: las sierras y la porción oculta bajo la planicie costera del Golfo, designándolas como la *Sierra de Zongolica* y el *Frente tectónico sepultado*, respectivamente. A su vez, la *Sierra de Zongolica* se separa en tres unidades: Sierras internas, Sierras centrales y Sierras externas, dispuestas en el mismo sentido que en el caso anterior.

En ambos casos, la traza de los límites que separan cada sector es aproximadamente la misma (Figura 3.5).

En este trabajo se han conservado los límites que separan cada sector señalados en la figura anterior, ajustándolos un poco con respecto a las observaciones efectuadas en campo, los nombres

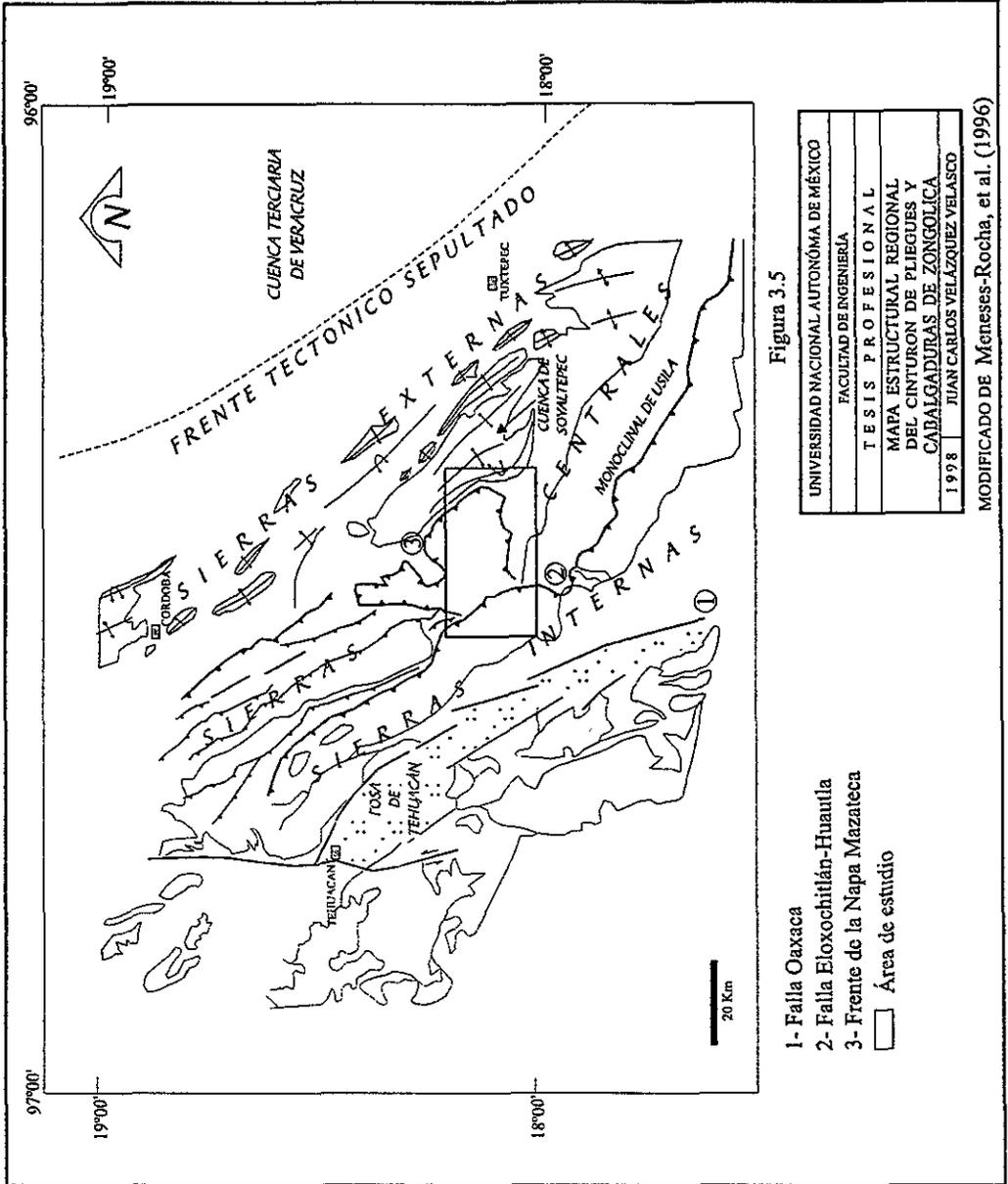


Figura 3.5

- 1- Falla Oaxaca
- 2- Falla Eloxochitlán-Huautla
- 3- Frente de la Napa Mazateca
- Área de estudio

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
FACULTAD DE INGENIERÍA
TESIS PROFESIONAL
MAPA ESTRUCTURAL REGIONAL DEL CINTURÓN DE PLIEGUES Y CABALGADURAS DE ZONGOLICA
1998 JUAN CARLOS VELÁZQUEZ VELASCO

MODIFICADO DE Meneses-Rocha, et al. (1996)

que se les asignan fueron también propuestos para este trabajo; de igual manera, se optó por hacer referencia a la denominación de las Sierras propuesta por Meneses-Rocha, *et al.*, (*op cit.*), dado que es más acorde con la expresión morfológica de la región.

El área de estudio comprendida en este trabajo abarca la porción oriental de las Sierras internas y la porción transversal completa de las Sierras centrales (Ver figura 3.5).

Sierra de Zongolica-Sierra Mazateca

Sierras Internas

Las Sierras internas corresponden a la franja occidental de la Sierra de Zongolica-Sierra Mazateca y conforman el parteaguas entre la porción central de México y la Planicie costera del Golfo. Vista regionalmente ésta franja alcanza una anchura que varía desde 20 km en el noroeste a 40 km en el sureste, y una longitud aproximada de 140 km; las elevaciones varían entre los 1900 a 3200 m.s.n.m. Al suroccidente limitan con la *Fosa de Tehuacán* (Meneses-Rocha, *et al.*, *op cit.*), de la cual quedan separadas por la *Falla de Oaxaca* (Ortega-Gutiérrez, 1982) cuya actividad durante el Cenozoico ha sido principalmente normal. Esta falla se extiende desde Tehuacán hasta Oaxaca donde intersecta con otra falla de dirección E-W alcanzando un recorrido aproximado de 130 kilómetros y describiendo una dirección, en general, N10°W; ha sido postulada como la sutura tectónica entre los Terrenos Zapoteco y Cuicateco (Centeno-García, *et al.*, 1990; Nieto-Samaniego, *et al.*, 1995).

El límite al noreste con las *Sierras centrales* está dado por la traza del cabalgamiento de la *Falla Eloxochitlán-Huautla*, la que ha sido designada así para éste trabajo. En general se trata de una falla inversa de mediano ángulo, 30° en promedio, buzando al W-SW, aunque la traza de su rumbo es algo irregular, su rumbo aproximado es N20°W.

El carácter morfológico de esta franja se caracteriza por incluir una serie de sierras alargadas en dirección NW-SE con una acusada deformación que describe estructuras muy plegadas con vergencia hacia el noreste, además de exhibir deformaciones penetrativas, sistemas de diaclasas dispuestos de manera compleja, fallas inversas y cabalgamientos menores. En una carta conformada con base en la interpretación de lineamientos observados en imágenes de satélite propuesta por Ortuño-Arzate, *et al.* (*op cit.*), se muestra la traza de patrones conjugados de fallas de desplazamiento lateral, las cuales serían de ocurrencia posterior a las deformaciones antes señaladas.

Paleogeográficamente las Sierras internas corresponden con el dominio de dos antiguos elementos: la porción oriental del Subterreno Cuicatlán ó Paleopenínsula de Oaxaca y la Cuenca de Zongolica, y tectono-estratigráficamente corresponden al Terreno Cuicateco (Sedlock, *et al.*, *op cit.*). Previamente se ha comentado respecto al basamento sobre el cual evolucionó buena parte de la Cuenca de Zongolica; ahora bien, con respecto al basamento del Terreno Cuicateco su origen se ha relacionado, dadas las evidencias litológicas, con la raíz de un arco volcánico de ambiente oceánico emplazado tectónicamente en el continente (Pacheco y Ortiz, *op cit.*; Carfantán, 1981; Delgado-Argote y Carballido-Sánchez, 1988).

En un trabajo realizado por Alaniz-Alvarez, *et al.* (1994) se plantea que el Complejo Milonítico de la Sierra de Juárez constituye una zona de cizalla que previamente a su actividad como falla

transcurrente en el Jurásico medio, tuvo actividad como cabalgadura entre el Paleozoico tardío y el Jurásico medio con dirección de transporte hacia el oriente; a este período puede referirse el emplazamiento de dicho arco volcánico en el continente. De esta manera considerando la influencia de los dominios sobre los cuales evolucionaron las Sierras Internas, estas se componen en general de un conjunto sumamente deformado compuesto por rocas ultrabásicas, sedimentarias, metamórficas, metasedimentarias y metavolcánicas, que se encuentran afectadas por pliegues recostados y cabalgaduras con vergencia hacia el este. Esto hace que su límite oriental se encuentre estructuralmente sobre las rocas marinas cretácicas del flanco oriental de las Sierras Internas.

La ubicación de las Sierras internas, en el esquema conceptual de un Cinturón Orogénico, puede corresponder con el sector del Núcleo orogénico muy próximo con el Cinturón de pliegues y cabalgaduras

Sierras centrales

Estas sierras corresponden a la cadena central montañosa de la Sierra de Zongolica-Sierra Mazateca; poseen una amplitud en promedio de 20 km y una longitud de 140 km y sus elevaciones varían entre los 100 y 2000 m.s.n.m. Al suroeste limita con la traza del cabalgamiento descrito por la falla inversa *Eloxochitlán-Huautla*; hacia el noreste se encuentra limitada por un frente de cabalgamiento, algo irregular en su traza sobre todo en la porción central pero que en general describe un rumbo N30°W, y que específicamente corresponde al frente de una gran cobijadura, que en este trabajo es nombrada *Napa Mazateca* y que conforma el cerro que localmente es llamado Cerro Rabón. Hacia el frente de este cabalgamiento puede observarse que el plano de falla inverso tiene un buzamiento medio entre 30°-40° en dirección suroeste.

Paleogeográficamente esta franja montañosa corresponde a la porción externa de la Plataforma de Córdoba, la cual se ha interpretado que existió desde el Jurásico Tardío hasta el Cretácico Tardío. De acuerdo con información obtenida por PEMEX, se ha estimado que su superficie llegó a cubrir 16 000 km², de la cual actualmente la mitad está expuesta formando parte de la Sierra Madre Oriental y el resto se encuentra sepultada bajo la planicie costera del Golfo (González-Alvarado, 1976); así mismo su espesor sobrepasa más de 5000 m de sedimentos carbonatados y terrígenos depositados desde el Jurásico superior. Tectonoestratigráficamente corresponde al dominio del Terreno Maya (Campa y Coney, *op cit.*; Sedlock, *et al.*, *op cit.*). En general estas sierras están formadas por calizas arrecifales y dolomías del Cretácico Medio y Superior, y en menor proporción por calizas arcillosas, areniscas, limolitas y lutitas del Jurásico Medio y Cretácico Inferior. Esta columna litológica sobreyace, como previamente se ha señalado, a un basamento de edad Paleozoica tardía, que según Charleston-Avilés (*op cit.*) aflora al sureste de San Juan Coatzacoapan, sobre la pared sur del cañón del Río Santo Domingo.

Meneses-Rocha, *et al.*, (*op cit.*) han reconocido de noroeste a sureste diferentes zonas estructurales a lo largo de la franja montañosa central; estos autores postulan la existencia, en la parte septentrional, de un sistema de cabalgaduras de tipo imbricado compuesto por escamas con echados fuertes y vergencia al noreste, cuyas superficies de despegue se colocan en niveles

estratigráficamente distintos. Hacia la parte central sobresale la meseta de alto relieve y forma irregular llamada Cerro Rabón; éste rasgo morfológico, a simple vista impresionante, constituye el alóctono de una gran cabalgadura, la *Napa Mazateca*. El cuerpo alóctono esta compuesto por rocas carbonatadas del Cretácico medio (F. Orizaba) que tuvo como superficie de deslizamiento a una secuencia clástica del Cretácico superior (F. Méndez).

La superficie de esta meseta montañosa exhibe una topografía kárstica cuyos rasgos dominantes son dolinas y uvalas. Internamente describe un sistema subterráneo de cavidades, compuesto por tiros y galerías, que es controlado principalmente por la estratificación casi horizontal y en algunos casos por fallas, hasta descender a un nivel impermeable marcado por lutitas (Minton, 1984, 1985 *in* Espinasa-Pereña, 1990). La exploración de este sistema de cavidades no ha sido terminada; en México representa sin duda el más importante sistema kárstico, además de que está ubicado en cuarto lugar entre los mayores sistemas del mundo (Bosted, 1988 *in* Espinasa-Pereña, *op cit.*).

El límite sur de esta meseta está marcado por un profundo cañón orientado hacia el este-noreste, que ha sido labrado por el cauce del Río Santo Domingo. Las paredes de este cañón permiten ver expuestas tanto la columna estratigráfica completa del Jurásico medio-Cretácico medio, así como la traza que sigue el cabalgamiento de la *Napa Mazateca*.

La prolongación orográfica hacia el sur, una vez que atraviesa el Río Santo Domingo, ya no es denominada Sierra Mazateca, sino Sierra de Juárez.

Finalmente, en la parte meridional de esta franja montañosa después de atravesar el Río Santo Domingo, se reconoce la presencia del Monoclinal de Usila que se extiende hasta la Planicie Costera del Golfo describiendo un rumbo, en general, Oeste-Este. Se compone por rocas sedimentarias que van del Jurásico Medio (F. Todos Santos) al Cretácico Superior, conformando una estructura recostada al noreste.

Sierras Externas

Las Sierras externas corresponden a las inmediaciones situadas al oriente de la Sierra de Zongolica-Sierra Mazateca, describiendo en general el mismo rumbo que las anteriores (NW-SE). La traza que define el frente de cabalgadura de la *Napa Mazateca* marca el límite con las Sierras centrales, mientras que al noreste limita con el Frente Tectónico Sepultado a lo largo de una delgada franja, con una orientación NW-SE, a partir de la cual el relieve topográfico se vuelve plano. Las elevaciones máximas alcanzan los 400 m.s.n.m. y decrecen conforme se acercan a la planicie costera del Golfo. Hacia la parte noroeste de esta franja externa, las montañas son más altas y amplias, mientras que en el sureste son más estrechas y alargadas.

Paleogeográficamente estas sierras corresponden también al dominio de la Plataforma de Córdoba, posiblemente a su porción interna. Tectono-estratigráficamente forman parte del Terreno Maya.

Esta franja, compuesta por carbonatos del Cretácico Medio-Superior, dolomías del Cretácico Inferior y secuencias clástico terrígenas tipo flysch del Cretácico Superior - Paleoceno, se conforma por montañas paralelas separadas por amplios valles. La topografía a lo largo y ancho de las sierras es controlada por las estructuras geológicas que prevalecen; de esta manera, pueden

apreciarse estructuras anticlinales en medio de los cuales se interponen sinclinales que alojan grandes valles cubiertos por aluvi3n. Estas estructuras poseen una tendencia alargada con recostamiento hacia el noreste. Sobre la expresi3n topogr3fica que prevalece puede comentarse que sin duda 3sta es reflejo de la disposici3n morfol3gico-estructural que procede del subsuelo; de este modo, los anticlinales, por ejemplo, pueden asociarse a sistemas de cabalgadura del tipo d3plex, y en particular a las llamadas pilas antif6rmes (*Antiformal stack*), as3 como a pliegues de propagaci3n de falla.

Por otra parte, llama tambi3n la atenci3n en este sector la denominada *Cuenca de Soyaltepec*, ubicada en la parte frontal inmediata del Cerro Rab3n, que alberga el embalse de la Presa Miguel Alem3n. Como extensi3n de la misma cuenca, o bien, su uni3n con otra depresi3n tambi3n importante, se encuentra la que aloja a la Presa Cerro de Oro. Su ubicaci3n en el esquema conceptual corresponde al Cintur3n de pliegues y cabalgaduras.

Frente tect3nico sepultado

El Frente tect3nico sepultado representa la continuaci3n oriental, por debajo de la planicie costera del Golfo de la secuencia litoestratigr3fica procedente de las Sierras externas caracterizado por un estilo de deformaci3n similar. Esta faja oculta describe un rumbo general NW-SE y guarda un ancho de 20 a 25 km a lo largo de los 140 km que se extiende.

Paleogeogr3ficamente corresponde a la porci3n oriental de la Plataforma de C3rdoba, la que conforme se extiende m3s hacia la planicie comienza a traslapar con la Cuenca Terciaria de Veracruz, marcando 3sta su limite al noreste.

El desarrollo que se ha alcanzado en cuanto a establecer la columna litol3gica que lo conforma y sus relaciones estructurales, se debe principalmente a la integraci3n de la informaci3n que proporcionan los perfiles s3smicos e informaci3n disponible de pozos de exploraci3n y desarrollo, con base en esto se ha determinado que la columna est3 representada por carbonatos y carbonatos arcillosos del Jur3sico Superior-Cret3cico Superior, aunque su espesor no ha sido bien establecido. Se ha inferido que los lechos rojos del Jur3sico Medio subyacen a todo el paquete Cret3cico deformado. En lo que respecta a la estructura, 3sta se compone por un conjunto de escamas imbricadas con vergencia al noreste y echados fuertes al suroeste con superficies de despegue en la base del Cret3cico Inferior, estructuras anticlinales asim3tricas asociadas y sobrecorrimientos.

La disposici3n estructural adquirida por el estilo de deformaci3n pudo dar lugar a cierres estructurales y barreras a la migraci3n de los hidrocarburos; de este modo, el Frente Tect3nico Sepultado constituye una provincia petrolera de inter3s particular que ha sido objeto de estudio, desarrollo y explotaci3n por parte de Petr3leos Mexicanos desde 1948.

Una vez que se han descrito las principales caracter3sticas morfol3gico-estructurales que presenta el Cintur3n de Pliegues y Cabalgaduras de Zongolica, se considera tambi3n necesario comentar de una manera breve que durante el conjunto de deformaciones y acortamientos horizontales originadas en espacio y tiempo por la Orog3nia Laramide (que si bien fueron

regionalmente dirigidos hacia el noreste, aunque algunos sobrecorrimientos presentan variaciones locales que van de Este a Norte) tuvo que haber influencia de la morfología, que previamente al depósito de la columna estratigráfica, presentaba el basamento. Aunque no lo sabemos con precisión, quizás dicha morfología pudo estar caracterizada por horsts, grabens, antiguas fallas o grandes extensiones fracturadas, y que sin lugar a dudas, resultaron ser una herencia de la actividad tectónica que dio origen al basamento.

En este sentido si retomamos el estilo regional de la deformación en el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras de Zongolica, no debe haber duda respecto a que los distintos estilos, sean estos sistemas de cabalgaduras tipo dúplex o abanicos imbricados; fueron influenciados por la disposición en el subsuelo de un sistema de rampas y *flats*, que debieron haber definido las estructuras disarmónicas en las sierras internas, por un lado, y por otro las estructuras armónicas que prevalecen en las sierras externas.

Evolución Tectónica

Bajo el contexto anterior, de manera indirecta se hizo referencia a algunos eventos importantes que condujeron al desarrollo de la Cuenca de Zongolica, y su posterior expresión en el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras; sin embargo, es conveniente ubicar dentro de períodos de tiempo geológico esta serie de etapas, de tal manera que en conjunto permitan tener una visión de la evolución tectónica de la región comprendiendo en particular a la Cuenca de Zongolica y la Plataforma de Córdoba.

Una idea que se debe tener en claro sobre la evolución tectónica de la región, es el mismo panorama tectónico inherente a los paleoelementos sobre los cuales evolucionaron tanto la Cuenca de Zongolica, como la Plataforma de Córdoba; parece razonable entonces que las estructuras antiguas paleozoicas, y en general la herencia del basamento paleozoico, pudieron haber sido reactivadas, con excepción de ciertas variaciones locales, durante la apertura del Golfo de México y la posterior evolución de la Cuenca de Zongolica.

La evolución que se describe es agrupada en 4 etapas:

- 1- Etapa asociada a la apertura del Golfo de México (Triásico Tardío-Jurásico Tardío),
- 2- Etapa influenciada por cambios relativos en el nivel del mar (Cretácico Temprano-Tardío),
- 3- Etapa de deformación regional asociada a la Orogenia Laramide (Maestrichtiano-Eoceno Temprano).
- 4- Etapa post-Laramídica (Terciario Medio-Cuaternario).

Etapas asociadas a la apertura del Golfo de México (Triásico Tardío-Jurásico Tardío).

La región de Pangea que hoy constituye el Este de México (Yucatán) y las costas orientales de Estados Unidos, comenzaron a sufrir una extensión horizontal hacia el Triásico Tardío que conduciría a la apertura de la Cuenca Jurásica del Golfo de México. Previamente, hacia el Pérmico tardío el límite occidental de lo que hoy en día es la República Mexicana se

encontraba sujeta a una subducción caracterizada por un dominio de corteza oceánica y arcos de islas.

Para el Jurásico Medio-Superior, el área de estudio se encontraba emergida y constituía una barrera entre los procesos tectónicos que ocurrían en el dominio del Pacífico y en el dominio del Golfo de México. A la etapa de apertura del Golfo de México la mayor parte de los autores asocian el desarrollo de fallas laterales izquierdas, que por una parte modificaron la distribución de la corteza continental en el espacio mexicano (Pilger, 1978; Anderson y Schmidt, *op cit.*), y por otra parte propiciaron la atenuación de la corteza continental y la consecuente subsidencia tectónica (Pindell, 1985; Buffler y Sawyer, 1985). Este proceso se combina con la acumulación de depósitos de sal y secuencias clásticas denominadas en esta región Lechos rojos (F. Todos Santos) acompañado de intrusiones riolítico-andesíticas (Salvador, 1987).

Los datos paleomagnéticos obtenidos de rocas mesozoicas son congruentes con los modelos de fallas de desplazamiento lateral izquierdo de orientación Este-Oeste y Noroeste-Sureste (Urrutia-Fucugauchi, 1984).

Durante el Calloviano y principios del Oxfordiano se ha interpretado que tuvo lugar el desplazamiento hacia el SE del Bloque de Yucatán hacia su posición actual, por lo que el área de estudio debió haber estado limitada hacia el oriente por las fallas a lo largo de las cuales ocurría dicho desplazamiento. La existencia de estos desplazamientos laterales permite el desarrollo de la Cuenca de Zongolica como una cuenca *pull apart* (Santamaría-Orozco, *op cit.*; Schulze-Schreiber, 1988), que paralelamente a su evolución comenzaba a tener comunicación con el océano pacífico, de tal manera que para el Kimmeridgiano fue cubierta casi en su totalidad por aguas marinas, con excepción del Complejo milonítico de la Sierra de Juárez que permaneció como una porción emergida. La transgresión originada en el área de estudio, proveniente del occidente y el oriente favorece la acumulación de secuencias carbonatadas-arcillosas (F. Tepexilotla) característica de condiciones de aguas someras y tranquilas en condiciones anóxicas. Esta secuencia llegaría a constituir rocas con características favorables para la generación de hidrocarburos.

Sobre el origen y el emplazamiento del Complejo milonítico de la Sierra de Juárez, así como de los conjuntos litológicos que lo caracterizan, se han planteado opiniones diferentes (Carfantán, 1983; Pacheco y Ortiz, *et al.*; Delgado-Argote y Carballido-Sánchez, *op cit.*; Alaniz-Alvarez, *et al.*, 1994), sin embargo, lo que es claro es que este complejo constituiría la mayor fuente de aporte sedimentario a la Cuenca de Zongolica.

En general, la morfología del Jurásico tardío consistió de islas, plataformas de aguas someras e intraplataformas de aguas profundas hacia el oeste y sureste de las márgenes del Golfo de México que persisten hasta el Cretácico temprano.

Etapa influenciada por cambios en el nivel del mar (Cretácico temprano-tardío).

Trabajos de paleomagnetismo efectuados por Guerrero (1975), Molina-Garza, *et al.* (1992), argumentan que a fines del Jurásico y comienzos del Cretácico temprano el Bloque Maya alcanzó su posición actual, con lo cual el área de estudio se vio más influenciada por las transgresiones que permitieron el desarrollo de bancos carbonatados en y alrededor de

plataformas, y el depósito de sedimentos hemipelágicos en las cuencas (Salvador, *op cit.*). De esta manera, para este período se han caracterizado dos dominios de sedimentación cuya presencia ya se había dejado sentir desde el Jurásico tardío, pero es en este tiempo cuando definen con mayor claridad su influencia. Estos dominios son de occidente a oriente:

- *Cuenca de Zongolica*: caracterizada por la acumulación de una secuencia volcano-sedimentaria con influencia en su sedimentación de material terrígeno arcillo-arenoso depositadas en mares profundos (F. Chivillas inferior y superior).

- *Plataforma de Córdoba*: se caracteriza por la presencia de mares someros que la cubren, además de una sedimentación calcárea principalmente con aporte de material clástico-arcilloso (F. Xonamanca). Resalta su importancia petrolera en vista del patrón sedimentológico que la caracteriza, la abundancia de formaciones porosas e impermeables sirvieron de entrampamiento a los hidrocarburos generados en las cuencas que la rodearon y de las cuales migraron. Sus características sedimentarias son semejantes a las que prevalecían para este tiempo en las márgenes del Golfo de México, es decir, material terrígeno hacia los bordes, carbonatos en ambientes de plataforma, y calizas arcillosas en ambientes marinos profundos.

El período Albiano-Cenomaniano se caracteriza por una quietud tectónica, una subsidencia uniforme y ausencia de actividad magmática; de esta manera la Plataforma de Córdoba alcanza sus mayores dimensiones, hacia cuya parte interior oriental precipitaban gruesos depósitos de carbonatos (F. Orizaba) sobreyaciendo a secuencias evaporíticas. Los depósitos evaporíticos jugarían posteriormente un papel importante durante el conjunto de deformaciones Cenozoicas de la cubierta sedimentaria.

En el Turoniano hubo una fase de máxima transgresión como resultado de la elevación relativa del nivel del mar (Vail, *et al.*, 1977), que provoca por una parte que sobre el borde oriental de la plataforma carbonatada se depositaran secuencias de capas delgadas a medianas de calizas arcillosas (F. Guzmantla), y por otra parte, hacia el interior de la Cuenca de Zongolica comenzaba a operar una subsidencia originada por dos causas principales: la carga litostática aunada al proceso termotectónico provocado por el enfriamiento paulatino de las zonas de debilidad cortical (Alzaga-Ruíz y Santamaría-Orozco, *op cit.*).

En el Cretácico Tardío-Medio (Coniaciano-Santoniano) disminuye la tasa del incremento relativo del nivel del mar, lo que establece un dominio nuevamente acentuado de la Plataforma de Córdoba. Mientras tanto en el occidente comenzaría la migración gradual del arco magmático hacia el oriente (Anderson y Silver, 1974; Damon, *et al.*, 1981) y se ubicó sobre la actual Sierra Madre Occidental, este proceso da lugar a que la sedimentación marina se vea influenciada por el aporte detrítico debido a la deformación y emersión del dominio occidental (Campa, 1978).

Etapas de deformación regional asociada a la Orogenia Laramide (Maestrichtiano-Eoceno Temprano).

Los dos dominios que durante la segunda mitad del Mesozoico evolucionaron de manera independiente relativamente, se ven involucrados a finales del Cretácico y principios del Cenozoico, en una serie de eventos orogénicos relacionados con la interacción de la Placa Norteamericana y las placas del Pacífico, Farallón y Kula en un período limitado por cambios en

el movimiento de estas placas (80-40 m.a.) (Coney, 1976). En efecto, la evolución de las placas oceánicas que bordearon el occidente de México sufrieron una serie de interacciones a veces contrastantes en un período que comprendió de 180 M.a. hasta 25 M.a. Esta continua reorganización ocasionó una rápida convergencia oblicua entre las placas Norteamericana y Farallón dando lugar a lo que se conoce como la Orogenia Laramide.

La región de deformación laramídica fue una plataforma continental por detrás de la margen activa del oeste de México. En el área de estudio la orogenia fue puramente convergente y se transmitió a través de esfuerzos principales casi horizontales orientados de manera general al NE. En un marco más regional a nivel continental, algunos trabajos de la década pasada revelan que la deformación es aún más compleja (Lowell, 1997). Por otra parte, Gries (1983) ha sugerido que la dirección de compresión cambió a través del tiempo, por lo que la última fase de la Orogénia Laramide (Eoceno temprano) estuvo marcada por una dirección de compresión N-S que originó estructuras locales con un rumbo E-W, que se superponen a las deformaciones primarias ocasionadas por el mismo evento orogénico con rumbos N-S y NW-SE. Así mismo, algunas de las hojas de cobijadura que a nivel local despegaron, tendieron a rotaron respecto a un eje vertical (Kleist, *et al.*, 1984).

En resumen, es factible pensar en una migración en términos de espacio-tiempo de la deformación, la cual decreció hacia el noreste y cesó en el Eoceno medio (Ortega-Gutiérrez, *et al.*, 1994). El transporte acumulativo horizontal varió lateralmente, con desplazamientos que van desde 40 hasta 200 km, y en general una migración de su frente hacia el noreste.

Para el Paleoceno tiene lugar en la porción al oriente de las sierras generadas durante el acortamiento, la formación de una Cuenca de flexura en la que se depositaron sedimentos terrígenos sinorogénicos en un ambiente marino (F. Chicontepec).

Etapas post-Laramídica (Terciario medio-Cuaternario).

Los mecanismos de deformación y levantamiento cortical que se iniciaron en el Cretácico Superior, siguen prevaleciendo durante el Paleógeno, de esta manera aumenta el hundimiento de la corteza oceánica en el Golfo de México y continua la migración hacia el oriente del Bloque Chortis, así como la actividad subductiva del margen pacífico (Vázquez-Meneses, *et al.*; 1989). Esta serie de actividades permiten explicar la existencia de sedimentación continental en la Fosa de Tehuacán, así como la existencia de sedimentación marina, que a escala regional, define una progresiva regresión de los mares hacia el oriente de México.

Uno de los eventos que más influye en la tectónica en esta etapa de evolución, es el estilo de deformación transcurrente sinistral que provoca la migración del Bloque Chortis. Dicho estilo se encuentra definido por los rumbos de los esfuerzos de compresión que se han encontrado en las unidades litoestratigráficas del Mesozoico, así como por el patrón sedimentario reportado para las unidades del Terciario inferior (Vázquez-Meneses, *et al.*; *op cit.*; Centeno-García, 1988). La deformación transcurrente origina, de manera local, levantamientos y hundimientos (*push up ranges* y *pull apart basins*, respectivamente).

Para el Neógeno, la actividad transcurrente de sentido sinistral sigue prevaleciendo hacia el oriente de las Sierras internas, sin embargo, se define un cambio en el régimen tectónico hacia el

occidente de las mismas sierras; en tal sector ha sido reconocido un evento tectónico que deformó a la cubierta sedimentaria pre-neógena de acuerdo a un estilo de deformación transcurrente dextral (Vázquez-Meneses, *et al.*; *op cit.*). El cambio en la tectónica transcurrente de este sector (de sinistral a dextral) fue explicado en dicho trabajo, en términos de la deriva del Bloque Chortis; donde se cambia de una margen transformante sinistral del sur de México al de una margen convergente.

A partir del Terciario medio se ha planteado la aparente reactivación de la Falla de Oaxaca, cuya expresión morfológica constituye el límite entre las Sierras de Juárez y Mazateca y el Valle de Oaxaca y la región de la Cañada (Centeno-García, *op cit.*).

La actividad sísmica de la región Tomellín-Valle Nacional (al sur del área de estudio) se ha relacionado no sólo al proceso de subducción en el margen pacífico, sino también a fallas transcurrentes, lo que indica que las mismas siguen activas (Vázquez-Meneses, *et al.*; *op cit.*).

Finalmente, Meneses-Rocha, *et al.*(*op cit.*) hacen referencia a un conjunto de estructuras mesoscópicas de desplazamiento lateral izquierdo en la Fosa de Tehuacán.

Estratigrafía del área

A continuación se describen en orden cronoestratigráfico las distintas formaciones que conforman la columna litológica del área de estudio, estas mismas se presentan en la tabla estratigráfica del área de estudio.

Sistema Paleozoico

Basamento metamórfico

Definición.- Charleston-Avilés (*op cit.*) asigna el nombre puramente informal de Basamento metamórfico, a un conjunto de rocas cuyas características estratigráficas y petrográficas permiten considerarlas como las más antiguas de la zona de estudio. En dicho trabajo se menciona que en ocasiones subyacen discordantemente a la columna de sedimentos mesozoicos y otras veces constituye facies con un mayor grado de metamorfismo, separadas de las rocas adyacentes por fallas.

Distribución.- Dentro del área de estudio se encuentra aflorando en una porción en la base del valle profundo que alberga al Río Santo Domingo, y hacia la pared sur del mismo; así como en las inmediaciones de Chiquihuitlán, Teutila, San Andrés Teotilalpan, San Alejo y hacia el sur de Tecomaltanguisco y San Pedro Sochiapan, estas últimas 6 poblaciones fuera del área de estudio.

Litología.- Según Charleston-Avilés (*op cit.*) las rocas metamórficas que se pudieron observar corresponden a esquistos de cuarzo-sericita en facies de esquistos verdes, cuyo origen se puede atribuir al metamorfismo de una antigua secuencia de sedimentos terrígenos y cuerpos de gneisses de microclina y diópsida de la facies de anfibolita, que se encuentran generalmente muy

alteradas, trituradas y oxidadas, presentando una coloración rosa-rojizo.

Se desconoce el espesor total de las rocas del basamento, sin embargo tomando en cuenta su posición estructural se considera que dicho espesor puede ser superior a los 1500m (Charleston-Avilés, *op cit.*).

Relaciones estratigráficas.- La cima de este basamento metamórfico se encuentra en contacto discordante con toda la columna mesozoica que le sobreyace.

Edad.- Considerando las relaciones estratigráficas que guarda con los sedimentos mesozoicos suprayacentes, se le considera una edad correspondiente al Paleozoico Temprano-Medio. Dicha interpretación coincide en términos generales con dos determinaciones isotópicas de K-Ar efectuadas en el Instituto Mexicano del Petróleo. La primera corresponde a un ejemplar de esquistos colectada por Rodríguez-Figueroa (1975) en las cercanías de San Andrés Teotlalpan, cuya edad de metamorfismo se situó en 233 ± 6 m.a., que corresponde al Pérmico tardío. La otra muestra también de esquistos fue colectada en la población de Teutila, de la cual se determinó una edad de metamorfismo de 307 ± 7 m.a., correspondiente al Carbonífero tardío (Charleston-Avilés, *op cit.*).

Sistema Jurásico

Formación Tepexilotla

Definición.- Mena (1957) la describió como una “secuencia de lutitas bentoníticas, de colores gris verdoso, rosado y gris oscuro con intemperismo amarillo ocre y rojizo; pizarras gris oscuro y grises que intemperizan en gris amarillento y amarillo café, lutitas carbonosas y bituminosas de color negro que se separan con facilidad conteniendo nódulos de caliza de tamaño variable de color negro, con abundantes restos de quijadas de anélidos no determinados y pirita. Ocasionalmente se encuentran capas de hasta 5 cm como máximo de calizas carbonosas a las cuales no se les ha encontrado fauna”. Toma su nombre del poblado de Tepexilotla, municipio de Zoquitlán, Puebla, en donde se encuentra su localidad tipo.

Distribución.- Se encuentra aflorando principalmente en la porción noroeste del área de estudio en las inmediaciones de Huautla de Jiménez, al igual que en las cercanías de las poblaciones San Mateo Eloxochitlán y Santa María Asunción. En los cortes sobre carretera o terracería fue posible ver la notable deformación que esta unidad presenta, marcada por la presencia de pliegues recostados con vergencia al noreste, esquistosidad, crucero y crenulación. Los planos de estratificación guardan una orientación cuyo rumbo generalmente es noroeste-sureste con buzamientos al suroeste.

Litología y espesor.- Los afloramientos exhiben una secuencia estratificada muy deformada en la que alternan estratos de caliza con espesores delgados de lutita bituminosa. Los estratos de caliza son de color gris oscuro al fresco y gris-amarillento a la intemperie, su textura

es wackestone-packstone con espesores que varían de 20 a 30 cm; por su parte, los espesores de lutitas no llegan a sobrepasar los 10 cm. Esta secuencia es cortada, sobre todo los horizontes calcáreos, por grietas rellenas con calcita, que bien corresponden a grietas de tensión en arreglos escalonados.

Esta unidad presenta una componente arenosa intercalada como capas delgadas laminadas dentro de la secuencia antes descrita, en los afloramientos ubicados en la carretera que lleva a San Mateo Eloxochitlán.

El espesor de esta formación en su localidad tipo tiene de 100 a 150 m., aunque otras fuentes de PEMEX (González-Alvarado, *op cit.*) le asigna un espesor de 80 a 200 m.

Relaciones estratigráficas.- Dentro del área de estudio no fue posible observar la base o la cima de esta formación; en cambio, todos los contactos verificados o inferidos de la fotointerpretación corresponden a contactos tectónicos que colocan a esta unidad por medio de fallas inversas por encima o por debajo de otras unidades estratigráficamente más jóvenes.

Edad y correlación.- Se le ha asignado una edad del Kimmeridgiano superior-Tithoniano determinada con base en Cefalópodos Ammonoideos *Virgatosphinates sp.* estudiados por Imlay (*in* Mena, 1960, pag. 248) encontrados en la bajada de Tepexilotla al Rancho Tepeyac. Por otra parte, Pano (1973) y Pimentel (1976) reportan la presencia de fósiles que indican una edad del Jurásico superior (Tithoniano). Esta formación es cronoestratigráficamente correlacionable hacia las Sierras Internas con la F. Chivillas Inferior, y en el área de Usila con la F. San Pedro.

Ambiente de depósito.- Por las características litológicas, se infiere que su depósito ocurrió en un ambiente costero de profundidad nerítica de baja energía, de condiciones reductoras y circulación restringida de aguas.

Formación San Pedro

Definición.- Para identificar a esta unidad se ha utilizado la misma nomenclatura empleada por Rodríguez-Figueroa (1975) quien consideró una litología semejante a los sedimentos oolíticos descritos originalmente por Reyes (1958) en el Río San Pedro, en Veracruz, de donde tomó su nombre.

Distribución.- En el área de estudio se encuentra expuesta en las paredes del cañón que aloja el cauce del Río Santo Domingo. Charleston-Avilés (*op cit.*) reporta que los mejores afloramientos se encuentran en San Felipe Usila, fuera del área de estudio, sobreyaciendo a capas rojas.

Litología y espesor.- Se encuentra compuesta por dolomias, calizas de textura mudstone y grainstone oolíticas, fragmentos biógenos y granos de cuarzo, así como la presencia de brechas intraformacionales, formando estratos medianos a gruesos de 30 a 120 cm de espesor. En una

sección trazada de Usila a Peña Blanca, fuera del área de estudio, se le asignó un espesor de 1016 m (Charleston-Avilés, *op cit.*).

Relaciones estratigráficas.- No fue posible observar la base ni la cima de esta formación; sin embargo, trabajos anteriores señalan que se encuentra en contacto concordante con la unidad inferior, capas rojas de la F. Todos Santos; y en contacto transicional con la unidad superior F. Xonamanca.

Edad y correlación.- Ponce de León del Instituto Mexicano del Petróleo (*in* Charleston-Avilés, *op cit.*), sugirió que por la presencia de *Rhaxella sorbyna* y *Saccocoma* sp. en la Formación San Pedro de la región de Usila, indica una edad probable del Oxfordiano-Kimmeridgiano superior; sin embargo, se considera que en otros sitios pueda alcanzar inclusive el Tithoniano.

Esta formación es cronoestratigráficamente correlacionable hacia las Sierras Internas con la F. Chivillas Inferior, y hacia la Plataforma de Córdoba con la F. Tepexilotla.

Ambiente de depósito.- Su depósito se caracterizó por ser una zona marina de aguas someras, cálidas, saturadas de carbonato y en continua agitación por el oleaje. Según Charleston-Avilés (*op cit.*), su contacto brusco con los Lechos rojos del Triásico en el área de Usila indican que la transgresión marina del Jurásico se efectuó rápidamente sobre una superficie con poco relieve topográfico.

Sistema Cretácico

Formación Chivillas

Definición.- Originalmente Pano-Arciniega (*op cit.*) designó informalmente con el nombre de F. Chivillas a una secuencia de lutitas, areniscas y filitas con intercalaciones de conglomerados que afloran en la Cañada de San Antonio, Puebla. Posteriormente, Carrasco (1978) describió una columna representativa en la Barranca Chapultepec, Puebla.

Toriz (1984) en un trabajo inédito de PEMEX designa como F. Chivillas Inferior a la columna descrita por Carrasco (*op cit.*), y F. Chivillas Superior a la que originalmente Pano-Arciniega (*op cit.*) nombró F. Chivillas.

Alzaga-Ruiz y Pano-Arciniega (1989) efectuaron en la Barranca Chapultepec al noreste de Tehuacán, Pue., la medición estratigráfica de ambas unidades denominadas por Toriz (*op cit.*) agrupándolas con el nombre de F. Chivillas dividida en un miembro inferior y un miembro superior. El estratotipo del miembro inferior presenta dos litofacies: una parcialmente sedimentaria formada por limolitas, arcosas y arcosas líticas; y otra eminentemente submarina volcánica de rocas espiliticas. El estratotipo del miembro superior está formado por areniscas de grano medio a grano grueso en ocasiones gravillentas alternando con limolitas arenosas. En general todo el conjunto es de color pardo amarillento. El río Salado en la Barranca Chapultepec es considerada la localidad tipo.

Distribución.- Los afloramientos reconocidos como F. Chivillas dentro del área de estudio corresponden a la secuencia caracterizada por depósitos clásticos, estos se localizan en la parte occidental, principalmente en las inmediaciones de las poblaciones San José Vista Hermosa, El Carrizal, Santa Cruz Acatepec, Mazatlán Villa de Flores y Agua Duende, estas 3 últimas fuera del área. En los alrededores de estas dos últimas poblaciones, la litología que prevalece es caracterizada por metapelitas y metapsamitas acentuada por una foliación con dirección SE-NW e inclinaciones de ángulo medio-alto hacia el SW. Estas evidencias sugieren un cambio transicional hacia un metamorfismo dirigido al SW.

Litología.- Sus afloramientos resaltan una secuencia estratificada de espesores medianos a gruesos compuestos por areniscas de grano fino-medio, limolitas arcillosas y en ocasiones ligeramente arenosas; presenta una coloración pardo-amarillenta como resultado de la acción de la intemperie. El material arenoso está constituido por clastos subangulosos de cuarzo y plagioclasa cementados por material arcilloso. Las metapelitas y meta-areniscas presentan una granulometría similar a la antes descrita acentuada por una leve re-orientación de su fábrica.

Las rocas observadas en las cercanías de la cañada que corta el Río Chiquito en las cercanías de Mazatlán Villa de Flores, fuera del área de estudio, presentan un color verde olivo, además de exhibir una ligera foliación que aún contrasta con la textura original granular de lo que se infiere pudo corresponder a una roca clástica sedimentaria. La observación de láminas delgadas permitió identificar algunas rocas como filitas, compuestas por muscovita, epidota, clorita y cuarzo y con una textura foliada. Las muestras restantes corresponden con meta-areniscas en las que resalta una composición cuarzo-feldespática, con rasgos de su textura original como la subangulosidad de sus clastos, e influenciada levemente por un metamorfismo incipiente. El análisis en lámina delgada sugiere que el protolito para una de las meta-areniscas identificadas podría corresponder, por sus características, con una roca de origen volcánico-clástico. Lo anterior guarda una relación directa con una de las facies que componen el miembro inferior de esta unidad.

Con relación al espesor total de ambos miembros, el que se midió en su localidad tipo fue de 626 m, sin descartar que pueda variar debido a estructuras falladas (Alzaga-Ruíz y Pano-Arciniega, *op cit.*). Por otro lado, Pano-Arciniega (*op cit.*) y Toriz (*op cit.*) reportan espesores de 630 m y 500-600 m, respectivamente.

Relaciones estratigráficas.- En los afloramientos no se observaron la base ni la cima de esta unidad; de esta manera, su contacto es tectónico a través de una cabalgadura que coloca a esta unidad en contacto y por encima de otra unidad clástica estratigráficamente correlacionable.

Edad y correlación.- En los trabajos efectuados por Alzaga-Ruíz y Pano-Arciniega (*op cit.*), considerando la microfauna que contienen estas rocas, determinan que la edad de la F. Chivillas tiene un alcance desde el Jurásico tardío (Tithoniano) de acuerdo a la presencia de *Crassicolaria sp.*, hasta el Valanginiano por la existencia de *Tintinnopsella sp.* y *Lorenziella sp.* Por el carácter terrígeno del miembro superior, no se observó fauna fósil; sin embargo dado que subyace a carbonatos del Aptiano, infieren que es de edad Hauteriviano-Barremiano. En conclusión, la edad de la F. Chivillas comprende del Jurásico tardío (Tithoniano) al Neocomiano (Barremiano).

Cronoestratigráficamente se correlaciona, al oriente en la Plataforma de Córdoba con las Fms. Tepexilotla y Xonamanca; y en el área de Usila con la F. San Pedro.

Ambiente de depósito.- La litofacies vulcanoclástica del miembro inferior evidencia que la sedimentación estuvo controlada por procesos volcánicos tanto subaéreos como subacuáticos; por otra parte la secuencia sedimentaria del Jurásico superior-Neocomiano inferior podría ubicarse dentro de un marco tectónico de ambiente de cuenca marginal o post-arco. Alzaga-Ruiz y Pano-Arciniega (*op cit.*) atendiendo las características estratigráfico-sedimentológicas y petrográficas interpretan un ambiente tectónico activo de cuenca marginal.

Formación Xonamanca

Definición.- Mena (1962) describe una facies continental sublitoral dentro de la F. Tepexilotla y Flores (1970) propone denominarla miembro Xonamanca de la Formación Tuxpanguillo, cuya localidad tipo se encuentra cerca del poblado de donde toma su nombre al noreste de Zongolica. Finalmente el rango de Formación fue propuesto por Carrasco, *et al.* (1975) designando una secuencia de tobas, grauvacas, limolitas, lutitas y rocas carbonatadas de distintos tipos, que cambian de condiciones de depósito.

Distribución.- Los afloramientos de esta formación se localizan en la porción occidental del área de estudio, sobre la terracería que conduce a Santa María Chilchotla, en las inmediaciones de los poblados El Carrizal, El Camarón y Santa María Asunción. Destacan algunos afloramientos en el camino que conduce al poblado Río Santiago, hacia el interior del Cerro Rabón, donde una ventana tectónica permite verla expuesta. Aflora también, según Charleston-Avilés (*op cit.*) en las paredes que forma el valle en el que se aloja el Río Santo Domingo; sin embargo la litología observada no se ajusta por completo a la definición original de la Formación Xonamanca, y dicho autor propone la variante de Xonamanca indeferenciado.

Litología y espesor.- La litología que prevalece en los afloramientos consiste de una secuencia estratificada deformada compuesta por: limolitas, areniscas cuarzo-feldespáticas de grano fino-medio, dolomías, calizas de textura packstone y horizontes de tobas de una coloración gris-verdosa; y dispuestas en estratos medianos a gruesos. En su conjunto, toda la secuencia presenta una coloración anaranjado-amarillenta afectada por la intemperie. Las mediciones e inferencias hechas por PEMEX (Meneses-Rocha, *et al.*, *op cit.*) le han asignado un espesor entre 400-500 m.

Relaciones estratigráficas.- Se infiere que en los afloramientos localizados al noroeste sus contactos infra y suprayacentes son tectónicos, en los cuales se pone en contacto a esta unidad, a través de cabalgaduras, con unidades estratigráficamente más jóvenes. En cambio, a través de un corte efectuado a lo largo de la ventana tectónica en la cual se encuentra aflorando, así como a lo largo del río Santo Domingo, la unidad guarda su posición estratigráfica sobreyaciendo a rocas del Jurásico Superior, y subyaciendo a las del Cretácico Medio, como parte de una columna estratigráfica algo basculada.

Edad y correlación.- Dentro de los afloramientos verificados no se encontraron fósiles. Carrasco, *et al.* (1975) propone situarla en una edad de Berriasiano-Valanginiano, sin descartar la posibilidad de que su base se tenga en el Tithoniano superior y su cima transgrede el Hauteriviano. Crono-estratigráficamente se correlaciona al occidente con la F. Chivillas, así como con la F. Tamaulipas inferior en la zona de Poza Rica.

Ambiente de depósito.- Se trata de un depósito de ambiente de aguas someras graduando a aguas profundas (mixto) de plataforma profunda con episodios de vulcanismo de tipo extrusivo en aguas de circulación restringida (Meneses-Rocha, *et al.*, *op cit.*). Por aguas someras se entiende un ambiente nerítico de hasta 200 m de profundidad; por aguas profundas se entiende un ambiente batial de hasta 4000 m de profundidad. Por tanto se entiende que una plataforma profunda alcanza las profundidades de un ambiente batial.

Formación Orizaba

Definición.- Viniegra y Olivas (1956) denominaron con este nombre a una serie de sedimentos de plataforma del Cretácico medio, que consisten en calizas de color gris claro a café y dividida en dos facies: arrecifal y subarrecifal, localizadas en el flanco occidental del Cerro de Escamela, situado al noreste de Orizaba, Ver., y que fue designada como la localidad tipo.

Distribución.- La distribución de la F. Orizaba ocupa la de mayor superficie, aproximadamente un 65 %, dentro del área de estudio con respecto a las demás formaciones. Principalmente se encuentra expuesta como un cuerpo alóctono de grandes dimensiones, como se pudo verificar en las inmediaciones de los poblados de San Antonio Eloxochitlán de Flores Magón, San José Tenango, Río Santiago, Cabeza de Tilpan, San Bartolomé Ayautla, Santa Catalina y El Camarón. También se encuentra en el valle profundo que aloja al río Santo Domingo, como localmente se pudo corroborar en los alrededores del poblado Agua Español, en donde aparece expuesta como parte de la columna geológica de la cual forma parte. Se encuentra expuesta también al sur del río Santo Domingo en la porción sureste del área de estudio.

Litología y espesor.- En los afloramientos se observaron calizas de textura wackestone-packstone y grainstone de color gris claro a ligeramente crema de estratificación mediana a gruesa, a veces masiva con contenido de macrofósiles -rudistas-. Alterna con espesores de dolomía y a veces bandas de pedernal. En zonas y planos de falla inversa, la caliza se torna en mármoles bien definidos y llamativos por su textura bandeada.

Trabajos anteriores le han asignado un espesor que varía entre 800 a 1500 m.

Relaciones estratigráficas.- No se observó la base ni la cima de esta unidad; en cambio, fue posible ver el contacto tectónico impuesto por el cabalgamiento de esta unidad sobre la F. Méndez y sobre la F. Xonamanca en los siguientes afloramientos; para el primer caso en dos afloramientos sobre la carretera que conduce de Huautla de Jiménez a Jalapa de Díaz, uno antes de llegar al poblado Peña Blanca Buenavista, y el otro en esta población. Para el segundo caso, en

un afloramiento expuesto por medio de una ventana tectónica en el interior del Cerro Rabón, sobre el camino que conduce a San José Tenango.

Según Charleston-Avilés (*op cit.*) a lo largo de la cañada del Río Santo Domingo esta formación sobreyace concordantemente con la F. Xonamanca, y subyace a la F. Guzmantla, como pudo verificarse con ayuda de la fotointerpretación.

Edad y correlación.- Con base en estudios micropaleontológicos efectuados en trabajos previos, se le asigna una edad de Albiano-Cenomaniano con base en la siguiente agrupación de organismos fósiles (*in* Patiño-Hidalgo, 1978): *Nummoloculina heimi*; *Nummoloculina sp.*; *Dicyclina Schlumbergeri*; *Spioloculina sp.*; *Calcisphaerula innominata*.

Presenta cambios a facies de cuenca con la Fm. Tamaulipas superior; crono-estratigráficamente se correlaciona con la F. El Abra de la Plataforma Valles, San Luis Potosí; en la región de Tlaxiaco con la caliza Teposcolula; y en la región de Nochixtlán con la F. Yushe.

Ambiente de depósito.- Las condiciones de depósito son semejantes a las que existen en las plataformas internas (Plataforma de Córdoba) y bancos carbonatados; las características físicas en estos mares se caracterizan por ser aguas templadas con buena penetración de luz solar y oxigenación, además de cantidades adecuadas de nutrientes.

Formación Guzmantla

Definición.- Ríos (1953, *in* Patiño-Hidalgo, *op cit.*) describió una serie de rocas de origen arrecifal con abundante contenido de microfósiles, expuesta en la población de Guzmantla y localizada en la sierra del mismo nombre en el Estado de Veracruz. Constituida por packstone y grainstone de oolitas, pellets y bioclastos dispuestos en capas hasta de 1 m de espesor.

Distribución.- Se encuentra expuesta a lo largo de la pared norte del valle profundo que alberga al Río Santo Domingo, lo cual fue determinado con la fotointerpretación. Aflora adelante del poblado de San Bartolomé Ayautla sobre la carretera que conduce de Huautla de Jiménez a Jalapa de Díaz. Los demás afloramientos donde fue observada quedan fuera del área, tal es el caso de los flancos noreste y suroeste del Anticlinal del Tepezcuintle, localizado al oriente del área de estudio, cubierto parcialmente por el embalse de las presas Miguel Alemán y Cerro de Oro.

Litología y espesor.- La litología que se observó se compone de calizas oolíticas-biógenas de color crema a gris oscuro en estratos de espesor mediano a grueso, hasta 1 m de espesor; a veces con horizontes de pedernal y textura packstone-grainstone. Algunos horizontes dentro de los estratos se caracterizan por una fina laminación arcillo-calcárea; de igual manera presenta estructuras por presión-solución (estilolitas) y fracturas rellenas con calcita o gilsonita. En trabajos anteriores se le ha signado un espesor que varía desde 200 hasta 1000 m.

Relaciones estratigráficas.- No fue posible ver la base ni la cima de esta unidad, sin embargo, se le infiere concordante sobre la F. Orizaba, y bajo la F. Méndez.

Edad y correlación.- Con base en el estudio microfaunístico basado en *Ammobaculites sp.*; *Valvulina picardi*; *Dicyclina schlumbergeri*; *Nezzazata simplex*, realizado en trabajos anteriores, ha sido ubicada en el Coniaciano-Santoniano.

Crono-estratigráficamente se correlaciona con la parte superior de la F. San Felipe en la zona norte; y en la región de Azumbilla con la F. Tecamalucan y F. Maltrata.

Ambiente de depósito.- Corresponde con un ambiente de plataforma interna-externa (Plataforma de Córdoba), cuyas variaciones en el nivel del mar caracterizan su litología calcáreo-arcillosa, con circulación favorable de las aguas que permitieron una buena oxigenación, además de buena recepción de luz solar.

Formación Méndez

Definición.- Este término fue asignado por Jeffreys en 1910 (*in* Muir, 1936, p. 68) para designar un intervalo de lutitas que cubre a la F. San Felipe. Su localidad tipo se encuentra en la Estación Méndez en San Luis Potosí, de donde toma su nombre. Consiste de una alternancia de margas y lutitas de color gris, gris verdoso y amarillo ocre. Según la cartografía de PEMEX, en el área del Cerro Rabón presenta cuerpos alternantes de wackestone-packstone de color café claro compuesta de bioclastos en estratos medianos a gruesos.

Distribución.- En el área de estudio se encuentra expuesta en los alrededores del frente de cabalgadura definido por el Cerro Rabón como pudo verificarse en la terracería que conduce a la población Cerro Quemado. Por otra parte, en la carretera que conduce de Huautla de Jiménez hacia Jalapa de Díaz, antes de llegar a la población de Peña Blanca Buenavista, se encuentra expuesta en una pequeña ventana tectónica en contacto tectónico con la F. Orizaba.

Litología y espesor.- Se observaron paquetes masivos de lutita de color gris oscuro, muy esquistosa y quebradiza; por la actividad tectónica a que se vio sometida, sus características litológicas varían un poco con respecto a las que originalmente están descritas para esta unidad. Sin embargo, en un afloramiento situado muy cerca de la población Peña Blanca Buenavista, se observó una litología clásica de color anaranjado-amarillento, compuesta por limolitas principalmente interestratificada con algo de lutitas, que se infiere corresponde a esta formación. En trabajos anteriores se le ha asignado un espesor que varía entre 300 y 450 m.

Relaciones estratigráficas.- Únicamente fue posible observar el contacto tectónico impuesto por el cabalgamiento de la F. Orizaba sobre esta unidad; en la proximidad de éste contacto las lutitas se encuentran altamente plegadas y recrystalizadas con una apariencia esquistosa y comportamiento quebradizo.

Edad y correlación.- En trabajos previos se le ha asignado una edad que corresponde al Campaniano-Maestrichtiano, y bien puede corresponder con un cambio de facies de la F. Atoyac con la que se correlaciona.

Ambiente de depósito.- Corresponde con un ambiente de aguas profundas con esporádicos aportes de material piroclástico. Ha sido asociada a flujos carbonatados procedentes de la Plataforma.

Sistema Terciario

Paleogeno

Formación Chicontepec

Definición.- La secuencia de areniscas Chicontepec fue originalmente descritas en el borde de la Sierra Madre, en la antefosa del mismo nombre, en la cuenca sedimentaria Tampico-Misantla y comprende 3 cuerpos litológicos y taxonómicos distintos denominados: Chicontepec inferior, medio y superior; quedando los dos últimos pisos incluidos dentro del Eoceno inferior. En el extremo sureste de la Sierra Madre, sobreyaciendo a la F. Méndez del Cretácico superior, afloran los sedimentos tipo flysch de la Chicontepec inferior ocupando un área muy limitada dentro de la sierra, y constituyendo un sinclinorio al oeste de Tuxtepec y Temazcal, en donde fue definida por G.T. Dumble (1918 *in* Meneses-Rocha, *et al.*, *op cit.*). Esta facies se caracteriza por capas de lutitas color café verdoso alternando con areniscas de grano medio a grueso de cementante calcáreo-arcilloso, incluyendo laminillas de yeso y micas. De esta manera la localidad tipo de esta facies se encuentra en el área de la Presa de Temazcal o Miguel Alemán.

Distribución.- Se encuentra expuesta en la parte oriente-sureste del área de estudio, aflora en las porciones emergidas dentro del vaso de la presa Miguel Alemán, como es el caso de la Isla de Soyaltepec; y en las inmediaciones de la misma, como es el caso de San Pedro Ixcatlán. En los alrededores de Jalapa de Díaz también se encuentra expuesta hasta una buena parte del cañón que aloja al río Santo Domingo.

Litología y espesor.- Se encuentra compuesta de una secuencia típica del tipo flysch, en la que se encuentran alternando estratos delgados de lutita, de 2 hasta 10 cm, y estratos delgados-medios de arenisca de matriz calcárea y de grano fino-medio de hasta 25 cm de espesor. En general, la secuencia presenta un color pardo-amarillento a verde olivo muy tenue. En algunas partes se observaron en el contacto lutita-arenisca una serie de estructuras del tipo de las concreciones. La secuencia en las porciones emergidas en el interior de la presa Miguel Alemán, se encuentra inclinada ligeramente tanto al NE como al SW, mientras que en el camino de terracería que conduce a la población Cerro Quemado se encontró esta misma secuencia con una deformación mayor formando pliegues recostados en general hacia el NE.

Se le ha asignado un espesor de 200 a 300 m en su localidad tipo (Meneses-Rocha, *et al.*, *op cit.*), mientras que el espesor reportado por Ham H. (1980) es de 850 m.

Relaciones estratigráficas.- Se infiere que se encuentra en contacto transicional con la cima de la F. Méndez, mientras que en la parte sureste del área de estudio se encuentra en contacto con la F. Orizaba.

Edad y correlación.- Con base en estudios micropaleontológicos efectuados en el IMP (Proyecto C-4016), se obtuvo: *Planorotalites compressa*, *Globigerina triloculinoides*, *Globigerina trinidadensis* y *Globigerina pseudobulloides*. Por lo tanto, la formación es de edad Paleoceno temprano, y se correlaciona con rocas similares en la Cuenca Tampico Misantla y F. Velasco.

Ambiente de depósito.- El depósito de estas rocas se lleva a cabo en un cuenca con influencia terrígena, donde el aporte de material era producto de la desintegración de las áreas emergidas; la sedimentación era rápida en un medio acuoso relativamente calmado.

Capítulo IV: Análisis Estructural

Introducción

Este trabajo tiene un interés especial en lo referente al análisis estructural, efectuado específicamente en poblaciones de fallas generadas durante la deformación del área elegida para el mismo.

Parte de este análisis, desarrollado en los trabajos de campo, permitió observar que la deformación que prevalece en el área de trabajo abarca desde la deformación dúctil hasta la deformación frágil atravesando por todos los procesos intermedios de la misma. Sin embargo, y como se mencionó brevemente antes, el análisis estructural hace de la deformación frágil (fallas particularmente) su objeto principal de estudio.

Es conveniente señalar aquí el objetivo de un análisis estructural; en este sentido para Davis (1984), un análisis estructural detallado conforma una parte de la Geología Estructural que hace énfasis particular en el análisis de la deformación. Para efectuarlo toma tres aspectos principales a saber: el *análisis descriptivo*, encargado de reconocer y describir las estructuras geológicas; el *análisis cinemático*, centrado en la interpretación de los movimientos causantes de la deformación (principalmente tectónicos) y responsables a su vez, del desarrollo de las estructuras; y el *análisis dinámico*, referido a los movimientos deformacionales pero en términos de fuerzas dirigidas, esfuerzos y procesos mecánicos responsables de la formación de estructuras.

En lo que respecta a este trabajo, dicho análisis se centra en los dos últimos aspectos: cinemático y dinámico, aunque no cabe tampoco discriminar el carácter descriptivo dado que fue un aspecto llevado a cabo en las tareas de campo.

Como parte del desarrollo de este capítulo se ha previsto tener presentes las nociones fundamentales en lo que se refiere a esfuerzos, deformación, fracturamiento y plegamiento, tópicos que serán de utilidad para lograr comprender el desarrollo teórico y matemático que implican las metodologías planteadas para la reconstrucción de Paleo-esfuerzos.

Fundamentos Teóricos

Esfuerzos

Dentro del ámbito de la Física se trata sobre todo del concepto de *Fuerza* como el producto de la masa de un objeto dado multiplicado por su aceleración y representable con un vector definido por su magnitud y dirección. En el ámbito geológico-estructural se considera, más bien, al vector que representa a una fuerza actuando sobre un elemento planar (un plano de debilidad en una roca, por caso). Como es de observarse, la aceleración que involucran los movimientos geológicos en un instante dado es casi despreciable y pasa a segundo término -se

hace excepción en el caso de las ondas sísmicas, para las cuales la aceleración es una magnitud medible y de tomar en cuenta (Anguita y Moreno, 1991).

La idea anterior se traduce en el concepto de *Esfuerzo (vector esfuerzo)* (σ), el cual expresa la relación entre una fuerza dirigida en cualquier dirección actuando sobre una superficie

$$\sigma = \frac{\text{Fuerza}}{\text{Area}}$$

De tal manera, la magnitud de σ depende de la magnitud de la fuerza y de la extensión de la superficie sobre la que actúa. Las dimensiones del esfuerzo son las mismas que las de una presión.

Si consideramos un diferencial de fuerza df aplicado sobre un diferencial de superficie dA , veremos que cuando dA tiende a cero, implica que la razón df/dA tiende a un punto, esto es, la razón dada tiende a σ .

$$\sigma = \lim_{dA \rightarrow 0} \frac{dF}{dA}$$

Una fuerza dirigida sobre una superficie puede tener cualquier dirección, en el caso más general ésta es oblicua a la superficie, por lo que puede descomponerse geoméricamente en un esfuerzo normal (σ_n) y en un esfuerzo tangencial o de cizalla (τ) (Figura 4.1); en un caso más particular el esfuerzo puede ser perpendicular a la superficie aplicada, con lo cual se consigue que no haya esfuerzo de cizalla.

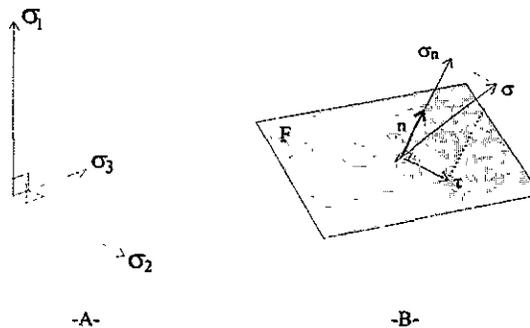


Figura 4.1. (A) Estado de esfuerzos. (B) Plano de debilidad activado como falla. El vector esfuerzo σ depende tanto de n como de σ_1 , σ_2 y σ_3 . *Notación:* F, plano de falla; n , vector unitario perpendicular al plano de falla; σ , vector esfuerzo actuando en F; σ_n , esfuerzo normal (perpendicular a F); τ , esfuerzo de cizalla (paralelo a F); σ_1 , σ_2 y σ_3 , ejes de esfuerzos principales: mayor, intermedio y menor, respectivamente. (Angelier, 1994).

Este arreglo geométrico permite observar que la componente normal puede ser de compresión o de tensión; en cambio, la componente de cizalla produce el efecto del deslizamiento sobre la superficie de discontinuidad.

La representación de los esfuerzos se hace en un sistema coordenado rectangular; por lo que cuando el esfuerzo es perpendicular a una superficie, el esfuerzo tendrá una dirección paralela a uno de tales ejes en el sistema coordenado. Estas direcciones perpendiculares generan un sistema rectangular de esfuerzos que es conocido como el *estado de esfuerzos*, y el cual representa la dirección y magnitud relativa de los ejes de esfuerzo principales σ_1 , σ_2 y σ_3 (Ver figura 4.1).

Debe señalarse que los esfuerzos que actúan en cuerpos sólidos anisotrópicos se caracterizan por tener un comportamiento y una orientación anisotrópica; no así en el caso de los fluidos donde las presiones se comportan de una manera isotrópica. Como una consecuencia, el estado de esfuerzos en una roca va a estar caracterizado por tres ejes principales que describen a su vez un elipsoide de esfuerzos ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$).

Tensor de esfuerzos

La representación del estado de esfuerzos puede ser referida a un sistema de dos o tres dimensiones, por lo tanto un esfuerzo puede ser descompuesto en componentes paralelas a cualquier marco de referencia que sea conveniente.

Considérese un sólido continuo, un cubo por ejemplo para efecto de comprender la idea de un tensor de esfuerzos, en el que 3 de sus aristas son paralelas y coinciden con un sistema coordenado de ejes ortogonales x,y,z . Dicho cubo está sujeto a la acción de esfuerzos actuando sobre cada una de sus caras; considerando el caso en que el esfuerzo aplicado es oblicuo a la superficie, tales fuerzas pueden ser resueltas en componentes ortogonales: una normal y dos de cizalla paralelas a cada cara del cubo, de tal forma que estas componentes se ven caracterizadas siguiendo a los ejes x,y,z (Figura 4.2).

Las componentes ortogonales derivadas del esfuerzo aplicado pueden representarse matricialmente; esto es por ejemplo, en el caso de las componentes que por normal tienen una dirección paralela al eje x , estas se expresan como $[\sigma_x, \tau_{xy}, \tau_{xz}]$; análogamente, direcciones cuyas componentes normales son paralelas a los ejes y,z se expresan respectivamente como $[\tau_{yx}, \sigma_y, \tau_{yz}]$ y $[\tau_{zx}, \tau_{yz}, \sigma_z]$. En general, si no hay aceleración del cuerpo puede decirse que $\tau_{yx} = \tau_{xy}$; por lo que las 9 componentes de esfuerzo pueden reducirse a 6 componentes independientes, las cuales expresadas matricialmente representan un *tensor de esfuerzos*.

$$T = \begin{bmatrix} \sigma_x & \tau_{xz} & \tau_{xy} \\ \tau_{xy} & \sigma_y & \tau_{yz} \\ \tau_{xz} & \tau_{yz} & \sigma_z \end{bmatrix} \quad \text{caso general}$$

$$T = \begin{bmatrix} \sigma_x & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_y & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_z \end{bmatrix} \quad \text{caso particular}$$

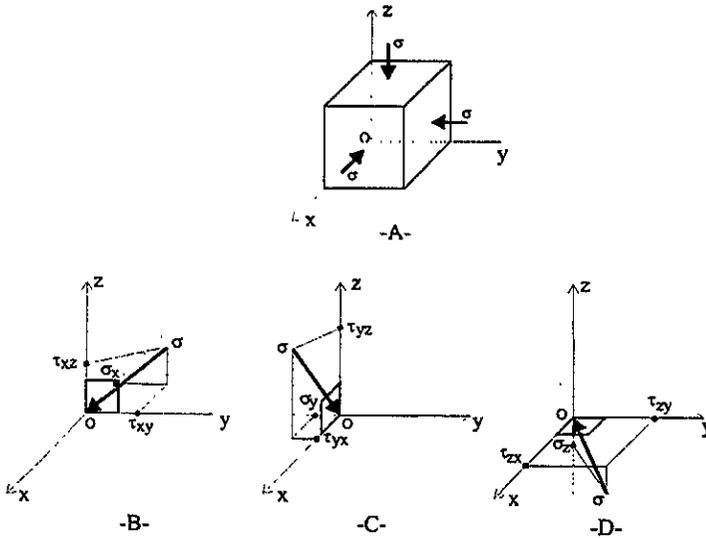


Figura 4.2. Definición de los esfuerzos y obtención de sus componentes ortogonales: una normal y dos paralelas a cada cara del cubo. (A) Esfuerzos que actúan en cada cara del cubo. (B) Vector esfuerzo referido a la cara normal a x . (C) Vector esfuerzo referido a la cara normal a y . (D) Vector esfuerzo referido a la cara normal a z . (Modificado de *Nicolas, 1984*).

Es conveniente que la aplicación de esfuerzos se considere sobre elementos infinitamente pequeños, de tal forma se logra que los esfuerzos tiendan a concentrarse en un solo punto; lo anterior permite que la distribución de fuerzas sobre cada cara se aproxime a la uniformidad, o dicho de otra forma, que se comporte isotrópicamente.

Elipsoide de esfuerzos

El esfuerzo en un punto puede representarse por un elipsoide de esfuerzos. Considérese un cilindro de prueba sujeto a la acción de dos fuerzas opuestas aplicadas perpendicularmente a las caras extremas del mismo, cada fuerza expresa un esfuerzo denominado esfuerzo normal σ_1 . En un caso más complejo el mismo cilindro puede estar sujeto a distintos esfuerzos, donde σ_1 continúa siendo perpendicular a las secciones circulares, y σ_n actúa en ángulo recto a los lados del cilindro (Figura 4.3 A,B).

Ahora, podemos considerar un caso más general en el cual tres esfuerzos diferentes ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$) se aplican a tres caras de una caja rectangular. El estado de esfuerzos en el punto O se expresa matemáticamente por un tensor de esfuerzos de 6 componentes independientes, y geoméricamente por un elipsoide (elipse para el caso de dos dimensiones) cuyos ejes representan los 3 ejes principales de esfuerzo, ortogonales entre sí, designados como $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ (Figura 4.3 c,d).

Círculo de Mohr para esfuerzos

El elipsoide de esfuerzos es útil para visualizar las orientaciones y las magnitudes relativas de los esfuerzos en un punto; sin embargo, no es adecuado para mostrar las relaciones que existen entre la orientación de un plano y la magnitud relativa de los esfuerzos normal y de cizalla que actúan sobre este, las cuales tienen una importancia relevante en el desarrollo de estructuras que son de nuestro interés: fracturas y fallas.

El diagrama de Mohr es una gráfica de esfuerzo normal vs. esfuerzo de cizalla referida a un sistema de ejes rectangulares.

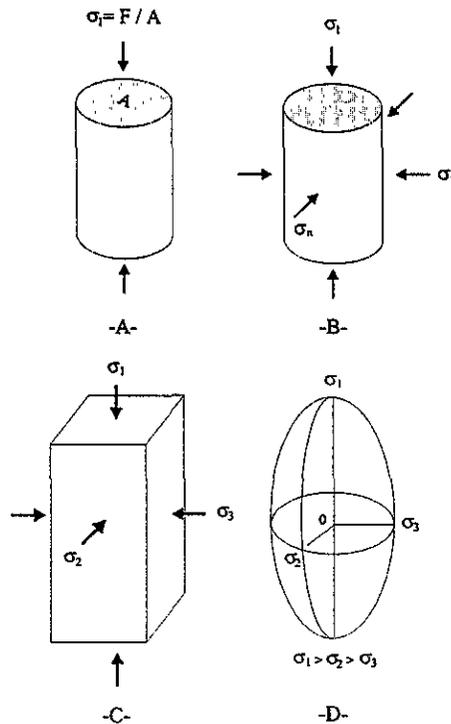


Figura 4.3. Deformación de un cilindro de prueba bajo: (A) esfuerzo uniaxial normal y (B) esfuerzos uniaxiales. (C) Modelo de prueba con tres esfuerzos principales $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ aplicados perpendicularmente a las caras. (D) Elipsoide de esfuerzos correspondiente a (C). Notación: σ_1 , σ_2 , σ_3 , esfuerzos principales; F , fuerza aplicada; A , superficie; σ_n , esfuerzo normal (Nicolas, 1984).

La representación del círculo de Mohr, para el caso de dos dimensiones, esta dada por el lugar geométrico que forma la extremidad del vector esfuerzo en un sistema de referencia σ_n , τ cuando el plano sobre el que actúa rota apoyándose en el punto sobre el cual se aplica dicho vector (Figura 4.4). Por lo anterior pueden apreciarse las relaciones geométricas existentes entre la elipse

(o elipsoide) de esfuerzos y el diagrama de Mohr. Para el caso de la representación en tres dimensiones de este diagrama, el círculo al que hicimos referencia anteriormente ahora se expresa como un triángulo curvilíneo que se genera cuando la extremidad del vector esfuerzo recorre los círculos descritos por las intersecciones de los ejes principales de esfuerzo $\sigma_1 - \sigma_2$, $\sigma_2 - \sigma_3$ y $\sigma_1 - \sigma_3$ (Ver figura 4.4).

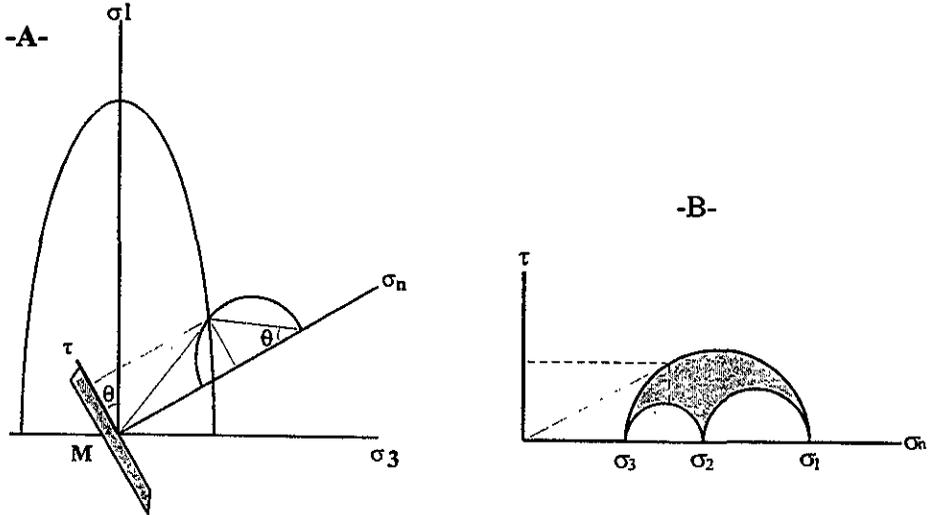


Figura 4.4. Representación en dos dimensiones de los esfuerzos en un diagrama de Mohr. (A) Relaciones geométricas entre el elipsoide de esfuerzos y el diagrama de Mohr. (B) Posiciones de la extremidad del vector esfuerzo en el diagrama de Mohr (zona sombreada). Notación: $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$, esfuerzos principales; σ_n , esfuerzo normal; τ , esfuerzo de cizalla; M , punto correspondiente al plano de debilidad sobre el que actúa el vector esfuerzo σ ; θ , ángulo formado entre el esfuerzo principal máximo y el plano de falla en cuestión.

Cabe señalar que el triángulo curvilíneo descrito encierra un área, de lo que se puede decir que cualquier punto dentro de este triángulo posee coordenadas en el sistema σ_n, τ iguales a las componentes normal y de cizalla de un vector esfuerzo que actúa sobre algún plano particular. De lo anterior puede concluirse que el círculo contiene un número infinito de puntos que representan los esfuerzos que actúan sobre planos con todas las inclinaciones posibles sobre la superficie del elipsoide de esfuerzos.

Esfuerzo principal y Esfuerzo desviatorio

En un tensor de esfuerzos el valor de cada una de sus componentes va a depender de la dirección en la que actúa el esfuerzo sobre la superficie en cuestión; lo que genera la representación a los ejes del sistema de referencia (Ver figura 4.2)

Para el caso de los esfuerzos principales, estos son independientes, pues para su representación no requieren de ninguna componente de cizalla. Así entonces, se puede considerar una cantidad $P = \sigma_x + \sigma_y + \sigma_z$. $P/3$ representa el esfuerzo *isotrópico* o *principal* en el punto O, el cual se obtiene como un promedio de los esfuerzos principales. El esfuerzo *desviatorio* por su parte se caracteriza como: $\sigma_x' = \sigma_x - P/3$, $\sigma_y' = \sigma_y - P/3$, $\sigma_z' = \sigma_z - P/3$.

Resumiendo, se puede decir que el tensor de esfuerzos puede dividirse en una parte *isotrópica* más una parte *desviatoria*, de la siguiente forma:

$$\begin{bmatrix} \sigma_x & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{yx} & \sigma_y & \tau_{yz} \\ \tau_{zx} & \tau_{zy} & \sigma_z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} P/3 & 0 & 0 \\ 0 & P/3 & 0 \\ 0 & 0 & P/3 \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} \sigma_x - P/3 & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{yx} & \sigma_y - P/3 & \tau_{yz} \\ \tau_{zx} & \tau_{zy} & \sigma_z - P/3 \end{bmatrix}$$

Ambas cantidades deben ser consideradas como estados de esfuerzos en un punto, ya que no son vectores que actúen sobre un plano solamente.

Deformación

En un sentido amplio la deformación de un cuerpo determinado tiene que ver con el cambio de la forma y dimensiones del mismo, por lo que puede entenderse como el estado que guarda un cuerpo determinado, en lo que respecta a su geometría, una vez que han dejado de actuar en él los esfuerzos que le imprimieron dicha deformación. Es evidente entonces, que nos referimos a dos estados geométricos: uno inicial indeformado y otro final deformado.

Williams, *et al.* (1994) puntualiza una diferencia entre deformación (*deformation*) y deformación (*strain*) haciendo ver que ambas son similares, pero considerando que la segunda forma parte de la primera; por lo que la deformación comentada en primer término aporta más información.

La *deformación (strain)* se refiere a los estados inicial y final de la misma sin hacer referencia a todo el espectro intermedio entre ambas etapas, además esta referida a un sistema coordenado descrito por los ejes de deformación. Por su parte, la deformación (*deformation*) abarca ese espectro de deformaciones y se encuentra referida a un sistema coordenado externo distinto al anterior.

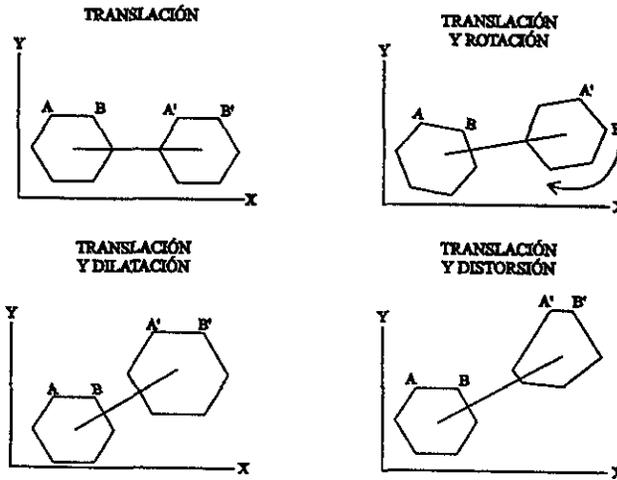
De esta manera, la deformación (*deformation*) involucra tres componentes: *deformación (strain o distorsión)*, haciendo referencia a cambios de forma y/o volumen; translación y rotación, en las que el volumen y la forma original se preservan (Figura 4.5).

Translación.- un elemento o cuerpo se desplaza de tal manera que todos los puntos dentro del cuerpo se mueven a lo largo de líneas paralelas. Esta componente ocurre a lo largo de superficies de debilidad mecánica como fallas o diaclasas.

Rotación. - consiste en hacer girar respecto a un eje (horizontal, vertical o inclinado) un cuerpo; si previamente se eligen un par de puntos como referencia, la localización de estos después de la rotación habrá cambiado.

Distorsión. - involucra un cambio en la forma.

Dilatación. - involucra un cambio en el volumen.



Dibujó: Rolando Peterson R.

Figura 4.5. (A) Traducción y (B) Rotación, cambian la ubicación y la orientación de un cuerpo sin cambiar necesariamente su forma o volumen. (C) Traducción y dilatación y (D) Traducción y distorsión, cambian el volumen y la forma de un cuerpo, en estos dos últimos casos actuando también la traducción. *Notación.* AB, par de puntos tomados como referencia previamente a la deformación; A'B', mismo par de puntos después de la deformación.

En palabras de Padilla y Sánchez (1996), la “deformación define la expresión geométrica de la cantidad de cambios de posición, forma y/o volumen causada por la acción de un estado de esfuerzos sobre un cuerpo”.

Factores de influencia en la deformación

La deformación de las rocas puede presentar características variables que van a depender no solamente de las propiedades del material, sino también de una serie de factores entre los que se encuentran: la permanencia de un esfuerzo actuando sobre un cuerpo a través del tiempo, la presencia de agua intersticial, el incremento de la presión litostática, la temperatura, entre otros. La deformación de una roca es por sí misma un sistema dinámico sensitivo a un gran número de variables, las cuales a menudo no se comportan espacial y temporalmente igual (Williams *et al*, *op cit.*).

La manera en la que una roca asimila la deformación está marcada tanto por los mecanismos de deformación que operan en sus componentes minerales de manera individual como por la

disponibilidad para activar el mecanismo de la deformación en diferentes fases relacionadas unas con otras. La facilidad con la que una roca se deforma puede ser influida por la presencia de una fase *incompetente* bajo condiciones geológicas específicas, e inhibida por la presencia de una fase *competente*; esta última puede cambiar a través del tiempo junto con la evolución de las condiciones geológicas. En resumen, la deformación evoluciona en espacio y tiempo a todas las escalas (Knipe y Wintsch, 1985).

Geometría de la deformación

La deformación de un material puede adoptar dos tipos principales: *deformación homogénea* y *deformación no-homogénea*.

En la primera, las líneas rectas permanecen rectas y las líneas paralelas permanecen paralelas en el estado final de la deformación, mientras que en la segunda dichas condiciones no se cumplen (Figura 4.6), por lo cual la teoría matemática de este tipo de deformación es extremadamente compleja y para fines prácticos no se considera. Sin embargo, en la naturaleza este tipo de deformación suele producirse en zonas concretas y separables de otras en las que la deformación es homogénea.

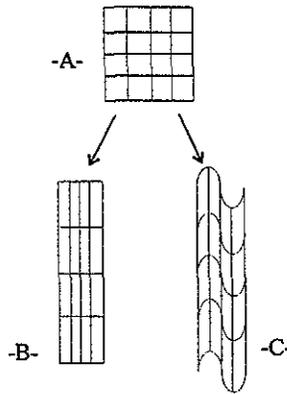


Figura 4.6. Distorsión de un cuadrado (A) a otras formas. En (B) todas las líneas rectas iniciales permanecen aun rectas (deformación homogénea). En (c) algunas líneas rectas ahora aparecen curvadas (deformación heterogénea). (Williams et al., 1994).

Gran parte de las estructuras tectónicas resultan de una deformación homogénea con rasgos geométricos medibles y cuantificables. Para su estudio pueden considerarse 2 o 3 dimensiones del espacio, de forma que el estado indeformado puede representarse mediante figuras equidimensionales, como un cuadrado o una circunferencia (dos dimensiones); o el cubo o una esfera (tres dimensiones); de la deformación de estas figuras van a resultar otras cuyas formas y dimensiones dependerán del valor relativo de los esfuerzos principales aplicados, como consecuencia el área o volumen del estado deformado varía en relación al estado indeformado.

Toda deformación homogénea puede representarse por medio de una elipse de deformación, que es la forma que adquiere un círculo unitario inicial durante la deformación. La elipse de deformación se define por la longitud de sus ejes X y Y ($X > Y$) y la orientación de su eje mayor, quedando de esta manera definidos tanto la forma como la orientación de la elipse.

Por otra parte, la medida de la deformación homogénea presenta dos aspectos; por un lado el cambio en la longitud de sus líneas, y por otro, la variación de sus ángulos. En el primer caso se conoce como deformación longitudinal, y es medible como la extensión o acortamiento en una línea de longitud original (l_0) y longitud final (l_f), y puede expresarse a través de las siguientes relaciones:

$$\begin{aligned} \varepsilon &= (l_f - l_0) / l_0 && \text{elongación} \\ s &= l_f / l_0 = 1 + \varepsilon && \text{estiramiento} \\ \lambda &= (1 + \varepsilon)^2 && \text{elongación cuadrática} \end{aligned}$$

En el segundo caso, la deformación se realiza por cizalla, tiene lugar mediante una rotación, la cual se mide por la tangente del ángulo de cizalla (Figura 4.7):

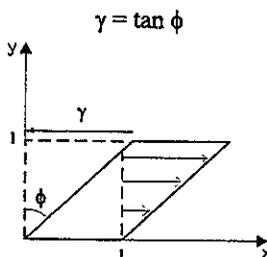


Figura 4.7. Esquema que muestra las características de la cizalla. Nótese el movimiento paralelo de las partículas (indicado por flechas) en la dirección de la misma.

Es importante poder determinar el sentido de movimiento de una zona de cizalla, ya que uno de los objetivos del análisis estructural es precisamente reconstruir la cinemática de las rocas deformadas, para así poder reconstruir la geometría inicial de los cuerpos rocosos. También es importante desde el punto de vista del análisis físico de la deformación y para la inversión de datos de fallas para obtener tensores de paleo-esfuerzos (Tolson, 1996).

Es conveniente presentar aquí las características geométricas de la deformación por cizalla: *simple y pura* (deformación rotacional y deformación irrotacional, respectivamente).

Considerando por el momento dos dimensiones, la cizalla simple se puede comprender como la deformación entre dos límites rectilíneos, paralelos entre sí, generada cuando uno de los límites se desplaza paralelo a sí mismo con respecto al otro (Tolson, *op cit.*). La magnitud de la deformación por cizalla simple se puede cuantificar con el ángulo de cizalla (ϕ). Todas las partículas del material deformante se desplazan sobre rectas paralelas a los bordes de la zona de cizalla, que definen la *dirección de cizalla* (Ver figura 4.7).

En el régimen deformacional de cizalla pura, la elipse de deformación finita guarda la misma

orientación después de cada incremento de deformación, mientras que en la *cizalla simple*, la elipse de deformación rota en el sentido de la cizalla con cada incremento de deformación (Figura 4.8).

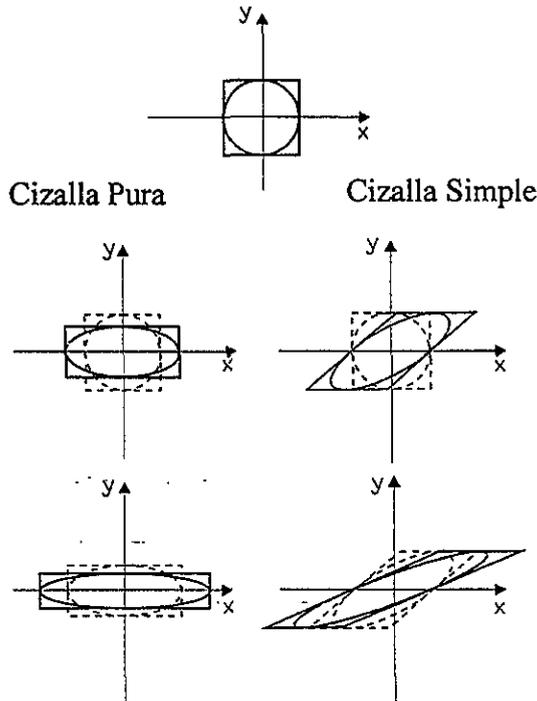


Figura 4.8. Comparación geométrica de los sistemas de cizalla: pura y simple, mostrando la rotación progresiva de la elipse de deformación finita con cada incremento de cizalla simple.

Un cuerpo deformado representa al momento de hacer la medición, la deformación total producida en él hasta ese momento, misma que se desarrolló por la adición de una serie de pequeños incrementos a medida que el cuerpo adquiría diferentes formas y posiciones como respuesta a los esfuerzos aplicados.

A este proceso se le conoce como *deformación progresiva o acumulativa* y al producto de dichos incrementos como *deformación finita* (Ver figura 4.8). Para cualquier instante dado durante la deformación progresiva, existe un estado de *deformación infinitesimal*. Las elipses de deformación finita o de deformación infinitesimal se dividen en zonas de alargamiento y acortamiento, separadas por líneas de deformación nula. Las estructuras que prevalecerán en tales zonas serán, en las de alargamiento ocurrirá *boudinage*, y en las de acortamiento ocurrirá *plegamiento*.

La componente rotacional de la cizalla simple es la responsable del desarrollo de estructuras asimétricas que nos permiten resolver el sentido de cizalla en una zona de deformación.

El paso de lo anteriormente expuesto a tres dimensiones es sencilla; dado que la *cizalla simple* se

caracteriza por ser una deformación en el plano, ello significa que no hay movimiento fuera del mismo; en tres dimensiones, el elipsoide de deformación con ejes X, Y, Z ($X > Y > Z$) es el resultado de la deformación de una esfera unitaria inicial, donde Y se mantiene constante (Tolson, *op cit.*).

Las relaciones esfuerzo-deformación

Previamente se abordaron de una manera general, procurando no dejar fuera sus rasgos más importantes, dos conceptos: *esfuerzo y deformación*; las partes fundamentales que constituyen su definición se han explicado por separado, pero es de observarse que entre ambos existen relaciones mutuas, por lo que su comprensión no debe considerarse por separado.

Las relaciones que ellos guardan desempeñan un papel importante en la formación de estructuras, sean pliegues o fallas, de importancia para este trabajo.

El carácter de estas relaciones puede aplicarse tanto a eventos geológicos de larga duración (como lo son la formación de cabalgamientos o pliegues), así como a eventos que ocurren en un instante y momento dado, por ejemplo cuando ocurre un sismo o una explosión se producen ondas elásticas que viajan a través de un cuerpo de roca, en el cual las partículas que lo componen son localmente desplazadas de sus posiciones normales, pero regresan a ésta una vez que cesa el fenómeno; bajo tales circunstancias los esfuerzos involucrados son pequeños, mientras que las velocidades de deformación son relativamente rápidas, y además, no se presenta una distorsión permanente en la roca.

La relación entre el esfuerzo y la deformación resultante puede ser cuantificada mediante modelos experimentales de laboratorio, en donde se simula reproducir las condiciones que prevalecen en la naturaleza.

Comportamientos elástico y plástico

El comportamiento de un material es *elástico*, si después de sometido a un esfuerzo recupera su forma original sin sufrir una deformación permanente.

La expresión matemática que define a un sólido elástico está basada en la Ley de Hooke, la cual establece que la relación entre esfuerzo y deformación es lineal. Cabe señalar que en la naturaleza, las rocas solamente se aproximan a este concepto de un sólido de Hooke, pues sabemos que la relación esfuerzo-deformación no es constante ni lineal en la realidad.

El comportamiento de un material es *plástico*, si después de sometido a un esfuerzo dicho material ya no recupera su forma original, y en cambio conserva la deformación permanentemente. Dicho de otro modo, un material plástico no es capaz de soportar un esfuerzo mayor a un valor crítico (s_c), que cuando es alcanzado y sobrepasado se deforma continuamente de una manera permanente. Por debajo de este valor crítico de esfuerzo no ocurre ninguna deformación (Figura 4.9).

En la práctica las rocas presentan un comportamiento intermedio entre ambos casos extremos, ya que su deformación es el resultado de una componente *elástica* y otra *viscosa o plástica*.

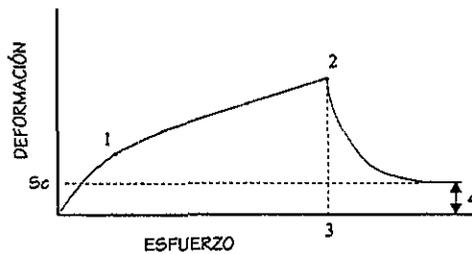


Figura 4.9. Diagrama esfuerzo-deformación. *Notación:* 1, límite elástico o punto de fluencia viscosa; 2, límite de rotura; 3, relajación del esfuerzo por rotura o por interrupción del esfuerzo; 4, deformación permanente; S_c , valor crítico. (Anguita y Moreno, 1991).

Resulta evidente que la componente de deformación *elástica* al no producir una deformación permanente no genera estructuras tectónicas (más sin embargo, con la información que proporcionan las ondas sísmicas se pueden hacer deducciones acerca del campo de esfuerzos que prevalece al momento de un sismo, ejemplo de esto son los mecanismos focales); y que más bien son el resultado de la componente de deformación *plástica*, o bien, del rompimiento. Por ello en Geología las distintas estructuras de origen tectónico son consideradas como el resultado de una deformación *dúctil-continua* (pliegues) o de una deformación *frágil-discontinua* (diaclasas y fallas); entre estas dos se encuentran las zonas de deformación *frágil-dúctil* o de deformación intermedia (Figura 4.10).

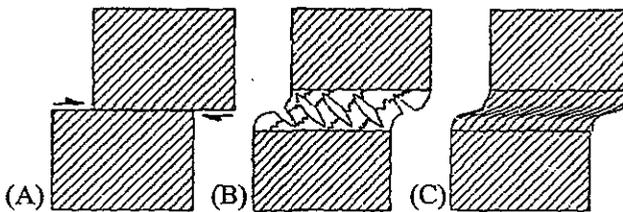


Figura 4.10. (A) Zona de deformación frágil. (B) Zona de deformación frágil-dúctil con grietas en escalón y estilolitas. (C) Zona de deformación dúctil que modifica la foliación de la roca en dicha zona. (Dunne y Hancock, 1994).

De acuerdo con Paterson (1969) la ductilidad es la capacidad para aceptar un cambio permanente de su forma sin fracturarse.

Ambos casos no se producen de forma separada, más bien coexisten en estructuras mixtas (pliegues--falla, diaclasas asociadas a pliegues, pliegues de arrastre en zonas de falla, etc.).

En general, se contempla que cuando existe baja temperatura y baja presión hidrostática, y una alta velocidad de deformación, es más probable que una roca se comporte de una manera *frágil*; mientras que si la temperatura y la presión hidrostática son altas, y la velocidad de deformación es lenta, entonces es muy probable que la roca se comporte de una manera *dúctil*.

El desarrollo que toma este trabajo a partir de aquí, se centra casi en su totalidad en el comportamiento *frágil-discontinuo* de la deformación analizando estructuras tales como fallas y diaclasas.

En el caso de las fallas y rasgos estructurales afines, estas aportan a este trabajo su objeto de análisis estructural principal. Por su parte, el análisis de las diaclasas, dada la escasez de datos con que se cuenta para el mismo, permite sólo en algunos sitios aportar elementos que resalten el carácter principal de este trabajo en lo que a reconstrucción de paleoesfuerzos se refiere.

En lo que respecta al comportamiento *dúctil-continuo* de la deformación para este trabajo, se centra en analizar elementos de estructuras correspondientes (pliegues), específicamente la orientación de ejes de pliegues cuyo comportamiento regional y por sitios resaltarán también el carácter antes mencionado.

Breve análisis teórico del plegamiento y la fracturación, y su relación con la determinación de direcciones de esfuerzos

El comportamiento *dúctil* y *frágil* corresponde, respectivamente, con una *deformación continua* y una *deformación discontinua*. La manifestación natural de esta última incluye diaclasas y fallas, en las que por sí mismas, la naturaleza del desplazamiento es diferente.

A escala de la corteza terrestre, la deformación por fallamiento es la de mayor predominio en la cubierta superficial graduando con la profundidad hacia deformaciones continuas.

Fracturas

Una fractura en una roca es una superficie más o menos planar a lo largo de la cual el material ha perdido su cohesión, convirtiéndola en una superficie mecánicamente débil o de discontinuidad, resultado de que el material estuvo sujeto previamente, de modo natural, a un estado de esfuerzos que excedió su capacidad de resistencia a la ruptura. Las fracturas se encuentran ampliamente distribuidas en los 10 kilómetros más superiores de la corteza, donde las temperaturas y presiones confinantes son relativamente bajas (0°-300°C, 0-4 Kilobars). Ahora bien, cuando sobre esta superficie no existe un desplazamiento relativo paralelo (cizalla) y únicamente es apreciable un desplazamiento ortogonal a la superficie, se dice que es una *diaclasa*; en cambio cuando el desplazamiento por cizalla es observable, se dice que es una *falla*. Las causas naturales que someten a un cuerpo a un estado de esfuerzos en desequilibrio tienen como origen cuatro aspectos fundamentales, señalados en orden de importancia relativa: el tectonismo, la diagénesis, el gradiente geotérmico y la gravedad.

Cualquier fracturación generada por cualesquiera de los cuatro aspectos naturales señalados, tiene importancia en relación a la formación de reservorios para hidrocarburos, pero la fracturación por actividad tectónica es la que se encuentra con más frecuencia en estos casos (Stearns *in* Stearns, *et al.*;1996).

Las fracturas ocurren comúnmente en familias compuestas por varios miembros subparalelos; cuando su traza en el afloramiento es considerablemente larga son denominadas *fracturas*

sistemáticas, y están asociadas a un mismo régimen de esfuerzos; cuando no es así, se denominan *fracturas no-sistemáticas*. Una región puede presentar varias familias de fracturas, lo que se denomina como un *sistema de fracturas*.

El carácter geométrico de los sistemas de fracturas permite definir, a través de un análisis adecuado el estado de esfuerzos que prevaleció durante la deformación en una región, con lo cual el análisis tectónico regional se ve beneficiado. Por otro lado, desde un punto de vista práctico las fracturas desempeñan un papel importante al permitir la migración de fluidos a través de la corteza, de tal manera que dentro de la industria minera, petrolera y geohidrológica, el entendimiento de su geometría es extremadamente importante.

Diaclasas

La superficie planar de una diaclasa no se extiende de manera infinita en todas direcciones, por ello resulta conveniente que su orientación se especifique por su rumbo y buzamiento; ahora bien, su propagación necesita de un mecanismo natural (acción de esfuerzos, acción hidráulica) que pueda generarla por una ruptura continua, o bien, durante una serie de rupturas interrumpidas.

La importancia de las diaclasas en este trabajo, aunque previamente ya se ha señalado que no se lleva a cabo un análisis exhaustivo con estas, es que aunque no preservan en su estructura indicadores cinemáticos, su potencial para determinar direcciones de paleoesfuerzos reside en su distribución en las rocas y en su asociación con ejes de esfuerzos similares a los que se pueden inferir de poblaciones de falla (Caputo 1991).

Aunque el aspecto más considerado para el avance del conocimiento que se tiene de las diaclasas ha sido sólo su orientación, resulta igualmente de importancia para el mismo comprender el "estilo" de las diaclasas; esta expresión se emplea aquí para abarcar características tales como: dimensiones, morfología superficial de la diaclasa, edades relativas entre sistemas de diaclasas, espaciamiento (el cual sin duda es un parámetro de importancia en el caso del estudio de la permeabilidad de una roca, al igual que refleja las propiedades del mismo y su capacidad como roca almacenadora), frecuencia, etc. (Dunne y Hancock, 1994).

Los anteriores atributos pueden caracterizar clases genéticas de diaclasas asociadas con diferentes eventos de deformación. Sin embargo, en este trabajo el somero análisis que se realiza se centra únicamente en la orientación de sistemas de diaclasas.

Geometría de los sistemas de diaclasas

Un *arreglo o familia de diaclasas* puede estar dispuesto simétricamente con respecto a otros, o bien, con respecto a una dirección particular describiendo relaciones angulares. Aquellos arreglos en los que el ángulo dihedral entre ambos es menor a 90° (generalmente 60°) son denominados *sistemas conjugados*.

De acuerdo con Engelder (1987) las diaclasas pueden agruparse de acuerdo a su persistencia regional, de lo cual puede hacerse una distinción entre sistemas regionales y sistemas de

afloramiento. Para el segundo caso, los sistemas de diaclasas parecen disponerse de manera aleatoria en lo que respecta a su orientación, generándose sistemas que no guardan una orientación particular, lo cual puede asociarse a una evolución geológica compleja.

Lo anterior proporciona dos alternativas al respecto: primera, en aquellos sistemas de diaclasas de geometría aleatoria es difícil descifrar los distintos eventos que evolucionaron bajo tales circunstancias geológicamente complejas; segunda, en muchos otros casos, los arreglos de diaclasas se asocian a los esfuerzos que deformaron a pliegues y fallas de manera local.

De esta manera, un área que ha estado sujeta a más de un evento de fallamiento conservará fracturas asociables a cada evento (Stearns in Stearns, *et al.*; *op cit.*).

Relaciones entre diaclasamiento y plegamiento

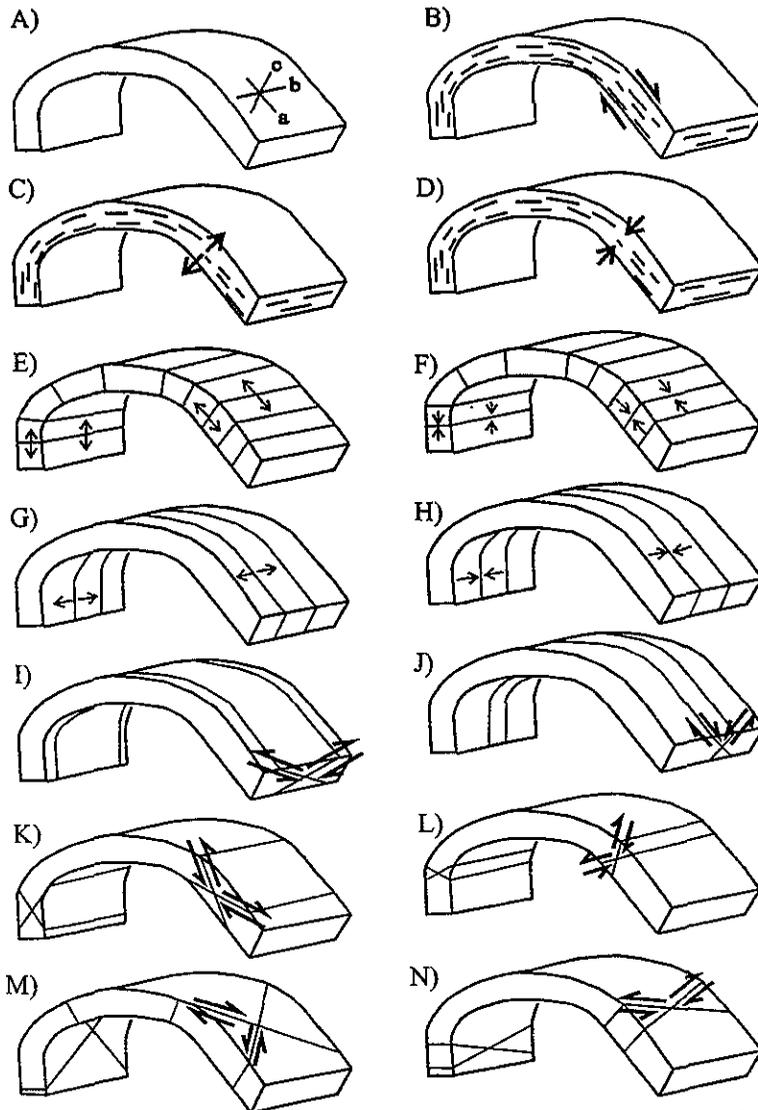
En regiones donde las rocas han sido plegadas, la orientación de las diaclasas alcanza una gran variedad de orientaciones con respecto a la estratificación, lo cual puede resultar de utilidad para definir la geometría de las diaclasas en relación a la geometría de los pliegues (Goldstein y Marshak, 1988).

El diaclasamiento que prevalece en una roca plegada no guarda la misma orientación que previamente a la deformación; de hecho no se sabe si estas se formaron *previamente a* ó *durante* el plegamiento. En tales casos, se aplica una corrección por basculamiento, en la cual las diaclasas son rotadas con respecto al rumbo de la estratificación que las contiene por un valor angular igual al del buzamiento del mismo estrato.

Para describir las relaciones que prevalecen entre el diaclasamiento y el plegamiento se pondrá énfasis en la descripción elaborada por Hancock (1985). Dado que el objeto de este trabajo no se centra en un análisis minucioso de las diaclasas, otras descripciones sobre estas relaciones no se refieren aquí, por ejemplo Stearns in Stearns, *et al.*; *op cit.*) cuyo criterio de clasificación guarda cierta similitud con el aquí citado.

En esta descripción se distinguen seis arreglos de diaclasas formadas junto con el pliegue, la orientación de estas es descrita con relación a los ejes de simetría a , b y c de un pliegue utilizando para ello un procedimiento similar al de los índices de Miller empleados en Cristalografía; de esta forma b es paralelo al eje del pliegue, c es normal a la estratificación y a es ortogonal a los dos anteriores (Figura 4.11 A).

De esta manera, las diaclasas que están definidas por dos de estos 3 ejes son generalmente *diaclasas de extensión*, y aquellas que están definidas cortando a dos de estos tres ejes son generalmente *juntas de cizalla*; pasando a ser estas últimas planos potenciales de fallamiento.



Dibujó: Rolando Peterson R.

Figura 4.11. Clasificación de familias de fracturas con respecto a capas sedimentarias y pliegues según Hancock (1985). (A) Orientación de los ejes de simetría a , b , c con respecto al estrato. (B) Superficie de cizalla en ab . (C) Diaclasas de extensión en ab . (D) Estilolitas en ab . (E) Diaclasas de extensión en bc . (F) estilolitas en bc . (G) Diaclasas de extensión en ac . (H) Estilolitas en ac . (I) Fracturas conjugadas $0kl$ formando un ángulo agudo con respecto al eje b . (J) Fracturas conjugadas $0kl$ formando un ángulo agudo con respecto al eje c . (K) Fracturas conjugadas $h0l$ formando un ángulo agudo con respecto al eje a . (L) Fracturas conjugadas $h0l$ formando un ángulo agudo con respecto al eje c . (M) Fracturas conjugadas $hk0$ formando un ángulo agudo con respecto al eje a . (N) Fracturas conjugadas $hk0$ formando un ángulo agudo con respecto al eje b (Engelder, 1987).

Interpretación dinámica de sistemas de diaclasas

La mayoría de las diaclasas que se encuentran en afloramientos son de extensión, esto es, diaclasas formadas al tiempo de la ruptura que son perpendiculares a la dirección del eje de esfuerzo principal menor σ_3 (Dunne y Hancock, *op cit.*) (Figura 4.12).

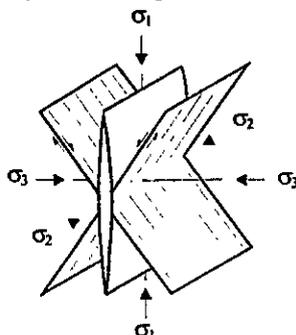


Figura 4.12. (A) Relaciones entre diaclasas de extensión neoformadas-juntas de cizalla y los ejes de esfuerzo principales al momento del rompimiento. *Notación:* $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$, esfuerzos principales máximo, intermedio y mínimo, respectivamente (Nicolas, 1987).

La determinación de la orientación de los ejes principales de esfuerzo (estado de esfuerzos) puede inferirse de los sistemas conjugados, el eje del esfuerzo principal σ_1 bisecta el ángulo dihedro agudo formado entre los sistemas, el eje del esfuerzo principal σ_3 bisecta el ángulo dihedro obtuso y la intersección de los arreglos de diaclasas en el sistema definen la dirección del esfuerzo principal σ_2 (Ver figura 4.12).

Retomando la terminología de Hancock (*op cit.*) se pueden obtener algunas conclusiones importantes, las conjugadas $hk0$ encierran un ángulo agudo ya sea sobre el eje a o b , de esta forma el esfuerzo principal intermedio es vertical al plano de estratificación. Lo anterior sugiere que $hk0$ sobre a se formó primero y $hk0$ sobre b se forma sólo cuando una extensión normal al eje del pliegue es lo suficientemente grande (esto ocurre después de que el plegamiento ha iniciado). Por su parte las conjugadas $h0l$ sobre a y c se forman sólo en respuesta a un *plegamiento* (*buckling*) o a una *flexura* local (*bending*), respectivamente.

El sistema conjugado que encierra el ángulo agudo sobre a corresponde a la orientación en que se desarrollan sobrecorrimientos y se desarrollan pliegues.

Las diferencias entre *plegamiento* y *flexura* tiene que ver con la orientación en la que actúa la compresión, para el primer caso la orientación de la compresión es perpendicular a la capa; mientras que en el otro caso la orientación de la compresión actúa a lo largo de la capa (Figura 4.13).

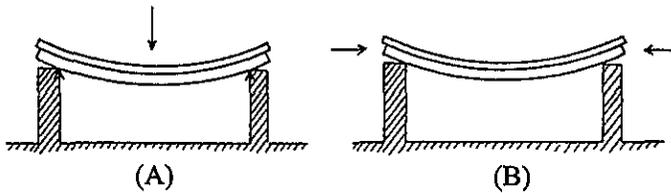


Figura 4.13. Orientación de la compresión principal para (A) flexura y (B) arqueamiento o plegamiento de capas. (Price y Cosgrove, 1990).

Fallas

La superficie de discontinuidad (expresión de una zona mecánicamente débil) paralelamente a la cual tuvo lugar un desplazamiento por *cizalla* conserva indicadores cinemáticos suficientes, con los cuales puede determinarse la dirección y el sentido de un desplazamiento finito. Una forma muy útil de determinarlos es mediante la observación directa de superficies de falla, las cuales muestran estructuras menores que indican de manera relativa el sentido del movimiento, entre estas estructuras se encuentran: estrías de falla y fracturas de cizalla Riedel en zonas de deformación frágil. Por su parte, en zonas de deformación intermedia se encuentran pliegues de arrastre, grietas escalonadas, estilolitas, entre otras.

Estructuras en la superficie de falla y criterios relacionados al sentido del desplazamiento.

La determinación de la dirección y el sentido del desplazamiento en superficies de falla es una parte importante dentro del análisis de la tectónica de la deformación frágil (Petit, 1987). En algunos casos, es común inferir la geometría del deslizamiento de grandes fallas (las que no son observables por su magnitud) de la observación de fallas menores asociadas en afloramientos cercanos, asumiéndose que los mecanismos de generación son los mismos. A continuación se intenta resumir las características principales de estructuras y fracturas secundarias que permiten inferir la dirección y el sentido del movimiento, mismas que fueron empleadas en el trabajo de campo durante la observación directa de superficies de falla.

Estrías.- son lineaciones en la superficie de fallas cuyo carácter direccional indica el sentido del desplazamiento; las estrías pueden deberse a irregularidades en el relieve de la superficie de falla, por lo que el movimiento puede determinar sectores de *extensión* y de *compresión*. El sector de extensión exhibe una cristalización local de minerales fibrosos, tales como cuarzo o calcita, que tienden a aparecer como escalones acrecionados, y por su parte el sector de compresión exhibe estilolitas; también pueden deberse a objetos de dureza considerable que forman parte de la estructura de un bloque de la falla, el cual durante el desplazamiento por cizalla cava surcos sobre el otro bloque (Figura 4.14).

Fracturas secundarias asociadas a fallas.- las fallas desarrollan una serie de fracturas

secundarias cuya orientación y cinemática acusa el sentido del desplazamiento sobre la superficie de falla (Tolson, *op cit.*). De acuerdo con Petit (*op cit.*) estas fracturas pueden ser de cizalla (criterios R y P), o extensionales (criterio T) (Ver figura 4.16). En el caso de las fracturas conjugadas de cizalla *Riedel* R y R' , su sentido tiene un desplazamiento izquierdo y derecho, respectivamente, si es el caso de una cizalla izquierda como se ilustra en la figura 4.15. Los bisectores agudo y obtuso entre R y R' sitúan las direcciones del acortamiento máximo y mínimo respectivamente .

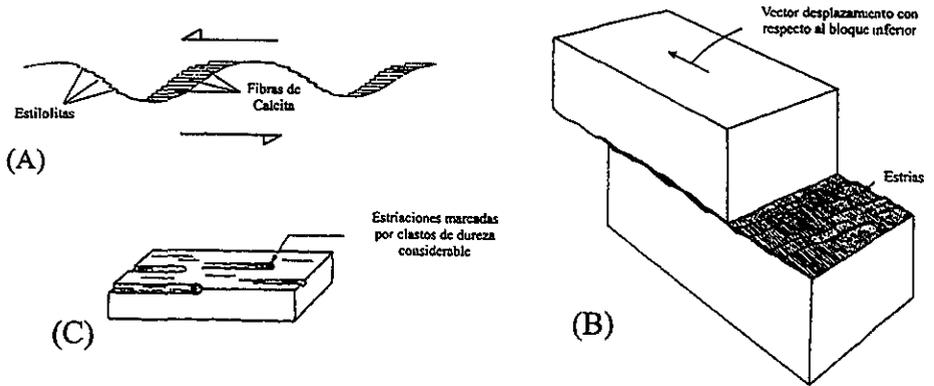


Figura 4.14. Estrías desarrolladas en una superficie de cizalla. (A) Fibras escalonadas de calcita y estilolitas formadas a lo largo de una falla de superficie irregular. (B) Relación entre vector desplazamiento de cizalla y estrías. (C) Estriación debida a elementos de arrastre. (Nicolas, 1987 y Ramsay y Huber, 1983).

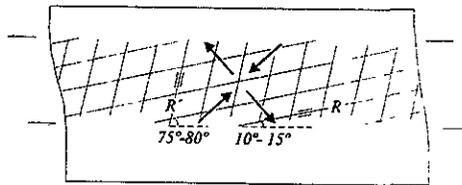


Figura 4.15. Conjugadas de cizalla *Riedel* R y R' formadas en una zona de cizalla simple. Las flechas grandes muestran los ejes principales de acortamiento máximo y mínimo, respectivamente (Ramsay y Huber, 1983).

Las fracturas de extensión crescénticas con el lado cóncavo hacia la dirección del deslizamiento del bloque las hacen, a la interpretación cinemática, fracturas muy confiables (Tolson, *op cit.*).

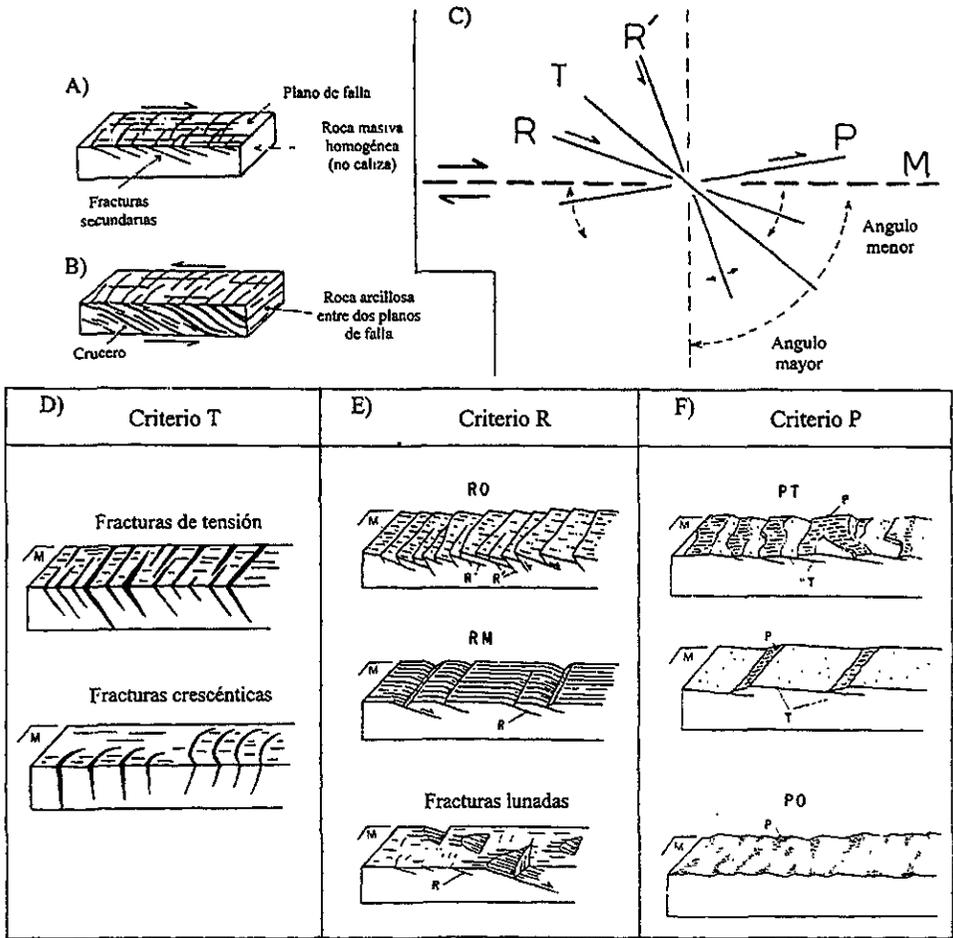


Figura 4.16. (A) y (B) Estructuras de aspecto comparable pero de sentidos opuestos. (C) Terminología para la descripción de fracturas secundarias en un contexto de cizalla. (D)-(F) Criterios principales que se basan en las fracturas secundarias. *Notación:* M, plano de falla principal; R y R', fracturas de cizalla Riedel sintética y antitética, respectivamente; P, fractura de cizalla por presión; T, fractura por tensión; O, sólo el criterio de fractura señalado por su notación ocurre. (Petit, 1987).

Análisis geométrico de fallas y sistemas de fallas

Los principales tipos de fallas se muestran en la figura 4.17, donde el plano de falla aparece buzando en la dirección que se observa; el bloque por debajo del plano de falla se denomina *bloque de piso*, y el bloque por encima de dicho plano se denomina *bloque de techo*.

En una *falla normal* el bloque de techo cae con respecto al bloque de piso y en una *falla inversa* el mismo bloque de techo sube con respecto al de piso. En estas fallas la componente vertical de desplazamiento es la dominante. Por el contrario, en las *fallas de transurrencia o desplazamiento lateral* el desplazamiento dominante es el horizontal; una falla de transurrencia es *dextral o lateral derecha* si el desplazamiento relativo de los bloques uno con respecto a otro ha sido derecho; y es *siniestra o lateral izquierda* si estos han sido desplazados a la izquierda. Una falla normal aparte de mostrar un desplazamiento vertical crea una elongación horizontal (adelgazamiento cortical), análogamente una falla inversa crea un acortamiento horizontal (engrosamiento cortical).

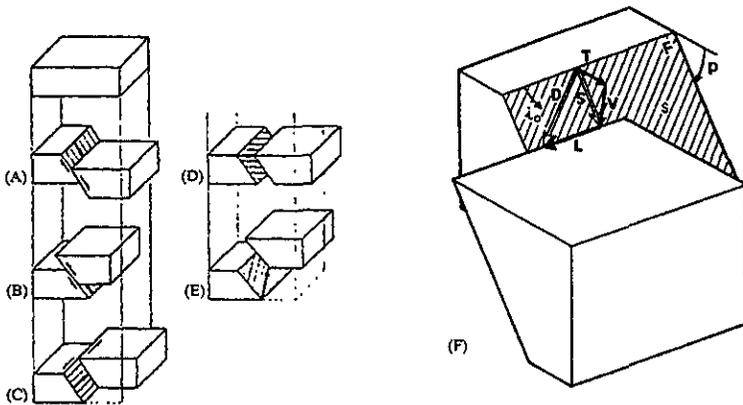


Figura 4.17. Clasificación de fallas basada en el movimiento relativo de los bloques de techo y piso. (A) Falla normal. (B) Falla inversa. (C) Falla de desplazamiento lateral izquierdo. (D) y (E) Fallas compuestas: falla normal siniestra y falla inversa siniestra, respectivamente. (F) Componentes de un desplazamiento de falla. *Notación:* D, desplazamiento total; S, desplazamiento a lo largo de la pendiente; T, componente de desplazamiento transversa-horizontal; V, desplazamiento vertical; L, componente de desplazamiento lateral-horizontal; F, plano de falla; S, lineación de la estría; p , buzamiento de la falla; i_e , pitch de la estría. El sentido de las flechas (D, S, T, V y L) se refiere al movimiento relativo del bloque desplazado. (Mattauer, 1976; Angelier, 1994).

Una manera conveniente de conocer la tendencia del deslizamiento es a través de las lineaciones que prevalecen sobre el plano de falla; por ello es importante que la geometría de una falla se describa a través de la medición de tres ángulos: *rumbo y buzamiento de la falla*, y *pitch de la estría*; su correcta medición define tanto la dirección del buzamiento como el sentido del deslizamiento del bloque en cuestión (Figura 4.18).

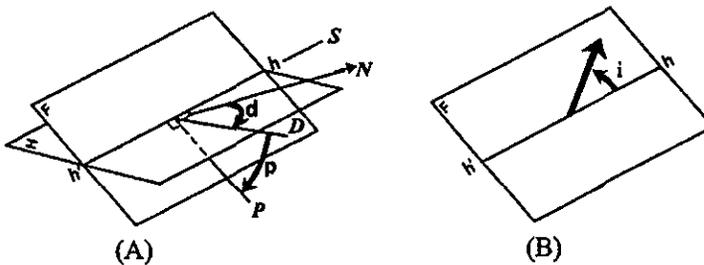


Figura 4.18. Descripción completa de la orientación del deslizamiento de una falla a través de tres ángulos d , p , i ($0 \leq d < 360$, $0 \leq p < 90$, $0 \leq i < 360$, en grados). (A) Orientación del plano de falla. (B) Orientación del vector deslizamiento en el plano de falla que describe la dirección y sentido del deslizamiento. *Notación:* H, plano horizontal de referencia; F, plano de falla; Línea $h-h'$, dirección de la traza de la falla (correspondiente al rumbo S con respecto al norte N); P , indica la pendiente del plano de falla; D , dirección de buzamiento (perpendicular a S en el plano horizontal); d y p , ángulos que describen completamente la orientación de la falla; i , ángulo de *pitch* del vector deslizamiento de la estría (Angelier, 1994).

La cubierta superficial de la corteza terrestre esta afectada por numerosas fallas, aquellas que tienen direcciones paralelas y sentido similar de desplazamiento comprenden una *familia de fallas*; dos o más familias conforman un arreglo de fallas llamado *sistema de fallas*, las cuales estuvieron sujetas a un mismo régimen de esfuerzos por lo que se deduce que los mecanismos de su formación son los mismos. Existen varios tipos de arreglos de fallas entre los que se encuentran:

Arreglos conjugados.- un arreglo de fallas conjugadas se compone de dos familias de fallas formadas al mismo tiempo bajo el mismo sistema de esfuerzos; el ángulo dihedro formado entre los dos juegos, denominado 2θ , varía entre 50° y 70° .

Arreglos complejos.- en un arreglo complejo prevalecen varias familias de fallas no paralelas; sin embargo, la dirección y el sentido de la cizalla de cada falla guarda relación con el deslizamiento de todos los demás arreglos, lo que se traduce en que estas familias fueron resultado de un movimiento regional único.

Este tipo de arreglos reflejan posiblemente el deslizamiento a lo largo de superficies preexistentes como diaclasas y fallas antiguas.

Los *Patrones de fallas* son arreglos compuestos de varios sistemas de fallas dispuestos geoméricamente como resultado de varios eventos tectónicos.

Pliegues

El breve análisis teórico que hasta aquí se ha hecho inició con la descripción general de las estructuras originadas por la deformación frágil: diaclasas y fallas, durante el mismo, algunos puntos fueron descritos en relación con la formación de pliegues, la razón de esto es que no se pretende dar aquí una descripción a detalle sobre pliegues, lo que se pretende es darle

un carácter interpretativo a la orientación de una población de pliegues medidos en el campo para asociarlos con los resultados que se obtengan del análisis de indicadores cinemáticos en poblaciones de falla.

Por lo anterior, la descripción sobre pliegues es muy breve, su carácter interpretativo ya ha sido comentado con relación a diaclasas y fallas, pero se resaltarán otros puntos de importancia, los cuales serán retomados posteriormente.

Los pliegues son la manifestación más común de la deformación dúctil en rocas. Su proceso de generación, el *plegamiento*, puede ser consecuencia de una deformación primaria, la cual se desarrolla durante la formación de la roca, o bien, de una deformación secundaria o tectónica, la cual tiene lugar como respuesta a los esfuerzos aplicados asociados con el movimiento de placas y formación de montañas (orogénesis).

La descripción de la forma y orientación de un pliegue tiene relación con la determinación de la dirección del movimiento, en este sentido, la vergencia de pliegues asimétricos indica el sentido del transporte asociándolo directamente a su desarrollo; a esto pueden sumarse las relaciones angulares que se desarrollan entre crucero y estratificación durante el plegamiento. Estas relaciones denotan el comportamiento de la refracción del crucero al pasar de medios *competentes* a medios *no-competentes* con respecto a la estratificación (Figura 4.19).

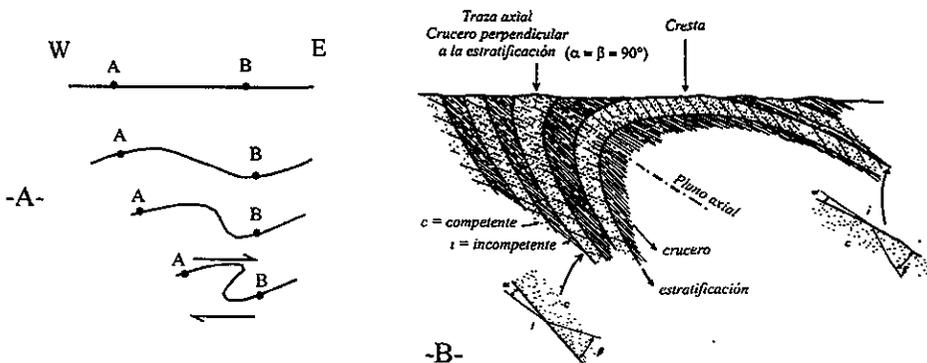


Figura 4.19. (A) Movimiento relativo de dos puntos A y B durante la formación de un pliegue asimétrico, cuya vergencia es al este. (B) Relaciones entre el crucero y la estratificación en un pliegue volcado. (Ramsay y Huber, 1983).

En zonas de cizalla simple con elevados grados de deformación, los ejes de los pliegues tienden a ser rotados hacia la dirección de cizalla, el resultado del proceso anterior son pliegues con forma de funda (*shear folds*), la cual se cierra en dirección del desplazamiento con respecto a la porción plana de la misma capa.

Los pliegues de arrastre, por su parte, desarrollados a los lados del plano de falla proporcionan un criterio para identificar el sentido del deslizamiento.

Geometría de los sistemas de fallas y su relación con la reconstrucción de paleoesfuerzos

La reconstrucción de paleoesfuerzos está encaminada a determinar los regímenes tectónicos que han actuado sobre una región específica utilizando para ello los elementos que aportan las estructuras desarrolladas por la deformación frágil.

En este sentido, las relaciones que existen entre la cizalla y las direcciones de esfuerzo principales se conocen como resultado de un intenso análisis en pruebas de laboratorio y deformaciones encontradas en el medio natural.

La geometría del deslizamiento en un sistema de fallas conjugadas guarda una relación directa con el estado de esfuerzos que actuó al momento del fallamiento. Las bases de tal interpretación fueron postuladas por Anderson (1942), en las cuales se asume que la dirección σ_2 queda contenida en el plano de falla con una dirección perpendicular a las lineaciones, σ_1 está orientado a 30° - 45° de la falla y σ_3 está orientado a 45° - 60° de la falla; estos dos últimos a su vez contenidos en un mismo plano.

Como puede observarse en la figura 4.20, la geometría de un sistema de fallas conjugadas puede adaptarse a los distintos regímenes tectónicos (de compresión, de extensión), por lo que se puede concluir que las propiedades geométricas en un sistema conjugado son intrínsecas e independientes de la orientación. De esta manera, tomando como base el arreglo que presenta un sistema tal, los paleoesfuerzos pueden reconstruirse de la siguiente manera:

- el eje σ_1 bisecta el ángulo agudo que se forma entre las superficies de falla
- el eje σ_2 corresponde a la dirección de intersección de los planos de falla
- el eje σ_3 bisecta el ángulo obtuso que forman las superficies de las fallas

Cabe señalar que la determinación de las direcciones de σ_1 y σ_3 es imprecisa si las observaciones sólo se efectúan sobre una de ambas fallas del sistema conjugado.

De la configuración que adquieren los tres esfuerzos principales con respecto a la superficie terrestre puede decirse que el estado de esfuerzos puede adquirir diversas orientaciones, pero en los casos más comunes (ver figura 4.20) uno de los tres esfuerzos es vertical y los dos restantes son esfuerzos horizontales. El efecto de que el primero sea vertical resulta de la gravedad terrestre y llega a depender del peso de la roca y la presión de fluidos.

El reconocimiento en campo de un sistema conjugado puede efectuarse de acuerdo a la existencia de las siguientes observaciones:

- que haya dos familias de fallas,
- que ambos juegos de estrias sean perpendiculares a la dirección de intersección de los planos de las fallas,
- y que el par de rotación efectuado por ambos deslizamientos sea de sentidos opuestos uno con respecto al otro, de tal manera que ocurra un acortamiento en el ángulo agudo entre las fallas.

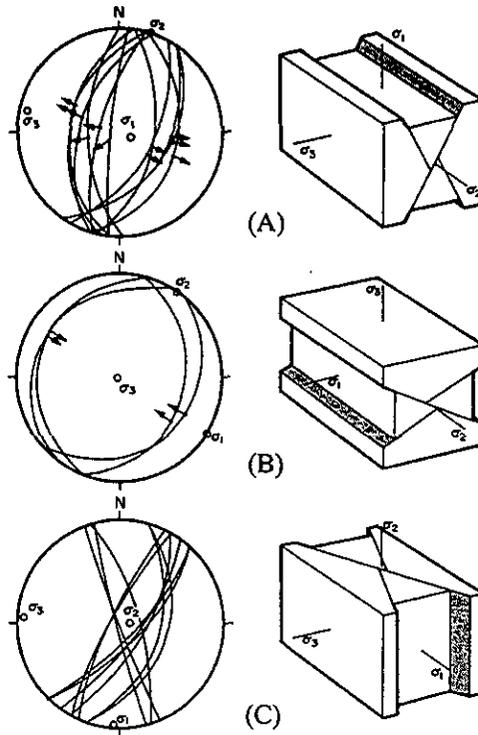


Figura 4.20. Ejemplos comunes de sistemas conjugados de fallas mostrados con círculos máximos junto con el vector deslizamiento (punto con una flecha). (A) Falla normal. (B) Falla inversa (C) Falla de desplazamiento lateral. En la izquierda: estereogramas (proyección de Schmidt, hemisferio inferior). Notación: σ_1 , σ_2 y σ_3 , esfuerzos principales máximo, intermedio y mínimo, respectivamente. (Datos correspondientes al Cenozoico tardío del sudeste de Grecia según *Angelier, 1994*).

La activación de planos mecánicamente débiles en fallas

La activación de un plano mecánicamente débil considera dos casos dado que el material puede contener o no discontinuidades preexistentes

Caso de una roca que no contiene discontinuidades preexistentes

En este caso, la aparición de *fallas neoformadas* está conforme a las leyes de la mecánica de rocas. Cuando se excede el límite de la resistencia a la ruptura se generan dos familias de fallas disponiéndose de acuerdo a un sistema conjugado.

Como previamente se ha visto, el análisis de un sistema conjugado puede efectuarse por medios geométricos sencillos en vista de que el estado de esfuerzos es responsable tanto del proceso de

ruptura como del subsecuente deslizamiento, en otras palabras, la geometría de los planos de falla guarda relación con la dirección de los esfuerzos y las lineaciones presentes en la superficie del deslizamiento confirman que tal relación es válida.

Caso de una roca que contiene discontinuidades preexistentes

En otras situaciones, el desarrollo de fallas asociadas a un evento tectónico dado ocurre en rocas que previamente han estado sujetas a un proceso de deformación frágil, por lo que el material contiene planos preexistentes de debilidad, sean diaclasas, antiguas fallas, crucero, etc. Ahora bien, estos planos de debilidad pueden estar presentes en las rocas aun cuando no haya ocurrido alguna deformación por procesos de deformación frágil, como es el caso de la estratificación.

De esta manera, se puede igualmente observar la formación de nuevas fallas pero definitivamente el desarrollo de un sistema conjugado genuino se inhibe. Por su parte, ciertas discontinuidades orientadas de acuerdo al estado de esfuerzos en cuestión pueden reactivarse como fallas; en términos sencillos, en ausencia de cohesión será más fácil activar un plano preexistente que crear otro.

En estos casos el análisis mecánico es necesariamente más complejo en comparación a una simple búsqueda de simetrías como lo es para un sistema conjugado de fallas (Figura 4.21).

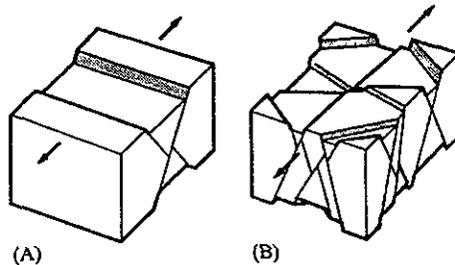


Figura 4.21. Comparación entre (A) un sistema conjugado de fallas neoformadas y (B) fallas heredadas. Las flechas indican la dirección de extensión (Huang y Angelier, 1989).

Los principios para determinar la dirección del desplazamiento sobre superficies preexistentes fueron establecidos por Wallace (1951) y Bott (1959); quienes proponen que el deslizamiento sobre el plano de falla ocurre en la dirección y siguiendo el sentido del esfuerzo tangencial o de cizalla (τ).

Al respecto, caben algunas consideraciones: en primer término la presencia y activación de una discontinuidad mecánica previa puede inducir una desviación significativa del esfuerzo, en consecuencia no se esperaría una distribución uniforme de los esfuerzos en un cuerpo determinado; en segundo término no se esperaría que un sólo estado de esfuerzos fuera el responsable del deslizamiento de varios planos de debilidad con distintas orientaciones.

Sin embargo, las observaciones y los análisis llevados a cabo en poblaciones de deslizamiento confirman que el deslizamiento de fallas, cuyas orientaciones son distintas, puede relacionarse a

un sólo estado de esfuerzos; de hecho la mayoría de los métodos para obtener *inversión de datos* de deslizamientos de fallas asumen tal consideración.

De esta manera, la dirección y el sentido del deslizamiento va a depender de la orientación de los esfuerzos principales, de la orientación del plano de falla y también de un cociente ϕ que representa la forma del elipsoide de esfuerzos, y que expresa la diferencia entre los esfuerzos principales (Angelier, 1979).

$$\phi = \frac{(\sigma_2 - \sigma_3)}{(\sigma_1 - \sigma_3)}$$

Dado que $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$, ambas diferencias son positivas y de esta forma $0 \leq \phi \leq 1$.

Para comprender las relaciones que existen entre el deslizamiento, los esfuerzos principales y el cociente ϕ consideraremos un ejemplar cilíndrico, que contiene una discontinuidad planar oblicua, sometido a la acción de un esfuerzo uniaxial de compresión. En él se ilustran las relaciones intrínsecas entre esfuerzos y deslizamiento, el cual ocurre paralelamente a una proyección del eje de compresión sobre el plano de debilidad; de esta manera, la dirección de deslizamiento s , la normal a la discontinuidad n y el eje de compresión σ_1 quedan comprendidos en un sólo plano. Este mismo razonamiento puede llevarse al caso de una extensión axial (Figura 4.22).

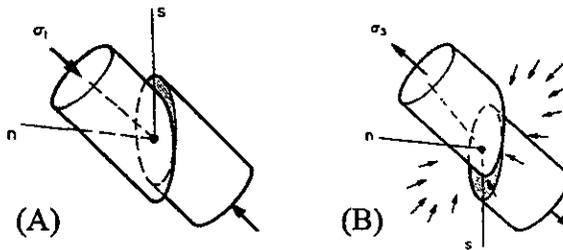


Figura 4.22. Ejemplar cilíndrico que ilustra las relaciones entre esfuerzo-deslizamiento. (A) la discontinuidad esta sometida a compresión axial (σ_1). (B) la discontinuidad esta sometida a extensión axial (σ_3). Notación: s , dirección de deslizamiento; n , normal a la discontinuidad. (Angelier, 1994).

Los casos antes mencionados describen un elipsoide de revolución sobre el eje σ_1 o σ_3 , los cuales representan los casos extremos de todo un espectro de formas generadas por las relaciones entre los esfuerzos principales perfectamente descritas por el cociente ϕ .

El caso de compresión uniaxial donde $\sigma_2 = \sigma_3$ corresponde a un valor de $\phi=0$, mientras que el caso de extensión uniaxial donde $\sigma_1 = \sigma_2$ corresponde con un valor de $\phi=1$; la gama intermedia de formas descritas esta definida por un valor correspondiente (Figura 4.23).

En las construcciones geométricas de la figura 4.24 se ilustran las variaciones angulares del esfuerzo de cizalla sobre un plano de falla en relación a los esfuerzos principales y el cociente ϕ ; de esta manera, los tipos de deslizamientos que pueden ocurrir (normal, inverso o desplazamiento lateral) se ilustran, describiendo para cada caso, una rotación del esfuerzo de cizalla que varía entre τ_0 y τ_1 para $\phi=0$ y $\phi=1$, respectivamente; el ángulo δ entre dichas posiciones extremas es

variable dependiendo de la orientación y buzamiento del plano de falla. Un caso particular ocurre cuando este plano contiene al eje σ_2 de esfuerzos, por consiguiente no hay una distinción entre σ_1 y σ_3 dado que sus proyecciones coinciden y en tal caso la cizalla no cambia y está definida por una sola dirección; este caso particular se expresa en los sistemas de fallas conjugadas, de los cuales no se puede calcular por si solo el cociente ϕ (Angelier, *op cit.*).

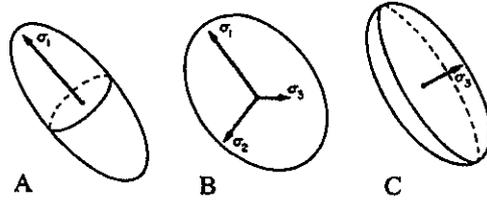


Figura 4.23. Elipsoides de esfuerzos. (A) Elipsoide compresional uniaxial de forma alargada, $\sigma_2 = \sigma_3$, $\phi=0$. (B) Elipsoide triaxial, $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$, $0 < \phi < 1$. (C) Elipsoide uniaxial extensional de forma aplanada, $\sigma_1 = \sigma_2$, $\phi=1$. Notación: σ_1 , σ_2 y σ_3 , esfuerzos principales (Angelier, 1994).

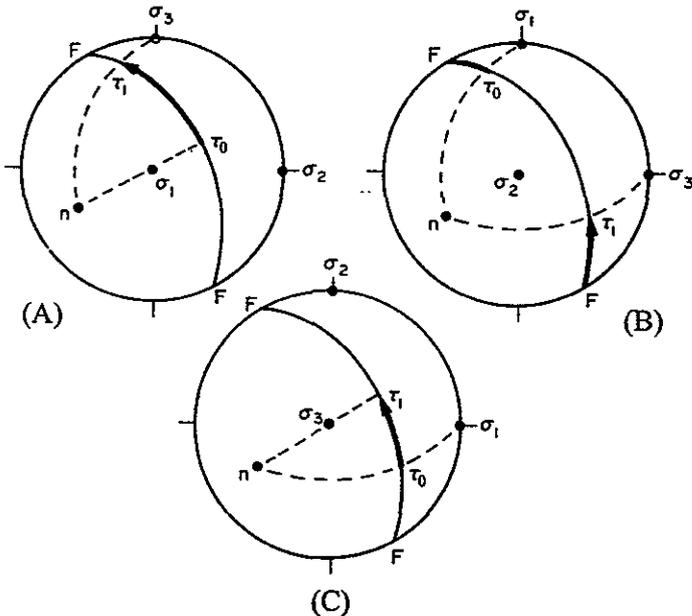


Figura 4.24. Variación angular del esfuerzo de cizalla en relación a ϕ para distintas posiciones de los ejes de esfuerzo. Cuando ϕ varía de 0 a 1, el esfuerzo de cizalla varía de τ_0 a τ_1 describiendo un ángulo δ (flechas). (A) Fallamiento normal. (B) Fallamiento de desplazamiento lateral (dextra en este caso). (C) Fallamiento inverso. Notación: F, plano de falla; n, polo de F (vector normal); τ_0 , proyección de σ_1 en F; τ_1 , proyección de σ_3 en F; σ_1 , σ_2 y σ_3 , ejes de esfuerzos principales. (Angelier, 1979).

Contrariamente las fallas heredadas además de permitir la determinación del cociente ϕ , permiten determinar también los ejes de esfuerzo. Sin embargo, dado que el cizallamiento ocupa una posición intermedia entre posiciones extremas, las construcciones gráficas son muy complejas para ser utilizadas. Así, la orientación del esfuerzo de cizalla (τ) es enteramente determinable conociendo la orientación de los esfuerzos principales y un número ϕ que expresa una relación lineal entre ellos (Angelier, *op cit.*).

El problema directo y el problema inverso

Una gran parte de los métodos encaminados a determinar direcciones de esfuerzos se basan en las relaciones esfuerzo-cizalla descritas por Wallace (*op cit.*) y Bott (*op cit.*).

La primer solución al planteamiento del *problema inverso* fue propuesta por Carey y Brunier (1974), el principio de esta solución fue invertir el razonamiento hecho por Bott proponiendo un tensor de esfuerzos calculado por la inversión de una familia de datos que incluía las direcciones de movimiento de fallas de orientaciones variadas. Esta propuesta representó un logro fundamental en el avance del estudio de la tectónica de poblaciones de falla, y permitió a su vez, subsecuentes y mejores propuestas para el análisis de tales datos.

Buena parte de estos métodos involucran cálculos numéricos y rutinas de cómputo de un *tensor de esfuerzos reducido* para solucionar el problema inverso.

Bajo ciertas condiciones algunos de estos métodos pueden aplicarse a problemas de mecanismos focales de sismos (Angelier, 1990).

El *problema directo* consiste básicamente en determinar la orientación y sentido de deslizamiento conociendo la orientación de un plano de falla para un tensor de esfuerzos dado T. El *problema inverso* consiste en la determinación de un tensor de esfuerzos medio T conociendo la orientación y sentido de deslizamiento de un número determinado de fallas.

Dado que no es posible conocer las variaciones de un vector esfuerzo que actúa sobre un cuerpo determinado a través del tiempo y el espacio durante un período de deformación, se asume que el movimiento de cada falla es independiente y ocurre en la dirección y sentido del esfuerzo de cizalla, los cuales a su vez corresponden a un sólo tensor de esfuerzos. Sin embargo, la colección de datos involucra errores teniendo como consecuencia que ocurra una dispersión en los patrones de esfuerzo local.

Un tensor de esfuerzos que está compuesto por seis variables independientes, no se ve afectado por la suma de algún esfuerzo isotrópico ni por la multiplicación por alguna constante positiva; por consiguiente la dirección y el sentido de deslizamiento de cualquier falla no se modifica.

Como una consecuencia el tensor al que hemos estado haciendo referencia pasa a ser T^* , de tal manera que cualquier otro tensor T equivalente en dirección y sentido soluciona de igual manera el problema

$$T = k T^* + I I \quad (1)$$

donde k y I designan cualquier constante (k positiva) e I es una matriz de esfuerzos unitaria. El tensor T adopta una forma particular con cuatro incógnitas (la orientación de los ejes de esfuerzo principal y el cociente ϕ) que es denominado *tensor de esfuerzos reducido* (Angelier *et al.*, 1982).

Dado que la ecuación (1) es función de cuatro incógnitas, el cálculo de un tensor a partir de menos de cuatro mediciones de fallas no es posible. En la práctica más de cuatro mediciones de fallas estriadas son necesarias para definir de una manera correcta el tensor.

El método de inversión directa INVDIR empleado para obtener el tensor regional de esfuerzos

En los últimos 20 años el desarrollo de métodos de cálculo numéricos para reconstrucciones de paleoesfuerzos, empleando para ello datos de deslizamientos de fallas, ha alcanzado un notable incremento.

El método de inversión directa INVDIR desarrollado por Angelier (*op cit*) consiste desde el punto de vista del cálculo en la inversión de datos de deslizamientos de fallas de una manera directa, a través de la solución analítica de funciones simples empleando para ello una forma particular del tensor llamada *tensor de esfuerzos reducido*; dado que todos los tensores T obtenidos empleando la ecuación (1) tienen las mismas direcciones de esfuerzo principal y el mismo cociente ϕ .

De esta manera, el método permite la determinación de un tensor de esfuerzos medio para una población determinada de datos de deslizamientos de fallas, además de la magnitud del esfuerzo de cizalla (τ) máximo necesario para vencer la cohesión y fricción en la superficie de falla.

Brevemente recordaremos que el supuesto en que se fundamenta este método es que la orientación de las fallas, sean sistemas conjugados o fallas heredadas, puede ser cualquiera, pero cada deslizamiento activado de manera independiente e indicado por sus estrías, posee la dirección y el sentido del esfuerzo de cizalla que corresponde a la acción de un tensor de esfuerzos único.

El desarrollo matemático completo para la obtención de las ecuaciones que serán mencionadas no es referido aquí dado que queda fuera de los alcances de este trabajo, sin embargo los puntos de interés en los cuales se basa el método al ser trabajado en una PC se señalan brevemente.

Ángulo cizalla-estria y criterios derivados

Considérese una población de fallas medidas, y dentro de estas un plano de falla en particular número k denominado F_k (Figura 4.25).

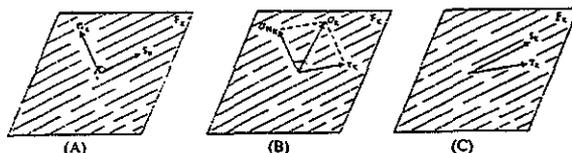


Figura 4.25. (A) Deslizamiento de falla observado. (B) Componentes de esfuerzo calculados. (C) Ángulo cizalla-estria. Notación: k , subíndice que designa el número de dato tomado; F , plano de falla; n , vector unitario normal a la falla; s , vector deslizamiento unitario (paralelo a la estria observada); σ , esfuerzo aplicado; σ_n , esfuerzo normal; τ , esfuerzo de cizalla calculado (Angelier, 1990).

En este plano de falla n_k y s_k representan el vector normal unitario a la falla y la estría unitaria que prevalece en el plano de falla, respectivamente. Por otra parte, T designa el tensor de esfuerzos a determinar, de tal manera que el vector esfuerzo σ_k para F_k puede escribirse como:

$$\sigma_k = T n_k \quad (2)$$

Como se observa en la figura 4.25, el esfuerzo normal σ_{Nk} es la componente que se desprende de σ_k y que es paralela a n_k , como resultado el esfuerzo de cizalla τ_k puede obtenerse de la siguiente expresión

$$\sigma_k = \sigma_{Nk} + \tau_k \quad (3)$$

La relación (s_k, τ_k) describe el ángulo entre dos vectores contenidos en el plano de falla F_k (Ver figura 4.25), el vector unitario s_k indica la dirección y el sentido del deslizamiento que prevalece en el plano de falla observado; mientras que el esfuerzo de cizalla τ_k , a calcular, está relacionado al tensor de esfuerzos T . En teoría, este ángulo debe ser tan pequeño como sea posible para la totalidad del número de datos de deslizamiento k de una población determinada, de tal manera que el tensor de esfuerzos calculado sea consistente con todos y cada uno de los datos que componen a la población. El caso ideal sería:

$$(s_k, \tau_k) = 0 \quad (4)$$

más sin embargo, se observa que la ecuación anterior carece de significado para un vector esfuerzo σ_k paralelo a la dirección de n_k dado que no habrá una proyección τ_k en el plano de falla; por lo anterior mínimas variaciones de σ_k producen variaciones importantes en la dirección de τ_k .

Considerando los criterios previos, se puede obtener un tensor de esfuerzos adecuado para una población de datos de deslizamientos, minimizando por mínimos cuadrados una función que expresa la sumatoria de la relación angular (s_k, τ_k)

$$S = \sum_{k=1}^{k=H} (s_k, \tau_k)^2 \quad (5)$$

donde H representa el total de fallas involucradas para una población de datos.

Por otra parte, los vectores s_k y τ_k pueden ser expresados también de la siguiente forma

$$\lambda s_k = \tau_k + \nu_k \quad (6)$$

donde λ es el máximo esfuerzo de cizalla necesario para inducir el deslizamiento y ν_k es el vector ípsilon definido entre los vectores s_k y τ_k .

Finalmente la función a minimizar es:

$$S_A = \sum_{k=1}^{k=H} \nu_k^2 \quad (7)$$

El método de inversión directa INVDIR difiere de métodos analíticos previos (Angelier, 1979, 1984) como el R4DT, en que este último compara de modo iterativo diferentes

tensores y no termina hasta obtener aquel que minimiza una función simple del ángulo entre el esfuerzo de cizalla y el vector deslizamiento en el plano de falla (Ver figura 4.26).

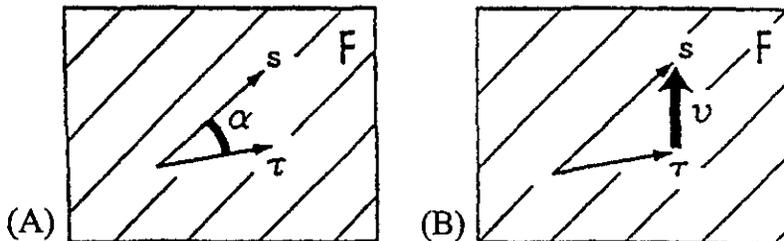


Figura 4.26. Dos criterios en el plano de falla F tomados en cuenta en los diferentes métodos de cálculo de esfuerzos. (A) Criterio angular (método R4DT). (B) Criterio del vector ípsilon (método INVDIR). Notación: s, vector estría; τ , esfuerzo de cizalla obtenido del tensor de esfuerzos; α , ángulo mínimo a obtener; v, vector mínimo a obtener (Angelier, 1990).

La determinación de las cuatro incógnitas del *tensor de esfuerzos reducido* necesita varios ciclos de cálculo que pueden resultar largos en términos de tiempo. La utilización del método analítico directo INVDIR busca la solución que anula las derivadas parciales de una función, la cual se concreta por medio de la solución de un sistema de cuatro ecuaciones lineales; el tiempo involucrado es mucho más corto en comparación con los métodos previos ya que la solución es instantánea.

El método INVDIR esta dirigido a minimizar el ángulo cizalla-estria simultáneamente a obtener el esfuerzo suficiente para inducir el deslizamiento. De esta manera se calculan más rápidamente los valores y vectores de T proporcionando de esta manera las orientaciones de los esfuerzos principales σ_1 , σ_2 , σ_3 y el cociente ϕ que expresa la forma del elipsoide de esfuerzos.

Dada la simetría que presenta un sistema conjugado de fallas, que se traduce en un nivel de dispersión bajo de los datos al ser expresados en la proyección estereográfica de Schmidt, la orientación de los ejes principales de esfuerzo en parte ya es conocida; sin embargo, en sitios donde las fallas neoformadas juegan un papel menor y las fallas heredadas son las más comunes, el nivel de dispersión es alto. El método de inversión directa INVDIR utiliza para cuantificar tal dispersión un estimador promedio ípsilon, denominado RUP, el cual permite juzgar para cada falla si su activación es aceptable o no. Este valor expresado en términos de porcentaje alcanza un rango de variación entre 0% (para un esfuerzo de cizalla máximo paralelo al deslizamiento y con el mismo sentido) a 200% (para un esfuerzo de cizalla máximo paralelo al deslizamiento pero de sentido contrario).

El cálculo, de acuerdo a rangos de validez, ajusta los datos de deslizamiento con la solución más correcta del problema; de esta manera, un valor del $RUP \leq 50\%$ ajusta de manera correcta la solución; valores $50\% \leq RUP \leq 75\%$ están asociados a múltiples dispersiones de datos pero de manera aceptable ajustan la solución; por su parte, valores $RUP \geq 75\%$ quedan fuera de un ajuste correcto a la solución del problema. De tal manera, el método genera los números n_1 y n_2 ; para el primero los datos de deslizamiento no acuerdan con la solución promedio, en otras palabras el

valor del RUP es mayor al 75% por lo que tales datos deben quedar fuera de la población de datos para encontrar el tensor de esfuerzos medio; el segundo corresponde al número de datos que quedan en el rango intermedio del RUP, estos es entre 50% y 75%.

Resumiendo, el uso del criterio adoptado satisface simultáneamente dos requerimientos: obtener el menor ángulo que sea posible entre el esfuerzo de cizalla calculado y el vector deslizamiento observado, además de la magnitud del esfuerzo de cizalla máximo necesario para inducir el deslizamiento sobre la superficie de falla. De tal manera se determina un tensor de esfuerzos medio que indica el régimen tectónico que prevaleció durante la deformación, así como las direcciones y sentidos de movimiento. El tensor es expresado en la proyección estereográfica del hemisferio inferior de Schmidt junto con la traza del círculo máximo de los planos de falla con las estrias mostradas como puntos con flechas que indican el sentido del movimiento; las direcciones de esfuerzo calculadas son indicadas por estrellas de cinco picos (para σ_1), de cuatro picos (para σ_2) y de tres picos (para σ_3). La dirección que establece el método a los ejes principales de esfuerzo depende de los valores del estimador RUP, el cual no sólo permite determinar la homogeneidad de los datos de deslizamiento (n_1 y n_2) sino también verificar los niveles de desviación angular promedio y la magnitud promedio del esfuerzo de cizalla.

La utilización del criterio del ángulo cizalla-estria en el métodos R4DT fija un eje intermedio único aunque deja una indeterminación o rango de variación angular sobre la posición de los ejes extremos σ_1 y σ_3 (Figura 4.27).

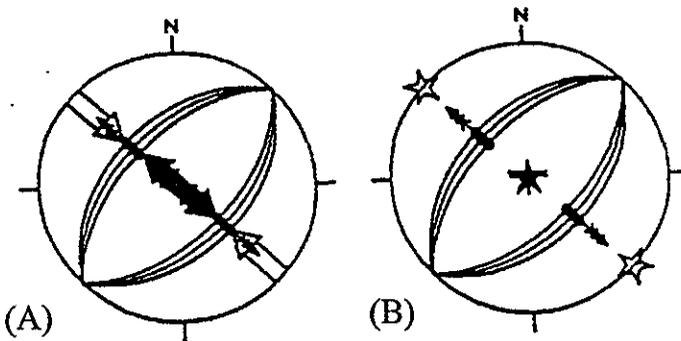


Figura 4.27. Diferencia de resultados de los métodos R4DT e INVDIR para una población de fallas normales conjugadas. (A) Método R4DT, los ejes extremos varían siguiendo las flechas gruesas (blanca para σ_3 y negra para σ_1). (B) Método INVDIR con solución única para los ejes σ_3 (estrella blanca) y σ_1 (estrella negra)(Angelier, 1990).

Por el contrario con la utilización del método INVDIR no existe sino una solución, aquella donde el esfuerzo cizallante es máximo (Ver figura 4.27).

La experiencia obtenida de la comparación en la utilización de estos métodos, sobre situaciones reales, muestra que en tales casos no hay diferencias significativas entre los resultados obtenidos.

ANÁLISIS ESTRUCTURAL

De acuerdo con Lowell (1997), la descripción estructural de un área en particular debe realizarse tomando como base dos enfoques y conceptos principales interrelacionados entre sí; el concepto de *estilo estructural* (o estilo de la deformación, de acuerdo con otros autores) y el concepto de *tectónica comparativa*.

El estilo estructural de una región tiene por objeto describir su geometría estructural dominante tomando como referencia el acomodo que poseen los elementos geológico-estructurales que la constituyen, los que a su vez están relacionados tectónicamente y arreglados espacialmente como resultado de un mismo evento geológico. El estilo se encuentra influenciado por variables como: la litología y el espesor, resultado de la presencia de diferentes unidades estratigráficas, lo que a su vez provoca un comportamiento mecánico distinto; por la intensidad y duración con que un evento tectónico afecta a tales unidades, por las condiciones de presión y temperatura en las que ocurre la deformación, o bien, por el nivel estructural afectado; entre otras.

La tectónica comparativa recae en el empleo de los estilos estructurales básicos que han sido definidos en ambientes tectónicos bien específicos por Harding y Lowell (1979), como guía para la interpretación estructural de áreas que presentan características similares en cuanto al estilo de su deformación.

La clasificación de estilos estructurales propuesta por Harding y Lowell (op cit.) toma como base la participación o no del complejo basamental como parte del conjunto de deformaciones producidas durante un régimen tectónico en particular, de esta manera se encuentran relacionados a un ambiente específico dentro de la actividad desarrollada por la tectónica de placas.

De manera general, dentro de los estilos que involucran al basamento se incluyen:

- Conjuntos estructurales que desarrollan fallas de desplazamiento lateral
- Conjuntos estructurales afectados por fallamiento en régimen compresivo que involucran el basamento
- Conjuntos estructurales afectados por fallamiento en régimen extensivo
- Arreglos estructurales en forma dómica o abombada.

Por su parte, en los estilos que no involucran al basamento, o bien aquellos que se desprenden (detachment) por encima de un basamento rígido, se incluyen:

- Conjuntos estructurales de pliegues y cabalgaduras (Cinturón de pliegues y cabalgaduras: C.P.C)
- Conjuntos estructurales de fallas normales desprendidas
- Estructuras salinas
- Estructuras arcillosas.

En cada caso existen características inherentes a cada estilo, tales como: el régimen tectónico dominante y los esfuerzos asociados, el modo de transporte que prevalece, así como el ambiente tectónico dentro del cual ocurren, sea primaria o secundariamente.

Es de mencionarse que entre los estilos resalta una orientación típica de sus conjuntos estructurales, así como una morfología propia de cada uno; características que sirven para distinguirlos. Estas mismas diferencias que particularizan a cada uno, se traduce en distintos tipos de trampas potencialmente almacenadoras de hidrocarburos.

Descripción estructural del área de estudio

El estilo geométrico-estructural principal que prevalece en el área de estudio se caracteriza por definir arreglos espacialmente distintos pero temporalmente asociados al mismo evento inicial de deformación; sin embargo, como se explicara más adelante, algunos datos obtenidos sugieren un segundo evento de deformación que no se define, al menos en este trabajo, si tiene un alcance regional igual al del primer evento aquí sugerido.

El trabajo de campo no sólo estuvo circunscrito al área delimitada en este trabajo, también fue posible visitar y reconocer áreas localizadas al Occidente y al Oriente de la misma. A través de la observación y reconocimiento se pudo comprobar que sobre todo al Oriente, en las estructuras anticlinales alargadas en dirección NW-SE (*Anticlinal del Tepezcuintle*) ubicadas al oriente del Cerro Rabón, el comportamiento de la deformación es distinto en cuanto a que además de la presencia de indicadores cinemáticos en los flancos de tales anticlinales, los sistemas de diaclasas que prevalecen se encuentran asociados con el desarrollo de los pliegues que los contienen; con lo cual dichos sistemas describen en algunos sitios pares conjugados que permitieron su asociación con la clasificación propuesta por Hancock (1985), con lo cual se infiere de manera relativa, el estado de esfuerzos al cual estuvieron asociados.

Los sistemas de diaclasas en general no representan una presencia dominante en el área considerada para este trabajo. Sin embargo, donde estos fueron observados, su presencia cobra una complejidad notable y su asociación con un estado de esfuerzo no resulta sencilla como en el caso anterior.

Las diferencias tan acentuadas en el comportamiento de las estructuras se deben a que el estilo estuvo influenciado, además del comportamiento mecánico variado de la columna estratigráfica, por la intensidad de la compresión, lo que imprime alcances diferentes, es decir a medida que el acortamiento es mayor, se genera una mayor diversidad y complejidad de la deformación; mientras que a medida que esta disminuye su alcance deformacional es menor. De esta manera se puede asegurar que el alcance de la deformación fue espacial y transversalmente distinto, lo que se comprueba con las estructuras que prevalecen en la zona.

Respecto al comportamiento mecánico, este varía y define geometrías distintas de Occidente a Oriente. En términos generales el comportamiento varía desde las unidades más plásticas (F. Xonamanca, F. Chivillas y F. Méndez), atravesando por un comportamiento dúctil-frágil (F. Tepexilotla), hasta alcanzar un comportamiento frágil (a veces también dúctil) en las unidades más competentes (F. Orizaba y F. Guzmantla).

En términos sencillos, el estilo de la deformación que prevalece fue determinado por la existencia de una columna litológica mecánicamente contrastante marcada por niveles plásticos que al ser

deformados definen una deformación penetrativa muy acentuada entre los niveles más competentes, los que a su vez están caracterizados por superficies de falla estriadas. Estos niveles menos dúctiles son deformados, pero no al grado de los primeros; llegando incluso a utilizar a los más dúctiles como superficies de despegue. Resulta evidente entonces, que el régimen tectónico compresivo superó un cierto límite que dejó una huella indeleble en los niveles plásticamente más vulnerables.

Las evidencias estructurales observadas junto con los datos analizados de ellas, además de la presencia de planos de cabalgamiento acentuados por la morfología, permiten confirmar una dirección de acortamiento primario NE-SW.

La deformación del sector occidental del área de estudio que principalmente involucra paquetes sedimentarios clásticos, se encuentra conformando fallas inversas y cabalgamientos que internamente definen un plegamiento intenso asimétrico con recostamiento y vergencia al NE, acompañado por el desarrollo de esquistosidad que se presenta convergente hacia el núcleo de los pliegues y presentando refracciones, como ha sido sugerido por Ramsay y Huber (1983), al pasar de capas de mayor a menor competencia. La medición de planos axiales y ejes de pliegues permitió comprobar que el sentido de la vergencia no es anárquico y en cambio refleja el mecanismo del plegamiento que prevaleció en la zona; en particular, define el sentido de la cizalla simple que prevaleció durante la deformación, con lo cual se demuestra el acortamiento, en general, en dirección NE-SW.

La forma de los pliegues en general de acuerdo al criterio del ángulo interlimbo, corresponde a pliegues denominados *apretados*, además de ser asimétricos y armónicos. Por la variación que presentan los espesores en las estructuras plegadas, estos corresponden a las clases 1C y 2 definidos por la clasificación propuesta por Ramsay (1967).

Las características son similares para la F. Tepexilotla, una unidad mecánicamente compuesta de fases alternantes competentes e incompetentes, por lo que su deformación pasa a ser más bien dúctil-frágil con el desarrollo de pliegues apretados asimétricos y disarmónicos correspondientes a las clases 2 y 3 de acuerdo a la misma clasificación (Ramsay, op cit.), además de superficies de falla estriadas. Dentro de esta misma unidad, los pliegues más pequeños ocurren dentro de estructuras plegadas mayores, definiendo de esta manera un orden de los pliegues.

Las estructuras que expresan el estilo dominante definieron 5 rampas, de entre las cuales las más importantes son la rampa del cabalgamiento *Eloxochitlán-Huautla* y la rampa de la cobijadura de la *Napa Mazateca*. Las direcciones de sus acortamientos están indicadas tanto por la forma que describen (asimetría y vergencia al NE) como por las mismas estructuras que los distintos tipos de comportamiento mecánico asociado presentan.

El cabalgamiento descrito por la Falla inversa *Eloxochitlán-Huautla* es uno de los de mayor extensión, se extiende fuera de los límites del área de estudio; su traza es algo irregular pero en general describe una dirección NW-SE. Las unidades litoestratigráficas involucradas junto con esta hoja de cabalgadura (*thrust sheet*) corresponden a unidades principalmente clásticas (F. Xonamanca, F. Chivillas, F. Tepexilotla; esta última con influencia de carbonatos), así mismo, la *rampa* que ésta estructura de cabalgamiento describe, está por encima del alóctono mazateco, aunque está claro que en términos de emplazamiento, dicha rampa es más antigua que la *rampa* y

el "flat" utilizados por la hoja de cobijadura para dar origen al emplazamiento del alóctono mazateco.

Una de las posibles causas cuya influencia pudo acentuar la deformación que prevalece, además del régimen compresivo mismo, fue la presencia de sedimentos hidroplásticos cuya reacción al menor esfuerzo es deformarse rápidamente; como se puede ver, lo anterior es factible en vista de que buena parte de la sedimentación y el proceso mismo de la deformación se llevo a cabo en niveles acuáticos de cuenca y plataforma.

Un comportamiento particular así puede corresponder al de la F. Méndez, cuya reacción mecánica a la compresión funcionó como superficie de deslizamiento (*flat*) del gran cuerpo alóctono mecánicamente competente de la F. Orizaba, dando origen a una de las estructuras más importantes en el centro-oriente del área. Esta cobijadura es importante dado que define la otra rampa más importante, el estilo que la caracteriza es muy singular, además de la magnitud del emplazamiento que describe; su forma corresponde a una gran hoja de cobijadura cuyos flancos Sur y Este se encuentran formando escarpes verticales sobre lutita muy quebradiza fuertemente plegada en la proximidad al contacto con el cuerpo calcáreo alóctono que define la *Napa Mazateca*. La traza del frente de esta cobijadura es un tanto irregular e incluso se extiende más haya de los límites del área definida para este estudio, su alcance distancial tuvo que haber sido marcado por la morfología del substrato que tuvo que cabalgar, aunado claro a otros factores que sin duda también influyeron. El frente topográfico elevado que describe contrasta con la depresión topográfica ubicada al Oriente, que estructuralmente representa la *Cuenca de Flexura* (antefosa ó cuenca de foreland), localmente llamada *Cuenca de Soyaltepec*, que es característica en la anatomía de un Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras. En esta misma cuenca las evidencias de la deformación son menores que las de su contraparte ubicada al Occidente, dado que se encuentran secuencias clásticas ligeramente basculadas tanto al NE como al SW de la F. Chicontepec.

La presencia de ventanas tectónicas hacia el interior de esta cobijadura permite reconocer una parte de la secuencia estratigráfica que le subyace; la disposición de la estratificación se presenta con buzamientos de mediano ángulo hacia el SW

En base a estimaciones y a la forma que describe en planta, se sugiere que éste cuerpo recorrió una distancia a su emplazamiento actual que llegó a sobrepasar los 20 km, mientras que verticalmente la hoja de cobijadura desde el nivel de despegue alcanzó un levantamiento aproximado de 2500 m. El levantamiento tan acentuado fue favorecido por la inserción de otras napas en niveles más inferiores. La geometría que describe este cuerpo alóctono en sección transversal, principalmente hacia su frente, se caracteriza por un ligero buzamiento contrario al de la rampa sobre la cual despegó, razón por la que se le ha asignado la denominación de *Napa de cabeza buzante*.

La presencia de las otras 3 rampas es más local, incluso puede ser que su desarrollo haya tenido lugar por el mismo efecto del emplazamiento de alguna de las dos rampas principales antes descritas.

Estilo Estructural del área de estudio

El área de interés en este trabajo se asocia por sus características morfo-estructurales al estilo de un *Conjunto estructural de pliegues y cabalgaduras ó Cinturón de pliegues y cabalgaduras*. Una interrogante que surge, y sobre la cual se comentara más adelante, es si en realidad el basamento se encuentra involucrado en este conjunto estructural.

Un estilo así está asociado a un régimen tectónico compresivo, donde el transporte de la cubierta despegada involucró movimientos sub-horizontales y acortamientos por fallas de empuje de mediano-alto ángulo. En lo que respecta al ambiente tectónico en el cual se desarrolla un C.P.C., este puede ocurrir a lo largo de flancos móviles en ambientes de backarc y en el foreland próximo, así como en zonas de trinchera en los bloques de techo correspondiente a la placa continental. En general incluye amplias zonas de cubierta sedimentaria deformadas en la franja externa del cinturón orogénico; el cabalgamiento del basamento es común hacia la franja interna o núcleo del mismo donde tiene lugar de manera gradual. El régimen compresivo subhorizontal aplicado a la cubierta sedimentaria es el mismo que se infiere acorta por igual al basamento, aunque en este caso ocurre también una componente vertical (Gries, 1983).

Con estas bases, es razonable pensar en cabalgamientos del basamento que acompañan a la cubierta sedimentaria en el sector de las Sierras internas del Cinturón plegado y cabalgado de Zongolica.

Regionalmente y en proyección en planta, la traza de las estructuras describe formas festoneadas; en su conjunto estos arreglos compuestos de cabalgamientos y plegamiento asociado, se disponen en forma paralela. Es común que las estructuras anticlinales se dispongan de forma recostada formando parte del bloque de techo originado por fallas de empuje, además de que su rumbo es paralelo al rumbo del arreglo estructural regional.

Los cambios litoestratigráficos, así como la ductilidad contrastante que interviene, rigen la ubicación y geometría de las superficies de falla; por lo que los cabalgamientos son generalmente paralelos o subparalelos a planos de estratificación en rocas incompetentes, y oblicuos a la estratificación en rocas competentes; de tal manera que si vieramos en sección un cabalgamiento, presentaría un desarrollo escalonado dependiendo de la litología que haya retomado durante su despegue. Por otra parte, cuando se presentan estratos masivos de carbonatos como parte importante de la secuencia transportada, las hojas de cobijadura presentan una repetición vertical más o menos regular.

Formación de un Cinturón de pliegues y cabalgaduras, y sus implicaciones.

Las causas mecánicas de las deformaciones compresivas tan importantes como las que prevalecen y caracterizan a un Cinturón de pliegues y cabalgaduras, así como la presencia de cobijaduras arealmente extensas que tuvieron que recorrer distancias importantes a su emplazamiento actual, se han tratado de explicar por medio de diferentes modelos que satisfagan un arreglo estructural tan importante como este; en consecuencia, ha representado para la Geología estructural y más recientemente para la Tectónica de placas un reto.

La formación de un C.P.C. inicialmente fue explicada a través del *deslizamiento por gravedad* a que se veía sometido un importante espesor cortical. Con este modelo, las hojas de cobijadura importantes se podrían mover por la acción de fuerzas de cuerpo dejando relegado a un segundo término el empuje o régimen tectónico compresivo, es evidente que para que tal deslizamiento pudiera ocurrir era necesaria la existencia de una pendiente que favoreciera la movilidad; sin embargo el basculamiento del basamento no es tan fácilmente explicado. La evolución tectónica de la Plataforma de Córdoba y las cuencas adyacentes de Zongolica y Veracruz, para dar origen al Cinturón de pliegues y cabalgaduras de Zongolica, ha tratado de ser explicada a través de un modelo similar (González-Alvarado, 1976).

Sin embargo, un panorama evolutivo tal arroja una serie de cuestionamientos y argumentos no tan válidos para su existencia (Lowell, 1997):

1.- En el sector más interno de un cinturón orogénico, las áreas de denudación tectónica y de fallamiento normal asociadas que se esperaría estuvieran presentes como resultado de un mecanismo de deslizamiento por gravedad no se observan, en cambio, se encuentran presentes estructuras sin-orogénicas características de un régimen compresivo (fallamiento inverso de empuje con recostamiento y vergencia en el sentido de la compresión).

2.- Las estructuras en el sector interno poseen un grado de deformación penetrativa, y a menudo el basamento se encuentra involucrado en la misma; lo cual sugiere una deformación bajo la acción de un acortamiento cortical y una carga litostática importante.

3.- La pendiente del basamento requerida para un deslizamiento no presenta un sentido adecuado que así lo permita; por lo general, el basamento se encuentra inclinado hacia el núcleo orogénico durante todo el proceso deposicional y deformacional mismo.

4.- El arreglo espacial-temporal de las estructuras que se presentan transversalmente al Cinturón, generalmente exhibe a las estructuras más antiguas en la porción interna, y a las estructuras más jóvenes hacia la porción externa del mismo. El modelo de deslizamiento por gravedad invierte este arreglo secuencial.

Lowell (1977), además de otros geólogos, plantea y propone al *infracabalgamiento (underthrusting)* asociado con un acortamiento del basamento, como el mecanismo primario en la formación de un C.P.C. Evidentemente la causa que origina este proceso es la subducción de una placa por debajo de otra (Figura 4.28).

Como en el caso anterior, el panorama evolutivo asociado con este planteamiento aporta una serie de argumentos que lo demuestran, o al menos lo hacen más factible con respecto al anterior; estos son:

1.- El arreglo espacial presenta a las estructuras más antiguas en la franja interna del Cinturón, y a las estructuras más recientes en la franja externa del mismo; sin embargo, este esquema cronológico puede verse alterado por *fallas fuera de secuencia*.

2.- La inserción de hojas de cobijadura por debajo de las más antiguas genera el levantamiento de estas últimas, así como la posible rotación de su orientación. El proceso de acuñamiento por debajo, permite tener expuestas a las rocas estratigráficamente más antiguas en las partes internas del Cinturón; como invariablemente sucede en muchos cinturones orogénicos.

3.- Las estructuras más comunes son pliegues-falla y estructuras tipo dúplex, con menos frecuencia abanicos imbricados. Su desarrollo se asocia a la inserción progresiva de acuíferos por debajo de lo más antiguo.

Mientras que el infracabalgamiento en ambientes de trinchera oceánica es ocasionado por el descenso de una placa litosférica oceánica (de manera análoga ocurre en colisiones continentales), la causa o causas del infracabalgamiento en ambientes de backarc intracontinental no son tan fácilmente entendidas (Lowell, 1997).

Para Lowell (1977), la causa que permite el inicio de este mecanismo es el debilitamiento ocasionado en la litosfera por la elevación de una isoterma crítica que marca la transición entre un comportamiento frágil-dúctil; dicha elevación es originada a causa de la subducción misma, y depende también de la geometría (ángulo de subducción) con que interactúan las placas. En la activación de este mecanismo, sin duda juegan un papel importante también el contraste litológico, las anomalías estructurales presentes, la transmisión de esfuerzos procedente de la subducción, además de la participación del basamento en los infracabalgamientos (Ver figura 4.28).

Presentación del análisis del plegamiento y la fracturación del área de estudio enfocado a la reconstrucción de paleo-esfuerzos.

A lo largo de este capítulo se han planteado los fundamentos teóricos y las bases que sustentan la metodología utilizada en este trabajo. El análisis que aquí es presentado parte de la observación y medición en campo de poblaciones de falla junto con los indicadores cinemáticos que preservan; y su posterior manejo y tratamiento empleando el programa INVDIR (Angelier, 1990). La finalidad de este análisis es establecer una reconstrucción de las direcciones de esfuerzos tectónicos que actuaron y deformaron la columna estratigráfica que caracteriza al área de estudio.

La mayor parte de los datos procesados corresponden a sitios ubicados dentro del área delimitada para el desarrollo de este trabajo; sin embargo, se contaba con información procedente de 7 sitios más fuera de la misma (sitios CV97-001, CV97-099, CV97-101, CV97-104, CV97-105, CV97-108 ubicados al oriente; sitio CV97-084 ubicado al occidente) (Figura 4.29). El considerar esta información en el análisis resultó de gran utilidad para confirmar ciertos criterios.

ESTADÍO

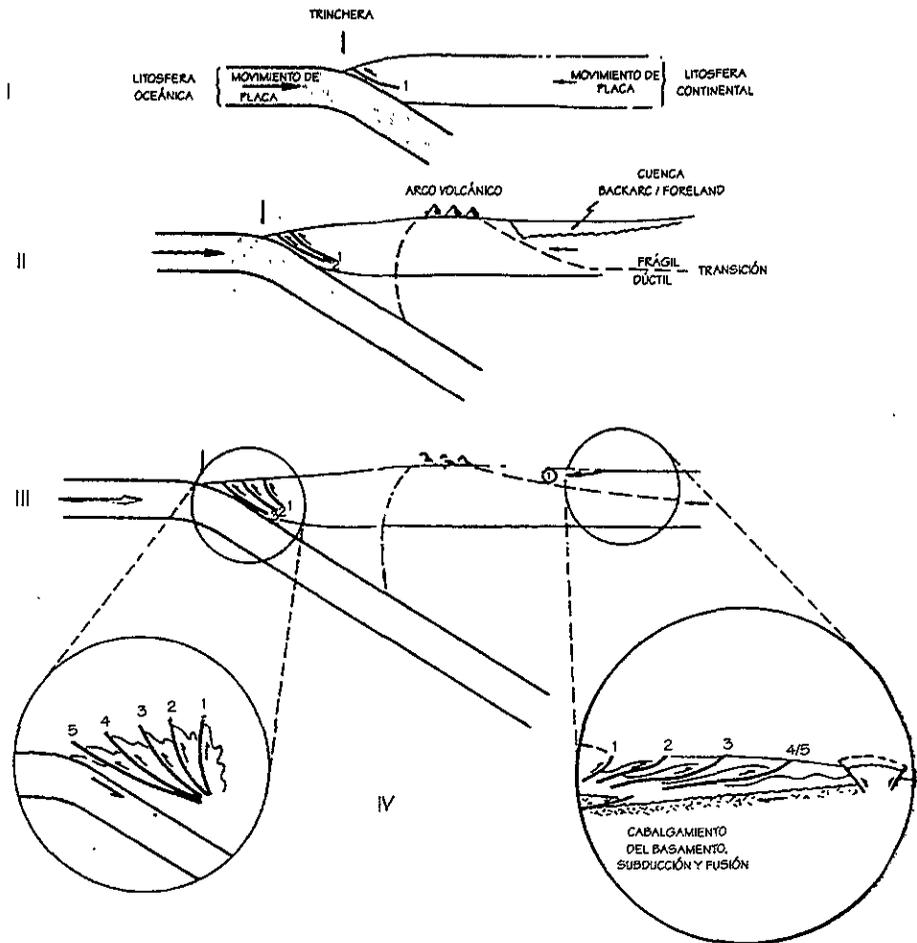


Figura 4.28. Infracabalgamiento en ambiente de trinchera en el bloque de techo ocasionado por litosfera oceánica, e infracabalgamiento en una Cuenca Backarc dando origen a un Cinturón de pliegues y cabalgaduras. Las dos áreas se encuentran separadas por un arco volcánico. La numeración hace referencia a la secuencia de cabalgamientos: 1- más antiguo a 5- más joven; la cabalgadura No. 1 en ambiente de backarc se origina por la elevación de una isoterma crítica que establece el límite transicional dúctil-frágil. Obsérvese el levantamiento del basamento originado por la compresión misma del infracabalgamiento (Modificado de *Lowell, 1977*).

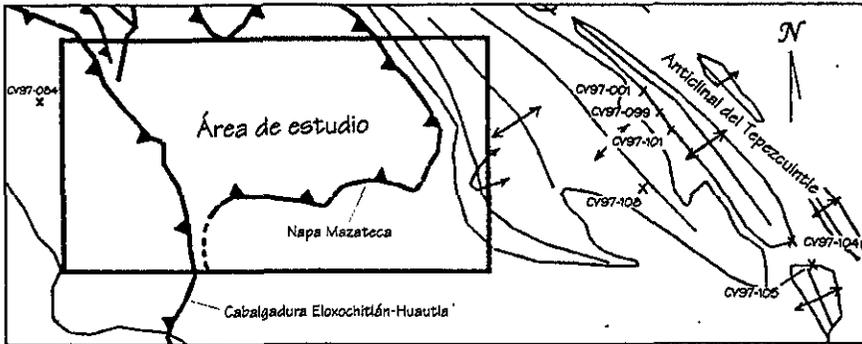


Figura 4.29. Ubicación de los sitios que quedan fuera del área de estudio

Las condiciones naturales del área de trabajo obligaron a que la mayor parte de los sitios en los cuales fue posible obtener información, se ubicaran a lo largo de cortes de carretera y de terracería, generando con ello una distribución más o menos regular y en otros casos una distribución irregular de los mismos. De esta manera, la información dentro del área se encuentra distribuida preferentemente a lo largo de una franja con dirección NW-SE; la cual abarca buena parte de la traza de la cabalgadura Eloxochitlán-Huautla, misma que define el límite entre las Sierras internas y las Sierras centrales, mientras que algunos datos más se disponen a lo largo del frente sur definido por la Napa Mazateca.

El análisis efectuado comprende tanto el dominio de la deformación frágil como el de la deformación dúctil, aunque el objetivo principal del mismo recae en la primera, dado que se disponía de mayor información en cuanto a poblaciones de falla. Le siguen en importancia una descripción de la distribución que adquieren poblaciones de ejes de pliegues cuando son graficados en una proyección estereográfica; y finalmente un análisis de las relaciones que guardan, en cuanto a su origen, algunos sistemas de fracturamiento con el plegamiento al cual se encuentran asociados, empleando para ello el criterio y la clasificación propuesta por Hancock (*op cit.*). De esta manera, la descripción que a continuación prosigue atiende el orden antes descrito.

Descripción de las poblaciones de falla

La observación de superficies de cizallamiento en un afloramiento en particular puede aportar elementos sobre uno o más deslizamientos a lo largo de dicha superficie. Las relaciones de sobreposición (o de corte) de los indicadores cinemáticos sugiere durante la observación la cronología de los mismos, por lo que es conveniente separar en *fases* distintas de deformación la información obtenida desde el trabajo mismo de campo. El método de trabajo consistió básicamente en vaciar un conjunto de datos estructurales medidos al programa MESURE; posteriormente se procedió a calcular el tensor de esfuerzos para cada sitio con el programa INVDIR. Previamente a la obtención del tensor se debió efectuar una separación, en la base de datos generada desde un inicio, de las distintas fases de deformación (si es que las hubo),

por medio de una distinción numérica para cada dato correspondiente a cada sitio. Calcular un tensor de esfuerzos requiere satisfacer los criterios del programa, por lo que algunas veces se tiene que estar en constante prueba con los datos que corresponden a un sólo sitio para ajustar de la mejor manera el resultado. De tal manera, se determina un tensor de esfuerzos que representa el régimen tectónico que prevaleció durante la deformación, así como las direcciones y sentido de los ejes principales de esfuerzos que influenciaron el movimiento.

A continuación se presentan los resultados de la inversión de datos de acuerdo a la unidad estratigráfica a la que corresponden, con objeto de hacer notar cuántas y cuáles fases de deformación se encuentran presentes para un horizonte estratigráfico; así como hacer énfasis en el comportamiento mismo de la deformación en rocas mecánicamente incompetentes y en rocas mecánicamente competentes, lo que en parte influencia la dirección que adquiere el esfuerzo principal σ_1 de compresión.

Los resultados de la inversión se presentan en cuadros sinópticos de acuerdo a la unidad estratigráfica a la que corresponden, así como los diagramas de los tensores de esfuerzos, en el Anexo 1-A al final de este trabajo.

F. Tepexilotla

En esta unidad estratigráfica se tienen los siguientes 10 sitios: CV97-002, CV97-003, CV97-007, CV97-016, CV97-022, CV97-023, CV97-038, CV97-040, CV97-060, CV97-072. Se encuentran distribuidos al noroeste del área de estudio, en el dominio de las Sierras internas; los afloramientos se caracterizan por una fuerte deformación penetrativa, dúctil-frágil, acentuada por la presencia de lutita bituminosa. El carácter de la deformación frágil se expresa en las poblaciones de fallas inversas que prevalecen en los estratos de carbonatos interestratificados con las lutitas.

En general, el plegamiento que prevalece se encuentra muy fragmentado; sin embargo, algunos rasgos sobre la geometría de los pliegues aún se observa, por lo que se pudieron obtener buenos datos de planos axiales y ejes de pliegues. La vergencia del plegamiento acusa el mismo sentido del recostamiento de los planos axiales. De esta manera, el comportamiento geométrico que reflejan las estructuras junto con la vergencia sugiere asociarlas a alguna estructura principal mayor, que bien puede ser expresada como una escama imbricada. En términos más regionales se trata de la misma que define la traza de la falla de cabalgadura Eloxochitlán-Huautla, estructuralmente encima de la Napa Mazateca.

Con base en las observaciones efectuadas en el campo y en la distribución que adquieren las poblaciones de falla en la proyección estereográfica de Schmidt, se deduce que prevalecen 2 fases de deformación (denominadas fase 0 y fase 1), de las que la más antigua es la fase 0, en vista de las relaciones de sobreposición que se observan de los indicadores cinemáticos, y de la escala regional que abarca, como se podrá constatar en lo sucesivo. Ambas fases son compresivas teniendo la fase 0 una orientación sensiblemente NE-SW, y la fase 1 una orientación NW-SE.

Los resultados de los tensores calculados para cada fase se encuentran resumidos en las Tablas 1-a y 1-b (Anexo 1-A). El tipo de evento al que se hace referencia "C", se refiere al régimen tectónico compresivo al cual se encuentran asociadas el conjunto de poblaciones de fallas medidas en campo.

En ambas fases, las poblaciones de falla describen sistemas conjugados neoformados; los indicadores cinemáticos muestran una baja dispersión en su distribución, lo que se expresa en una buena coherencia de los resultados. La distribución de los ejes de esfuerzos principales es acorde a la posición descrita por Anderson (op cit.); para todos los casos σ_3 es vertical, mientras que σ_1 y σ_2 son aproximadamente horizontales permitiendo inclinaciones de hasta 13° para la fase 0, y hasta de 19° para la fase 1.

Para la fase 0, la dirección del esfuerzo principal σ_1 de compresión describe una variación dentro del rango que va de $NE33^\circ SW$ a $NE80^\circ SW$; por su parte la fase 1 también describe un rango de variación entre $NW21^\circ SE$ a $NW78^\circ SE$. La amplitud de este rango, para ambas fases, puede deberse a dos factores; por una parte, el propio comportamiento mecánico que ofrece la unidad estratigráfica; o bien, la rotación de las estructuras con respecto a un eje vertical, que en este caso correspondería a la dirección de σ_3 .

F. Xonamanca

Para esta unidad estratigráfica se tienen los siguientes 3 sitios: CV97-006, CV97-073, CV97-076, distribuidos al noroeste del área de estudio y correspondientes al sector de las Sierras internas. Al igual que la unidad estratigráfica anterior, esta presenta también una intensa deformación dúctil. En algunos afloramientos se tienen verdaderas estructuras recumbentes apuntando la dirección de la compresión principal, mientras que en otros, este mismo tipo de estructuras se encuentran muy fragmentadas. Los pliegues exhiben deformaciones penetrativas con refracciones de la esquistosidad. Regionalmente estas estructuras deben estar asociadas a estructuras principales más grandes, tales como escamas, que se deformaron junto con la unidad anterior y fueron puestas estructuralmente por encima de la Napa Mazateca.

Las poblaciones de falla reflejan también dos fases de deformación (fase 0 y fase 1), empleando el mismo criterio se observa que la fase 0 es cronológicamente la más antigua. Aunque para la fase 1 no se pudo calcular ningún tensor en vista de que no se disponía de los datos suficientes para calcularlo, los resultados de los tensores calculados para la fase 0 se resumen en la Tabla 2-a y 2-b (Anexo 1-A).

El deslizamiento a lo largo de superficies de falla estuvo dirigido por el desarrollo de sistemas conjugados, e incluso por el mismo deslizamiento a lo largo de planos de estratificación o esquistosidad. Los indicadores cinemáticos en general presentan una dispersión muy baja; para la fase 0, la posición del eje menor σ_3 es casi vertical, mientras que los ejes de esfuerzo σ_1 y σ_2 permanecen casi horizontales con inclinaciones moderadas. Evidentemente se trata de pocos tensores, no obstante la dirección del eje de esfuerzo σ_1 de compresión varía dentro del rango que va de $NE38^\circ SW$ a $NE73^\circ SW$. Nuevamente es persistente un rango de variación amplio del esfuerzo compresivo en una unidad mecánicamente incompetente.

F. Orizaba

En esta unidad se tienen los siguientes 10 sitios: CV97-005, CV97-020, CV97-026, CV97-034, CV97-036, CV97-050, CV97-051, CV97-054, CV97-106, CV97-109, distribuidos ampliamente en el sector de las Sierras centrales. La deformación que caracteriza a esta unidad es

notoriamente frágil; el desarrollo de superficies de falla inversa con ángulos de inclinación medios-altos, exhibe muy bien a los indicadores cinemáticos; estos acusan un régimen compresivo originado como parte del sobrecorrimiento de la Napa Mazateca. No obstante, en ciertas zonas de falla existen zonas con deformación dúctil en esta unidad. Las fricciones generadas durante tal evento, y desde luego la temperatura involucrada en el mismo proceso, dio lugar a que en las zonas de falla importante en lugar de observar las calizas arrecifales características de la F. Orizaba se observan gruesos paquetes de mármoles bien definidos.

En las tablas 3-a y 3-b (Anexo 1-A) se resumen los resultados de los tensores calculados. La observación de planos de falla en algunos casos sugiere un deslizamiento en más de un sentido, lo que pudo comprobarse con la distribución de los datos expresados en proyección estereográfica. Se caracterizaron también 2 fases de deformación (fase 0 y fase 1) asociada cada una a un régimen compresivo diferente en dirección.

Las poblaciones de datos sugieren la formación de sistemas conjugados ayudados por la estratificación de la misma unidad. Por su parte la agrupación de los indicadores cinemáticos arroja una dispersión muy baja de los mismos.

La distribución de los ejes de esfuerzo principales, en ambas fases, coloca al eje σ_3 en posición vertical con ligeras inclinaciones, mientras que σ_1 y σ_2 permanecen casi horizontales con algunas inclinaciones moderadas. Para la fase 0, el esfuerzo principal σ_1 tiende a variar dentro de un rango de valores más reducido entre NE52°SW a NE81°SW. La fase 1 también describe un rango más reducido entre NW50°SE a NW71°SE. De esta manera se observa como el rango de la variación es menor que en los casos previos, en vista de que es una unidad más competente mecánicamente; por otra parte las rotaciones de las mismas estructuras, si es que es el caso, varían menos angularmente.

F. Guzmantla

Para esta unidad se obtuvieron 6 sitios: CV97-089, CV97-092, CV97-001, CV97-101, CV97-104, CV97-105; los cuatro últimos fuera del área de estudio. La distribución de estos sitios ofrece un carácter más regional a los resultados, dado que abarcan parte de las Sierras centrales y Sierras externas.

La deformación que caracteriza a esta unidad es dúctil-frágil, con un comportamiento de la misma distancialmente diferente. En los sitios CV97-089 y CV97-092 el entorno característico de la deformación es reflejado por cabalgamientos y deformaciones asociadas; mientras que para el resto de los sitios ubicados al oriente, la deformación es más armónica expresada en largas estructuras anticlinales con rumbo NW-SE.

Las observaciones y la manipulación de la información obtenida permite inferir dos fases de deformación (fase 0 y fase 1). Los resultados de los tensores calculados se encuentran resumidos en las Tablas 4-a y 4-b (Anexo 1-A).

Las poblaciones de falla muestran una buena agrupación lo que sugiere la formación de sistemas conjugados, y en otro caso la activación de planos de estratificación para el mismo deslizamiento. Los indicadores cinemáticos muestran una buena agrupación, lo que refleja una buena coherencia de los resultados. La distribución de los ejes de esfuerzo principales es similar al de las unidades estratigráficas previas más antiguas. Para la fase 0, la dirección del eje del esfuerzo principal

compresivo σ_1 varía dentro del rango NE39°SW a NE57°SW; mientras que la dirección del mismo eje de esfuerzos para la fase 1, varía en el rango que va de NW59°SE a NW69°SE.

Nuevamente la amplitud del rango de variación angular de σ_1 es más reducido, y como se puede ver es una unidad competente mecánicamente.

Cretácico Superior (¿ F. Atoyac ?)

Para esta unidad se tienen dos sitios (CV97-047, CV97-048) distribuidos en la parte central del área de estudio, en el dominio de las Sierras Centrales.

La deformación frágil que caracteriza a estos afloramientos puede asociarse a las deformaciones generadas durante el régimen compresivo como resultado del cabalgamiento del alóctono mazateco. El conjunto de datos evidencia dos fases de deformación, las mismas que en los casos anteriores. Nuevamente la fase 0 resulta ser la más antigua con respecto a la fase 1. Los resultados de los tensores calculados se resumen en las Tablas 5-a y 5-b (Anexo 1-A); sin embargo no se contó con el número suficiente de datos para calcular tensores correspondientes a la fase 1.

Para la fase 0, las poblaciones de datos describen sistemas conjugados; la distribución de los ejes de esfuerzo principales ubica al eje σ_3 en posición casi vertical, y a los ejes σ_1 y σ_2 en posición horizontal con ligeras variaciones en la inclinación. La dirección del esfuerzo principal compresivo σ_1 presenta las siguientes direcciones NE41°SW y NE56°SW. Los indicadores cinemáticos se agrupan bien, por lo que denotan una baja dispersión.

Descripción de superficies axiales y ejes de pliegues

La distribución que adquieren planos axiales y ejes de pliegues al ser representados en una proyección estereográfica, permite hacer inferencias sobre la posible dirección del esfuerzo principal σ_1 de compresión, al cual deben su origen tales distribuciones.

Los sitios a los que corresponde esta información se encuentran distribuidos de manera más o menos uniforme en toda el área de trabajo, por lo mismo abarcan buena parte de la columna estratigráfica que está presente en el área de estudio.

Para la F. Tepexilotla se tienen 6 sitios (CV97-022, CV97-023, CV97-038, CV97-040, CV97-060, CV97-041); para la F. Xonamanca se tienen 5 sitios (CV97-055, CV97-074, CV97-075, CV97-076, CV97-052); para la F. Chivillas se tienen 3 sitios (CV97-078, CV97-080, CV97-084); para la F. Orizaba se tienen 5 sitios (CV97-036, CV97-050, CV97-020, CV97-070, CV97-071); y para el Cretácico Superior (¿ F. Atoyac ?) se tienen 2 sitios (CV97-048, CV97-049). En el Anexo 1-B se incluyen los diagramas que representan esta información, para cada sitio se ha propuesto una dirección de acortamiento que se ajustó visualmente a la distribución de los datos de ejes de pliegues y planos axiales.

La distribución que adquiere esta información sugiere dos eventos de acortamiento distintos que tuvieron influencia en rocas del Jurásico Superior (F. Tepexilotla) hasta las del Cretácico superior (¿ F. Atoyac ?).

La fase 0 de acortamiento es la que presenta mayor persistencia en toda la columna estratigráfica, por lo que se sugiere como la más antigua. Los planos axiales muestran un recostamiento de las estructuras al NE; por su parte, los ejes de pliegues se asocian en la mayoría de los casos al

rumbo de los planos axiales con ligeras variaciones de su inclinación (plunge), de tal manera, esta distribución acusa una dirección de compresión dirigida al NE.

La fase 1 de acortamiento se presenta, en general, con dirección NW-SE, se advierte que esta es posterior dado que su presencia en los distintos sitios es más reducida.

Descripción de las fracturas

El arreglo geométrico que presenta una familia de fracturas puede asociarse al estado de esfuerzos, o bien, a la reorientación del mismo, con el cual ocurrió su desarrollo. Como parte de la interpretación de la información obtenida de campo, se efectuó un breve análisis de fracturas asociadas al desarrollo de estructuras plegadas. El criterio adoptado para este mismo sigue la clasificación de Hancock (op cit.) referente a las relaciones entre fracturamiento y plegamiento.

La mayor parte de los sitios que se involucran en este análisis quedan fuera del área de estudio; sin embargo, su consideración recae en el hecho de que aportan información que se ajusta con los resultados que previamente se han venido señalando.

El intervalo estratigráfico involucrado por estos sitios corresponde principalmente al Cretácico medio (F. Orizaba) y al Cretácico Superior (F. Guzmantla), mismos que se encuentran distribuidos a lo largo del Anticlinal del Tepezcuintle (Ver figura 4.29).

El análisis permitió identificar la existencia de varias familias de fracturas, cuya simetría expresa sistemas conjugados y diaclasas de extensión. Los sistemas conjugados corresponden al sistema denominado $hk0$ con ángulo agudo con respecto a "a" y "b"; mientras que las diaclasas corresponden a los tipos $a-b$, $a-c$, $b-c$.

Los sitios CV97-001, CV97-101, CV97-099 correspondientes a la F. Guzmantla, se ubican en el flanco SW sobregirado del Anticlinal del Tepezcuintle, su análisis reveló la presencia de fracturas $hk0$ con respecto a "a" y "b", así como diaclasas del tipo $a-b$ y $a-c$. El sitio CV97-105 perteneciente a la misma unidad queda ubicado en el flanco vergente al NE de la misma estructura; el análisis permitió conocer la presencia de juntas de cizalla del mismo tipo y diaclasas del tipo $a-c$ y $b-c$.

El sitio CV97-108 corresponde a la F. Chicontepec y queda ubicado en el sector de las Sierras externas; este sitio presenta diaclasas del tipo $a-c$ y $b-c$. Los sitios restantes CV97-005, CV97-026, CV97-081 quedan dentro del área de estudio y corresponden (los dos primeros) a la F. Orizaba y F. Xonamanca, respectivamente; su análisis revela la existencia de juntas de cizalla $hk0$ con respecto a "a" y "b". Como se puede ver, el fracturamiento está asociado principalmente a juntas de cizalla del tipo $hk0$ con respecto a "a" y "b".

Los arreglos conjugados o juntas de cizalla, y las diaclasas de extensión no se pueden generar simultáneamente en la misma roca. La diferencia de esfuerzos para la generación y propagación de juntas de cizalla es significativamente mayor que para el caso de las diaclasas de extensión; además las primeras usualmente no se desarrollan como parte de un marco regional (Engelder, 1987).

La relación entre las diaclasas de extensión y la geometría de pliegues es muy simple (Figura 4.30); las diaclasas $a-c$ son perpendiculares al eje del pliegue y a la estratificación (a veces ligeramente buzantes), se desarrollan por compresión del esfuerzo principal σ_1 y por extensión del esfuerzo principal σ_3 paralelo al eje del pliegue, ambos en posición horizontal. Las diaclasas

$b-c$ son paralelas al eje del pliegue y perpendiculares a la estratificación, estas pueden llegar a variar su buzamiento llegando a describir en sección arreglos abanicados, los cuales se desarrollan por la compresión del esfuerzo principal σ_1 y por extensión del esfuerzo principal σ_3 perpendicular al eje del pliegue, ambos en posición horizontal.

Las diaclasas $a-b$ son paralelas a la estratificación, son denominadas de cizalla dado que retoman dichos planos de debilidad mecánica para deslizarse cuando están sometidas a un estado de esfuerzos.

Las diaclasas $a-b$, $a-c$ y $b-c$ se desarrollan después de iniciado el plegamiento. Durante el mismo, la cresta de la estructura está sujeta a extensión en dirección perpendicular al eje del pliegue; por lo que las diaclasas $a-c$ se desarrollan primero que las diaclasas $b-c$.

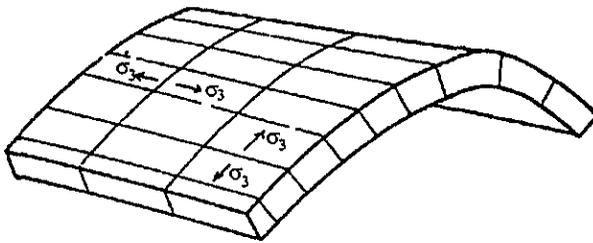


Figura 4.30. Distribución típica de diaclasas de extensión con respecto a un pliegue. La orientación de los esfuerzos principales con los diferentes arreglos (de diferente edad) también se muestra. (Price y Cosgrove, 1990).

Las fracturas $hk0$ se desarrollan por la compresión de los esfuerzos principales σ_1 y σ_3 , ambos contenidos en el plano de la estratificación; el desarrollo con respecto a "a" y "b", tiene lugar durante el plegamiento (Figura 4.31)

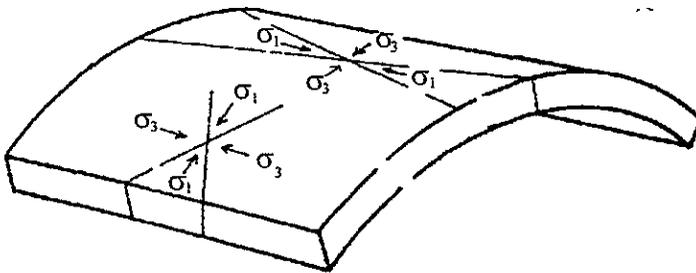


Figura 4.31. Orientación típica de juntas de cizalla $hk0$ en un estrato con sus respectivos estados de esfuerzos (Price y Cosgrove, 1990).

Las fracturas *hko* con respecto a “*a*” se forman primero que con respecto a “*b*”, dado que durante el proceso de plegamiento, en la cresta del pliegue tiene lugar una extensión perpendicular al eje del mismo; si el esfuerzo generado durante esta extensión rebasa al propio esfuerzo de compresión σ_1 , ocurre una permutación de los ejes de esfuerzo principal σ_1 y σ_3 , o lo que se conoce como re-orientación del campo de esfuerzos local, dando origen a las fracturas *hko* con respecto a “*b*”.

Como se puede observar de la figura 4.31, las fracturas *hko* con respecto a “*a*” pueden asociarse con el estado de esfuerzos que prevaleció al inicio del plegamiento, con ello es posible conocer la dirección aproximada del eje principal de esfuerzo σ_1 .

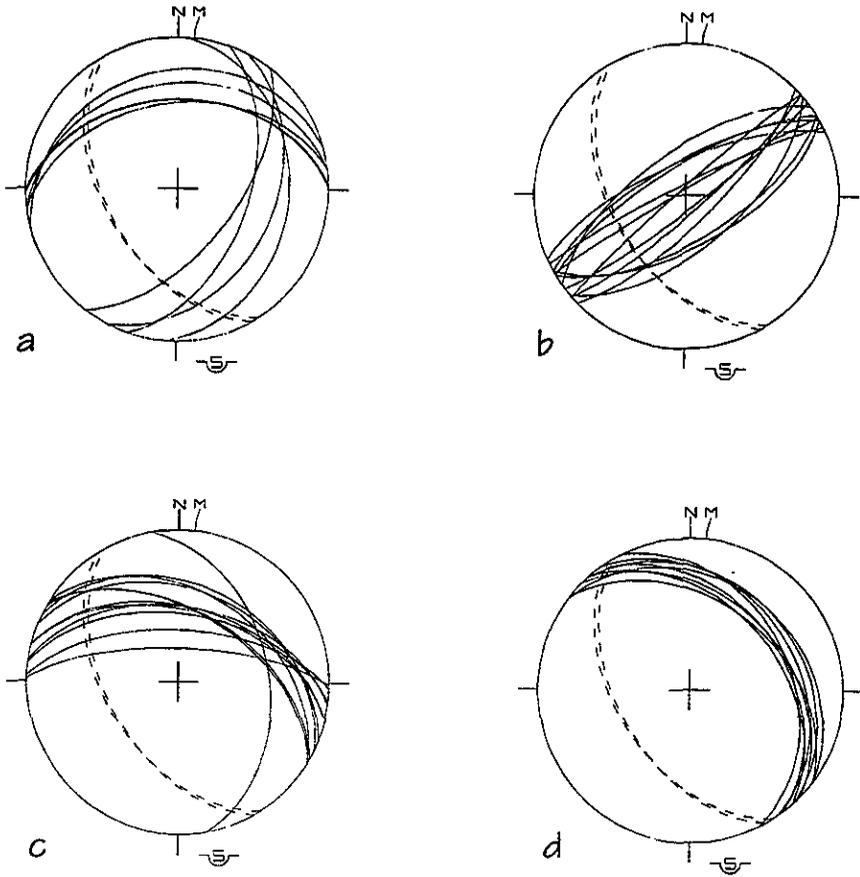
Tomando en consideración los criterios anteriormente descritos, fue posible obtener una reconstrucción de paleo-esfuerzos local cuyos resultados guardan relación con los mismos que sugiere el análisis de poblaciones de falla, y el de ejes de pliegues y planos axiales. En los sitios CV97-105, CV97-108, CV97-001 prevalece una dirección σ_1 de compresión inicial NE-SW, en vista de que presentan fracturas *hko* con ángulo agudo respecto a “*a*”; de esta manera, los resultados se ajustan con la fase 0 de deformación. De los tres sitios anteriores, sólo los dos primeros sugieren una reorientación del campo de esfuerzos local dado que están caracterizados por diaclasas b-c y juntas de cizalla *hko* con ángulo agudo respecto a “*b*” (Figura 4.32 y 4.33).

Los sitios CV97-005, CV97-026, CV97-099 sugieren una dirección de esfuerzo compresional al inicio del plegamiento en sentido casi E-W, dado que los dos últimos describen fracturas *hko* con respecto a “*a*”; posteriormente el campo de esfuerzos local se reorienta, pues prevalecen fracturas *hko* con ángulo agudo respecto a “*b*” (Figura 4.34).

Los sitios CV97-101 y CV97-081 presentan juntas de cizalla *hko* con respecto a “*a*” y diaclasas *a-c* y *a-b* (Figura 4.35), con lo cual sugieren una fase alterna de compresión inicial en sentido NW-SE.

Como ya se habrá advertido en los últimos 5 sitios, la dirección de compresión que acompañó el plegamiento en sus inicios cambia considerablemente al pasar de E-W a casi NW-SE; sin embargo debe tomarse en cuenta la estructura de la cual forman parte. Es muy posible que los limbos del Anticlinal del Tepezcuintle, de los cuales forman parte estos afloramientos, hayan experimentado (durante el mismo evento orogénico regional) rotaciones locales que imprime una reorientación en el rumbo de la estratificación y en los arreglos de fracturas que contiene, con lo cual la paleo-dirección del eje principal σ_1 se altera. De esta manera, se propone que los arreglos de fracturas analizados están asociados a la fase 0 de deformación que se ha venido señalando. No obstante se registró información de fracturas, cuya expresión y arreglo heterogéneo difiere de la que representa a la fase 0 de deformación; en consecuencia bien pueden corresponder a otros eventos de deformación.

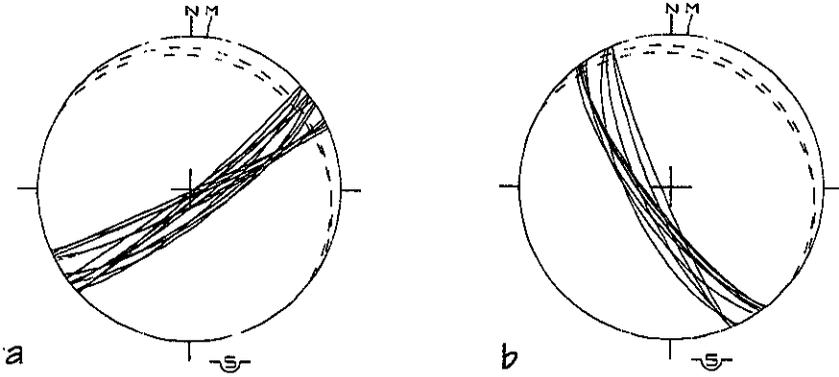
FORMACIÓN GUZMANTLA
SITIO CV97-105



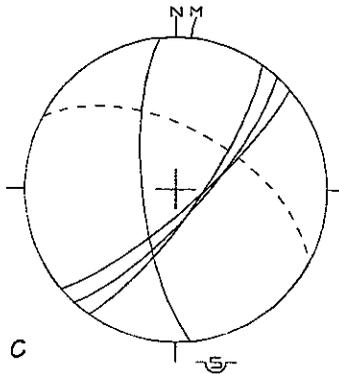
a.- Fracturas $hk0$ con respecto a "a"
 b.- Fracturas "ac"
 c.- Fracturas $hk0$ con respecto a "b"
 d.- Fracturas "bc"
 Círculo máximo punteado representa la estratificación

Figura 4.32

FORMACIÓN CHICONTEPEC
SITIO CV97-108



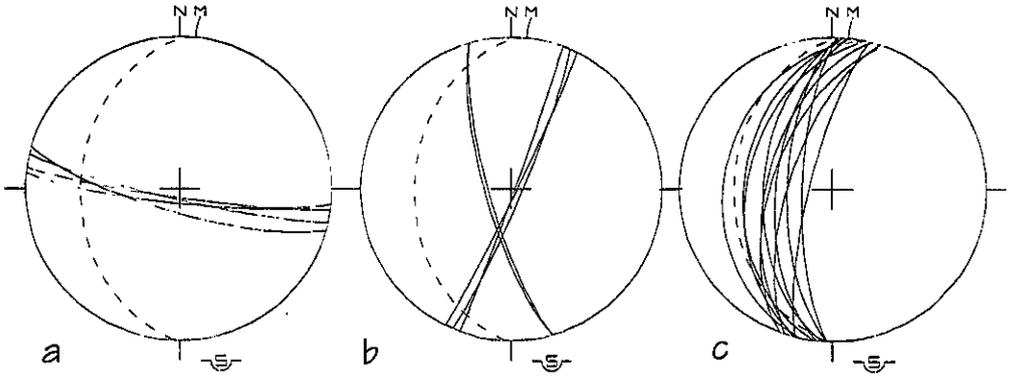
FORMACIÓN GUZMANTLA
SITIO CV97-001



- a.- Fracturas "ac"
b.- Fracturas "bc"
c.- Fracturas hkO con ángulo agudo respecto a "a"
Círculo máximo punteado representa la estratificación

Figura 4.33

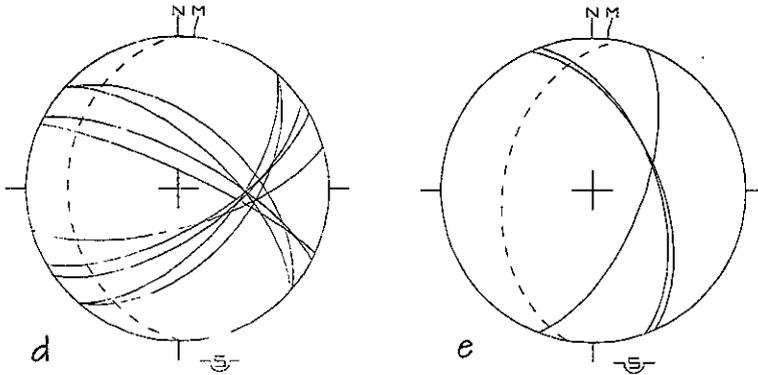
FORMACIÓN GUZMANTLA
SITIO CV97-099



FORMACIÓN ORIZABA

SITIO CV97-026

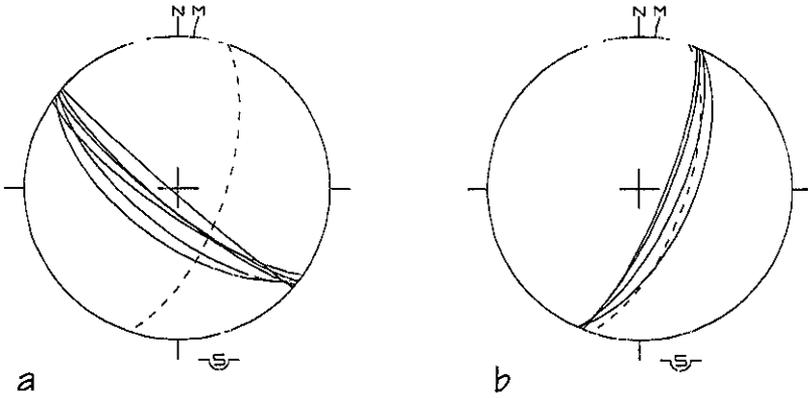
SITIO CV97-005



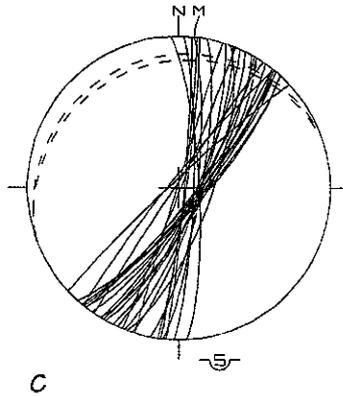
- a.- Fracturas "ac"
 - b.- Fracturas hko con ángulo agudo respecto a "b"
 - c.- Fracturas "ab"
 - d.- Fracturas hko con ángulo agudo respecto a "a"
 - e.- Fracturas hko con ángulo agudo respecto a "b"
- Círculo máximo punteado representa la estratificación

Figura 4.34

FORMACIÓN GUZMANTLA
SITIO CV97-101



FORMACIÓN XONAMANCA
SITIO CV97-081



- a.- Fracturas "ac"
 - b.- Fracturas "ab"
 - c.- Fracturas oblicuas hkO con ángulo agudo respecto a "a"
- Círculo máximo punteado representa la estratificación

Figura 4.35

Asociación de resultados, interpretación y discusión.

La totalidad de la información obtenida del campo se caracterizaba en un principio por representar a todo un conjunto de datos *heterogéneos*. Este conjunto se pudo agrupar, tomando en cuenta datos cinemáticamente homogéneos, en dos eventos distintos o fases de deformación denominados como Fase 0 y Fase 1.

La Fase 0 se encuentra expresada por fallas inversas con planos de deslizamiento de mediano a alto ángulo, por planos axiales vergentes y ejes de pliegues asociados, así como fracturamiento asociado al plegamiento. Esta fase representa el conjunto de deformaciones asociadas a un régimen tectónico compresivo, cuya dirección de acortamiento es NE-SW (Figura 4.36, al final de este capítulo). En vista de que la columna litoestratigráfica afectada por dicho régimen se caracteriza por ser mecánicamente contrastante, la dirección del eje de esfuerzo principal σ_1 no es única; sino que presenta una serie de variaciones dentro de un rango angular. En general, esta variación es amplia para el caso de unidades incompetentes (F. Tepexilotla, F. Xonamanca) dado que para los tensores calculados, el esfuerzo de compresión varía entre los valores extremos NE33°SW a NE80°SW. En el caso de unidades competentes (F. Orizaba, F. Guzmantla, ¿F. Atoyac ?) esta variación es relativamente más reducida; el caso de los tensores calculados sugiere una variación entre los valores extremos NE39°SW a NE81°SW.

Se establece que los factores que determinan tal variación pueden ser múltiples, pero resultan quizás más importantes: la geometría con la que interactúan las placas involucradas en el proceso de subducción, mismo que es generador de las deformaciones que prevalecen en un Cinturón de pliegues y cabalgaduras; el comportamiento mecánico que ofrece una unidad estratigráfica en particular a las variaciones de la transmisión de esfuerzos horizontales; o bien, a la rotación con respecto a un eje vertical de las propias estructuras, como resultado del infracabalgamiento originado por el evento orogénico.

Paralelamente, los rasgos morfoestructurales que prevalecen en el área de estudio, tales como escamas imbricadas y cobijaduras evidencian un acortamiento dirigido al NE (Figura 4.37).

La fase 1 esta representada por fallas inversas con planos de deslizamiento de mediano ángulo, así como planos axiales y ejes de pliegues; esta fase representa también un régimen compresivo, pero con una dirección de acortamiento NW-SE (Figura 4.38, al final de este capítulo). El alcance estratigráfico que tiene, como se puede ver en los resultados, es considerable.

De acuerdo a los tensores calculados, la dirección del eje principal σ_1 presenta una variación angular dentro del rango NW21°SE a NW78°SE para unidades incompetentes, mientras que para su contraparte mecánica, el rango angular de variación es más reducido entre NW50°SE a NW71°SE. Los factores a los que puede atribuirse esta variación pueden ser similares a los que antes fueron descritos, aunque habría que agregar la influencia que determinó la existencia de estructuras asociadas a una fase de deformación previa.

Meneses-Rocha, *et al.* (*op cit*) hacen referencia a un conjunto de estructuras mesoscópicas de desplazamiento lateral izquierdo en la Fosa de Tehuacán que representan un acortamiento E-W a SSE-NNW, y una extensión N-S a NNE-SSW; de esta manera, los resultados que expresa la

fase 1 pudieran corresponder a una influencia lateral asociada a dicho conjunto de estructuras.

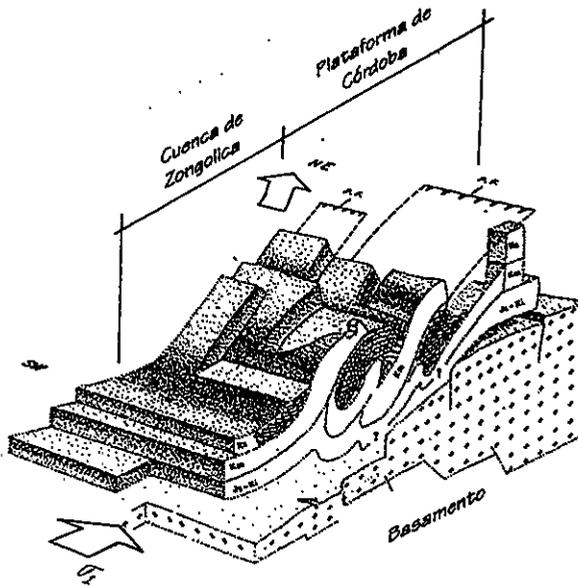


Figura 4.37. Bloque esquemático que representa el estilo de la deformación dominante dirigida al NE ocurrida en el dominio de los paleo-elementos Cuenca de Zongolica y Plataforma de Córdoba (Modificado de Alzaga-Ruíz y Santamaría-Orozco, 1987).

Los rasgos morfo-estructurales de la fase 0, tanto a escala regional como a escala de afloramiento, acusan un acortamiento y transporte dirigido al NE. Respecto a la fase 1, no se observaron en campo (al menos dentro del área de trabajo) elementos morfo-estructurales que la representen a escala regional, por lo que es evidente que la fase 0 corresponde al evento cronológicamente más antiguo y el que mayor influencia ha ejercido sobre el área de estudio y sus alrededores.

Así mismo, la sobreposición de estos dos eventos tectónicos se encuentra presente, pero las relaciones de corte entre indicadores cinemáticos observadas en el afloramiento reafirman a la fase 0 como la más antigua.

Por el estilo estructural que representa la fase 0 de deformación, se ha relacionado a una tectónica asociada a la Orogenia Laramide ocurrida a fines del Cretácico Tardío e inicios del Cenozoico. Cabe mencionar que en este trabajo se asume la participación del basamento en el conjunto de deformaciones provocadas por tal evento orogénico.

Rodríguez-Figueroa, *et al.*, (1997) han sugerido como evento contraccional más importante de la Orogenia Laramide, al que tuvo lugar durante 50-60 m.a. (Paleoceno Tardío-Eoceno Temprano) con el cual ocurre la compresión máxima horizontal, y al cual se asocia el desarrollo del Cinturón de pliegues y cabalgaduras de Zongolica.

El origen tectónico para la dirección de compresión que representa la fase 1 de deformación no ha sido bien determinada hasta ahora. Meneses-Rocha, *et al.* (*op cit.*) suponen que un evento tectónico tal pudo haber evolucionado a partir del Eoceno, de manera simultánea a la sedimentación continental de la Fosa de Tehuacán, que se extendió a través de todo el Terciario.

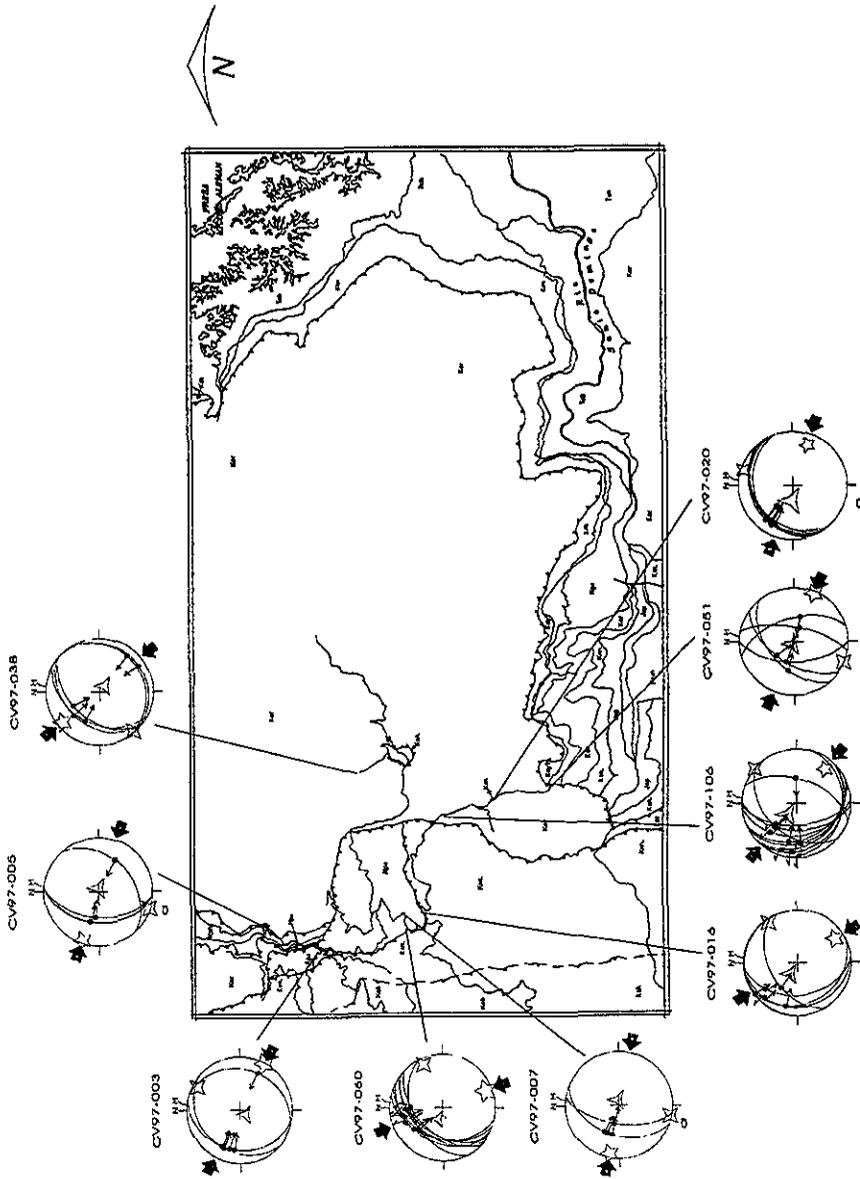


Figura 4.58
Distribución regional de tensores de esfuerzos en el área de estudio
Fase 1 de deformación

Capítulo V: Geología Petrolera

Introducción

La actividad exploratoria en el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras de Zongolica se inició en 1948, cuando se vislumbró la posibilidad de explorar las rocas mesozoicas que se encuentran sepultadas por debajo de la cuenca Terciaria de Veracruz, mismas que afloran en la Sierra de Zongolica. Anteriormente, PEMEX así como las compañías extranjeras que operaban en México antes de 1938, habían concentrado su exploración en la Cuenca de Veracruz.

La acumulación de hidrocarburos en el subsuelo se encuentra controlada por muchas variables que ocurren en la naturaleza (diagénesis, vías de migración, etc.), que son difíciles de cuantificar y definir en tiempo y espacio geológico. Por tales circunstancias, se considera que la exploración de Petróleo es el juego de azar más grande del mundo.

Históricamente la exploración del petróleo estaba orientada por manifestaciones directas de hidrocarburos, tales como chapopoterías. En las últimas décadas varias técnicas y metodologías (estratigrafía de secuencias, geofísica, geoquímica orgánica, secciones balanceadas) se han desarrollado para identificar y cuantificar la serie de procesos naturales que participan en la formación, migración y acumulación del petróleo.

De esta manera, la metodología empleada en la exploración petrolera requiere de una interpretación integrada de los procesos de generación del petróleo, su migración y acumulación (Smith, 1994).

El carácter de este trabajo bien puede quedar comprendido dentro de una de las etapas que se consideran básicas dentro de la investigación petrolera: *la investigación de cuencas sedimentarias*, la cual se encarga del análisis de secuencias estratigráficas y el estilo estructural de las mismas.

Generación, migración, acumulación y preservación del petróleo

Rocas generadoras

Una roca generadora de petróleo es una roca sedimentaria que puede generar acumulaciones comerciales de petróleo (Hunt, 1979). Para ser considerada como *generadora*, una roca debe tener un mínimo de las siguientes características:

- Cantidad de materia orgánica
- Calidad de materia orgánica
- Suficiente maduración térmica

Algunos factores de tipo físico-mecánico, tales como la capacidad de retención de agua en el sedimento, porosidad y la compresibilidad del mismo vienen a determinar la cantidad de materia orgánica en el sedimento.

Rocas almacenadoras o reservorio

Son rocas que tienen espacios vacíos, poros y fracturas interconectadas de tal forma que permite la circulación y acumulación de fluidos dentro de ellas. Estas rocas son evaluadas por sus propiedades físicas de porosidad y permeabilidad.

Rocas sello

Las rocas sello están caracterizadas por una baja porosidad y permeabilidad, de tal manera que no permiten el paso de hidrocarburos a través de ellas.

Las acumulaciones de hidrocarburos y sus rutas de migración en el subsuelo están limitadas por la presencia de superficies impermeables; esto es, en aquellas cuencas donde no existen rocas sello, los hidrocarburos generados escapan a la superficie.

Las mejores rocas sello son: Evaporitas, rocas de grano fino (Lutita) y rocas con alto contenido de materia orgánica (rocas generadoras), ya que reúnen las características de uniformidad litológica, son relativamente dúctiles y pueden mantener elevadas presiones de fluidos, como petróleo y/o agua, sin deformarse ni fracturarse fácilmente en el subsuelo.

Rocas de cubierta o de sepultamiento

Estas rocas constituyen el grueso del paquete sedimentario por encima de la roca sello y la roca generadora. Este material las comprime y consolida a causa del enterramiento que genera en ellas hasta profundidades apropiadas para la generación de petróleo.

Trampa petrolera

Una trampa es un arreglo geométrico de rocas que permite la acumulación significativa de petróleo y gas. Las partes que la componen son: la roca almacenadora, la roca sello y el arreglo geométrico entre ellos (Biddle y Wielchowsky, 1994).

Las trampas se pueden clasificar en tres categorías: trampas estructurales, estratigráficas y trampas con una combinación de ambos elementos.

Una vez que la materia orgánica se incorpora al sedimento, su destino a largo plazo queda gobernado, principalmente, por el tectonismo; aunque también influyen las condiciones climáticas que rigen durante la sedimentación. De tal manera, las fases de subsidencia (proceso diagenético) o levantamiento determinan que el contenido orgánico de un sedimento se preserve y transforme en petróleo, o bien, que sea erosionado y quede expuesta a la oxidación.

Un porcentaje de los hidrocarburos que constituyen el petróleo (85 - 90%) se forman a través de una serie de procesos químicos y bacterianos (metabolismo microbiano, cambios

de pH y procesos de óxido-reducción, entre otros) a que es sometida la materia orgánica original; se entiende entonces que los hidrocarburos necesitaron de un proceso de transformación, donde la temperatura y presión de confinamiento son los factores principales que influyen en la generación del petróleo. De acuerdo con esta explicación en aquellos ambientes tectónicos donde las condiciones de presión y temperatura involucran condiciones de metamorfismo; por ejemplo aquellos ambientes geológicos donde el basamento participa en el cabalgamiento, tales como en cuencas Forearc de trincheras oceánicas en los bloques hacia el sector continental y en cuencas Backarc hacia el sector interno de cinturones plegados y cabalgados, es prácticamente imposible considerar la generación, aun mínima, de hidrocarburos; más aun la prospección por zonas favorables en este tipo de ambientes no es muy factible (Lowell, 1997).

Breve marco regional petrolero

En la Sierra de Zongolica el esfuerzo exploratorio ha sido infructuoso, básicamente se ha concentrado en las Sierras externas y centrales, para esta última específicamente en la parte septentrional.

Dentro del marco regional, la producción se concentra en campos perforados en el Frente Tectónico Sepultado, misma que proviene de rocas carbonatadas y brechas carbonatadas de talud del Cretácico medio-superior. En la Cuenca Terciaria de Veracruz la producción proviene de unidades terrígenas depositadas en ambientes de pie de talud del Mioceno inferior-medio (Meneses-Rocha, *et al.*, 1996).

Ambas provincias petroleras limitan al norte con la denominada Faja de Oro y el Paleocanal de Chicontepec; al sureste limitan con la Provincia de Reforma-Sonda de Campeche y las Cuencas terciarias del Sureste.

La actividad exploratoria desde 1948 a la actualidad ha atravesado básicamente por tres etapas, durante las cuales estudios de Geología superficial y Geofísica han aportado las bases del conocimiento de la Sierra de Zongolica.

Los objetivos de exploración en la Sierra de Zongolica y provincias petroleras aledañas se ha visto materializado en la cantidad de pozos perforados, entre exploratorios y de producción, aunado al incremento en la profundidad de los mismos con la finalidad de evaluar tanto las rocas del Cretácico superior-medio, así como las del Jurásico superior. Sin embargo, el éxito exploratorio ha resultado muy variable.

Entre los cuestionamientos que surgen en el sentido de continuar el desarrollo exploratorio del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras de Zongolica, se plantean si aún hay posibilidades de éxito en la Sierra de Zongolica, y cuáles deberían ser las nuevas concepciones geológicas y las nuevas tecnologías que podrían conducir al descubrimiento de nuevos campos.

Rocas Generadoras

En general, las rocas generadoras de hidrocarburos en el Frente Tectónico Sepultado corresponden a rocas de ambientes evaporítico-carbonatados del Cretácico medio-inferior (F. Orizaba) y a rocas carbonatado-arcillosas del Turoniano (F. Guzmantla). Ambas alcanzaron las

condiciones de generación después de la deformación Laramídica (Rodríguez-Figueroa, *et al.*, 1997).

Por otra parte, en la Sierra de Zongolica por medio de Geoquímica orgánica se han analizado las rocas del Jurásico superior (F. Tepexilotla), llegando a la conclusión que dicho análisis no es suficiente para caracterizarla además de que la roca se encuentra sobremadurada térmicamente (Holguín-Quiñones y Román-Ramos, 1997).

En un estudio conjunto de PEMEX-Exploración y Producción y AMOCO Production en la Sierra de Zongolica, se realizaron algunos muestreos no-sistemáticos en afloramientos de las formaciones Méndez, Guzmantla, Orizaba, Tepexilotla y Chivillas; cuyo estudio geoquímico reveló que en general estas formaciones no son generadoras por su bajo COT y contenido de S_2 ¹, además son inmaduras térmicamente (F. Guzmantla), o bien han sido objeto de una alta madurez térmica (F. Orizaba) (Meneses-Rocha, *et al.*, *op cit.*).

Rocas almacenadoras

La producción de hidrocarburos en el Frente Tectónico Sepultado proviene de rocas que representan dos ambientes principales distintos, de plataforma carbonatada y de talud; las rocas de la plataforma carbonatada están constituidas por calizas y Dolomías de las formaciones Orizaba y Guzmantla, las que se consideran como un sólo intervalo productor. El talud está constituido por brechas carbonatadas del Campaniano (F. Sn. Felipe) y del Maastrichtiano (F. Méndez).

La migración y entrapamiento en los reservorios de la F. Orizaba fue favorecido por el arreglo de los estratos además de la porosidad y permeabilidad propia de la litología (Escalera-Alcocer, *et al.*, 1997).

Rocas sello y trampas petroleras

Las estructuras Laramídicas productoras del Frente Tectónico Sepultado en su mayor parte consisten de estructuras anticlinales asimétricas con vergencia al NE, orientadas de noroeste a sureste, limitadas en ambos flancos por fallas inversas. El sello regional de las estructuras son los potentes espesores arcillosos del Terciario, aunque a nivel más local se tienen sellos del Cretácico medio y Cretácico superior

En la Sierra de Zongolica la mayor parte de los pliegues están erosionados hasta el nivel de las rocas almacenadoras. Por su parte la información sísmica obtenida de las estructuras es de pobre resolución, debido entre otras causas a lo abrupto del terreno, lo que impide una buena caracterización de las estructuras (Meneses-Rocha, *et al.*, *op cit.*).

¹ COT y S_2 son parámetros fisicoquímicos empleados en análisis de Geoquímica orgánica; COT= Carbono orgánico total, empleado para evaluar el probable potencial generador de las rocas, se expresa en porcentaje; el contenido de S_2 se refiere a los hidrocarburos generados a partir del Kerógeno presente en la muestra, es reportado como mg. de hidrocarburos/ gr. de roca.

Migración

Durante los efectos provocados por la deformación tectónica del Paleogeno, los carbonatos del Jurásico superior y Cretácico fueron sepultados; esta característica les permite alcanzar las condiciones de generación, permitiendo además la posible migración del aceite a lo largo de fallas de empuje. De esta manera, se ha planteado (Santiago A., *et al.*, 1984) que los hidrocarburos pudieron haber migrado desde la Cuenca de Zongolica hacia las zonas porosas de la Plataforma de Córdoba y borde de la Paleopenínsula de Oaxaca.

En la Sierra de Zongolica, los modelos geoquímicos efectuados (localidades de Chicahuaxtla y Chinene, ambas situadas al norte del área de estudio) sugieren que existieron dos etapas de expulsión de los hidrocarburos: una anterior a la Orogenia Laramide (Aptiano-Cenomaniano), y otra posterior a esta orogenia; los que se generaron en la primera etapa posiblemente se perdieron por la ausencia de trampas, y los generados en la segunda etapa sólo podrían haberse entrampado en las estructuras que conservaron rocas sello (Meneses-Rocha, *et al.*, *op cit.*).

Planteamiento del panorama exploratorio en el área de estudio

La observación del comportamiento y el carácter geométrico de las estructuras geológicas que prevalecen dentro del área de estudio (intenso plegamiento, fallas y cabalgamientos, principalmente) permitieron caracterizar el estilo estructural del área de trabajo, de tal manera que por esta serie de características, el estilo se puede asociar a la deformación de un Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras. A esta caracterización se suma el comportamiento obtenido de la manipulación de datos estructurales medidos en el campo, misma que permite corroborar el régimen tectónico compresivo. Aparentemente el estilo estructural que caracteriza al área no ofrece un panorama exploratorio, en términos de hidrocarburos, favorable; más aun, la información sísmica de pobre resolución y la caracterización geoquímica que no aporta elementos a favor (Meneses-Rocha, *et al.*, *op cit.*), así lo sugieren.

La existencia de un *decollement* en la cubierta sedimentaria, y tal vez la misma participación del basamento en la deformación, dieron origen a un arreglo geométrico estructural caracterizado por cabalgamientos así como un intenso plegamiento con vergencias en la misma dirección (hacia el NE) que los primeros.

El estilo de la deformación observado en el campo, al igual que el arreglo mismo de la disposición geométrica de los cabalgamientos (Ver secciones geológicas) deja expuestas tanto a las rocas generadoras, como a las rocas reservorio y a las rocas sello. De tal manera, muchas estructuras que pudieron haber funcionado como trampas estructurales han quedado expuestas a la superficie, así como a los agentes del intemperismo; con lo cual su cierre estructural se ha perdido. Si se agregan las posibles condiciones de un metamorfismo que pudieron generarse por el mismo efecto de compresión laramídico, entonces un panorama exploratorio se aprecia cada vez con menos posibilidades.

Fuera de esta serie de contradicciones, algunos autores han llegado a plantear opciones viables en este tipo de estilos estructurales, de los cuales algunos criterios bien podrían adaptarse al área de este trabajo.

El comportamiento estructural de un *decollement* genera una serie de arreglos geométricos transversalmente repetidos en distancias relativamente cortas, así como repeticiones de las mismas estructuras verticalmente, dependiendo del sistema de cabalgamientos que lo caracterize (estructuras dúplex o escamas imbricadas) (Lowell, 1997). De esta manera, los cierres efectivos (trampas) generados por un régimen compresivo están representados por estructuras anticlinales, ligera a moderadamente fragmentadas; así como por cierres frontales originados por el emplazamiento de hojas de cobijadura (caso de la Napa Mazateca) (Figura 5.1).



Figura 5.1. Esquema de trampas petroleras generadas durante la formación de un Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras (áreas oscuras), BC representa el basamento (Lowell, 1997).

El mismo régimen tectónico obliga a las rocas generadoras a expeler los fluidos que contiene, dependiendo del alcance mismo del acortamiento, atendiendo un variado comportamiento de patrones de migración y permitiendo, de esta manera, la conducción de los mismos fluidos a un número cada vez más grande de trampas potencialmente petroleras (Coleman, *et al.*, 1997). Dicho sea para complementar, en un régimen tectónico en compresión la combinación de trampas estructural-estratigráficas se presenta con relativa abundancia.

Los hidrocarburos procedentes de sistemas generadores potencialmente bastos, que puede ser el caso de la F. Tepexilotla, tienden a llenar casi todos los espacios vacíos disponibles de una roca reservorio, influyendo en ello el direccionamiento mismo que impone la presencia de rocas sello suprayacentes, sean regionales o locales (que puede ser el caso de la F. Méndez, por debajo de la Napa Mazateca, e incluso la presencia a escala más regional de Evaporitas).

Por otra parte, la participación del basamento en el conjunto de deformaciones es un indicador crítico en la exploración petrolera, dado que permite no sólo saber cómo se propagan el resto de las estructuras por encima de él, sino que además permite estimar cualitativamente la proporción con que una secuencia sedimentaria participa en la formación de la configuración geométrica de una trampa petrolera (Lowell, 1997).

De tal manera, el escenario que define la extensión cubierta por un cabalgamiento y que deja ocultas a las rocas sedimentarias prospectivas (que nuevamente es el caso de la Napa Mazateca), ofrece un panorama exploratorio importante económicamente; a la vez que la misma distancia involucrada en el transporte de las masas alóctonas influencia los programas de exploración (Lowell, 1997). Esta breve discusión ofrece un panorama viable, al menos en primera instancia, en cuanto a proyectos exploratorios en el área de estudio.

Capítulo VI: Conclusiones y Recomendaciones

Conclusiones:

- El área en la que se desarrollaron los objetivos de este estudio quedó comprendida dentro del dominio de dos elementos paleogeográficos importantes: la Cuenca de Zongolica (sector occidental del área) y la Plataforma de Córdoba (Sector oriental del área). La Cuenca de Zongolica representó la acumulación de una secuencia sedimentaria con influencia volcánica, cuya sedimentación principalmente constituida de material terrígeno arcillo-arenoso, se depositó en mares profundos -en promedio hasta 4000 m de profundidad- (F. Chivillas inferior y superior). Por su parte, la Plataforma de Córdoba representa una sedimentación principalmente calcárea con aporte de material clástico arcilloso, depositada en mares someros (F. Xonamanca, F. Orizaba, F. Guzmantla).

- Por las características morfológico-estructurales que presenta el área de estudio se asocia, siguiendo la clasificación propuesta por Harding y Lowell (1979), al estilo de un Conjunto estructural de Pliegues y Cabalgaduras o Cinturón de pliegues y cabalgaduras. Su desarrollo debió haber estado influenciado por la intensidad de la compresión en espacio-tiempo; por la existencia de una columna litológica mecánicamente contrastante marcada por niveles plásticos alternando con niveles competentes; y de igual manera, por la rotación local de las estructuras con respecto a un eje vertical.

- Las estructuras que representan a dicho estilo corresponden con escamas imbricadas y una cobijadura importante: la *Napa Mazateca*. Las direcciones de acortamiento están indicadas tanto por la forma que describen las estructuras (asimetría y vergencia al NE), así como por el comportamiento mecánico que internamente presentan (plegamiento asimétrico y esquistosidad con vergencia en la misma dirección).

De igual manera, el frente topográfico elevado que describe la *Napa Mazateca* contrasta con la depresión topográfica ubicada al oriente, que estructuralmente representa la Cuenca de Flexura típica en la anatomía de un Cinturón de pliegues y cabalgaduras, que localmente es llamada Cuenca de Soyaltepec.

En base a estimaciones y a la forma que describe en planta, se propone que el cuerpo alóctono que conforma la *Napa Mazateca* recorrió a su emplazamiento actual una distancia horizontal que llegó a sobrepasar los 20 km, mientras que verticalmente la hoja de cobijadura alcanzó desde su nivel de despegue, acentuado por la inserción de otras hojas de cobijadura en niveles inferiores, un levantamiento aproximadamente de 2500 m. Por la geometría que describe en sección transversal, se le asignó la denominación de *Napa de cabeza buzante*.

- Los indicadores cinemáticos observados en superficies de falla, así como el análisis efectuado con los mismos, además de la presencia de superficies de cabalgamiento acentuadas por la morfología, permiten confirmar una dirección de acortamiento primario NE-SW. Paralelamente, la medición de planos axiales y ejes de pliegues permitió comprobar que el

sentido de la vergencia no es anárquico y en cambio refleja el mecanismo de plegamiento (cizalla simple) que prevaleció en la zona; Así entonces se demuestra un acortamiento, en general, con dirección NE-SW.

- El procesamiento de la información estructural obtenida del campo (poblaciones de falla) por medio del algoritmo INVDIR (Angelier, 1990), permitió la obtención de un tensor de esfuerzos para cada sitio medido, así como las direcciones y sentido de los ejes principales de esfuerzo que influenciaron el movimiento. Este tensor representa el régimen tectónico que prevaleció durante la deformación de ese sitio en particular

- Con base en las observaciones efectuadas en el campo y en la distribución que adquieren las poblaciones de falla al ser expresadas en la proyección estereográfica de Schmidt, se deduce que prevalecen dos fases de deformación (denominadas fase 0 y fase 1), de las que la más antigua es la fase 0, en vista de las relaciones de sobreposición que se observan de los indicadores cinemáticos y de la escala regional que abarca. Así mismo, los rasgos morfo-estructurales para la fase 0 prevalecen tanto a escala regional como a escala de afloramiento.

Respecto a la fase 1, no se observan en campo (al menos dentro del área de trabajo) elementos morfo-estructurales que la representen a escala regional; por lo que es evidente que la fase 0 corresponde al evento cronológicamente más antiguo y el que mayor influencia ha ejercido sobre el área de trabajo y sus alrededores.

- La fase 0 representa el conjunto de deformaciones asociadas a un régimen tectónico compresivo con una dirección de acortamiento en general NE-SW. Afecta a las unidades estratigráficas desde el Jurásico superior hasta el Paleoceno.

La dirección del eje de esfuerzo principal σ_1 , con una posición casi horizontal, tiende a variar dentro de un rango angular; esta variación es amplia tratándose de unidades incompetentes (F. Tepexilotla, F. Xonamanca), de tal manera que el esfuerzo de compresión varía entre NE33-80SW. En el caso de unidades competentes (F. Orizaba, F. Guzmanla, F. Atoyac?) esta variación angular es relativamente más reducida NE39-81SW.

- Por el estilo estructural que representa la fase 0 de deformación, se ha relacionado a una tectónica asociada en tiempo y espacio a la Orogenia Laramide ocurrida durante el transcurso del Maestrichtiano-Eoceno Inferior.

- La fase 1, en cambio, representa un régimen compresivo con una dirección de acortamiento NW-SE. Su alcance se refleja en las unidades estratigráficas desde el Jurásico Superior. De acuerdo a los tensores calculados para esta fase, la dirección del eje principal σ_1 , aproximadamente horizontal, presenta una variación angular dentro del rango NW21-78SE para unidades incompetentes; mientras que para su contraparte mecánica, el rango angular de variación es más reducido entre NW50-71SE.

- El origen tectónico causante de la dirección de compresión que representa la fase 1 de deformación, no ha sido bien determinado hasta ahora dado que no se dispone de información

suficiente y representativa regionalmente, que lleve a reflexionar sobre la posible existencia de un evento tectónico importante posterior a la orogenia Laramide.

- El emplazamiento de las estructuras que es mostrado en las secciones esquemáticas estructurales sigue la secuencia convencional propuesta por el modelo de infracabalgamientos de Lowell (1977). Así mismo, se asume la participación del basamento en el conjunto de deformaciones, con una influencia mayor hacia el sector interno del Cinturón de pliegues y cabalgaduras de Zongolica.

- El análisis efectuado con fracturas permitió identificar la existencia de varias familias de fracturas, cuya simetría expresa sistemas conjugados y diaclasas de extensión. Los sistemas conjugados que prevalecen corresponden al sistema denominado *hk0* con ángulo agudo respecto a "a" y "b"; mientras que las diaclasas corresponden a los tipos *a-b*, *a-c* y *b-c*. Con este análisis fué posible obtener una reconstrucción de paleo-esfuerzos local, cuyos resultados guardan relación con los mismos que sugiere el análisis de poblaciones de falla al igual que el de ejes de pliegues y planos axiales para la fase 0 de deformación. No obstante se registró información de fracturas, cuya expresión y arreglo heterogéneo difiere de la que representa a la fase 0 de deformación; por lo que bien pueden corresponder a otros eventos de deformación.

- El estilo de la deformación que caracteriza el área de estudio deja expuestas tanto a las rocas generadoras así como a rocas reservorio y rocas sello, por lo que muchas estructuras que pudieron funcionar como trampas estructurales quedaron expuestas, resultado del régimen compresivo laramídico, con lo cual su cierre estructural se perdió. Así mismo, las condiciones de presión y temperatura generadas por el mismo régimen, sobrepasaron el grado de maduración térmica suficiente para la generación de hidrocarburos; prueba de ello es la gilsonita encontrada en las fracturas de la F. Guzmantla, en el flanco NE del anticlinal del Tepezcuintle, cerca de la cortina de la Presa Cerro de Oro. De esta manera el panorama exploratorio por hidrocarburos en el área de estudio se aprecia con pocas posibilidades reales.

Recomendaciones:

- Se sugiere conocer con más información y con mayor regionalidad la distribución correspondiente a la fase 1 de deformación, con el objeto de aclarar el régimen tectónico al cual puede asociarse, para conocer si éste tiene un alcance regional importante o simplemente local.

- Es importante analizar y discutir con mayor profundidad lo que algunos autores (Coleman, *et al.*, 1997; Lowell, 1997) han planteado como *opciones viables* en la exploración por hidrocarburos en ambientes de estilos estructurales tal como el caracteriza al área de estudio. En particular poner especial énfasis en la secuencia estratigráfica cubierta por la Napa Mazateca, dado que dicha secuencia aloja rocas generadoras, rocas almacenadoras y rocas sello, muy probablemente con un potencial favorable.

Bibliografía

- Alaniz-Alvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F. y Ortega-Gutiérrez, F.;** 1994; Structural evolution of the Sierra de Juárez mylonitic complex, State of Oaxaca, Mexico; *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 11, No.2, p. 147-156.
- Alaniz-Alvarez, S.A., Van der Heyden, P., Nieto-Samaniego, A.F. y Ortega-Gutiérrez, F.;** 1996; Radiometric and kinematic evidence for middle Jurassic strike-slip faulting in southern Mexico related to the opening of the Gulf of Mexico; *Geology*; Vol. 24, No. 5; p. 443-446.
- Alzaga-Ruiz, H. y Santamaría-Orozco, D.;** 1987; "Estudio Estratigráfico-Sedimentológico de rocas del Cretácico en el Prospecto Azumbilla, Puebla". Instituto Mexicano del Petróleo. *Inédito*, C-3026.
- Alzaga-Ruiz, H. y Pano-Arciniega, A.;** 1989; Origen de la Formación Chivillas y presencia del Jurásico tardío en la región de Tehuacán, Puebla, México; *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*; Vol. XXI, No.1; p. 5-15.
- Anderson, E.M.;** 1942; *The dynamics of faulting*; Edinburgh Oliver et Boyd; 206 pags.
- Anderson, T.H. and Silver, L.T.;** 1974; Late Cretaceous plutonism in Sonora, Mexico, and its relationship to Circum-pacific magmatism; *Geol. Soc. Am., abstracts with programs*; Vol. 6; p. 484.
- 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. 94; p. 941-966.
- Angelier, J.;** 1979; Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population; *Tectonophysics*; Vol. 56; T17-T26.
- Angelier, J. & Goguel, J.;** 1979; Sur un méthode simple de détermination des axes principaux des contraintes pour une population de failles; *Comptes Rendus Des Séances de L'académie des Sciences*; Tomo 288, Serie D, No.3; p. 307-310.
- Angelier, J., Tarantola, A., Valette, B, and Manoussis, S.;** 1982; Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress-I. Single phase fault populations: a new method of computing the stress tensor; *Geophysical Journal Research astr. Soc.*; Vol. 69; p. 607-621.
- Angelier, J.;**1984; Tectonic analysis of fault slip data sets; *Journal of Geophysical Research*, Vol. 89, No. B7; p. 5835-5848.

Angelier, J.; 1989; From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data; *Journal of Structural Geology*, Vol. 11, No. 11; p. 37-50.

Angelier, J.; 1990; Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress-III. A new rapid direct inversion method by analytical means; *Geophysical Journal Int.*; Vol. 103; p. 363-376.

Angelier, J.; 1994; Fault slip analysis and Paleostress reconstruction. *In: "Continental Deformation"* editado por Paul L. Hancock, Pergamon Press; p.53-100.

Anguita-Virella, F. y Moreno-Serrano, F.; 1991; *Procesos Geológicos internos*; Ed. Rueda, Madrid; 232 pags.

Araujo M., O.; 1981; Prospecto Nochixtlán; *Petróleos Mexicanos*, I.G.N. 825 Z.S.; *Inédito*.

Bertrand-Camargo, C.R ; 1996, Generación de Hidrocarburos. *In: Curso de Geoquímica Orgánica*, V Congreso Latinoamericano de Geoquímica Orgánica; Esteban Cedillo Pardo (Coordinador); PEMEX-IMP, México.

Bertrand-Camargo, C.R ; 1996, Principales técnicas fisicoquímicas utilizadas en Geoquímica Orgánica. *In: Curso de Geoquímica Orgánica*, V Congreso Latinoamericano de Geoquímica Orgánica; Esteban Cedillo Pardo (Coordinador); PEMEX-IMP, México.

Biddle, K.T. y Wielchowsky, C.C. ; 1994; Hydrocarbon traps. *In: The petroleum system—from source to trap*; L.B. Magoon y W.G. Dow (editores); American Association of Petroleum Geologist, *Memoir* 60; p. 219-326.

Bott, M.H.P.; 1959; The mechanics of oblique slip faulting; *Geological Magazine*; Vol 96; p. 109-117.

Boyer, S.E. and Elliot, D.; 1982; Thrust systems; *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*; Vol. 66, No. 9; p. 1196-1230.

Buffler, R.T. and Sawyer, D.S.; 1985; Distribution of crust and early history, Gulf of Mexico basin; *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*; Vol. 35; p. 333-344.

Campa. M.F.; 1978; La evolución tectónica de Tierra Caliente; *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*; Vol.39, No.2; p. 52-64.

Campa, M.F. and Coney P.J.; 1983; Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico; *Canadian Journal of earth Sciences*; Vol 20; p. 1040-1051.

Caputo, R.; 1991; A comparison between joints and faults as brittle structures used for evaluating the stress field; *Annls. Tecton.*; Vol. 5; p. 74-84.

Carey, E. & Brunier, B.; 1974; Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles; *C.R. Acad. Sci Paris*; D279; p. 891-894.

Carfantan, J. CH.; 1981; Evolución estructural del Sureste de México; *Paleogeografía e Historia tectónica de las zonas internas mesozoicas*; *Revista del Instituto de Geología, UNAM*; Vol. 5, No. 2; p. 207-216.

Carrasco V., B., Flores, V. y Godoy, D.; 1975; Tobas del Cretácico inferior del área de Fortín-Zongolica, Edo. de Veracruz; *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*; Vol VII, No.4; p. 7-27.

Carrasco V., B.; 1978; Estratigrafía de unas lavas almohadilladas y rocas sedimentarias del Cretácico inferior en Tehuacán, Puebla; *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*; Vol X, No.3; p. 78-82.

Centeno-García, E.; 1988; Evolución estructural de la Falla de Oaxaca durante el Cenozoico; UNAM, Facultad de Ciencias; Tesis de Maestría.

Centeno-García, E., Ortega-Gutiérrez, F., and Corona R.; 1990, Oaxaca Fault, Cenozoic reactivation of the suture between the Zapoteco and Cuicateco terranes, southern Mexico; *Geological Society of America Abstracts with Programs*; Vol. 22, No. 3, p. 13.

Charleston-Avilés, S.; 1978; Prospecto Río Santo Domingo; *Petróleos Mexicanos IGPR-160*; *Inédito*.

Colección: Enciclopedia de los Municipios de México; 1988; Los Municipios de Oaxaca, 1a. ed.; Secretaría de Gobernación y Gobierno del Estado de Oaxaca; 282 pags.

Coleman, J.L., Cook, J.A., Davis, M., Eggers, L., Tasker, D.R.; 1997; Overview of exploration and exploitation risks in Thrust belts and Foreland basin. *In: Second Joint AAPG/AMGP, Hedberg Research Symposium, Oil and Gas Exploration and Production in Fold and Thrust belts (Resúmenes)*.

Coney, P.J.; 1976; Plate tectonics and Laramide Orogeny; *New Mexico Geol. Soc. Spec. Publ.*; Vol.6; p. 5-10.

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*; Vol. XV, No.1; p. 6-15.

- Damon, P.E., Shafiqullah, M. and Clark K.F.;** 1981; Age trends of igneous activity in relation to metallogenesis in the Southern Cordillera; Arizona Geological Society Digest; Vol.14; p. 137-154.
- Davis, G.H.;** 1984; Structural Geology of rocks and regions; John Wiley & Sons, Singapur; 492 pags.
- Delgado-Argote, L.A. y Carballido-Sánchez, E.A.;** 1988; Definición tectónica del Terreno Cuicateco del Jurásico-Cretácico entre Teotitlán y Cuicatlán, Oaxaca, México. *In:* Resúmenes de la 9a. Convención Geológica Nacional, México; p. 39-40.
- Dunne, W.M. and Hancock, P.L.;** 1994; Paleostress analysis of small-scale brittle structures; *in* "Continental Deformation" editado por Paul L. Hancock, Pergamon Press; p. 101-120.
- Engelder, T.;** 1987; Joints and shear fractures in rock. *In:* Fracture mechanics of rocks; edited by Barry Kean Atkinson; Academic Press Inc.; p. 27-69.
- Espinasa-Pereña, R.;** 1990; Propuesta de Clasificación del Karst de la República Mexicana; UNAM, Facultad de Ingeniería. Tesis Profesional.
- Escalera-Alcocer, A., Valdivieso-Ramos, V.M. y Rhame-Escobedo, R.;** 1997; Development of the Matapionche Field, Zongolica Fold & Thrust Belt, México. *In:* Second Joint AAPG/AMGP, Hedberg Research Symposium, Oil and Gas Exploration and Production in Fold and Thrust belts (Resúmenes).
- Flores R., J.;** 1970; Estudio estratigráfico del Jurásico Superior en la Sierra Madre Oriental entre Teotitlán, Oax. y Zongolica, Ver.; Petróleos Mexicanos I.G.P.R.-086; *Inédito*.
- Goldstein, A. and Marshak, S.;** 1988; Analysis of fracture array geometry. *In:* "Basic methods of Structural Geology"; Marshak, S. and Mitra, G.; Prentice-Hall; Estados Unidos; p. 249-267.
- González-Alvarado, J.;** 1976; Resultados obtenidos en la exploración de la Plataforma de Córdoba y principales campos productores; Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana; Vol XXXVII; p. 53-59.
- Gray, G.G. and Johnson, C.A.;** 1995; Structural and Tectonic evolution of the Sierra Madre Oriental, with emphasis on the Saltillo-Monettrey corridor; Field Guidebook prepared for Field Trip # 10, AAPG Annual Convention, Houston, Texas; 17 pags.

Gries, R.; 1983; Oil and gas prospecting beneath the Precambrian of foreland thrust plates in the Rocky mountains; American Association of Petroleum Geologist Bulletin, Vol. 67; p. 1-28.

Guerrero, J.C.; 1975; Contributions to paleomagnetism and Rb-Sr geochronology: Ph. D. dissertation, University of Texas at Dallas; 140 pags.

Ham, W.J.M.; 1980; Prospecto Las Cruces; Petróleos Mexicanos I.G.Z.S.-765; *Inédito*.

Hancock. P.L.; 1985; Brittle microtectonics: principles and practice; Journal of Structural Geology; Vol. 7; p. 437-457.

Harding, T.P. and Lowell, J.D. ;1979, Structural styles, their plate-tectonic habitats, and hydrocarbon traps in petroleum provinces; American Association of Petroleum Geologist Bulletin, Vol. 63, No.7; p. 1016-1058.

Holguín-Quiñones, N. y Román-Ramos, J.R. ; 1997, Hydrocarbons generation and migration in productive Fold Belts of Mexico. *In: Second Joint AAPG/AMGP, Hedberg Research Symposium, Oil and Gas Exploration and Production in Fold and Thrust belts (Resúmenes)*.

Howell, D.G.; 1989; Tectonics of suspect terranes: mountain building and continental growth; Topics in the Earth sciences 3; Chapman & Hall, London; 232 pags.

Huang, Q. and Angelier, J.; 1989; Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress-II. Using conjugate fault sets within heterogeneous families for computing paleostress axes; Geophysical Journal; Vol. 96; p. 139-149.

Hunt, J.M ; 1979, Petroleum Geochemistry and Geology; W.H. Freeman, San Francisco; 617 pags.

Kleist, R., Hall, S.A., and Evans, I.; 1984; A paleomagnetic study of the Lower Cretaceous Cupido Formation, northeast Mexico: evidence for local rotation within the Sierra Madre Oriental; Geological Society of America Bulletin; Vol. 95; p. 55-60.

Knipe, T.J. and Wintsch, R.P.; 1985; Heterogeneous deformation, foliation development and metamorphic processes in a polyphase mylonite. *In: Metamorphic reactions: kinetics, textures and deformation*; Edited by Thompson, A.B. and Rubie, D.C.; Adv. Phys. Geochem; Vol. 4; p. 180-201.

Longoria, J.F.; 1986; Tectónica transpresiva en México: una alternativa conciliatoria. *In: Resúmenes de la VIII Convención Geológica Nacional*; p. 1-2.

- Longoria, J.F., Maytorena, J.F. y Enriquez, J.L.;** 1986; Evolución Tectoestratigráfica de las rocas carbonatadas del Cretácico de la Región de Córdoba-Orizaba. *In:* Resúmenes de la VIII Convención Geológica Nacional; p. 81-82.
- López-Ramos, E.;** 1983, Geología de México (Tomo 3); Edición escolar, 3a. Ed.; México, 453 pags.
- Lowell, J.D.;** 1997; Structural Styles in Petroleum Exploration; OGCI Publicaciones; Estados Unidos; 504 pags.
- Lowell, J.D.;** 1977; Underthrusting origin for thrust-fold belts with applications to the Idaho-Wyoming belt: Wyoming Geological Association 29th. Ann. Field Conf. Guidebook; p. 449-455.
- Lugo-Hubp, J.;** 1990; El relieve de la República Mexicana; Revista del Instituto de Geología, UNAM; Vol. 9, No. 1; p. 82-111.
- Marshak, S. and Mitra, G.;** 1988; Basic methods of Structural Geology; Prentice-Hall; Estados Unidos; 446 pags.
- Mattauer, M.;** 1976; Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre; Ed. Omega, Barcelona; 524 pags.
- Mena-Rojas, E.;** 1957; Reporte Técnico Interno, PEMEX; México; *Inédito*.
- Mena-Rojas, E.;** 1960; El Jurásico marino de la región de Córdoba; Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros; Vol.12, No. 7-8; p. 243-252.
- Mena-Rojas, E.;** 1962; Geología y Posibilidades petrolíferas del Jurásico marino en la región de Córdoba, Ver.; Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros; Vol.14; p. 77-84.
- Meneses-Rocha, J.J., Rodríguez-Figueroa, D., Toriz-Gama, J., Banda-Hernández, J., Hernández-De la Fuente, R. y Valdivieso-Ramos, V.;** 1996; Excursión Geológica al Cinturón Plegado y Cabalgado de Zongolica; AMGP-PEMEX-Exploración y Producción.
- Mercier, J. y Vergely, P.;** 1992; Tectonique; Collection géosciences-Dunod, Paris; 241 pags.
- Molina-Garza, R.S. , R. Van der Voo y Urrutia-Fucugauchi, J.;** 1992; Paleomagnetism of the Chiapas massif, Southern Mexico: evidence for rotation of the Maya block and implications for the opening of the Gulf of Mexico; Geol. Soc. Am. Bull.; Vol. 104; p. 1156-1168.
- Moore, E.M. y Twiss, R.J.;** 1995; Tectonics; W.H. Freeman & Company, Estados Unidos; 415 pags.

- Morán-Zenteno, D.J.**; 1984; Geología de la República Mexicana; UNAM-INEGI; México, D.F.; 88 pags.
- Morán-Zenteno, D.J.**; 1986; Breve revisión sobre la evolución tectónica de México; Geofísica Internacional; Vol. 25, No. 1; p. 9-38.
- Moreno-Alvarez, G.** ; 1980; Geología del área de Huautla de Jiménez, Oaxaca; IPN, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura. Tesis Profesional.
- Morelos-García, J.A.** ; 1996, El sistema petrolero. *In*: Curso de Geoquímica Orgánica, V Congreso Latinoamericano de Geoquímica Orgánica; Esteban Cedillo Pardo (Coordinador); PEMEX-IMP, México.
- Mossman, R.W. and Viniegra-Osorio, F.**; 1976; Complex fault structures in Veracruz province of Mexico; American Association of Petroleum Geologist Bulletin; Vol. 60, No. 3; p. 379-388.
- Mugica M., R.** ; 1978; Estudio radiométrico de las rocas ígneas y metamórficas del Prospecto Teotitlán del Camino, Oaxaca; Instituto Mexicano del Petróleo, C-1069; *Inédito*.
- Muir, J.M.**; 1936; Geology of the Tampico region; Am. Assoc. Petr. Geol., México; 280 pags.
- Nicolas, A.**; 1987; Principles of rock deformation; Reidel Publishing Company, Holanda; 208 pags.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Alvarez, S.A. y Ortega-Gutiérrez, F.**; 1995; Estructura interna de la Falla de Oaxaca (México) e influencia de las anisotropías litológicas durante su actividad Cenozoica; Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, Vol. 12, No.1, p. 1-8.
- Ortega-Gutiérrez, F.**; 1982; La Falla de Oaxaca, una discontinuidad tectónica fundamental del Sur de México; Unión Geofísica Mexicana, Reunión Anual -Resúmenes-; p. A1.
- Ortega-Gutiérrez, F., Sedlock, R.L., and Speed, R.C.**; 1994; Phanerozoic tectonic evolution of Mexico. *In*: DNAG Continent-Ocean Transect Volume. Phanerozoic Evolution of North America Continent-Ocean Transitions, Geological Society of America; Estados Unidos; p. 265-306.
- Ortuño-Arzate, S., Xavier, J.P. y Delfaud, J.**; 1992; Análisis tectónico-estructural de la Cuenca de Zongolica a partir de imágenes de satélite Landsat MSS; Revista del Instituto Mexicano del Petróleo; Vol. XXIV, No. 1; p. 11-45.

- Pacheco, G.C. y Ortíz-Ubilla, A.;** 1983; Estudio tectónico estructural de Tehuacán-Córdoba; Instituto Mexicano del Petróleo, C-1161; *Inédito*.
- Padilla y Sánchez, R.J.;** 1986; Post-paleozoic tectonics of northeast Mexico and its role on the evolution of the Gulf of Mexico; *Geofísica Internacional*; Vol. 25, No. 1; p. 157-206.
- Padilla y Sánchez, R.J.;** 1996; Elementos de Geología Estructural; México, D.F.; 110 pags.
- Pano-Arciniega, A.;** 1973; Prospecto Tehuacán; Petróleos Mexicanos I.G.P.R.-127; *Inédito*.
- Paterson, M.S.;** 1969; The ductility of rocks. *In: Physics of strength and plasticity*; Edited by Argon, Ali S., The M.I.T Press, Cambridge, M.A.; P. 377-392.
- Patiño-Hidalgo, J.A.;** 1978; Estudio Geológico de la Cuenca de Zongolica en el área: Calipa-Tepexilotla, Estado de Puebla; IPN, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura. Tesis Profesional.
- PEMEX ;** 1975; Aspectos tectónicos y estructurales de la Cuenca de Apizaco-Zongolica; Alto de Teziutlán y Cuenca Tampico-Misantla; VI Excursión Geológica.
- Petit, J.P.;** 1987; Criteria for the sense of movement on fault surface in brittle rocks; *Journal of Structural Geology*; Vol. 9, No. 5/6; p. 597-608.
- Pilger, Rex H. Jr.;** 1978; A closed Gulf of Mexico, pre-atlantic ocean plate reconstruction and the early rift history of the Gulf and North Atlantic; *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*; Vol. 28; p. 385-393.
- Pimentel R., A.;** 1976; Prospecto Coyomeapan; Petróleos Mexicanos I.G.P.R.-141; *Inédito*.
- Pindell, J.L.;** 1985; Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas and Proto-Caribbean; *Tectonics*; Vol. 4; p. 1-39.
- Price, N.J. and Cosgrove, J.W.;** 1990; *Analysis of Geological Structures*; Cambridge University Press, Londres; 502 pags.
- Raisz, E.;** 1959; *Landforms of Mexico*; Cambridge Massachusetts, edición privada; Mapa con texto, Esc. 1 : 3 000 000.
- Ramsay, J.G.;** 1967, *Folding and fracturing of rocks*; McGraw-Hill Book Co., New York; 568 pags.
- Ramsay, J.G. and Huber, M.I.;** 1983; *The techniques of Modern Structural Geology*, Vol. 1-2;

Academic Press, London; 700 pags.

Rodríguez-Figueroa, D.; 1975; Prospecto Usila; Petróleos Mexicanos I.G.P.R.-127; *Inédito*.

Rodríguez-Figueroa, D., Toríz-Gama, J., Banda-Hernández, J. and Meneses-Rocha, J.J.; 1997, Hydrocarbon habitat in the Zongolica sector of the Sierra Madre Oriental. *In*: Second Joint AAPG/AMGP, Hedberg Research Symposium, Oil and Gas Exploration and Production in Fold and Thrust belts (Resúmenes).

Salvador, A.; 1987; Late Triassic-Jurassic Paleogeography and Origin of the Gulf of Mexico Basin; AAPG Bull.; Vol. 71; p. 419-451.

Santamaría-Orozco, D.M.; 1988; Evolución Geológica de la Cuenca de Zongolica. *In*: Resúmenes de la 9a. Convención Geológica Nacional, México; p. 124.

Santiago A., J., Carrillo B., J., y Martell-Andrade, B.; 1984; Geología petrolera de México *In*: Evaluación de Formaciones en México; Marmissolle-Daguerre, D. (Coordinador); Schlumberger Offshore Services; Paris.

Schulze-Schreiber, C.; 1988; Evolución paleogeográfica y tectónica del estado de Oaxaca; Resúmenes de la 9a. Convención Geológica Nacional, México; p. 27-28.

Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., and Speed, R.C.; 1993; Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico; Special Paper 278, Geological Society of America; Estados Unidos; 153 pags.

Sherbon-Hills, E.; 1972, Elements of Structural Geology ; Chapman and Hall Ltd. & Science Paperbacks (2a. Ed.), London; 502 pags.

Smith, J.T.; 1994, The Petroleum System, logic of an exploration tool in a frontier setting *in*: The petroleum system-from source to trap; L.B. Magoon y W.G. Dow (editores); American Association of Petroleum Geologist, Memoir 60; p. 25-50.

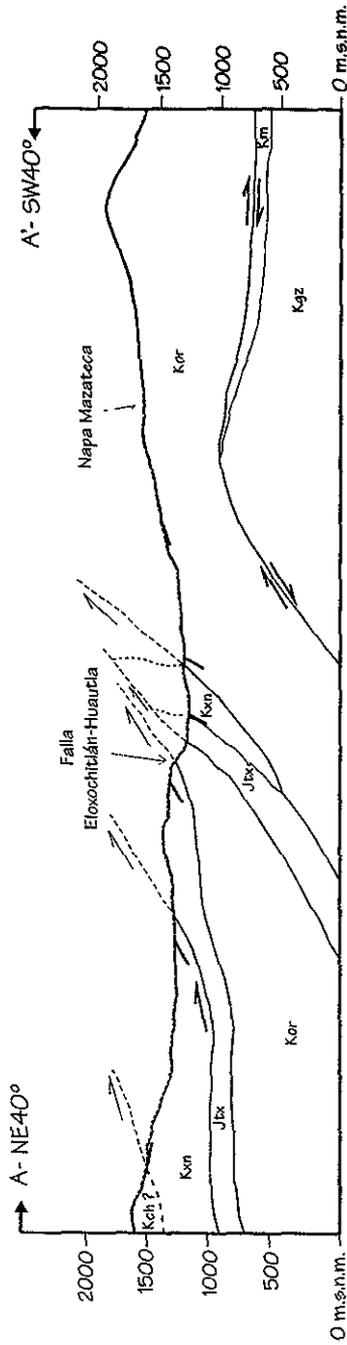
Stearns, D. W., Aguilera, R., Friedman, M. and Nelson, R.A.; 1996; Fractured reservoir analysis school; American Association of Petroleum Geologist.

Toison, G.; 1996; Un catálogo de indicadores cinemáticos en rocas cizalladas; GEOS; Vol. 16, No. 1; p. 9-14.

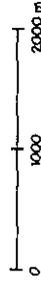
Toríz-Gama, J.; 1984; Informe Geológico de actualización geológica del Prospecto Chapulco-Atzompa; Petróleos Mexicanos I.G.P.R.-237; *Inédito*.

- Urrutia-Fucugauchi, J.;** 1984; On the tectonic evolution of Mexico: paleomagnetic constraints. *In: Plate reconstruction from Paleozoic paleomagnetism; American Geophysics Union, Geodynamics Series; Vol. 12; p. 29-47.*
- Vail, P.R. , Mitchum, R.M. and Thompson S.;** 1977; Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Pf-4 Global cycles of relative change of sea level: AAPG Memoir 26; p. 83-87.
- Vázquez-Meneses, M.E., Alzaga-Ruíz, H., Mugica M., R. y Sánchez M., V.;** 1989; Interpretación Geológica regional en el Prospecto Tomellín-Valle Nacional, Oaxaca; Instituto Mexicano de Petróleo C-4016; *Inédito.*
- Viniegra O., F. y Olivas M., R;** 1956; Notas sobre la Geología de la Cuenca de Veracruz; Reporte Interno, PEMEX; *Inédito.*
- Wallace, R.E.;** 1951; Geometry of shearing stress and relation to faulting: Journal of Geology; Vol. 59; p. 118-130.
- Williams, P.F., Goodwin, L.B., and Ralser S.;** 1994; Ductile deformation processes. *In: "Continental Deformation"* editado por Paul L. Hancock, Pergamon Press; p.53-100.
- Woodward, N.B., Boyer, S.E. and Suppe, J. ;** 1989; Balanced Geological Cross-sections: an essential Technique in Geological Research and Exploration; Short course in Geology: Vol. 6, American Geophysical Union, Washington, D.C.; 132 pags.

SECCIÓN A-A'



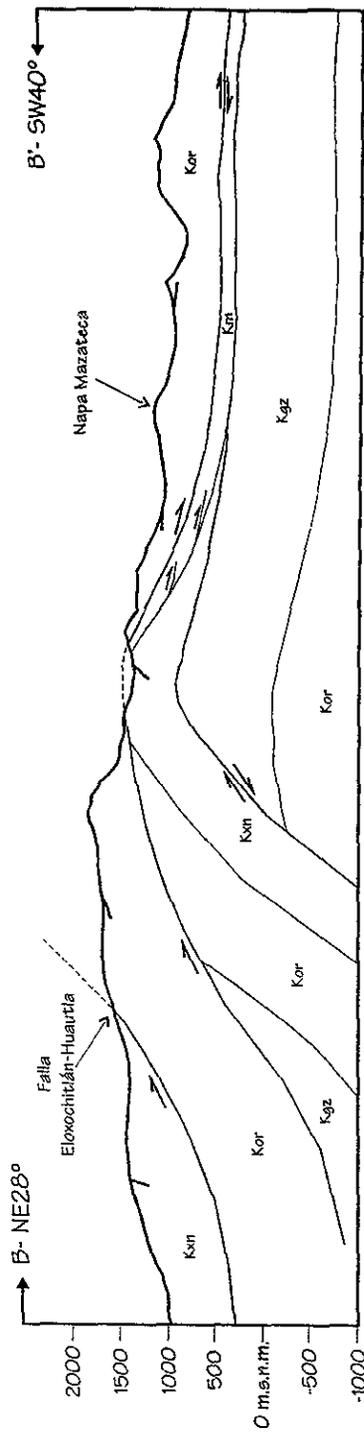
- Jbx : Jurásico Superior Tepexilotla
- Kxn : Cretácico Inferior Xonamantla
- Kch : Cretácico Inferior Chivillias
- Kor : Cretácico Medio Orizaba
- Kgz : Cretácico Superior Guzmantla
- Km : Cretácico Superior Méndez



ESCALA HORIZONTAL Y VERTICAL

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO	
FACULTAD DE INGENIERÍA	
T E S I S P R O F E S I O N A L	
SECCIÓN ESQUEMÁTICA	
ESTRUCTURAL A-A'	
1998	JUAN CARLOS VELÁZQUEZ VELASCO

SECCIÓN B-B'



Kim : Cretácico Inferior Xonamanga

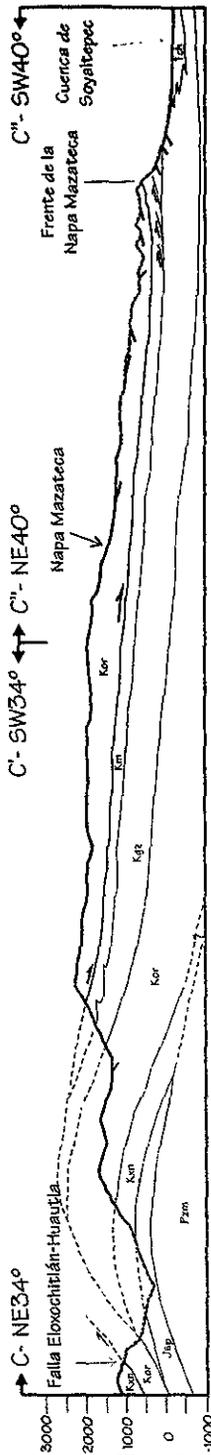
Kor : Cretácico Medio Orizaba

Kgz : Cretácico Superior Guzmantla

Kim : Cretácico Superior Méndez

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO	
FACULTAD DE INGENIERÍA	
TESIS PROFESIONAL	
SECCIÓN ESQUEMÁTICA	
ESTRUCTURAL B-B'	
1998	JUAN CARLOS VELÁZQUEZ VELASCO

SECCIÓN C-C''



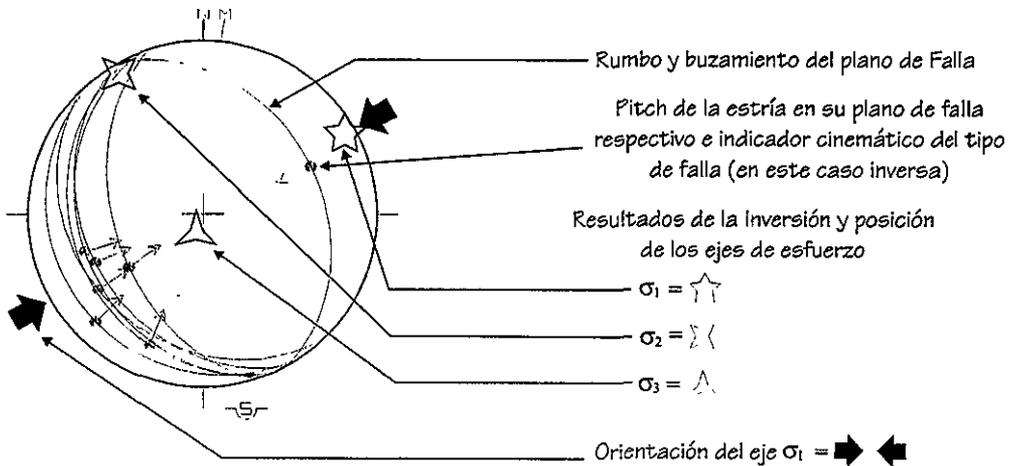
ESCALA HORIZONTAL Y VERTICAL

- Pzm : Paleozoico metamórfico
- Jsp : Jurásico Superior San Pedro
- Kxn : Cretácico Inferior Xonamanca
- Kor : Cretácico Medio Orizaba
- Kgz : Cretácico Superior Guzmantla
- Tch : Terciario Chicontepec

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO	
FACULTAD DE INGENIERÍA	
TESIS PROFESIONAL	
SECCIÓN ESQUEMÁTICA	
ESTRUCTURAL C-C''	
1998	JUAN CARLOS VELÁZQUEZ VELASCO

En este Anexo se presentan los resultados del procesamiento de los datos obtenidos en el área de estudio, correspondiente a poblaciones de fallas y poblaciones de ejes de pliegues. Para el caso de los primeros, se presenta un listado que reúne la información del tensor de esfuerzos obtenido para cada sitio procesado y paralelamente se presentan los diagramas que muestran la distribución de esfuerzos obtenida. El procesamiento se efectuó a través del algoritmo INVDIR (Angelier, 1990) descrito con anterioridad en los fundamentos teóricos, apartado correspondiente al Capítulo IV de este trabajo.

Datos de la Población de Fallas



Con la figura mostrada arriba se ilustran los resultados obtenidos a través de la manipulación con el algoritmo INVDIR (en este caso para el sitio CV97-022). Los símbolos allí mostrados se asocian a las direcciones de esfuerzos de la siguiente manera: la estrella de cinco picos al esfuerzo σ_1 , la de cuatro picos al esfuerzo σ_2 , y la de tres picos al esfuerzo σ_3 . La dirección del esfuerzo principal σ_1 se representa por las flechas negras, que en el caso que nos ocupa corresponde a un campo de esfuerzos en un régimen tectónico compresivo (C).

ANEXO 1-A
TABLA 1-a
 Resultados de los tensores de esfuerzos
F. Tepexilotla-Jurásico Superior
 Fase 0
 Solución INVD.

Sitio	Tipo de evento	No. de fallas	Orientación e inclinación			ϕ	τ_{max}	Coherencia (%)
			σ_1	σ_2	σ_3			
*CV97-003	C	5	080-10	350-00	258-80	0.586	0.87	100
CV97-023	C	11	226-01	136-08	327-08	0.723	0.85	100
*CV97-060	C	4	033-00	303-22	123-68	0.828	0.80	100
CV97-072	C	14	034-06	125-10	274-79	0.600	0.86	100
*CV97-002	C	7	068-13	326-42	172-44	0.289	0.84	100
*CV97-007	C	13	218-12	096-68	312-18	0.154	0.81	100
*CV97-040	C	12	219-02	129-00	027-88	0.602	0.86	100
*CV97-022	C	7	060-07	330-06	199-80	0.623	0.87	100
CV97-038	No se registraron datos correspondientes a esta Fase							
*CV97-016	No se tienen datos suficientes para calcular su tensor							

TABLA 1-b
 Resultados de los tensores de esfuerzos
F. Tepexilotla-Jurásico Superior
 Fase 1
 Solución INVD.

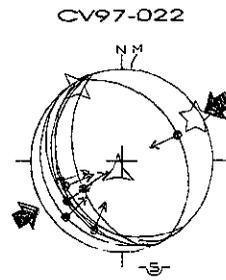
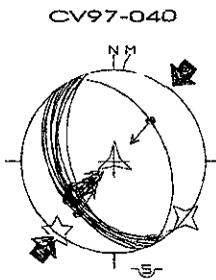
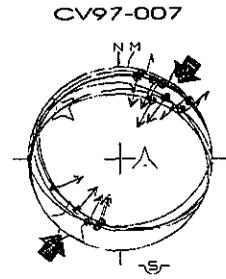
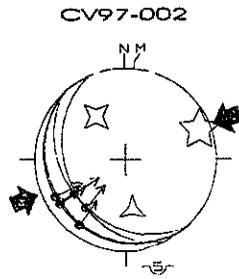
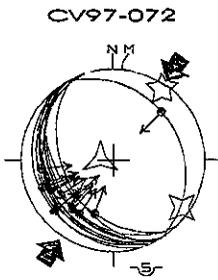
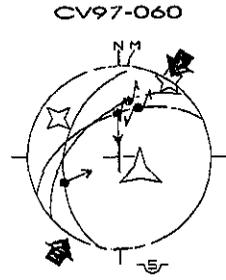
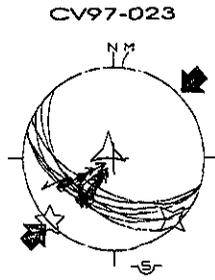
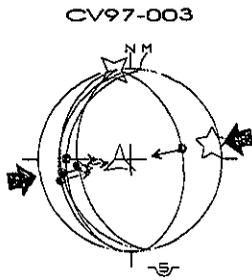
Sitio	Tipo de evento	No. de fallas	Orientación e inclinación			ϕ	τ_{max}	Coherencia (%)
			σ_1	σ_2	σ_3			
CV97-003	C	5	119-01	028-11	216-79	0.260	0.86	100
CV97-060	C	8	159-13	066-13	293-71	0.357	0.85	100
CV97-007	C	4	282-07	191-03	080-82	0.586	0.86	100
CV97-038	C	5	321-11	230-03	126-79	0.537	0.87	100
CV97-016	C	5	148-19	055-08	303-70	0.543	0.86	100
CV97-023	No se registraron datos correspondientes a esta Fase							
CV97-072	No se registraron datos correspondientes a esta Fase							
CV97-002	No se tienen datos suficientes para calcular su tensor							
CV97-040	No se tienen datos suficientes para calcular su tensor							
CV97-022	No se tienen datos suficientes para calcular su tensor							

* En estos sitios ambas fases de deformación fueron observadas

Nota: los datos de orientación para los ejes principales de esfuerzos estan expresados como azimutales.

FORMACIÓN TEPEXILOTLA

FASE "0" DE DEFORMACIÓN



FORMACIÓN TEPEXILOTLA

FASE "I" DE DEFORMACIÓN

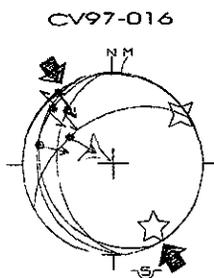
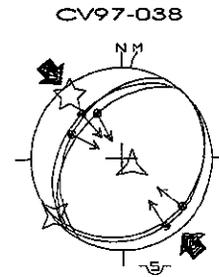
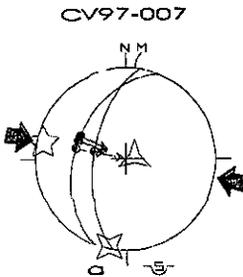
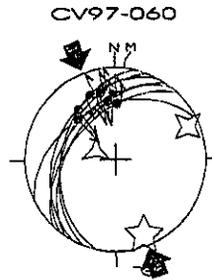
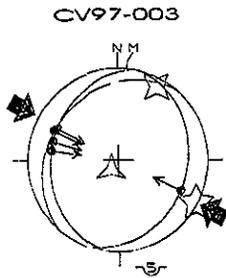


TABLA 2-a
Resultados de los tensores de esfuerzos
F. Xonamanca- Cretácico Inferior
Fase 0
Solución INVD.

Sitio	Tipo de evento	No. de fallas	Orientación e inclinación			ϕ	τ_{max}	Coherencia (%)
			σ_1	σ_2	σ_3			
*CV97-073	C	12	073-08	340-15	190-73	0.290	0.85	100
CV97-006	C	6	229-14	349-63	133-22	0.566	0.86	100
CV97-076	C	6	218-03	127-03	358-86	0.509	0.87	100

TABLA 2-b
Resultados de los tensores de esfuerzos
F. Xonamanca- Cretácico Inferior
Fase 1
Solución INVD.

Sitio	Tipo de evento	No. de fallas	Orientación e inclinación			ϕ	τ_{max}	Coherencia (%)
			σ_1	σ_2	σ_3			
CV97-073			No se tienen datos suficientes para calcular su tensor					
CV97-006			No se registraron datos correspondientes a esta Fase					
CV97-076			No se registraron datos correspondientes a esta Fase					

* En estos sitios ambas fases de deformación fueron observadas

Nota: los datos de orientación para los ejes principales de esfuerzos están expresados como azimutales.

FORMACIÓN XONAMANCA FASE "0" DE DEFORMACIÓN

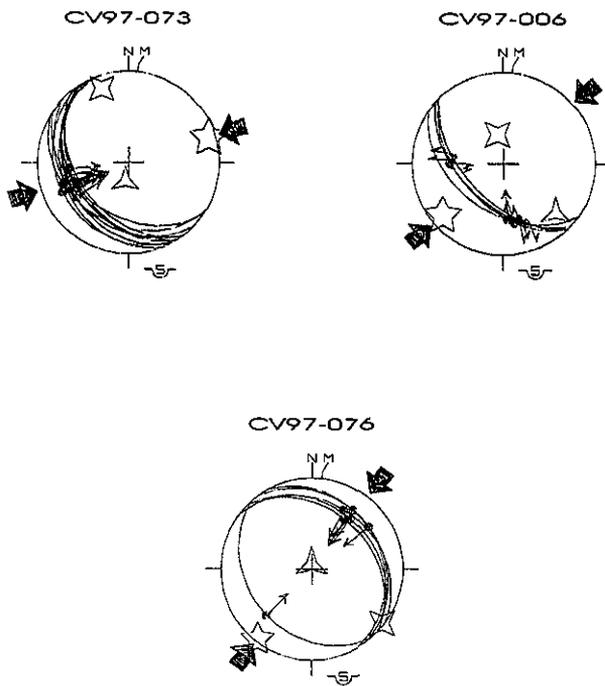


TABLA 3-a
Resultados de los tensores de esfuerzos
F. Orizaba-Cretácico Medio
Fase 0
Solución INVD.

Sitio	Tipo de evento	No. de fallas	Orientación e inclinación			ϕ	τ_{max}	Coherencia (%)
			σ_1	σ_2	σ_3			
*CV97-051	C	17	261-08	352-09	133-78	0.564	0.87	100
*CV97-106	C	13	243-00	333-17	153-73	0.368	0.86	100
CV97-050	C	4	052-05	143-07	287-81	0.670	0.86	100
*CV97-026	C	12	076-01	166-00	259-89	0.558	0.86	100
*CV97-036	C	8	053-02	143-13	315-77	0.676	0.85	100
*CV97-005	C	21	243-04	153-01	054-86	0.605	0.86	100
CV97-054	C	14	069-14	337-07	221-74	0.623	0.86	100
*CV97-034	C	6	066-15	156-01	249-75	0.727	0.86	100
*CV97-109	C	5	212-02	302-04	095-86	0.483	0.87	100
*CV97-020	No se tienen datos suficientes para calcular su tensor							

TABLA 3-b
Resultados de los tensores de esfuerzos
F. Orizaba-Cretácico Medio
Fase 1
Solución INVD.

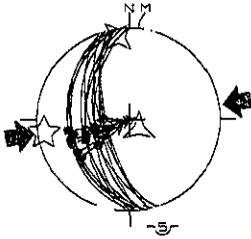
Sitio	Tipo de evento	No. de fallas	Orientación e inclinación			ϕ	τ_{max}	Coherencia (%)
			σ_1	σ_2	σ_3			
CV97-051	C	5	113-05	203-00	296-85	0.556	0.86	100
CV97-020	C	6	110-22	017-05	275-67	0.902	0.79	100
CV97-106	C	10	130-21	040-00	309-69	0.796	0.88	100
CV97-005	C	4	289-06	199-02	092-84	0.630	0.86	100
CV97-050	No se registraron datos correspondientes a esta Fase							
CV97-026	No se tienen datos suficientes para calcular su tensor							
CV97-036	No se tienen datos suficientes para calcular su tensor							
CV97-054	No se registraron datos correspondientes a esta Fase							
CV97-034	No se tienen datos suficientes para calcular su tensor							
CV97-109	No se tienen datos suficientes para calcular su tensor							

* En estos sitios ambas fases de deformación fueron observadas

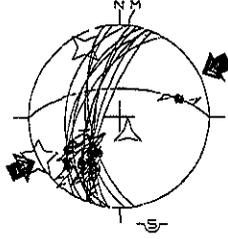
Nota: los datos de orientación para los ejes principales de esfuerzos estan expresados como azimutales.

FORMACIÓN ORIZABA FASE "0" DE DEFORMACIÓN

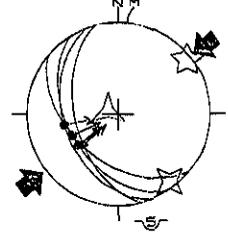
CV97-051



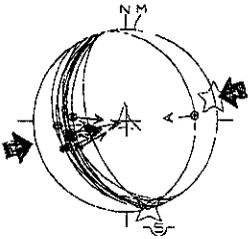
CV97-106



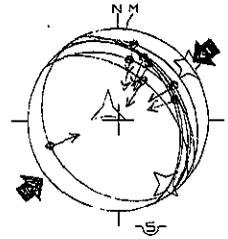
CV97-050



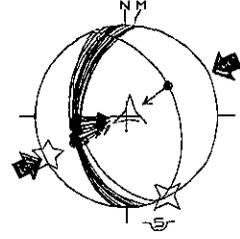
CV97-026



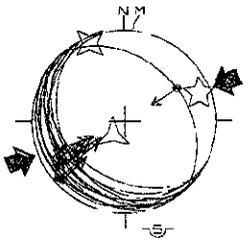
CV97-036



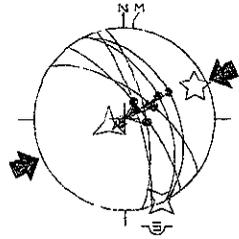
CV97-005



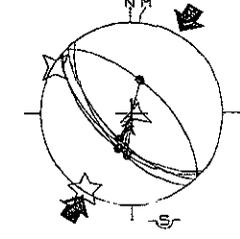
CV97-054



CV97-034



CV97-109



FORMACIÓN ORIZABA FASE "I" DE DEFORMACIÓN

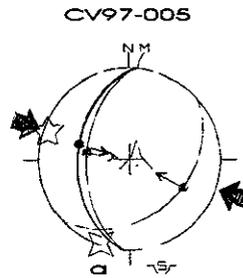
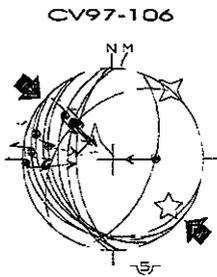
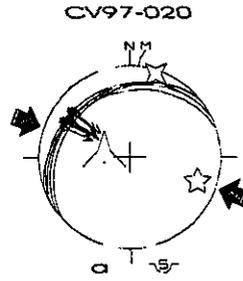
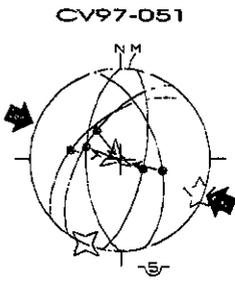


TABLA 4-a
Resultados de los tensores de esfuerzos
F. Guzmantla-Cretácico Superior
Fase 0
Solución INVD.

Sitio	Tipo de evento	No. de fallas	Orientación e inclinación			ϕ	τ_{max}	Coherencia (%)
			σ_1	σ_2	σ_3			
*CV97-104	C	9	057-03	148-02	272-86	0.546	0.87	100
*CV97-001	C	7	019-31	113-07	214-58	0.665	0.86	100
CV98-089	C	9	239-13	351-57	142-29	0.206	0.79	100
CV97-092	C	24	244-13	334-01	070-77	0.509	0.87	100
*CV97-105	No se tienen datos suficientes para calcular su tensor							
CV97-101	No se registraron datos correspondientes a esta Fase							

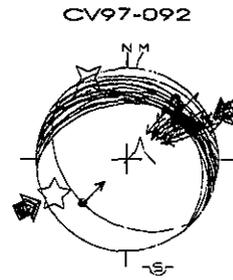
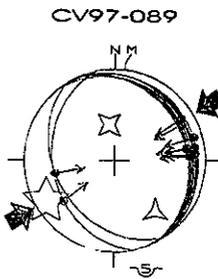
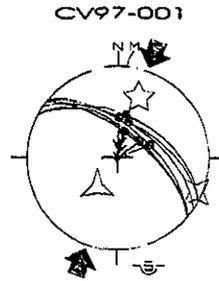
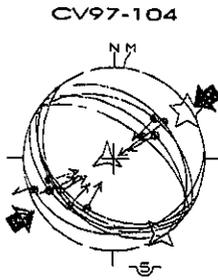
TABLA 4-b
Resultados de los tensores de esfuerzos
F. Guzmantla-Cretácico Superior
Fase 1
Solución INVD.

Sitio	Tipo de evento	No. de fallas	Orientación e inclinación			ϕ	τ_{max}	Coherencia (%)
			σ_1	σ_2	σ_3			
CV97-105	C	6	111-18	333-66	206-15	0.912	0.78	100
CV97-101	C	5	301-01	031-01	157-88	0.505	0.86	100
CV97-104	No se tienen datos suficientes para calcular su tensor							
CV97-001	No se tienen datos suficientes para calcular su tensor							
CV97-089	No se registraron datos correspondientes a esta Fase							
CV97-092	No se registraron datos correspondientes a esta Fase							

* En estos sitios ambas fases de deformación fueron observadas

Nota: los datos de orientación para los ejes principales de esfuerzos estan expresados como azimutales.

FORMACIÓN GUZMANTLA FASE "0" DE DEFORMACIÓN



FORMACIÓN GUZMANTLA FASE "1" DE DEFORMACIÓN

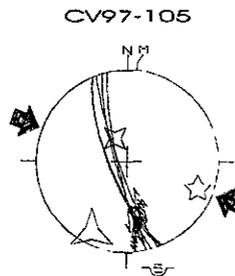
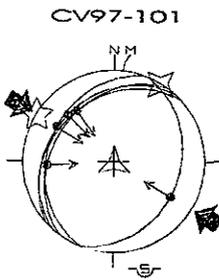


TABLA 5-a
Resultados de los tensores de esfuerzos
Cretácico Superior
Fase 0
Solución INVD.

Sitio	Tipo de evento	No. de fallas	Orientación e inclinación			ϕ	τ_{max}	Coherencia (%)
			σ_1	σ_2	σ_3			
*CV97-047	C	11	236-02	145-25	330-65	0.246	0.85	100
*CV97-048	C	5	041-10	133-10	268-76	0.625	0.86	100

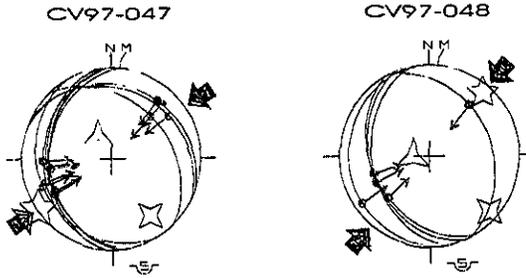
TABLA 5-b
Resultados de los tensores de esfuerzos
Cretácico Superior
Fase 1
Solución INVD.

Sitio	Tipo de evento	No. de fallas	Orientación e inclinación			ϕ	τ_{max}	Coherencia (%)
			σ_1	σ_2	σ_3			
CV97-047	No se tienen datos suficientes para calcular su tensor							
CV97-048	No se tienen datos suficientes para calcular su tensor							

* En estos sitios ambas fases de deformación fueron observadas

Nota: los datos de orientación para los ejes principales de esfuerzos estan expresados como azimutales.

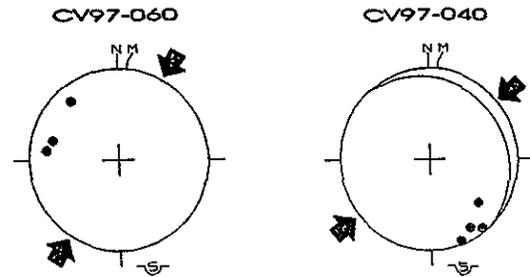
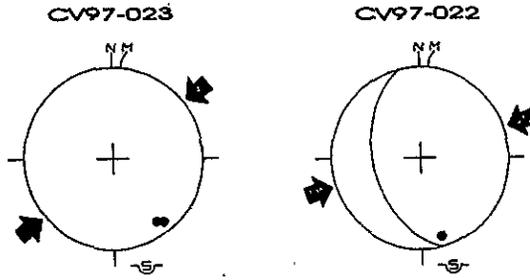
CRETÁCICO SUPERIOR (¿ F. ATOYAC ?)
FASE "0" DE DEFORMACIÓN



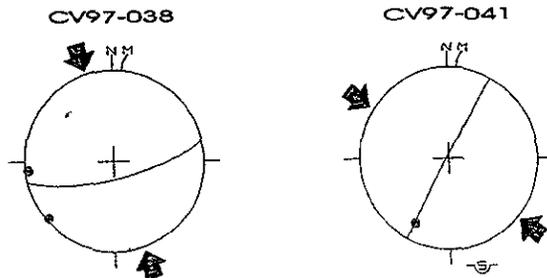
ANEXO 1 -B

FORMACIÓN TEPEXILOTLA

Representación de planos axiales y ejes de pliegues
Compresión NE-SW

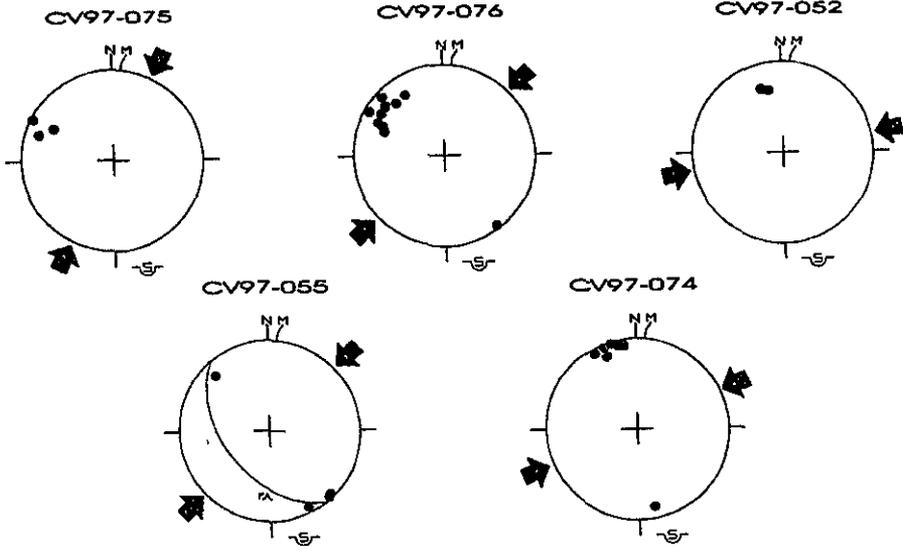


Compresión NW-SE



FORMACIÓN XONAMANCA

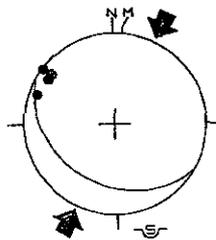
Representación de planos axiales y ejes de pliegues
Compresión NE-SW



FORMACIÓN CHIVILLAS

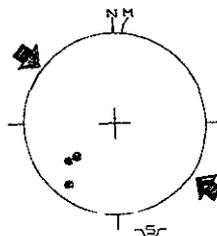
Representación de planos axiales y ejes de pliegues
Compresión NE-SW

CV97-084

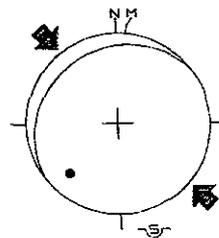


Compresión NW-SE

CV97-078

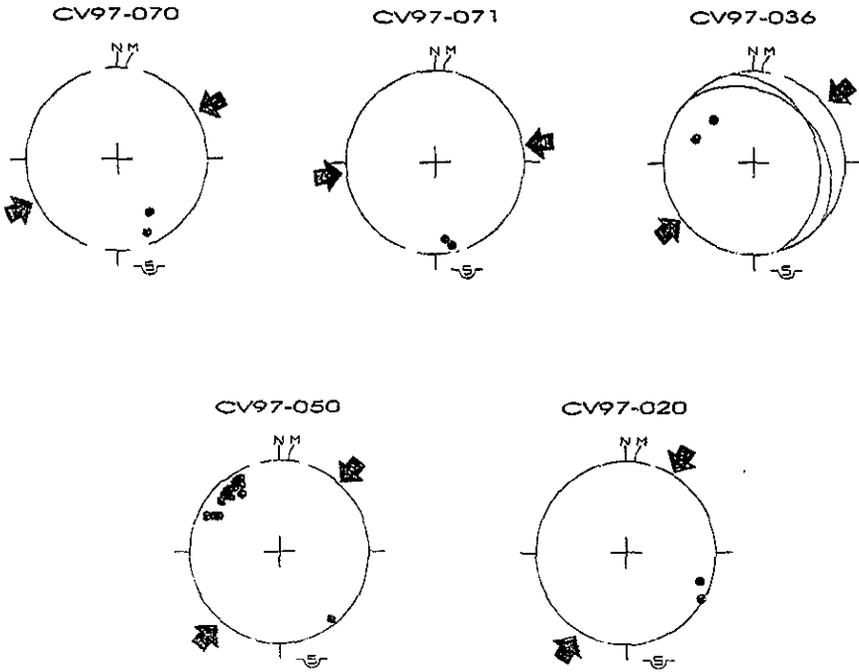


CV97-080

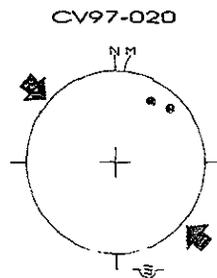


FORMACIÓN ORIZABA

Representación de planos axiales y ejes de pliegues
Compresión NE-SW



Compresión NW-SE



CRETÁCICO SUPERIOR (F. ATOYAC ?)
Representación de planos axiales y ejes de pliegues
Compresión NE-SW

