



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

Influencia de la falla de basamento no expuesta en la deformación Cenozoica: la falla de Caltepec en la región de Tamazulapam, en el sur de México

T E S I S

Que para obtener el grado de Doctor en Ciencias de la Tierra

P R E S E N T A

ALFREDO SANTA MARÍA DÍAZ

DRA. SUSANA ALICIA ALANIZ ÁLVAREZ (DIRECTOR DE TESIS)





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

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

*Influencia de la falla de basamento no expuesta en la deformación
Cenozoica: la falla de Caltepec en la región de Tamazulapam, en el sur
de México*

T E S I S

Que para obtener el grado de Doctor en Ciencias de la Tierra

P R E S E N T A

ALFREDO SANTA MARÍA DÍAZ

JURADO EXAMINADOR

- 1) DR. ÁNGEL FRANCISCO NIETO SAMANIEGO (PRESIDENTE)
- 2) DR. MARIANO ELÍAS HERRERA (VOCAL)
- 3) DR. DUNCAN KEPPIE (VOCAL)
- 4) DR. THIERRY CALMUS (VOCAL)
- 5) DRA. SUSANA ALICIA ALANIZ ÁLVAREZ (SECRETARIO)
- 6) DR. MARIANO CERCA MARTÍNEZ (SUPLENTE)
- 7) DR. GABRIEL CHAVEZ CABELLO (SUPLENTE)



DEDICATORIA

*A la mujer que ha sido pilar, cimiento de esta obra, que siempre me ha impulsado por ser cada día mejor en todas las etapas de nuestra vida que hemos transitado en 20 años de constante lucha por superarnos y ser cada día mejores, **RITA**, mi amiga, maestra, novia, esposa, amante, mi todo, por que siempre me das palabras de aliento en los momentos más difíciles cuando lo he necesitado, muchas gracias.*

*A mis luces; mi luna (IYA YOO) **MARICARMEN** (chiquitosa), a mi sol (IYAKANDII), **ALFREDO** (mucushito), lo mejor que me ha sucedido, los amo mucho y siempre los querré, mis dos mejores artículos que he escrito en esta vida.*

*A mis dos grandes pilares, mis padres por el gran amor que me dan sin pedir nada a cambio, y por los valores que me inculcaron, en donde el respeto y el amor es lo primordial: **ADELAIDO**, aunque no estés físicamente conmigo te llevo siempre en mi mente y en el corazón, por los consejos que me diste de ser una persona congruente y respetuosa con los demás, así como de que una persona vale por lo que es y no por lo que tiene, y a una gran mujer que me dio a luz, velo mis sueños, me dio de comer cuando más lo necesitaba, me enseñó a caminar, lloro conmigo, me dio la mano cuando caía y más la necesitaba mi madre **MARÍA DE JESÚS**, gracias por ser la mejor mamá del mundo y sobre todo por ser mi **MAMÁ**.*

*A dos Ángeles que por azares del destino tuvieron que partir de este mundo, pero sé que están en algún lugar del universo apoyándome, mis hermanos **JOSEFINA** y **GABRIEL**, los amo por siempre.*

*A mis hermanas y hermanos, **ANTONIA, MARGARITA, JESÚS** que tuvieron que emigrar a otro país que antes era nuestro, y que ya no pertenecen a este país **MÉXICO**, y a mis hermanas y hermano **AGUSTINA, VIRGINIA, EUGENIA, CELSO** que se quedaron en nuestro México, a todos ellos muchas gracias por apoyarme incondicionalmente en los momentos en que inicié esta aventura para llegar al pie de la montaña e iniciar su conquista. A todos ellos gracias.*

También quiero agradecer infinitamente a toda la tribu, que son mis sobrinos (Plinio, Humberto, Amado, Tomas, Jaime, Gerardo, Norma, Betania, Olaf, Merarí, Bernardo, Rivaí, Oliver, Jairo, Brenda, Damaris, Karina, Junior, Jonathan, Claudia, Daniela, Leonardo, Zuleica, Iván, Sarahí, Judith y María Luisa)... a todos ellos gracias.

AGRADECIMIENTOS

Esta tesis se realizó con el apoyo de los proyectos No.049049 “*El papel de la falla San Luis-Tepehuanes en la evolución geológica del occidente de México*” y No. 41044 “*Estudio de las grandes fronteras tectónicas de la República Mexicana; su influencia en la deformación Cenozoica de la corteza superior*” del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT), así como la beca de doctorado que fue otorgada por la misma institución.

Agradezco infinitamente a mi asesora y directora de tesis la Dra. **Susana A. Alaniz Álvarez**, por su disposición, apoyo y confianza para la realización de este trabajo para llegar a la meta y obtener el grado.

Al Dr. Ángel Francisco Nieto Samaniego por ser mi cotutor y formar parte de mi comité revisor de este trabajo.

A los miembros de mi comité tutorial: Drs. Susana A. Alaniz Álvarez, Ángel Francisco Nieto Samaniego, Mariano Cerca, Gabriel Chávez, Thierry Calmus, Mariano Elías Herrera y Duncan Keppie, quienes revisaron mi trabajo, por ser parte del jurado y por sus correcciones las cuales permitieron que la tesis fuera más completa.... A todos ellos muchas gracias.

A Martha Pereda secretaria del posgrado por su valiosa ayuda administrativa en el posgrado en Juriquilla... Gracias

A Sol, Teresita, por todo el apoyo que me brindaron en la biblioteca en el CEGEO y después en la biblioteca conjunta... Gracias.

A Juanito (Juan Tomas Vázquez) por esa gran ayuda en el trabajo de la elaboración de secciones delgadas, muchas gracias.

A todo el personal administrativo del CEGEO a todos ellos muchas gracias.

A mis compañeros de mi *alma mater* que me apoyaron en los trabajos de campo...Escuela Regional de Ciencias de la Tierra (Taxco el Viejo), Abraham, Mundo, Portos, Gilberto, Isaías, Julio... y Oscar Talavera un gran amigo y maestro.... A todos ellos gracias amigos.

A mis amigos del CEGEO que me apoyaron en la etapa de campo...Oscar e Isidro.... gracias.

A mi amigo-hermano con el cual compartí éxitos, traspies en esta aventura que se llama posgrado.... Manuel Ortiz.

A mis amigos los RIPIOS (Jorge, Lalo, Víctor “*dr. tilín*”) por compartir grandes momentos en el CEGEO.

A todos mis amigos y compañeros del CEGEO.... Amador, Miguel, José Luis (trompo), Jorge (Shak), Norma, Gildardo, Marisol, Javier, Monse, Nelly, maestro Orozco, Corbo, Francisco, Aldo, Lupita, Maruja, Edgar, Janet, Lupillo, Iván y Pepe (goma).

RESUMEN

La falla Tamazulapam, en la región del mismo nombre, es la continuación al sur de la falla Caltepec con rumbo norte-sur. Esta falla pone en contacto a los complejos Acatlán al oeste y Oaxaqueño al este, y es considerada el contacto tectónico de dos terrenos tectonoestratigráficos. Se estudiaron las diferencias estratigráficas y de deformación cenozoica en esta región para inferir la influencia de una estructura de este tipo en una región donde no aflora. Se utiliza la falla de Tamazulapam como la zona donde debe estar el contacto de los dos basamentos de terrenos.

El análisis estratigráfico se hizo a partir del Pérmico ya que para ese tiempo ambos complejos estaban cubiertos por la misma Formación Matzitzí, de origen continental. En el sector poniente de la falla Tamazulapam, el Complejo Acatlán está cubierto por rocas marinas mesozoicas de la cuenca de Tlaxiaco en las cuales se incluyen rocas jurásicas, mientras que sobre el Complejo Oaxaqueño, del lado oriente, las rocas jurásicas son continentales sugiriendo que la falla de Caltepec dividía la zona continental de la marina. Durante el Cretácico todo el bloque Acatlán-Oaxaca, junto con gran parte de México estuvo sumergido. El Cretácico Inferior está reportado a lo largo del bloque Acatlán-Oaxaca, durante esta época se depositaron yesos y anhidrita de la Formación San Juan Teita en las cercanías de la Falla de Tamazulapam. Las evaporitas del Cretácico Inferior afloran espaciadamente sobre el Complejo Acatlán, pero sobre el Complejo Oaxaqueño únicamente se han reportado en la base del anticlinorio de Teposcolula, alcanzando en ese lugar más de mil metros de espesor, sugiriendo que la actividad de la falla acumuló estas rocas ahí.

Hay muy pocos afloramientos del Cretácico Superior dentro del bloque Acatlán-Oaxaca, únicamente afloran en la cima del anticlinorio de Teposcolula y en el extremo oriente del bloque, sugiriendo que en esa época la parte poniente estaba levantada mientras que el lado oriente estaba sumergido.

Para el Cenozoico, en el área de estudio las diferencias en la sedimentación no son tan obvias. Los depósitos más viejos corresponden a conglomerados calcáreos depositados en cuencas sedimentarias sobre el Mesozoico (Formación Yanhuatlán, conglomerado Tecomatlán, Formación Tamazulapam). El volcanismo es diferente a ambos lados de la zona de la falla Caltepec. En el lado suroriental, predominan pequeños aparatos volcánicos, mientras que en el nororiental predominan los depósitos piroclásticos y depósitos de caída intercalados con sedimentos epiclásticos. Por otro

lado, en el lado poniente, el volcanismo se presenta como un cuerpo masivo compuesto por un apilamiento de derrames de lavas. El pico de volcanismo ocurrió entre 36 y 26 Ma en toda la región.

Las fallas tienen al menos cuatro direcciones preferenciales y la cinemática de ellas, en conjunto, es compleja. Para entender la deformación cenozoica se propone en este trabajo el uso de los diagramas de compatibilidad cinemática: éstos definen el rango de direcciones de movimiento que pueden tener los planos de fallas bajo un sistema de esfuerzos determinado. Se hicieron tres diagramas representando los regímenes de extensión, de acortamiento y de transcurrencia. Para el caso de estudio, en cada diagrama se ubicaron primero las fallas principales y luego las fallas menores. El análisis de las fallas con los diagramas de compatibilidad cinemática indica que del lado poniente de la falla, la deformación se liberó en dos eventos tectónicos claramente diferenciables: un evento transcurrente con acortamiento máximo NE-SW activado entre el Eoceno tardío y el Oligoceno temprano (entre 35.9 y 29 Ma) y un segundo evento, de extensión principalmente, en el Oligoceno tardío (entre 29 y 26 Ma) con dirección máxima de alargamiento NE-SW, lo cual es consistente con las fases propuestas a nivel regional. Del lado oriente, la deformación no tiene la simetría ortorrómbica típica de la deformación generada por un tensor de esfuerzos.

Las diferencias en la estratigrafía y en el estilo de deformación cenozoica en la zona de estudio muestran que la falla de basamento influyó menormente en la deformación de la cobertura. Durante la orogenia Laramide debió ocurrir el desacoplamiento de las capas que sobreyacían a las evaporitas del Cretácico Inferior de las rocas más antiguas, así como la acumulación de sal en la falla principal (de Caltepec) y en la base del anticlinorio de Teposcolula. Durante la deformación cenozoica el desacoplamiento favoreció dos tipos de patrones de fallas, el del lado poniente, donde se registraron dos eventos diferenciables y en el lado oriente se desarrolló un patrón cinemático irregular. La deformación cenozoica observada en la parte oriental, sobre el Complejo Oaxaqueño, tal vez haya sido propiciada por la activación de las fallas de Oaxaca y Tamazulapam, afectando un bloque que es parcialmente infrayacido por una capa de anhidritas.

Se usaron los Diagramas de Compatibilidad Cinemática para verificar que la cinemática y edad de las fallas cenozoicas reportadas en la Sierra Madre del Sur, fueron compatibles cinemáticamente con una compresión hacia el NE-SW seguida por una extensión en esa misma orientación. La edad de los eventos registrados en la región de

Tamazulapam, junto con los datos obtenidos de las otras fallas, son consistentes con una migración de la deformación hacia el oriente con la misma velocidad que la del magmatismo. Tanto la edad como las direcciones de los paleoesfuerzos estimados para estos dos eventos son consistentes con el modelo tectónico que ubica al bloque de Chortis en la margen pacífica del sur de México durante el Eoceno y su migración hacia el sureste.

ABSTRACT

The Tamazulapam Fault is the southern continuation of the Caltepec Fault, which juxtaposes the Acatlán and Oaxacan complexes and represents, therefore, a major suture marking the boundary between the Mixteca and Oaxaca terranes. The stratigraphic record in both sides of the fault as well as Cenozoic structures were studied in detail in order to place constraints on the influence of a major fault in a region where basement rocks do not crop out.

The stratigraphic analysis was carried out beginning with Permian strata of Matzitzi Formation, which represents the first sedimentary record sheared by both, the Acatlán and Oaxacan Complexes. In the western side, the Acatlán Complex is unconformably covered by marine rocks of Mesozoic age of the so called Tlaxiaco basin which includes Jurassic and Cretaceous strata. In the eastern side, the Oaxaca Complex is covered by continental strata of Jurassic age suggesting that the Caltepec fault was located in the boundary between continental and marine environments. During the Lower Cretaceous, the Acatlán-Oaxaca Block was covered by evaporites of San Juan Teita Formation, which crop out in the vicinity of the Tamazulapam Fault. These evaporites occur as isolated patches in the western side of the Tamazulapam Fault whereas in the eastern side, they form a coherent succession of more than 1000 m of thickness at the base of the Teposcolula anticlinorium, suggesting that deposition of evaporites may have been related to the fault activity.

Upper Cretaceous strata are uncommon within the Acatlán-Oaxaca Block and are restricted to the upper levels of the Teposcolula anticlinorium and to the easternmost side of the block suggesting that during Late Cretaceous the western portion was exhumed while the eastern side was still submerged.

For Cenozoic time, the stratigraphic differences in the study area are not obvious. The oldest deposits are calcareous conglomerates deposited over sedimentary basins on Mesozoic fold (Yanhuitlán Formation, Tecomatlán conglomerate, Tamazulapam Formation). The volcanism is different on both sides of the Caltepec fault. In the southeastern side is dominated by small volcanoes, while the northeast is dominated by pyroclastic and epiclastic deposits. Furthermore, on the west, the volcanic activity is present as a thick, coherent succession of lava flows. The peak of volcanism occurred between 36 and 26 Ma in the region. According to these observations, in the western side, volcanism was more intense than in the eastern side.

The faults in the Tamazulapam region has four preferred orientations whose kinematic is complex. To better understand the Cenozoic deformation, in this study is proposed the use of Kinematic Compatibility Diagrams. Each diagram illustrates the whole possible movements of a fault under a unique stress tensor. Three diagrams were constructed representing extension, shortening and strike-slip schemes. For the case of study, major fault were firstly analyzed and subsequently minor faults. Analysis of Kinematic Compatibility Diagrams indicates that in the western side of the Caltepec fault, the strain was released in two distinctive tectonic events clearly recognizable: a strike-slip event with maximum NE-SW shortening activated between late Eocene and early Oligocene (between 35.9 and 29 Ma) and a second, extensional event with maximum NE-SW extension active during the late Oligocene (between 29 and 26 Ma). These observations are consistent with previous studies of deformation in the area at regional scale. In the eastern side, the deformation does not have the typical orthorhombic symmetry generated by a stress tensor.

Differences in the Cenozoic stratigraphy and style of deformation on both sides of the Caltepec fault show that the presence of the basement-involving fault had little influence on the deformation of the sedimentary cover. It is inferred that during the Laramide orogeny occurred the decoupling of the Lower Cretaceous evaporites from older rocks and thus, the accumulation of salt near the main fault (Caltepec) and in the base of the Teposcolula anticlinorium took place. During the Cenozoic deformation, the decoupling favored two types of fault patterns. In the west side, two deformation events are distinguishable. On the east side there is a heterogeneous fault patterns. It is inferred that patterns has been formed by activation of the Oaxaca and Tamazulapam faults, affecting a block that is partially underlain by a layer of anhydrite.

The Kinematic Compatibility Diagrams were used to verify if the kinematics and the age of Cenozoic faults reported in the Sierra Madre del Sur were compatible with a NE-SW compression followed by extension in the same direction. The age of this two events obtained along the Sierra Madre del Sur supports the idea that the deformation migrated toward the southeast as a similar rate as the magmatism did. Both, the age and the direction the principal stress axes calculated for these events support the tectonic model that locates the Chortis block in the southern margin of México during the Eocene and its subsequent migration toward southeast.

CONTENIDO

RESUMEN

ABSTRACT

CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN

I.1.- Fallas mayores en México	2
I.2.- Fallas mayores en la Sierra Madre del Sur	4
I.2.1.- Falla Oaxaca	4
I.2.2.- Falla Chacalapa	5
I.2.3.- Falla Tamazulapam	6
I.2.4.- Falla Caltepec	6
I.3.- Planteamiento del Problema	8
I.4.- Objetivos del trabajo	10
I.5.- Metas	10
I.5.1.- Metas específicas	11
I.6.- Localización de la zona de estudio	11
I.6.1.- Vías de acceso	12
I.7.- Metodología de trabajo	12
I.8.- Antecedentes	13
I.8.1.- Trabajos previos	13

CAPÍTULO II. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

II.1- Terrenos tectonoestratigráficos en el sur de México	17
II.1.1.- Terreno Mixteca	18
II.1.2.- Terreno Oaxaca	20
II.1.3.- Terreno Juárez	22
II.2.- Estratigrafía del bloque Acatlán-Oaxaca	23
II.2.1.- Secuencia estratigráfica en y sobre el Complejo Oaxaqueño	23
II.2.2.- Secuencia estratigráfica en y sobre el Complejo Acatlán	29
II.3.- Evolución tectónica del sur de México	32

CAPÍTULO III. TEORÍA SOBRE DEFORMACIÓN FRÁGIL Y REACTIVACIÓN DE FALLAS

III.1.-Esfuerzo	38
III.2.- Tensor de esfuerzos	39

III.3.- Ecuación para calcular las componentes del esfuerzo de cizalla en un sistema de coordenadas geográficas	41
III.4.- Reactivación de fallas	41
III.4.1.- Criterios geológicos para reconocer la reactivación de fallas	42
III. 5.- Criterio de Coulomb-Navier	45
III.6.- Mecánica de reactivación de fallas	47
III.6.1.- Régimen de fallamiento	48
III.6.2.- Propiedades físicas que propician la factura	50
III.7.- Diagramas de compatibilidad cinemática	52
III.7.1.- Descripción y discusión de los DCC	56
III.7.2.- Aplicación de los DCC	57
III.9.3.- Verificación del método	57

CAPÍTULO IV. GEOLOGIA ESTRUCTURAL DE LA REGIÓN DE ESTUDIO

IV.1.-Geología estructural sección A-A´	61
IV.2.-Geología estructural sección B-B´	68
IV.3.-Geología estructural sección C-C´	71
IV.4.-Estructuras contractivas en la zona de estudio	75
IV.4.1.-Anticlinorio de Teposcolula	77
IV.4.2.-Anticlinal Amoltepec	78
IV.4.3.-Sinclinal La Ciénega-Atoyaquillo	78
IV.4.4.-Sinclinales Independencia y Amoltepec	78
IV.4.5- Estructuras cenozoicas	79
IV.4.5.1.- Falla Tamazulapam	79
IV.4.5.2.- Falla Las Pilas	80
IV.4.5.3.- Falla Cieneguilla-Suchixtlahuaca	80
IV.4.5.4.- Falla Tecomatlán	81
IV.4.5.5.- Anticlinales San Miguel Marcos Pérez y Cieneguilla	82
IV.6.- Fallas en el Sector Noroeste	82
IV.7.- Fallas en el Sector Noreste	83
IV.8.- Fallas en el Sector Suroeste	84
IV.9.- Fallas en el Sector Sureste	85
IV.10.- Análisis del fallamiento usando el método de inversión de estrías	87
IV.11- Fallamiento cenozoico en la región de Tamazulapam	91

IV.11.1.- Análisis de fallas mayores	91
IV.11.2.- Análisis de fallas menores de cobertura por sectores	93
IV.11.2.1.- Sector Noroeste	93
IV.11.2.2.- Sector Suroeste	93
IV.11.2.3.- Sectores Noreste	95
IV.11.2.4.- Sector Sureste	96
IV.11.3.- Edad de la deformación cenozoica en la región de Tamazulapam	97
CAPÍTULO V. DISCUSIÓN	
V.1.- Diferencias estratigráficas	99
V.2.- Eventos de deformación y volcánicos cenozoicos regionales	101
V.3.- Modelos tectónicos	106
CAPÍTULO VI. CONCLUSIONES	108
REFERENCIAS	110

FIGURAS

Figura 1.- Fallas de basamento en el sur de México .	3
Figura 2.- Localización de la zona de estudio	10
Figura 3.- Vías de acceso a la zona de estudio.	12
Figura 4.- Mapa de Terrenos que componen la Sierra Madre del Sur	18
Figura 5.- Plano geológico de la zona de estudio	25
Figura 6.- Columnas estratigráficas con sus respectivas coberturas	26
Figura 7.- Elementos litológicos en el Sur de México en el Pérmico	33
Figura 8.- Secuencias del Jurásico que cubren a los Complejos Acatlán y Oaxaca	34
Figura 9.- Secuencias del Cretácico que cubren a los Complejos Acatlán y Oaxaca	35
Figura 10.- Secuencias estratigráficas depositadas en el Cenozoico	37
Figura 11.- Componentes de un estado de esfuerzos.	39
Figura 12.- Elipsoide de esfuerzos	40
Figura 13.- Criterios estratigráficos para reconocer reactivación de estructuras	43
Figura 14.- Criterios estructurales para reconocer reactivación de estructuras	44
Figura 15.- Criterios geocronológicos para reconocer reactivación de estructuras	44
Figura 16.- Criterios neotectónicos para reconocer reactivación de estructuras	45
Figura 17.- Criterio de Coulomb-Navier representado en un círculo de Mohr	46
Figura 18.- Regímenes de fallamiento normal, lateral e inverso	49
Figura 19.- Comportamiento mecánico de rocas	51
Figura 20.- Nomenclatura en un bloque afectado por un campo de esfuerzos	53
Figura 21.- Estereogramas que muestran el rango de orientación que puede tener un plano	54
Figura 22.- Diagramas representando los regímenes tectónicos	55
Figura 23.- Comparación de los DDC con el análisis de inversión de esfuerzos de Angelier (1990)	59
Figura 24.- Ubicación de los sectores estudiados de la región de estudio	60
Figura 25.- Sección geológica A-A'	62
Figura 26.- Zona de falla lateral derecha en la Formación Chilapa	64
Figura 27.- Diagrama de polos de estratificación en la Formación Chilapa	65
Figura 28.- Pliegues en calizas lacustres de la Formación Chilapa,	65
Figura 29.- Diagrama de polos de estratificación de la Formación Teposcolula	66
Figura 30.- Diagramas de polos de estratificación de la Fm Yanhuitlán	67
Figura 31.- Diques intrusionando a la Formación Yanhuitlán	68

Figura 32.- Sección geológica-estructural B-B'	69
Figura 33.- Diagrama de polos en la Formación Yanhuitlán.	70
Figura 34.- Proyección de rumbos de los diques en la sección B-B'	71
Figura 35.- Sección geológica C-C'	72
Figura 36.- Diagrama de estratificación de la Formación Yanhuitlán	73
Figura 37.- Diagrama de polos de estratificación del Grupo Tecocoyunca	73
Figura 38.- Proyección estereográfica de planos del Conglomerado Tecomatlán	74
Figura 39.- Principales fallas de la zona de estudio	76
Figura 40.- Diagramas de planos y polos de fallamiento normal y lateral sector NW	83
Figura 41.- Proyección estereográfica de fallas laterales y normales en el sector NE	84
Figura 42.- Proyección estereográfica de fallas laterales y normales en el sector SW	85
Figura 43.- Proyección estereográfica de fallas laterales y normales en el sector SE	86
Figura 44 Fallamiento normal y lateral con direcciones de extensión NE-SW y al NW-SE de los sectores NW, NE, SW y SE	88
Figura 45.- Fallamiento presente en las formaciones cenozoicas	90
Figura 46.- Análisis de las fallas mayores con los DCC	92
Figura 47.- Análisis de fallas menores con los DCC en la zona de estudio	95
Figura 48.- Diagramas DCC en el sector SE de la región de estudio	96
Figura 49.-Análisis de las fallas del sur de México con DCC	103
Figura 50.- Diagrama edad de deformación contra longitud oeste, en el cual se utilizaron los datos de diferentes autores	105
Figura 51.- Círculo de Mohr mostrando la ubicación relativa entre los esfuerzos en el Eoceno y en el Oligoceno	107

TABLAS

Tabla 1.- Principales características de fallas en el sur de México	7
Tabla 2.- Eventos de deformación que presentan los terrenos en el sur de México	21
Tabla 3.- Datos geocronológicos de la región de estudio	28
Tabla 4.- Estructuras principales de las secciones en la zona de estudio	63
Tabla 5.- Estructuras contractivas que existen en la región de estudio	75
Tabla 6.- Estructuras cenozoicas de la región de estudio	79
Tabla 7.- Estructuras que se encuentran en los sectores NW, NE, SW y SE	83

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

En México, existen estructuras que delimitan bloques corticales con diferentes historias geológicas. Algunos de estos límites coinciden con discontinuidades que corresponden a zonas de cizalla, que se caracterizan por haber sido reactivadas durante distintos periodos geológicos. Se ha documentado que estas estructuras mayores canalizan el magmatismo, influyen sobre la estratigrafía, constituyéndose en algunos casos en zonas de cizalla de larga vida (Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005). A partir del estudio de estas estructuras es posible hacer modelos para entender la evolución geológico-estructural del sur de México.

Geológicamente el sur de México es una región compleja que amalgama un mosaico de bloques corticales, compuestos por distintos conjuntos estratigráficos, los cuales representan distintos ambientes tectónicos. Es por eso que la evolución de la parte sur de México se ha estudiado con la metodología de caracterización de terrenos tectonoestratigráficos. Los terrenos que conforman la porción sur de México son los terrenos Guerrero, Mixteca, Oaxaca, Xolapa, Juárez y Maya (Campa y Coney, 1983). Los contactos entre estos terrenos son fallas de basamento. Coney (1989), en el estudio que hizo sobre la deformación en los terrenos en el poniente de los Estados Unidos, estableció la geometría y cinemática de las estructuras de los límites entre terrenos y la deformación intra-terrenos. En general, establece que en los límites hay estructuras que presentan una compleja y prolongada historia de deformación, donde la inclinación de la falla y el rumbo varían con las subsecuentes deformaciones. Comúnmente exhuman rocas miloníticas en una estructura telescopeada junto con rocas de falla más someras. En otros casos, el límite de terrenos está oculto por las secuencias estratigráficas posteriores.

Aunque en México hay pocos estudios en las fallas mayores ubicadas en los límites entre terrenos, éstos han contribuido en el conocimiento de la evolución tectónica de sectores importantes de México. A continuación se relata brevemente el avance del conocimiento de las fallas mayores en México.

I.1.-Fallas mayores en México

Una falla de basamento es aquella que corta un basamento, entendiéndose por basamento a un conjunto de rocas plutónicas o metamórficas fuertemente deformadas sobre las cuales descansa discordantemente una secuencia sedimentaria o volcánica. Aquí se propone como una falla mayor a aquella que, producto de su movimiento, pone en contacto dos bloques con historias geológicas distintas.

A principios de la década de los noventa del siglo pasado se tenían reconocidas varias estructuras mayores. Ortega-Gutiérrez *et al.* (1992) mencionan que en la República Mexicana existían 17 estructuras de este tipo (falla La Paz, falla San Pedro Mártir, falla Agua Blanca, falla Cerro Prieto, Megashear Mojave-Sonora, Sistema *Basin and Range*, Sistemas de fallas de cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental, Sistema de fallamiento normal, Sistema de fallas de la Faja Volcánica Transmexicana, falla Papalutla, fallas Taxco-Teloloapan-San Miguel de Allende, falla Chacalapa-Juchatengo, falla Oaxaca, falla Vista Hermosa, Sistema de fallas Polochic-Mastepec, Sistemas de fallas laterales del Cinturón Chiapaneco de pliegues y fallas, fallas de Ticul y Bacalar); muchas de las cuales no habían sido estudiadas. En años recientes, se han caracterizado otras estructuras mayores, por ejemplo la falla de Caltepec (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002, Elías-Herrera *et al.*, 2005; 2007), la falla San Luis Tepehuanes (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005), la falla El Bajío (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001), mientras que otros trabajos descartan algunas de las fallas propuestas como la falla de la Paz (Fletcher *et al.*, 2000).

De las estructuras propuestas por Ortega-Gutiérrez *et al.* (1992), las estructuras que han sido más estudiadas y se consideran de basamento son: la megacizalla Mojave-Sonora (e. g., Silver y Anderson, 1974), aunque la existencia de esta falla no ha sido demostrada todavía hay muchos estudios sobre ella, fallas Taxco-Teloloapan-San Miguel de Allende (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2005), la falla Papalutla (Cerca *et al.*, 2007), la falla Chacalapa (Tolson, 1988), la falla Oaxaca (Alaniz-Álvarez *et al.*, 1996; Nieto-Samaniego *et al.*, 2006) y la falla Caltepec (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002; Elías-Herrera *et al.*, 2005) (Figura 1). La mayoría de estas estructuras corresponden a límites entre terrenos; por ejemplo, la falla Oaxaca es el límite entre el terreno Oaxaca y el terreno Juárez, la falla Caltepec es el límite entre el terreno Mixteca y el Oaxaca y la falla Chacalapa que es el límite entre el terreno Xolapa con los terrenos Oaxaca y Mixteca.

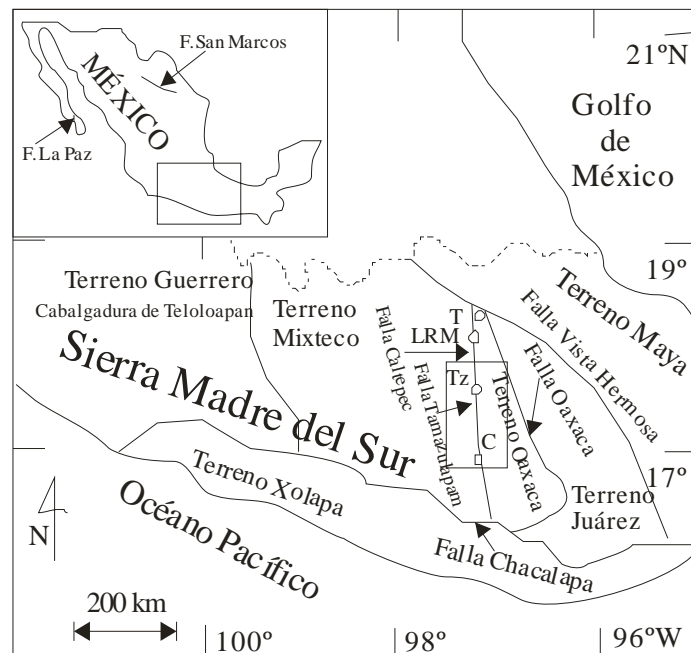


Figura 1.- Fallas mayores en el sur de México. 1) Cabalgadura de Teloloapan, separa los arcos volcánicos del mesozoico del terreno Guerrero de la Plataforma Morelos-Guerrero en el terreno Mixteca, 2) falla Caltepec, límite entre los basamentos de los terrenos Oaxaca y Mixteca (complejos Oaxaqueño y Acatlán), 3) falla Oaxaca, límite de los terrenos Oaxaca y Juárez y 4) falla Chacalapa, límite norte del terreno Xolapa. El rectángulo vertical muestra la región de estudio (Santamaría-Díaz *et al.*, 2008).

Algunas de estas estructuras, a partir de su generación, han tenido distintos periodos de reactivación; al sur de México la falla Oaxaca, presenta reactivaciones desde el Mesozoico hasta el Cenozoico (Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 1997), así como la falla Caltepec que registra periodos de reactivación durante el Mesozoico, Cenozoico hasta el reciente (Elías-Herrera *et al.*, 2005).

Los estudios de fallas de basamento en México (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005; Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005) permiten inferir que estas estructuras tienen como principal característica dividir dominios con distinto estilo estructural. En algunas fallas de basamento, como la falla de Oaxaca y la falla Chacalapa, han tenido actividad recurrente desde su formación, en ambas fallas están expuestas sus raíces (milonitas) yuxtapuestas con las brechas no cohesivas generadas por la falla en niveles más someros.

I.2.- Fallas mayores en la Sierra Madre del Sur

Las fallas de basamento del sur de México que se describirán son las fallas Oaxaca, Chacalapa, Tamazulapam y Caltepec (Tabla 1, Figura 1).

I.2.1.- Falla Oaxaca

La falla Oaxaca es interpretada como el límite tectónico entre los terrenos Juárez y Oaxaca (Campa y Coney, 1983, Sedlock *et al.*, 1993). La falla Oaxaca es un sistema de fallas normales con una longitud aproximada de 200 km, orientadas NNW. Su trazo va desde Tehuacán, Puebla hasta el poblado de Miahuatlán, al sur de la ciudad de Oaxaca (Nieto-Samaniego *et al.*, 1995) (Figura 1). Algunos autores desvían su traza hacia el sureste, siguiendo la falla Donají al noreste de la ciudad de Oaxaca (e. g. Elías-Herrera *et al.*, 2005), sin embargo, los datos de análisis gravimétrico y magnético de Belmonte-Jiménez (2005) documentan la continuación al sur siguiendo la traza NNW-SSE de la falla de Oaxaca tal como se propuso originalmente. La falla de Oaxaca, formada en un régimen frágil, está en contacto con el Complejo Milonítico Sierra de Juárez, formado en un régimen dúctil, constituyendo ambas una zona de cizalla de larga vida. Alaniz-Álvarez *et al.* (1996) infieren que esta zona de cizalla se originó por el cabalgamiento del Complejo Oaxaqueño sobre rocas del terreno Cuicateco, posiblemente durante el Pérmico. Además documentan su actividad durante el Bajociano (169.3 ± 1.7 Ma edad Ar-Ar en muscovita) como falla lateral derecha y su exhumación en el Neocomiano, desplazando el bloque de Yucatán hacia el sur durante la apertura del Golfo de México. Ángeles-Moreno (2006) también documentó la actividad transcurrente de la falla de Oaxaca en su parte central, aproximadamente 100 km al norte de donde se obtuvo la edad bajociana, él la fechó entre el Thitoniano y el Hauteriviano, esto sugiere una velocidad del avance de la cizalla a razón de decenas de centímetros por año. Alaniz-Álvarez *et al.* (1996) documentan la exhumación del cinturón Milonítico en el Neocomiano, y Nieto-Samaniego *et al.* (2006) documentan el cabalgamiento del Complejo Oaxaqueño sobre las rocas mesozoicas en la Sierra de Juárez en la parte norte de la falla durante la orogenia Laramide. Por otro lado, Dávalos-Álvarez *et al.* (2007) documentan un régimen tectónico extensional a lo largo de la falla de Oaxaca, identificando varios pulsos en su mitad septentrional. Esos mismos autores documentan que la falla de Oaxaca se mantuvo activa desde el Eoceno temprano-medio hasta el Plioceno-

Pleistoceno, registrando una migración de la actividad cenozoica de la falla desde Calipam, Puebla hacia el Noroeste.

Así, a través del tiempo geológico, esta estructura ha tenido, diferentes etapas de actividad tectónica con cinemática y magnitud de deslizamiento diferentes como cabalgadura, falla lateral, y como falla normal desde el Pérmico hasta el Mioceno (Alaniz-Álvarez *et al.*, 1996, Ferrusquía-Villafranca *et al.*, 1988), y su actividad más reciente es considerada posiblemente cuaternaria (Centeno-García, 1988, Dávalos-Álvarez, 2006). La actividad de cada una de estas etapas de deformación ha dejado registro estratigráfico y geomorfológico particular en una estructura que yuxtapone rocas de falla formadas a distintas profundidades.

I.2.2.- Falla Chacalapa

Esta estructura es el contacto norte del terreno Xolapa con los terrenos Oaxaca y Mixteca (Campa y Coney, 1983). La falla Chacalapa que se localiza en la parte sur del estado de Oaxaca, presenta los rumbos WNW-SSE en su extremo noroeste, E-W en su parte central, y ENE-WSW en el extremo sureste. La inclinación es hacia el norte cerca de Tierra Colorada, Gro. (Riller *et al.*, 1992), mientras que en el área de Huatulco es hacia el sur (Tolson, 2005). Yuxtapone rocas de los basamentos de los terrenos Mixteco y Oaxaqueño con las del terreno Xolapa aunque hay que considerar que Keppie (2004) propone que esta falla no necesariamente define un límite de terrenos ya que considera que el Complejo Xolapa puede ser la base de los arcos mesozoicos y cenozoicos que afloran al norte. La zona de falla está compuesta por ultramilonita, milonita, protomilonita, pseudotaquilita, filonita y cataclasita (Tolson, 1998). Es una zona de falla lateral izquierda, con componente de falla normal y muestra estructuras que se originaron a profundidades mesocorticales hasta superficiales que reflejan un ejemplo claro de flujo y deformación en una zona de falla. La actividad de la falla en Tierra Colorada, Guerrero, se ha fechado entre 55 y 34 Ma en su actividad dúctil y continuó probablemente de manera frágil hasta el Mioceno ya que las capas de esa edad están inclinadas (Riller *et al.*, 1992; Solari *et al.*, 2007). En Huatulco, Oax., se documentó la actividad dúctil de la falla entre 29 y 23 Ma, aunque se presume que continua su movimiento hasta el Reciente (Tolson, 2005).

I.2.3.- Falla Tamazulapam

PEMEX perforó dos pozos exploratorios para estudiar la cuenca de Tlaxiaco, en la región de Tamazulapam y Teposcolula (Rosas, 1974). Con base en estos datos, López-Ticha (1985) consideró que la cuenca de Tlaxiaco fue yuxtapuesta sobre el Complejo Oaxaqueño por una falla regional con rumbo N-S a la que nombró falla de Tamazulapam. Él propuso que tuvo movimiento lateral izquierdo y una longitud mayor de 250 km. En este trabajo, López-Ticha (1985) propone que esta falla es el límite de dos conjuntos geológicos con basamentos propios y coberturas sedimentarias precretácicas diferentes. De esta manera, se presume que esta falla pone en contacto a los complejos Acatlán y Oaxaqueño, pero está cubierta por rocas volcánicas en la región de Tamazulapam, para después continuar como un alineamiento de rumbo NNW-SSE. Superficialmente la falla Tamazulapam pone en contacto a rocas del Cretácico con rocas del Terciario. La reactivación de esta estructura está documentada en varios trabajos (López-Ticha, 1985; Torres-Torres *et al.*, 1984; Meneses-Rocha *et al.*, 1994; González-Ramos *et al.*, 2000). López-Ticha (1985) propone que la reactivación de falla de Tamazulapam inició a finales del Cretácico, durante la orogenia Laramide, como falla lateral izquierda, Torres-Torres *et al.* (1984) sugieren que fue reactivada en el Mioceno como falla lateral con componente derecha transpresiva, y posteriormente como falla lateral izquierda (González-Ramos *et al.*, 2000).

I.2.4.- Falla Caltepec

Ortega-Gutiérrez (1975) fue el primero en hacer estudios sobre esta estructura. Ahí se menciona que tiene un rumbo N-S, y que corresponde a una zona de cizalla con 300 m de espesor de cataclasita/milonita. La falla fue considerada como el límite tectónico entre dos bloques corticales (terrenos Mixteca y Oaxaca), con dos etapas de reactivación, la primera ocurrió en el pre-Cretácico y la segunda post-Cretácico. Posteriormente ésta falla, localizada en el contacto entre los complejos Acatlán y Oaxaqueño, fue interpretada como una sutura paleozoica entre paleocontinentes, formando una zona de cizalla dúctil vertical con rumbo N-S, con una continuidad de 200 km (Ortega-Gutiérrez, 1981). En años recientes, esta estructura ha sido estudiada por Vega-Carrillo *et al.* (1998), Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez (2002) y Elías-Herrera *et al.* (2005) quienes la caracterizan como una zona de cizalla dúctil que separa el basamento de dos terrenos tectonoestratigráficos en el sur de México, y le asignan una edad de

yuxtaposición en el Pérmico temprano. La zona de falla presenta una estructura de media flor (Elías-Herrera *et al.*, 2005) con un rumbo general NNW, su trazo se observa al oeste de Tehuacán, Metzontla, pasando por el poblado de Cuananá siguiendo hasta el sur de Juchatengo, en el estado de Oaxaca, donde está truncada por la falla Chacalapa (Vega-Carrillo *et al.*, 1998). La falla Caltepec se ha estudiado a lo largo de unos 15 km en tres zonas: en Metzontla, al sur del poblado de Caltepec sobre el Cañón de Cozahuico y en el Cañón del Carrizal. En los cañones Cozahuico y Carrizal, Elías-Herrera *et al.* (2005) y Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez (2002) reportaron que, de oriente a poniente la falla Caltepec tiene la siguiente distribución de rocas asociadas a deformación dúctil: 100 a 500 m de espesor, compuesta de gneises dislocados, 200-500 m de milonita con foliación vertical, 2-4 km de un granito milonitizado con foliación que varía de vertical inclinándose hacia ENE.

Tabla 1.- Principales características de las fallas de basamento del sur de México

Nombre de la falla	Orientación	Longitud	Edad y cinemática
falla Oaxaca	NNW	200 km desde Miahuatlán Oaxaca hasta Tehuacán, Puebla	Pérmico-Cabalgadura Jurásico-Falla lateral Jurásico-Cretácico-falla normal Cretácico-Paleoceno-cabalgadura Eoceno-Mioceno-falla normal
falla Chacalapa	E-W	10 km al poniente de San José Chacalapa y 40 km al orientes hasta intersectar con la línea de costa del Océano Pacifico	Oligoceno-Reciente-falla lateral izquierda
falla Tamazulapam	N-S, NNW-SSE	250 km desde Tamazulapam hasta Cuananá	Cretácico-falla lateral izquierda Mioceno-falla lateral transpresiva falla lateral sinistral
falla Caltepec	N-S, NNW	200 km desde Tehuacán, Puebla hasta Juchatengo, Oaxaca	Pérmico-falla lateral Cenozoico-falla normal

Hacia el poniente se encuentra un paquete de esquistos de mica-granate con estructura planar (Complejo Acatlán) dislocados por fallamiento frágil (Elías-Herrera *et al.*, 2005). La edad de la formación de la falla fue inferida en 270.4 ± 2.6 Ma a partir del fechamiento U-Pb de zircones colectados del granito Cozahuico el cual se consideró sintectónico. La presencia y reactivación cenozoica de la falla de Caltepec en la región de Tamazulapam, aproximadamente 50 km al sur de la región donde fue definida, fue propuesta primero por Martiny *et al.* (2002, 2003) y posteriormente por Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez (2005).

I.3.- Planteamiento del Problema

Se han realizado estudios sobre reactivación de fallas, los cuales se han abordado desde varios puntos de vista estratigráfico, estructural, sismológico, etc., así como desde el punto de vista analógico (e.g. Higgins y Harris, 1997; Dubois *et al.*, 2002; Finch *et al.*, 2004; Schreurs, 2003; Viola *et al.*, 2004). En México los estudios sobre reactivación de fallas mayores se basan en estudios de campo principalmente (McKee *et al.*, 1984; Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005; Molina-Garza e Iriando, 2005; Chávez-Cabello *et al.*, 2005; Tolson, 2005; Elías-Herrera *et al.*, 2005). Los estudios de estas grandes estructuras han pretendido diseñar modelos paleogeográficos y tectónicos de una región determinada, así como tratar de inferir mecanismos de deformación de la corteza y entender cómo las grandes estructuras han influido en la estratigrafía regional, ya que algunas de las estructuras están delimitando bloques corticales con historias geológicas contrastantes. Ejemplos de los estudios de estructuras mayores que han abordado problemas de paleogeografía en México son la supuesta megacizalla Mojave-Sonora y la falla San Marcos, mientras que los que han abordado cuestiones de límites de bloques corticales son los estudios de las fallas de Caltepec, Chacalapa y Oaxaca.

Por otro lado, la influencia de las estructuras preexistentes en deformaciones posteriores también ha sido explorada a través de experimentos analógicos. En general, se considera que una falla de basamento preexistente favorece la formación de un patrón de fallas paralelas a dicha falla, independientemente del nuevo régimen, siempre y cuando la deformación afecte a ambas, cobertura y basamento, y haya cierto grado de acoplamiento entre ellos (e. g., Dubois *et al.*, 2002; Viola *et al.*, 2004). Se han realizado modelos analógicos para conocer cómo las fallas preexistentes determinan el patrón de fallas subsecuente analizando casos de regímenes

extensional (e.g., Higgins y Harris, 1997), lateral y contractivo (e.g., Costa y Vendeville, 2002; Finch *et al.*, 2004).

También se ha estudiado el control de la sedimentación para conocer cómo influye el aumento en la carga litostática, así como, la presencia de una capa dúctil en el sustrato. Particularmente interesante para este trabajo ha sido el modelado de la deformación donde hay una capa dúctil subyacente sobre un basamento afallado (Higgins y Harris, 1997; Withjack y Callaway, 2000; Richardson *et al.*, 2005), en ese caso ocurre el desacoplamiento y por lo tanto la falla de basamento deja de ser importante para la deformación de la cobertura.

En este trabajo se estudió el comportamiento de la deformación cenozoica en una secuencia de rocas que sobreyace a una falla de basamento en una región donde no está expuesta. El caso de estudio es la continuación al sur de la falla de Caltepec, donde la falla que pone en contacto a los complejos Acatlán y Oaxaqueño está cubierta por sedimentos mesozoicos y cenozoicos. Se ha considerado que el bloque Acatlán-Oaxaca, formado en la región donde afloran ambos complejos y su cobertura, han actuado como un bloque rígido durante las deformaciones posteriores a su yuxtaposición; esta afirmación se basa en que hay una concentración de la deformación en sus límites (Nieto-Samaniego *et al.*, 2006, Cerca *et al.*, 2007) (Figura 2). Hacia el sur de donde la falla de Caltepec se definió, y dónde está expuesto el contacto entre los complejos Oaxaqueño y Acatlán, la deformación a lo largo de la traza de la falla de Caltepec no está concentrada ni se puede decir que haya rocas de fallas telescopadas (formadas a distintas profundidades) concentradas en una zona de cizalla. Por lo anteriormente expuesto, no se puede considerar que la falla de Caltepec sea considerada una zona de cizalla de larga vida, en contraste con la falla de Oaxaca, casi paralela a ella, que si lo es y con la falla de Chacalapa, perpendicular a ella que también lo es.

Así, el problema a resolver es explicar por qué en la zona de estudio la falla de basamento está oculta aunque se sabe que existe a profundidad.

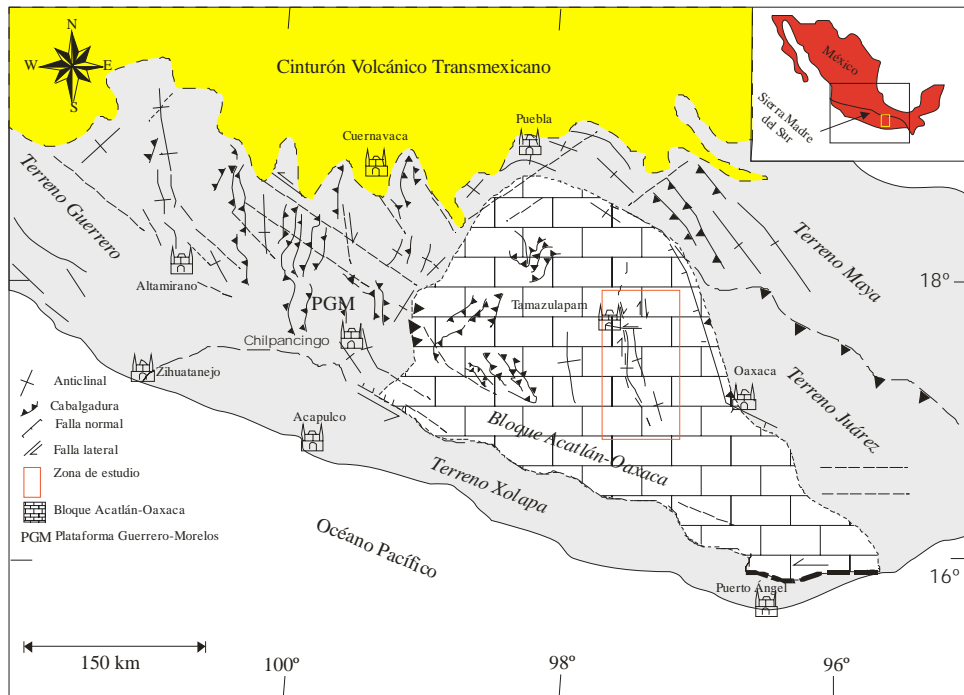


Figura 2. Localización del Bloque Acatlán-Oaxaca en la Sierra Madre del Sur (modificado de Nieto-Samaniego *et al.*, 2006; Cerca *et al.*, 2007). Nótese la deformación que rodea el Bloque Acatlán-Oaxaca.

1.4.- Objetivos del trabajo

Explicar por qué esta falla de basamento no fue activada como otras del sur de México para constituirse en una zona de larga vida.

Determinar la influencia de una falla de basamento (Caltepec) no expuesta sobre la estratigrafía y la deformación durante el Cenozoico en la región de Tamazulapam, Oaxaca.

Desarrollar un método gráfico para determinar la compatibilidad cinemática de un grupo de fallas con diferentes orientaciones

1.5.- Metas

- a) Identificar diferencias estructurales y estratigráficas a lo largo de la zona de contacto entre los complejos Acatlán y Oaxaqueño.

- b) Identificar y documentar las estructuras influenciadas por la reactivación cenozoica de la falla Caltepec a lo largo de su trazo.
- c) Establecer los eventos de deformación ocurridos en el área de estudio.

I.5.1.- Metas específicas

- a) Cartografía y estratigrafía de la zona de estudio.
 - Caracterizar columnas estratigráficas: tipos de sedimentación y de volcanismo
- b) Diferenciar los dominios estructurales.
- c) Realizar tres secciones geológico-estructurales E-W.
 - Sección Cerro Tres Cruces-San Agustín Montelobos.
 - Sección Cañada María-Tecomatlán.
 - Sección Cañada María-Llano de Jesús.
- d) Reconocer los eventos de deformación.

I.6.- Localización de la zona de estudio

La zona de estudio se ubica al sur de la República Mexicana, aproximadamente a 200 km al SE de la Ciudad de México. Se localiza en la porción NW del estado de Oaxaca entre las coordenadas geográficas 16° 35' a 18° 00' de Latitud Norte, 97° 05' a 97° 45' de Longitud Oeste (Figura 3).

El trabajo geológico cubre parte de las cartas topográficas escala 1:50 000 de INEGI, en las hojas Tepelmeme (E14D15), Santa María Tecmovaca (E14D16), Tamazulapam (E14D25), San Juan Bautista Coixtlahuaca (E14D26), Yolomecatl (E14D35), Asunción Nochixtlán (E14D36), San Agustín Tlacotepec (E14D45), Santiago Yosundua (E14D55) y Santiago Ixtayutla (E14D65). Todas estas hojas están englobadas en la hoja topográfica escala 1: 250 000 (Oaxaca, E14-9). Los poblados más importantes son: Tamazulapam, Tepelmeme, Yanhuitlán, Teposcolula, Nochixtlán, Yolomecatl, Yosundua, Chalcatongo y San Juan Teita.

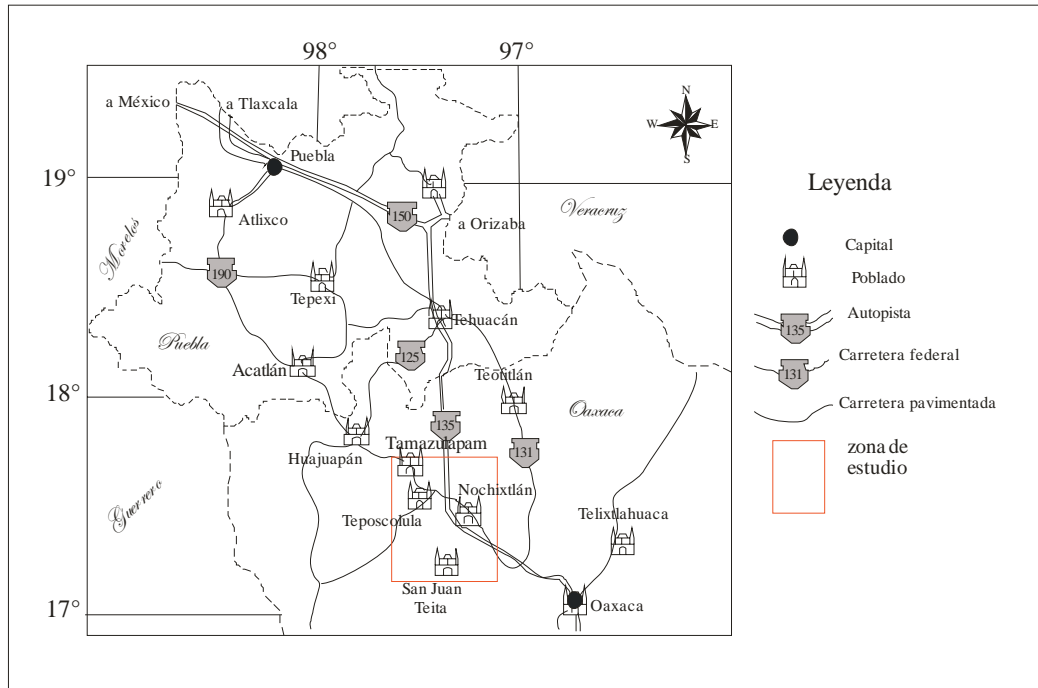


Figura 3. Vías de acceso a la zona de estudio.

I.6.1.- Vías de acceso

Las principales vías de acceso para llegar a la zona de estudio son: la carretera federal No. 190 Cuernavaca-Acatlán-Nochixtlán-Oaxaca y la carretera No. 150 México-Puebla-Tehuacán, para después continuar por la autopista No. 135 Tehuacán-Oaxaca (Figura 3).

I.7.- Metodología de trabajo

Para la realización de este trabajo se hizo trabajo de campo, gabinete y laboratorio, en varias etapas. Primero se seleccionó la zona de estudio, así como la estructura a estudiar, en este caso, la región donde se ubica la falla Tamazulapam la cual pone en contacto rocas cretácicas con rocas cenozoicas, en la parte noroccidente del estado de Oaxaca.

Se recopiló y analizó la información bibliográfica referente a los documentos hechos sobre la zona de estudio y de la falla Tamazulapam, así como el vaciado de información de tipo geológico en las hojas topográficas escala 1: 50, 000 y de fotografías aéreas escala 1: 75 000.

Después se elaboró un mapa fotogeológico base de la zona de estudio escala 1:50 000, que posteriormente, este mapa se integró como un mapa geológico. Posteriormente se hicieron 6 salidas al campo para corroborar, identificar, describir e interpretar las unidades estratigráficas, y las relaciones que guardan entre ellas, así como las principales estructuras (fallas, pliegues y lineamientos) en 17 estaciones estructurales.

Para determinar las relaciones estratigráfico-estructurales de las unidades litológicas se hicieron tres secciones geológico-estructurales perpendiculares a la falla Tamazulapam donde se tomaron datos estructurales detallados (planos de falla, estratificación, ejes de pliegue, diques). Así mismo, durante estos recorridos se tomaron 19 muestras de roca para análisis petrográfico y 4 para fechamientos isotópicos por el método K-Ar. Las muestras fueron procesadas en los laboratorios del Centro de Geociencias de la UNAM y los fechamientos se realizaron en el laboratorio Actlabs Geochronology en Canadá. Los datos estructurales se analizaron por el método de inversión de estrías para identificar para cada zona la dirección de máxima extensión, en el programa de Angelier (1990) y con el programa Reactiva (Tolson *et al.*, 2001). Se elaboraron los diagramas de compatibilidad cinemática (DCC) con el objeto de distinguir las estructuras que se activaron en un mismo evento. Los métodos de Reactiva y los Diagramas de Compatibilidad Cinemática se describen en el capítulo 3.

I.8.- Antecedentes

I.8.1.- Trabajos previos

La región entre Caltepec y Tamazulapam ha sido ampliamente estudiada. Los trabajos geológicos realizados en esta región datan desde finales del siglo XIX hasta la fecha. Los primeros trabajos son principalmente de índole estratigráfica y paleontológica en rocas precenozoicas, de los cuales se pueden mencionar el de Böse (1898) que realizó trabajos sobre la estratigrafía del Jurásico. A inicios del siglo XX, Ordoñez (1906) estudio las rocas del precámbrico. Durante 1910-1949 los trabajos realizados fueron sobre estratigrafía del Mesozoico,

paleontología de cefalópodos del Jurásico y plantas del Rético, en los estados de Guerrero y Oaxaca (Birkinbine, 1911; Burckhardt, 1927; 1930; Imlay, 1938; Barrera, 1946; Maldonado, 1948; Salas, 1949).

En la década de 1960 se realizaron los primeros trabajos de geocronología de rocas del Precámbrico, y se continuó con trabajos sobre paleontología de pelecípodos en los estados de Oaxaca y Puebla (Fries *et al.*, 1962; Alencáster, 1963; Alencáster y Buitrón, 1965; Cárdenas, 1966).

Los trabajos realizados en la década de los mil novecientos setenta fueron principalmente de índole estratigráfica, paleontológica y sedimentológica (Schlaepfer, 1970). Uno de los trabajos más importantes fue el realizado sobre el contacto entre los Complejos Acatlán y Oaxaqueño donde se propone que el contacto es una falla de 300 m de espesor denominada como falla Caltepec (Ortega-Gutiérrez, 1978). Otros trabajos importantes fueron sobre la estratigrafía de la región de Tamazulapam-Teposcolula-Yanhuitlán donde se definió y se propuso de manera formal el nombre de algunas formaciones del Mesozoico y del Cenozoico (Ferrusquía-Villafranca, 1970) y el estudio de la estratigrafía del Paleozoico Inferior-Superior de la región de Nochixtlán (Pantoja-Alor, 1970).

En la década de los mil novecientos ochenta se hicieron estudios sobre estratigrafía, geología económica y estructural (Ortega-Gutiérrez, 1981; Corona-Esquivel, 1983; López-Ticha, 1985). En esta década destaca el trabajo estratigráfico realizado para determinar el potencial petrolero en la Cuenca de Tlaxiaco (Basáñez *et al.*, 1984), se hace mención del contacto que limita a los Complejos Acatlán y Oaxaca y se plantea que es una falla regional con una longitud de 250 km nombrada falla Tamazulapam (López-Ticha, 1985).

En la década de los mil novecientos noventa los trabajos que se realizaron fueron de índole geológico-estructural y geocronológicos, tendientes a resolver problemas paleogeográficos y tectónicos en el sur de México (Meneses-Rocha *et al.*, 1994; Weber *et al.*, 1997; Vega-Carrillo *et al.*, 1998; Centeno-García y Keppie, 1999; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999). Meneses-Rocha *et al.* (1994) estudiaron las cuencas de Tlaxiaco y la Plataforma Guerrero-Morelos, donde determinaron que el origen de la primer cuenca está relacionada con la evolución del Golfo de México, mientras que la segunda la asociaron con la subsidencia que se produjo detrás del arco magmático que existía en la costa del Pacífico. Las cuencas registraron dos eventos tectónicos, el primero se originó a fines del Jurásico y principios del Cretácico, lo asociaron al calentamiento,

engrosamiento y enfriamiento de la corteza producto de la expansión del fondo oceánico hacia el oriente del arco magmático del Jurásico, mientras que el evento más joven lo relacionan con la Orogenia Laramide entre el Paleoceno y el Eoceno Medio. Centeno-García y Keppie (1999) presentan estudios sobre la deformación de rocas del paleozoico donde documentan que estas rocas presentan cuatro fases de deformación, una de las cuales se desarrolló antes del depósito del Pérmico y dos antes del depósito de rocas cretácicas. Vega-Carrillo *et al.* (1998) estudiaron la falla de Caltepec, asignándole una longitud de 150 km y sugirieron su continuidad de norte a sur, desde Tehuacán, en los Reyes Metzontla Puebla, pasando por el poblado de Cuananá, siguiendo hasta el sur de Juchatengo, en el estado de Oaxaca.

Los trabajos realizados del 2000 hasta la fecha, fueron de índole estratigráfica, geocronológica, geoquímica, estructural y paleontológica. La gran mayoría de estos trabajos fueron enfocados a resolver problemas tectónicos del basamento presente en la parte sur de México especialmente problemas tectónicos sobre los complejos Acatlán y Oaxaqueño que afloran en esta región (e. g. Ramírez-Espinosa, 2001; Flores de Dios *et al.*, 2000; 2003; Campa *et al.*, 2002; Malone *et al.*, 2002; Sánchez-Zavala *et al.*, 2002; Solari *et al.*, 2000; 2003; Keppie *et al.*, 2003; Keppie, 2004; Keppie *et al.*, 2004a; Keppie *et al.*, 2004b; Talavera-Mendoza *et al.*, 2005; Keppie *et al.*, 2006 Nance *et al.*, 2007; Miller *et al.*, 2007; Middleton *et al.*, 2007; Hinojosa-Prieto *et al.*, 2008; Keppie *et al.*, 2008a; Keppie *et al.*, 2008b; Ramos-Arias *et al.*, 2008). También destacan los trabajos sobre la deformación y vulcanismo del sur de México durante el Mesozoico y Cenozoico (e. g. Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002; Nieto-Samaniego *et al.*, 2006; Alaniz-Álvarez *et al.*, 2007; Cerca *et al.*, 2007; Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002; Cerca *et al.*, 2004, 2007; García-Villegas, 2008). Entre los trabajos más recientes que tratan sobre deformaciones en el sur de México, se pueden mencionar los realizados por Nieto-Samaniego *et al.* (2006) donde proponen que la deformación y las estructuras que se formaron en el sur de México fueron originadas por tres eventos durante el Cretácico-Cenozoico.

Durante la última década se han propuesto varios modelos para el Cenozoico. Morán-Zenteno *et al.* (2000, 2005) reconocieron para el Eoceno y principios del Oligoceno, en la Sierra Madre del Sur, eventos magmáticos del Paleoceno al Mioceno y episodios de fallamiento lateral izquierdo que activaron fallas con orientación NW y N-S. Alaniz-Álvarez *et al.* (2002) documentaron que el vulcanismo y el fallamiento lateral en la región de Taxco fueron sincrónicos y demostraron la existencia de dos fases de fallamiento lateral para el Eoceno tardío-Oligoceno

temprano. Cerca *et al.* (2004, 2007) simularon la deformación Laramide y post-Laramide de la Sierra Madre del Sur. Consideraron que la Laramide finalizó en el Maastrichtiano en la Plataforma Guerrero-Morelos (PGM) y proponen que las deformaciones contráctiles más jóvenes se deben a otros eventos tectónicos relacionados con la traslación y rotación alrededor del bloque Acatlán-Oaxaca en el Paleoceno durante la interacción del arco Caribeño y la placa en el límite sur del bloque de Chortis. Particularmente interesante ha sido la discusión sobre la hipótesis de la migración del bloque de Chortis a lo largo de la trinchera mesoamericana. Por una parte Keppie y Morán-Zenteno (2005) y Morán-Zenteno *et al.* (2009) cuestionan los argumentos que soportan dicha hipótesis y proponen que el bloque de Chortis migró desde el suroeste hasta su posición actual en un modelo alternativo que le nombran modelo “Pacífico”, aduciendo que la deformación transcurrente izquierda y el truncamiento de la margen continental observada se deben a una subducción oblicua producida por erosión tectónica. Silva-Romo y Mendoza-Rosales (2009) cuestionan el modelo de Keppie y Morán-Zenteno (2005) argumentando que la erosión por subducción debió haber sido 20 veces mayor que la que se produce actualmente por este fenómeno. En el modelo “Pacífico” de Keppie y Morán (2008) consideran que la deformación lateral izquierda paralela a la costa es un argumento de baja jerarquía para apoyar al modelo tradicional, sin embargo no tomaron en cuenta la migración de la edad de deformación ni el cambio en los regímenes de deformación que han sido documentados en el interior del continente (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002, Nieto-Samaniego *et al.*, 2006). En este trabajo se documentará la edad y tipo de los eventos cenozoicos ocurridos dentro del bloque Acatlán-Oaxaqueño para añadir datos a la discusión.

CAPÍTULO II

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

Con el propósito de integrar una visión general del marco geológico regional, se muestra a continuación una revisión de los terrenos tectonoestratigráficos que componen la Sierra Madre del Sur.

El concepto de terrenos se utiliza para nombrar bloques limitados por fallas que tienen una historia geológica diferente con la de los bloques adyacentes (Coney *et al.*, 1980). La diferencia estratigráfica de cada terreno, registrando una historia geológica diferente, con respecto a los terrenos adyacentes, sugiere que los terrenos se transportaron tectónicamente y se acresionaron, al continente o a un terreno adyacente, después de su formación. Si se considera que el origen de los terrenos ocurrió lejos de un cratón, entonces la edad de la formación de la estructura que está en el límite de terrenos representa la de la yuxtaposición. Por otro lado, el estudio de las secuencias estratigráficas y de las deformaciones ocurridas en dos terrenos adyacentes, además del análisis estructural de la falla que los limita, pueden ayudar a entender la evolución de dos terrenos después de su amalgamación. Hay que considerar que en el noroeste de los Estados Unidos, muchas de las estructuras que limitan terrenos son fallas de larga vida cuya actividad registrada es más joven de la edad de la acreción y que registran una historia compleja y prolongada (Coney, 1989).

II.1.-Terrenos tectonoestratigráficos en el sur de México

La Sierra Madre del Sur ha sido dividida en terrenos tectonoestratigráficos (Campa y Coney, 1983; Sedlock *et al.*, 1993; Dickinson y Lawton, 2001; Keppie, 2004, Centeno-García *et al.*, 2008). Los nombres de algunos terrenos varían dependiendo el autor, por ejemplo al terreno Oaxaca, se le nombra Zapoteco (Sedlock *et al.*, 1993) y Oaxaquia (Keppie, 2004; Centeno-García *et al.*, 2008). El terreno Juárez de Campa y Coney (1983), es nombrado como Cuicateco por Sedlock *et al.* (1993) y al terreno Xolapa le nombran Chatino. El principal desacuerdo entre trabajos está en la ubicación de las subdivisiones del terreno Guerrero y el límite poniente del terreno Mixteco, pero en general la mayoría coincide en la presencia y ubicación de los terrenos

Mixteca, Oaxaca y Juárez en el centro de la Sierra Madre del Sur. Aquí utilizaremos la nomenclatura propuesta por Campa y Coney (1983) (Figura 4).

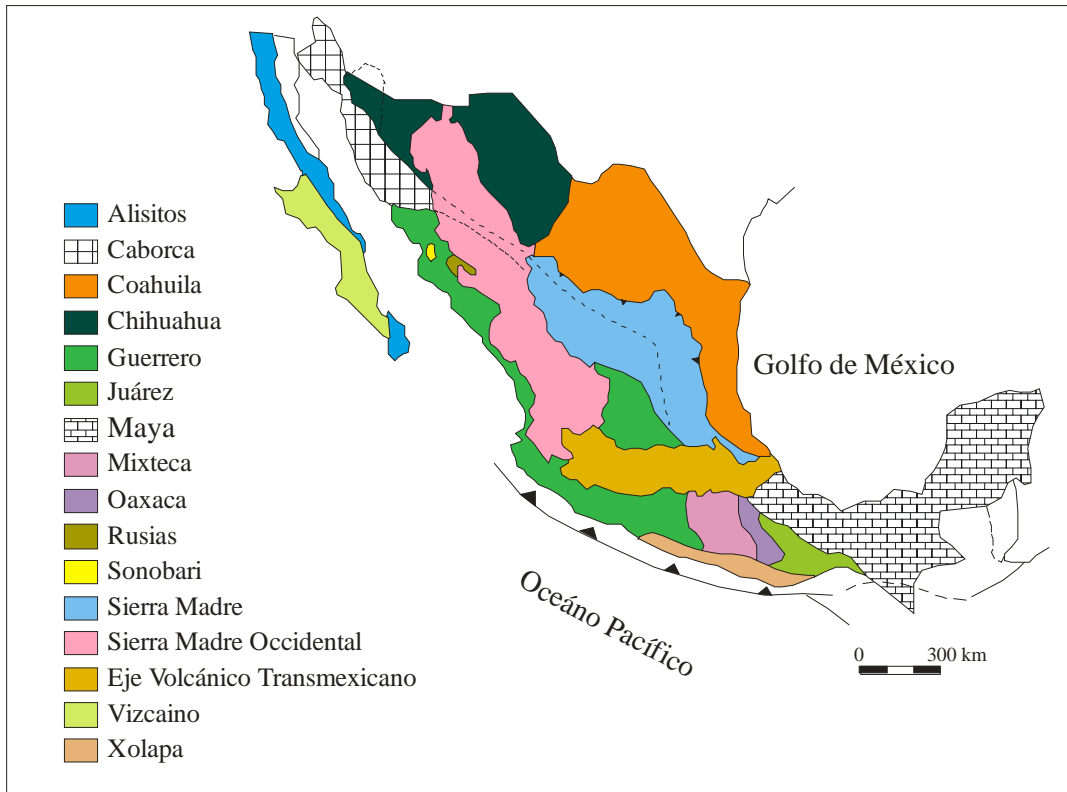


Figura 4. Mapa de terrenos de México. Terrenos que componen la Sierra Madre del Sur: Guerrero, Mixteca, Oaxaca, Juárez y Xolapa (Redibujado de Campa y Coney, 1983).

Se describen a continuación las características generales de los terrenos Mixteca, Oaxaca y Juárez, resaltando los aspectos tectónicos, la edad de la yuxtaposición y se describen únicamente las deformaciones que los han afectado.

II.1.1.- Terreno Mixteca

El basamento del terreno Mixteca es el Complejo Acatlán, constituido principalmente por dos secuencias del Paleozoico temprano (Ortega-Gutiérrez, 1978; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999). Se ha interpretado que el Complejo Acatlán formó parte de un océano Paleozoico. Ortega-

Gutiérrez *et al.* (1999) propusieron que formó parte del Océano Iapetus en el Cámbrico-Ordovícico, mientras Keppie y Ramos (1999) plantearon que formó parte del Océano Rheico durante el Ordovícico-Devónico. Talavera-Mendoza *et al.* (2005) y Vega-Granillo *et al.* (2007), ubican al Complejo Acatlán entre Laurentia y un arco en el mar Bay Verte, en el Iapetus y en el Océano Rheico. Las rocas que componen al terreno Mixteca se ha propuesto que se formaron en un margen pasivo (Ramírez-Espinosa, 2001) o trinchera y depósitos de frente de un arco (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999) y en zonas de trinchera-arco oceánico (Ramírez-Espinosa, 2001). Nance *et al.* (2007) determinaron que las rocas del Complejo Acatlán formaron parte del Océano paleo-Pacífico y son vestigio del Océano Rheico, y registran una historia de *rifting*, magmatismo, subducción, colisión, asociados con la amalgamación y rompimiento de Pangea. Middleton *et al.* (2007) realizaron trabajos estructurales y geocronológicos del Litodema de Asis, de esos datos obtuvieron que las rocas que lo conforman registran una exhumación en el Devónico-Carbonífero seguido de una subducción que se relaciona más con el origen del Océano Rheico que con el de Iapetus. Keppie *et al.* (2008a) proponen una interpretación sobre el origen del registro geológico paleozoico del sur de México, indican que se formó y junto a ellos Oaxaquia sobre el margen noroeste de Gondwana en dos ambientes tectónicos: a) un ambiente de plataforma-rift en el Cámbrico-Silúrico sobre la margen sur del Océano Rheico, b) un ambiente de margen activo en el Océano Pacífico en el Devónico-Pérmico.

Sobreyaciendo al Complejo Acatlán se encuentran las secuencias sedimentarias del Paleozoico tardío (Flores de Dios *et al.*, 2002; Talavera-Mendoza *et al.*, 2005). Sobreyaciendo a éstas se encuentran las rocas volcánicas y sedimentarias del Mesozoico y Cenozoico. El origen y la evolución del Complejo Acatlán están referidos siempre a la evolución de los cinturones orogénicos paleozoicos, así como con los sistemas Apalachianos y al margen proto-Andino de Gondwana. Los sistemas paleozoicos mexicanos han sido mencionados como el producto final de una colisión continental entre Laurentia, Báltica y Gondwana, originando el supercontinente Pangea en el Paleozoico tardío; sin embargo, Morales-Gámez *et al.* (2008) han mostrado que hay estructuras ordovícicas relacionadas a un rift transtensional más que una orogenia, desde los primeros trabajos se ha propuesto también que su origen está relacionado con la apertura y clausura de una cuenca oceánica y representa sólo uno de los márgenes de los dos lados del océano de Iapetus.

El terreno Mixteca se distingue por presentar varias fases de deformación (Tabla 2) (Malone *et al.*, 2002; Monroy *et al.*, 1984; Ortega *et al.*, 1997; Ortega-Gutiérrez, 1975, 1979, 1981; Powell *et al.*, 1998; Sedlock *et al.*, 1993; Yáñez *et al.*, 1991; Weber *et al.*, 1992, 1997, Ramos-Arias *et al.*, 2008, Vega-Granillo *et al.*, 2007). Las primeras fases están relacionadas con la orogenia Acatecana del Ordovícico Tardío-Silúrico temprano y las otras fases a la orogenia Ouachita (Pérmico temprano). Para el Mesozoico se ha propuesto una deformación contractiva que formo pliegues y cabalgaduras con vergencia hacia el oriente que ocurrió hacia finales del Maastrichtiano, por la edad y por el tipo de deformación se ha asociado esta deformación con la orogenia Laramide. Para el Cenozoico se han reportado dos eventos de deformación transcurrente en la zona de Taxco, Guerrero: el primero con extensión al NNW-SSE y el segundo con extensión al NE-SW, ocurridos durante el Eoceno tardío-Oligoceno temprano (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002; Morán-Zenteno *et al.*, 2004).

El límite tectónico entre los terrenos Mixteca y Guerrero se ha establecido sobre la cabalgadura de Teloloapan, Cabral-Cano *et al.* (2000) establecen que el límite más que una estructura mayor es una serie de fallas paralelas las cuales son el resultado de la deformación asociada a la Orogenia Laramide del Cretácico tardío al Paleógeno.

El límite entre los terrenos Mixteca y Oaxaca es la falla de Caltepec de edad Pérmica (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002, Elías-Herrera *et al.*, 2005).

II.1.2.- Terreno Oaxaca

El terreno Oaxaca está constituido por un basamento de rocas metamórficas en facies granulíticas y anortosíticas con una cubierta sedimentaria que inició en el Paleozoico (Campa y Coney, 1983). Su basamento es el Complejo Oaxaqueño compuesto por ortogneises graníticos, sieníticos y gabro-dioríticos (migmatizados), una secuencia de metasedimentos y una secuencia de rocas máficas constituida por anortositas, gabros y charnoquitas de granate, que presentan facies de granulita (Solari *et al.*, 2000, 2003). Las edades U-Pb en zircones obtenidas para el complejo van de 990 a 1300 Ma (Solari *et al.*, 2003; Keppie *et al.*, 2003).

Tabla 2.- Eventos de deformación que presentan los terrenos que componen la Sierra Madre del Sur.

Terreno	Eventos de deformación	Edad
Mixteca	3 a 6	Ordovícico tardío-Silúrico temprano (Orogenia Acatecana) Devónico tardío (Orogenia Mixteca)
Oaxaca	6 (D ₁ -D ₆)	979±3-1004±3 Ma (Zapotecano) 1100 Ma (Olmecano)
Juárez	2 a 3 (D ₁ -D ₃)	D ₁ = Maastrichtiano D ₂ = Iaramídico D ₃ = post-Eoceno

Solari *et al.* (2000; 2003) determinaron que el Complejo Oaxaqueño presenta estructuras de deformación dúctil que se formaron en seis eventos de deformación, predominando dos eventos tectonotermales, el primero de 1100 millones de años (Olmecano) y el segundo de 979 ±3 a 1004 ±3 (Zapotecano). La cubierta que sobreyace discordantemente al Complejo Oaxaqueño es una secuencia del Paleozoico inferior y superior (Robinson y Pantoja-Alor, 1968; Navarro-Santillán *et al.*, 2002). Las secuencias del Paleozoico están cubiertas por secuencias marinas y continentales del Cretácico y del Cenozoico (López-Ticha, 1969, 1970, 1985; Ferrusquía-Villafranca, 1976; Ortega-González y Lambarria-Silva, 1991; González, 1970; Zaldivar-Ruiz *et al.*, 1993; Schlaepfer, 1970; Hisazumi, 1932; Salas, 1949).

La yuxtaposición de los terrenos Oaxaca y Juárez corresponde a una cabalgadura. Aunque no se ha fechado la yuxtaposición, la correlación entre estructuras pre-Jurásicas de acortamiento con rumbo N-S generadas durante el Pérmico en el Complejo Oaxaqueño sugiere fuertemente que la cabalgadura que pone en contacto ambos terrenos debió ser Pérmica (Alaniz-Álvarez *et al.*, 1996; Centeno-García y Keppie, 1999; Elías-Herrera *et al.*, 2005).

Los eventos de deformación que han sido documentadas para el Cenozoico son eventos contraccionales y de extensión. Nieto-Samaniego *et al.* (2006) proponen tres eventos de deformación durante el Cretácico-Cenozoico. En el primer evento se originaron estructuras de acortamiento producto de la orogenia Laramide durante el Cretácico Tardío-Eoceno medio donde el basamento cabalga a la cobertura del terreno Juárez. El segundo evento se formó en un régimen principalmente transcurrente producto de un acortamiento horizontal NE-SW en el Eoceno hasta el Oligoceno y, en el tercer evento, se formaron fallas laterales y normales producidas por una extensión horizontal NW-SE durante el Oligoceno-Mioceno. Dávalos-Álvarez *et al.* (2007) reconocieron dos eventos de deformación sobre la falla de Oaxaca, el primer evento compresivo fue asociado con la orogenia Laramide en el Turoniano-Santoniano, produjo una cabalgadura del basamento sobre la cobertura del terreno Juárez y pliegues con una dirección axial NNW. El segundo evento de extensión inició a finales del Paleoceno e inicios del Eoceno y tuvo varias fases a lo largo del Cenozoico.

II.1.3- Terreno Juárez

El terreno Juárez está formado por una secuencia vulcanosedimentaria del Jurásico Superior-Cretácico Inferior, compuesta por arenisca y arenas calcáreas, intercaladas con caliza con pedernal y *pillow* lavas de composición andesítica (Charleston, 1980; Carfantan, 1981; Campa y Coney, 1983), así como por bloques ultramáficos. Las rocas sedimentarias y volcánicas del terreno Juárez fueron depositadas en una cuenca durante el Jurásico-Cretácico Temprano (Sedlock *et al.*, 1993). Ángeles-Moreno (2006) propone que la formación de esta cuenca fue por un *pull-apart* regional entre el Tithoniano y Hauteriviano y que la base del terreno Juárez la conforma el complejo metamórfico Mazateco de edad paleozoica.

La cubierta del terreno Juárez está compuesta de rocas sedimentarias y volcánicas del Cenozoico (Sedlock *et al.*, 1993), presentan dos episodios de acortamiento con rumbo NE-SW, el primero en el Turoniano y el segundo laramídico (Carfantan, 1981). Pérez-Gutiérrez *et al.* (2009) determinaron que las rocas del terreno Juárez presentan por lo menos hasta tres fases de deformación, la primera fase (Maastrichtiano) la asociaron a un evento transcurrente sinistral, la segunda fase está definida por el plegamiento de los planos axiales relacionada a la orogenia Laramide y la tercera fase del post-Eoceno definida por el fallas normales y laterales.

Algunos datos sugieren que la orogenia Laramide migró hacia el Este, en tiempo y espacio, ha sido documentada en Tetelcingo en el Santoniano-Campaniano (*ca.* 85 a *ca.*71 Ma), en Texmalac en el Paleoceno, continuó por el bloque Acatlán-Oaxaca antes del Bartoniano (40 Ma), finalizando en la Cuenca de Veracruz en el Eoceno medio (Nieto-Samaniego *et al.*, 2006). Ángeles-Moreno (2006) reconoció dos eventos de deformación cenozoicos: un primer evento asociado a un fallamiento lateral oblicuo y el segundo relacionado a un fallamiento normal (Mioceno tardío) ambos en condiciones frágiles.

II.2.- Estratigrafía del bloque Acatlán-Oaxaca en el área de estudio

El bloque Acatlán-Oaxaca (BAO) se localiza en la parte media de la Sierra Madre del Sur. Está yuxtapuesto al este con el terreno Juárez, al sur con el terreno Xolapa, al oeste con la Plataforma Guerrero-Morelos (PGM) y con el terreno Guerrero, y al norte con el Cinturón Volcánico Transmexicano. En el BAO afloran los complejos metamórficos de Acatlán y Oaxaqueño del Paleozoico y Precámbrico (Figura 2).

II.2.1 - Secuencia estratigráfica en y sobre el Complejo Oaxaqueño

La secuencia estratigráfica del Complejo Oaxaqueño consiste de un basamento metamórfico del Precámbrico de edad grenvilliana, sobre él sobreyace discordantemente una secuencia sedimentaria continental y marina del Paleozoico, rocas marinas del Mesozoico y el Cenozoico está compuesto por una secuencia continental constituida por una intercalación de rocas sedimentarias y volcánicas eocénicas y oligocénicas (Figuras 5, 6A y 6B).

El Complejo Oaxaqueño está compuesto por una secuencia de rocas metasedimentarias y ortogneises en facies de granulita cuya edad de metamorfismo va de 990 a 1300 Ma (Solari *et al.*, 2003). Keppie *et al.* (2003) determinaron que las rocas de este complejo forman parte de dos suites graníticas-gabroicas intrusionadas en ~1157 y ~1012 Ma, las cuales fueron metamorfizadas bajo condiciones de facies de granulita entre ~1004 y 980 Ma; la *suite* más antigua tiene firmas geoquímicas de arco y de intraplaca, mientras que la más joven está asociada con anortositas. La secuencia estratigráfica que cubre al Complejo Oaxaqueño está compuesta por rocas del Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico. La cobertura paleozoica está constituida por rocas

sedimentarias marinas de plataforma del Ordovícico (Formación Tiñú, Pantoja-Alor, 1970) y marinas someras del Carbonífero (formaciones Santiago, Ixtaltepec y Yododeñe; Robinson y Pantoja-Alor, 1968; Navarro-Santillán *et al.*, 2002). Sobre el Complejo Oaxaqueño y sobre el Paleozoico descansa la Formación Matzitzí constituida por areniscas, limolitas, lutitas con intercalaciones de capas laminares de areniscas, lutitas, horizontes de carbón y tiene intercalados capa de una toba volcánica, su ambiente de depósito es fluvial (Centeno-García *et al.*, 2009).

El Jurásico únicamente se encuentra como lechos rojos en el bloque del alto, cerca de la falla de Oaxaca. Schlaepfer (1979) la formaliza como Formación Etlaltongo y Ferrari (1999) los nombra lechos rojos jurásicos y les asigna esa edad por posición estratigráfica. Dávalos-Álvarez (2006) cartografió capas rojas plegadas en la falla de Oaxaca, que nombró Conglomerado Cerro Colorado, les asigna una edad del Cretácico Inferior ya que se encuentran bajo calizas marinas. El Cretácico Inferior está compuesto por las formaciones San Isidro y San Juan Teita (Figura 6B). La primera es una secuencia de caliza, arenisca, limolita y lutita, depositada en abanicos aluviales, cuya edad del Berriasiano-Aptiano está dada por su posición estratigráfica (López-Ticha, 1970).

La Formación San Juan Teita es una secuencia compuesta de yesos, anhidritas, dolomías y horizontes de limolitas intercaladas con yeso, que afloran en San Juan Teita (López-Ticha, 1969). El depósito de las rocas de esta formación se dio en condiciones de temperaturas altas y clima árido, por encima de las llanuras costeras (López-Ticha, 1985). La edad asignada de la Formación San Juan Teita es del Albiano temprano, por estar bajo las rocas de la Formación Teposcolula. El espesor de la Formación San Juan Teita bajo el anticlinal de Teposcolula es de más de 1000 m (López-Ticha, 1985; Ortega-González y Lambarria-Silva, 1991).

El Cretácico Superior está representado por las formaciones Teposcolula, Yucunama y Tilantongo (Figura 6B). La Formación Teposcolula está constituida por calizas de plataforma carbonatada (wackestone-packstone y mudstone, con foraminíferos bentónicos y rudistas) (Ortega-González y Lambarria-Silva, 1991), con intercalaciones de estratos de dolomías y calizas arcillosas. En la zona de estudio la Formación Teposcolula está compuesta por un paquete potente (1800 m) de calizas delgadas a masivas de color gris claro. Se depositó en un ambiente de facies de plataforma durante el Albiano-Cenomaniano (Ortega-González y Lambarria-Silva, 1991; Ferrusquía-Villafranca, 1976).

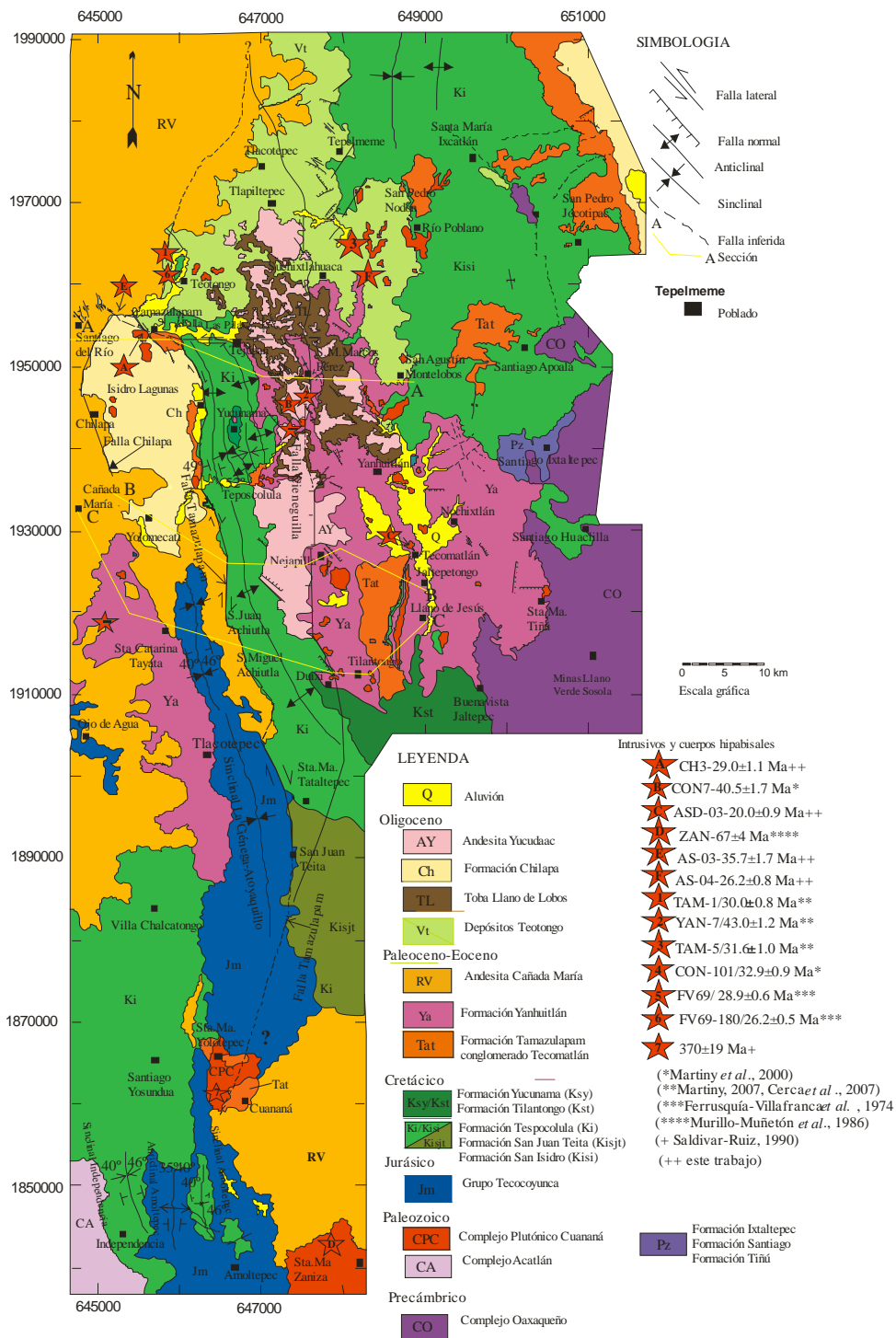


Figura 5.- Mapa geológico de la zona de estudio (Tamazulapam, Nochixtlán, Chalcatongo, Cuananá e Independencia). Este mapa está basado en algunas cartas del Servicio Geológico Mexicano y de trabajo de campo.

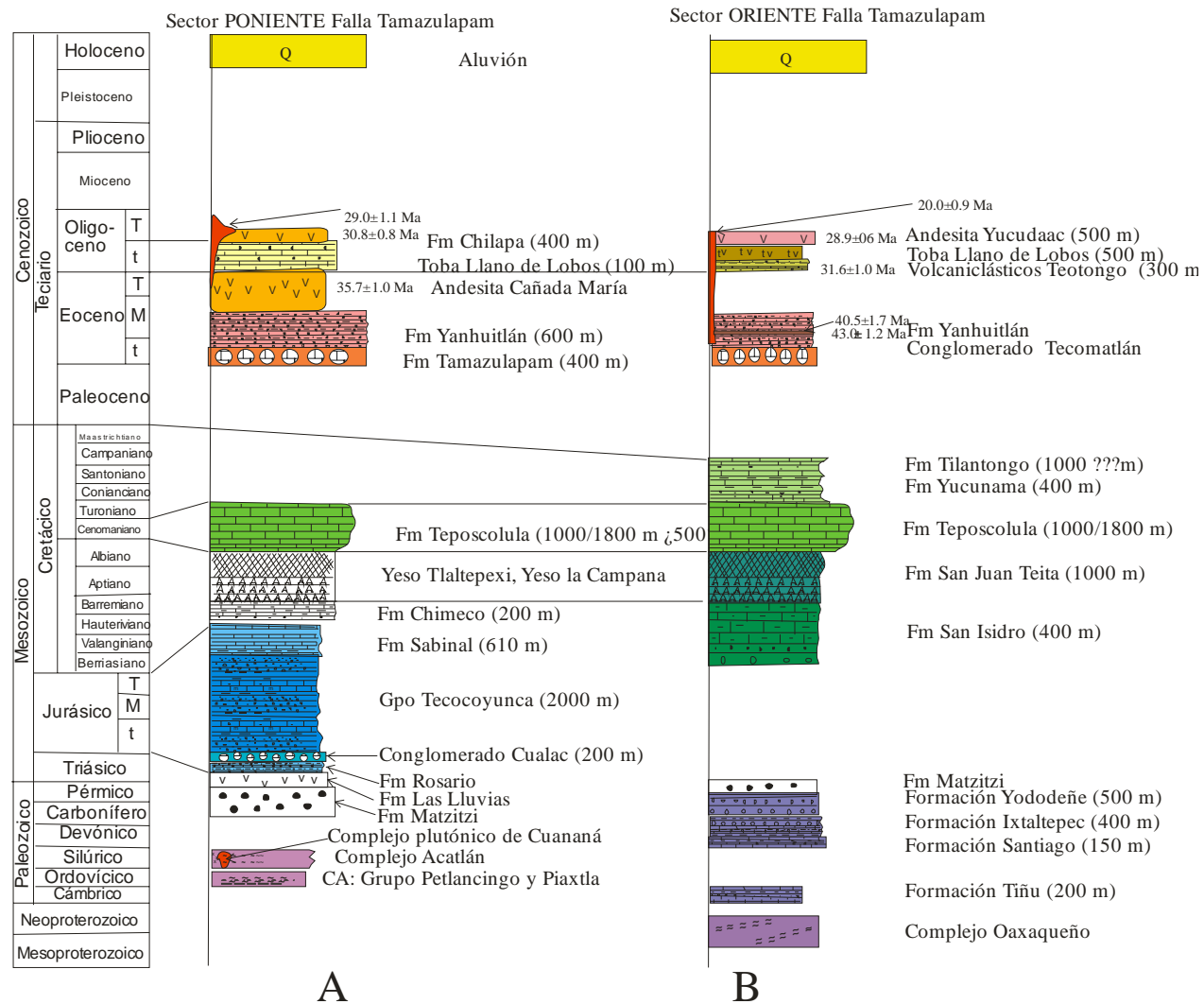


Figura 6A y 6B.- Columnas estratigráficas con sus respectivas coberturas para el terreno Mixteca (A), terreno Oaxaca (B). Los trabajos para la elaboración de las columnas se citan en el texto, la referencia de edades están en la Tabla 3.

La Formación Yucunama, que aflora en el poblado de San Pedro Yucunama (Figuras 5 y 6), corresponde a calizas margosas de color crema depositadas en el Cenomaniano-Maastrichtiano (Ferrusquía-Villafranca, 1976; Ortega-González y Lambarria-Silva, 1991); fueron depositadas en un ambiente de plataforma interna semiprofunda (González-Alvarado, 1970; Ferrusquía, 1970; Ferrusquía-Villafranca, 1976). La Formación Tilantongo son rocas calcáreo-arcillosas margosas que afloran en la región de Tilantongo, Oaxaca. Su edad se ubica entre el Turoniano-Campaniano e incluso hasta el Maastrichtiano, y su ambiente de depósito es de cuenca marina (Ortega-González y Lambarria-Silva, 1991; Zaldivar-Ruiz *et al.*, 1993).

La cubierta cenozoica del Complejo Oaxaqueño está formada por rocas sedimentarias y volcánicas continentales que van en edad del Eoceno al Mioceno. Las rocas cenozoicas más antiguas forman el Conglomerado Tecomatlán, el cual sobreyace en discordancia angular a rocas del Mesozoico. Es un conglomerado calcáreo que aflora únicamente en las inmediaciones del poblado del mismo nombre (Figura 5). Éste, a su vez, está cubierto por areniscas y limolitas rojas de la Formación Yanhuatlán, con espesores de 300 a 600 m. La Formación Yanhuatlán se depositó en un ambiente fluvial y su edad se ha establecido por el fechamiento de un dique que la intrusión, el cual dio edades K-Ar de 40.5 ± 1.7 Ma (Martiny *et al.*, 2000) y Ar-Ar de 43.0 ± 1.2 (Cerca *et al.*, 2007) (Tabla 3), por lo que su edad máxima es el Eoceno medio.

Hacia la parte noreste del área de estudio, la Formación Yanhuatlán está cubierta discordantemente por una secuencia constituida por arenisca con influencia volcánica e intercalaciones de tobas líticas denominada en este trabajo volcaniclástico Teotongo (Figuras 5 y 6B). Se tienen cuatro fechas isotópicas de los componentes volcánicos intercalados en el volcaniclástico Teotongo (Tabla 3) que permiten asignarle una edad del Oligoceno, entre 31.6 y 26.2 Ma. Dos de estas fechas, en muestras colectadas al norte de Tamazulapam, se habían asignado a la Toba Llano de Lobos (Tabla 3; Ferrusquía-Villafranca, 1976; Cerca *et al.*, 2007), sin embargo en este trabajo se separó como parte del volcaniclástico Teotongo ya que existen diferencias entre estas dos unidades. El volcaniclástico Teotongo corresponde a una secuencia sedimentaria epiclástica con intercalación de cenizas volcánicas, mientras que al sur, la Toba Llano de Lobos está compuesta principalmente por depósitos de caída y flujos piroclásticos.

Tabla 3.- Datos geocronológicos de la región de Tamazulapam, Tecamatlán y Nochixtlán.

Muestra	Tipo de roca	Método	Edad (Ma)	Localidad	Material Fechado	Coordenadas		Referencia
						Longitud W	Latitud N	
ZAN ^D	Granito	K-Ar	67±4	Santa María Zaniza				3
YAN-7 ²	Andesita hipabisal	⁴⁰ Ar- ³⁶ Ar	43.0±1.2	Yanhuitlán	plagioclasa	97°23'37"	17°34'03"	4
CON-7 ^B	Lacolito Andesítico	K-Ar	40.5±1.7	Yanhuitlán	hornblenda	97°23'36"	17°34'05"	2
AS-03 ^E	Andesita	K-Ar	35.7±1.0	W Tamazulapam	Roca total (matriz)	97°36'	17°41'36"	1
CON-101 ⁴	Toba silícica	K-Ar	32.9±0.9	N Tlaxiaco	biotita	97°36'45"	17°21'37"	2
TAM-5 ³	Flujo de cenizas	⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar	31.6±1.0	Tequixtepec	plagioclasa, vidrio	97°21'38"	17°46'39"	4
TAM-1 ¹	Toba ignimbrita	⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar	30.0±0.8	Tamazulapam	biotita	97°21'38"	17°46'39"	4
CH-3 ^A	Dique	K-Ar	29.0±0.9	NE Tamazulapam	plagioclasa	97°35'05"	17°39'40"	1
FV69-182 ⁵	Andesita	K-Ar	28.9±0.6	E Tamazulapam	Roca total (matriz)	97°25'	17°34'8"	5
AS-04 ^F	Toba	K-Ar	26.2±0.8	NE Coixtlahuaca	biotita	97°18'37"	17°43'48"	1
FV69-180 ⁶	Toba	K-Ar	26.2±0.5	N Tamazulapam	biotita	97°34'8"	17°42'8"	5
ASD-03 ^C	Dique	K-Ar	20.0±0.9	NE Tecamatlán	biotita	97°16'27"	17°26'18"	1

1, Este trabajo; **2**, Martiny *et al.*, 2000; **3**, Muriño-Muñetón *et al.*, 1986; **4**, Cerca *et al.*, 2007; **5**, Ferrusquía-Villafranca *et al.*, 1974). **ASD 6^C**: ubicación de muestra en mapa geológico (Figura 5).

En la parte suroriente del área de estudio, sobreyaciendo discordantemente a la Formación Yanhuitlán, se encuentra la unidad Toba Llano de Lobos (Figuras 5 y 6B). Esta unidad está compuesta por tobas de caída, limolitas tobáceas e ignimbritas con conglomerados y areniscas subordinadas. Se encuentra aflorando entre Yanhuitlán y Suchixtlahuaca bajo derrames de lava de la Andesita Yucudaac. La Andesita Yucudaac corona edificios volcánicos pequeños, tiene una

edad oligocénica determinada por un fechamiento K-Ar de 28.9 ± 0.6 Ma en roca total (Ferrusquía-Villafranca, 1976, Tabla 3).

Hay numerosos cuerpos intrusivos que se presentan en forma de diques o pequeños domos hipabisales. Estos cuerpos, en su mayoría, son de composición andesítica y algunos de ellos están emplazados en fallas. La edad de estos intrusivos van desde el Pérmico hasta el Mioceno. Elías-Herrera *et al.* (2005) documentaron varios cuerpos intrusivos pérmicos e interpretaron que fueron emplazados a lo largo de la falla de Caltepec. Un dique, que se emplazó parcialmente sobre la falla Cieneguilla (Figura 5), dio una edad del Eoceno medio (43.0 ± 1.2 a 40.5 ± 1.7 Ma, Tabla 3). En este trabajo se fechó también un cuerpo intrusivo parcialmente emplazado sobre la falla Tecomatlán (Figuras 5 y 6B), el cual dio una edad de 20.0 ± 0.9 Ma (Tabla 3). Estas edades son compatibles con la estratigrafía presente, por una parte el dique eocénico intrusiona a la Formación Yanhuitlán pero no a la Andesita Yucudaac y Toba Llano de Lobos ubicadas en esta región, mientras que el cuerpo intrusivo es correlacionable con el volcanismo miocénico reportado en la región de ETLA, Oaxaca, ubicado 50 km al oriente de donde se tomo la muestra.

Al oriente de la zona de estudio, García-Villegas (2008) realizó un trabajo estratigráfico en el área de Tecmovaca-Cuicatlán donde describió una secuencia cenozoica que rellena una fosa tectónica en esa región con un espesor de 1800 m. Esta secuencia está compuesta por cinco unidades litoestratigráficas (Conglomerado Río Seco, Formaciones Tomellín, Cuicatlán, Filarenita Quiotepec y depósitos cuaternarios). La edad de esta secuencia es del Paleógeno Medio-tardío al Mioceno tardío.

II.2.2.- Secuencia estratigráfica en y sobre el Complejo Acatlán

Las rocas del Complejo Acatlán han sido estudiadas desde principios del siglo pasado (Ordóñez, 1906; Salas, 1949; Fries y Rincón-Orta, 1965; Rodríguez-Torres, 1970; Ortega-Gutiérrez, 1976; 1978; 1993; Ramírez-Espinosa y Talavera-Mendoza, 1997; Talavera-Mendoza *et al.*, 2005). El Complejo Acatlán es un ensamble de rocas metamórficas, ígneas y sedimentarias paleozoicas que ha sido deformado y metamorfozido con distintas intensidades. Muchas unidades de este complejo han sido fechadas ampliamente y registran una historia compleja de magmatismo, sedimentación y deformación ocurrida desde el Ordovícico hasta principios del

Pérmico. Con base en sus características geoquímicas y litológicas, se ha interpretado que las rocas que conforman a este complejo se formaron en ambientes de trinchera-frente de arco (Grupo Petlalcingo), litósfera oceánica (Grupo Piaxtla) y arco volcánico (Formación Tecomate) (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999; Ramírez-Espinosa, 2001; Meza-Figueroa *et al.*, 2003). Keppie *et al.* (2004a) constriñeron la edad de la Formación Tecomate con base en fósiles (conodontos), que va desde el Pensilvánico tardío al Pérmico temprano tardío o Pérmico medio.

Keppie *et al.* (2006) redefinieron a la Formación Chazumba y el protolito de Magdalena, asignándolos como Litodemas y los agruparon en la suite de Petlalcingo. Talavera-Mendoza *et al.* (2005) hicieron separaciones de algunos grupos que conforman al Complejo Acatlán. Los Granitoides Esperanza lo separaron en dos secuencias: Tecolapa (Grenvilliana) y Granitoides Esperanza (Ordovícico). La Formación Tecomate también la subdividieron en dos: la Formación El Rodeo (Neoproterozoico-Ordovícico Temprano) y la Formación Tecomate (Pérmico Temprano) y a la Formación Xayacatlán en dos: Formación Xayacatlán (Neoproterozoico-Ordovícico Temprano) y Esquistos Ixcamilpa (Ordovícico Medio).

En la región de estudio, el Complejo Acatlán está compuesto por esquistos cuarzo-feldespáticos de biotita o muscovita, gneises cuarzo-feldespáticos, esquistos graníferos, anfibolitas, meta-andesitas y metatobas. Aflora únicamente al suroeste del pueblo de Independencia (Figura 5) en donde está sobreyacido en discordancia angular por las rocas de la Formación Teposcolula.

La cobertura sedimentaria del Complejo Acatlán, en la región de estudio, está constituido por rocas del Mesozoico y Cenozoico (Figuras 5 y 6A).

Esta región es el límite oriental de la Cuenca de Tlaxiaco en la cual se depositaron *ca.* 6,000 m de sedimentos del Jurásico y el Cretácico (Ortega-González y Lambarria-Silva, 1991). Sobre el Complejo Acatlán se depositaron las rocas del jurásico compuesta por las formaciones Rosario, Ignimbrita Las Lluvias, Conglomerado Cualac, Grupo Tecocoyunca, Sabinal y Chimeco: la primera del Toarciano-Aaleniano (Ortega-González y Lambarria, 1991) compuesta por areniscas, limolitas, lutitas y lodolitas. La Ignimbrita Las Lluvias compuesta por tobas e ignimbritas del Jurásico Medio (168.2 ± 1.2 a 179.1 ± 1.5 Ma) (Campa-Uranga *et al.*, 2004). El Conglomerado Cualac compuesto por fragmentos de cuarzo formado en un ambiente continental aluvial y fluvial, la edad de esta formación es del Aaleniano tardío-Bajociano temprano (Ortega-González y Lambarria-Silva, 1991). El Grupo Tecocoyunca (Figura 6A) constituido por una

secuencia de lutitas, areniscas, calizas con intercalación de paquetes de conglomerado, las cuales se formaron en un ambiente continental palustre, con variaciones de ambiente lagunar, así como marino. La edad de este grupo es del Bajociano Superior-Calloviano (Ortega-González y Lambarria-Silva, 1991). La Formación Chimeco se formó en un ambiente lagunar a plataforma en facies de bancos oolíticos la edad de esta formación es del Oxfordiano (Ortega-González y Lambarria-Silva, 1991). La Formación Sabinal se formó en un ambiente marino profundo con condiciones reductoras durante el Kimmeridgiano-Tithoniano (Ortega-González y Lambarria-Silva, 1991). Durante el Cretácico Inferior se depositaron rocas evaporíticas a lo largo del terreno Mixteca, Caballero-Miranda las nombró Yesos La Campana, y Salas (1949) los llamó Yeso Tlatepexi, también se han reportado evaporitas en Huamuxtitlán, Chilpancingo, Juxtlahuaca, Oaxaca, todas previas a las calizas albianas de la Formación Teposcolula. En el terreno Mixteca no hay registro del Cretácico Superior.

Las rocas cenozoicas que forman parte de la cobertura del Complejo Acatlán incluyen depósitos continentales y rocas volcánicas. Las rocas más antiguas depositadas sobre el Mesozoico corresponden a la Formación Tamazulapam (Ortega-González y Lambarria-Silva, 1991), que aflora únicamente en el borde norponiente del anticlinorio de Teposcolula y sobre la Formación Teposcolula. Esta unidad fue descrita por Ferrusquía-Villafranca (1976) como un conglomerado compuesto por fragmentos de caliza principalmente, incluidos en una matriz arenosa de color rojizo. La edad de esta formación, con base en sus relaciones estratigráficas, es del Paleoceno-Eoceno y es correlacionable con el conglomerado Tecomatlán (Salas, 1949). Sobreyaciendo a la Formación Tamazulapam está depositada la Formación Yanhuitlán descrita anteriormente.

Sobre la Formación Yanhuitlán se encuentra emplazada la andesita Cañada María, ampliamente distribuida al poniente de la falla Tamazulapam conformando una sierra alargada con orientación N-S (Figura 5). La andesita tiene más de 400 m de espesor en forma de derrames y de pequeños aparatos volcánicos. Esta unidad se correlaciona con la secuencia volcánica oligocénica superior fechada por Martiny *et al.* (2000) en 34.2 ± 1.4 a 33.6 ± 1.4 Ma (Tabla 3). En el área de estudio la andesita Cañada María está bajo y sobre la Formación Chilapa. Una muestra de la andesita Cañada María, que está pocos metros debajo de la base de la Formación Chilapa, dio una edad isotópica K-Ar en roca total de 35.7 ± 1.0 Ma (Tabla 2), por lo que se le asigna una edad del Eoceno tardío.

La Formación Chilapa está formada por depósitos lacustres compuestos por caliza silicificada, arenisca y limonita (Ferrusquía-Villafranca, 1976). La Formación Chilapa sobreyace de manera discordante a las formaciones Tamazulapam, Yanhuitlán y se interdigita con la andesita Cañada María. Esta unidad se depositó en una cuenca endorreica limitada por las fallas Las Pilas y Tamazulapam, que fue formada al mismo tiempo en que se emplazó la andesita Cañada María. Fue intrusionada por un cuerpo hipabisal de 29.0 ± 1.1 Ma (Tabla 3), lo cual permite determinar la edad del depósito entre 35.6 y 29.0 Ma.

II.3.- Evolución tectónica del sur de México.

Se pueden mencionar, como eventos tectónicos mayores que han afectado al sur de México, los siguientes: el amalgamiento de Pangea, ruptura de Pangea y apertura del Golfo de México, la orogenia Laramide, la subducción de la placa de Farallón y actualmente la subducción de la placa de Cocos debajo de la placa Norteamericana. Los eventos de subducción han generado una actividad magmática intensa y también la sobreposición de varios eventos de deformación en la corteza superior. Dentro de este marco geológico peculiar, la estratigrafía de la región y la edad de las fallas mencionadas anteriormente, las utilizaremos para construir secciones donde se resaltarán el papel que han jugado las fallas mayores en el Bloque Acatlán-Oaxaca y parte del terreno Juárez durante esos eventos tectónicos.

La Figura 7 muestra los principales elementos litológicos formados durante el amalgamiento de Pangea en esta región. Se representa el evento contractivo en el Pérmico, durante este evento se formaron el Complejo Milonítico Sierra de Juárez, durante el cabalgamiento del Complejo Oaxaqueño sobre el basamento del terreno Juárez, y la falla de Caltepec, que se formó como una estructura de flor con vergencia hacia el poniente con una componente lateral derecha. Hay una actividad magmática importante registrada para ese tiempo: el granito Cuananá (260 ± 20 Ma, Grajales-Nishimura *et al.*, 1986), el granito Cozahuico (275.6-270.4 Ma, Elías-Herrera *et al.*, 2005), la Formación Tecomate, compuesta por una secuencia de arco volcánico y depositada discordantemente sobre el Complejo Acatlán. La Formación Matzitzi contiene elementos volcánicos también, lo que junto con la Formación Tecomate, registran para los niveles superiores de un arco volcánico que había sido inferido para ese tiempo en el margen poniente de Pangea (Torres *et al.*, 1999). Sobre el Complejo Oaxaqueño descansa una secuencia

sedimentaria marina del Paleozoico inferior y sobre ésta sedimentos marinos someros del Carbonífero previos a la exhumación del bloque registrada en la Formación Matzitzi.

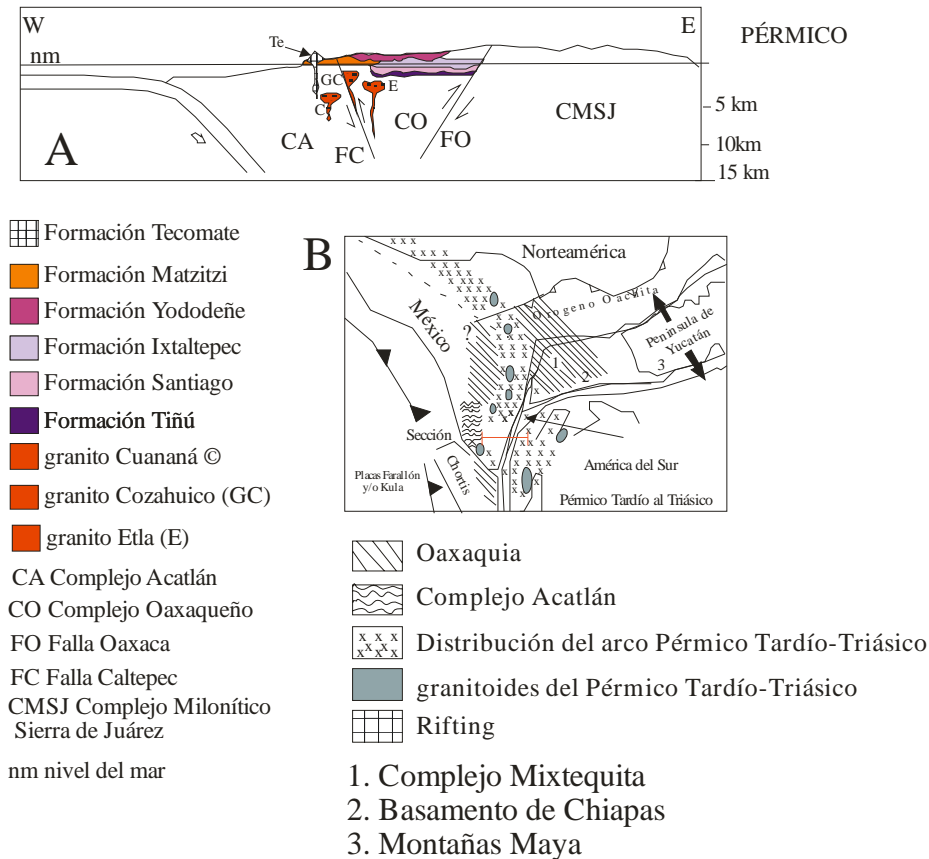


Figura 7.- A. Sección que muestra las principales secuencias litológicas que cubren a los Complejos Acatlán y Oaxaqueño durante el Pérmico en el sur de México y actividad de las fallas mayores Caltepec y Oaxaca. B. Reconstrucción paleogeográfica de México durante el Pérmico Tardío-Triásico, donde se ubica la sección A (modificada de Centeno-García y Keppie, 1999).

Para el Mesozoico temprano (Figura 8), la margen continente-océano se recorrió hacia el oriente, así está registrado por los sedimentos del Grupo Tecocoyunca, formados en un ambiente continente palustre y posteriormente la Formación Sabinal depositada en un ambiente marino profundo, ambas depositadas sobre el Complejo Acatlán y con más de 250 m de espesor. Por otro lado sobre el Complejo Oaxaqueño están depositados conglomerados rojos de la Formación Etlaltongo y el Conglomerado Cerro Colorado, ambos depositados cerca y sobre la falla de

Oaxaca. Milonitas del Complejo Milonítico Sierra de Juárez con indicadores cinemáticos laterales derechos, fueron fechadas como Jurásico Medio, y se relacionó con el desplazamiento del bloque de Yucatán hacia el sur durante la apertura del Golfo de México. Así, la falla de Oaxaca tuvo un desplazamiento importante durante ese tiempo, mientras que la falla de Caltepec debió de actuar como falla normal para producir una subsidencia en la cuenca de Tlaxiaco que permitió el depósito de más de dos kilómetros de sedimentos marinos. Al oriente de la falla de Oaxaca se formó la cuenca Cuicateca (Barboza-Gudiño, 1994).

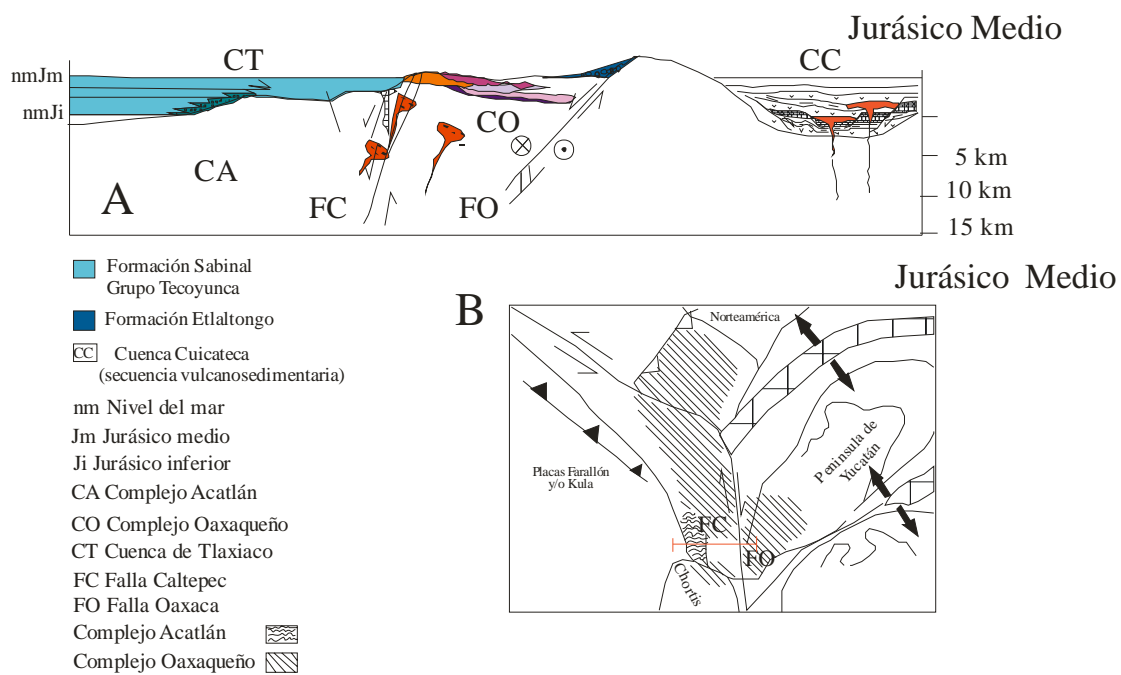


Figura 8.- A. Secuencias estratigráficas del Jurásico que cubren a los Complejos Acatlán y Oaxaqueño en el sur de México. B. Reconstrucción paleogeográfica modificada de Centeno-García y Keppie (1999).

Para el Cretácico Inferior (Figura 9) se tiene, por una parte, el depósito de evaporitas sobre todo en el Complejo Acatlán, mientras que sobre el complejo Oaxaqueño, aparentemente sólo se presenta bajo el anticlinorio de Teposcolula que se discutirá más adelante. En esta localidad se presenta con un espesor de más de 1000 metros (López-Ticha, 1985). El Cretácico

Superior no aflora sobre el terreno Mixteca, mientras que en el terreno Oaxaca se encuentra únicamente en las partes más altas como en la parte sureste del anticlinorio de Teposcolula.

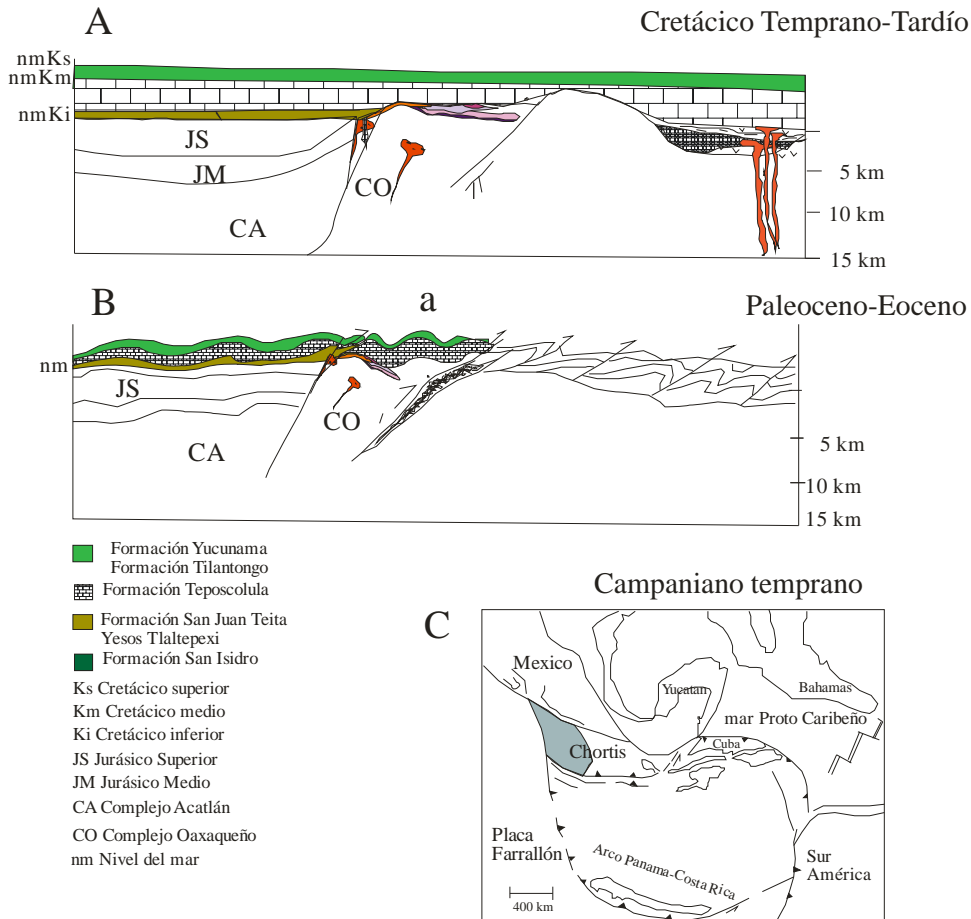


Figura 9.- A. Secuencias del Cretácico Inferior-Superior que cubren a los Complejos Acatlán y Oaxaqueño en el sur de México; B. Deformación laramídica registrada en la sección; C. Reconstrucción paleogeográfica para fines del Mesozoico (tomado de Pindell *et al.*, 1988).

Entre fines del Cretácico y principio del Cenozoico (Figura 9) ocurrió un evento contraccional de amplio alcance, el cual abarca gran parte del sur de México desde la plataforma Morelos-Guerrero hasta el Golfo de México que migra de oeste a este del Cretácico Tardío al Eoceno. Aunque hay un debate al respecto, por diferencias en el estilo de deformación y por eventos contractivos anteriores o posteriores (Cerca *et al.*, 2007; Martiny, 2008) aquí se considera

a este evento como parte de la orogenia Laramide ya que puede correlacionarse en tiempo y espacio con lo que se le ha llamado así en el noreste de México (Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000). Esta deformación se presenta dentro del bloque Oaxaca-Acatlán (Figura 9), como pliegues suaves, amplios y regulares, sin embargo, hay una concentración de la deformación en la falla de Oaxaca provocando el cabalgamiento en algunos sitios del Complejo Oaxaqueño sobre las secuencias sedimentarias marinas del terreno Juárez (Nieto-Samaniego *et al.*, 2006). El estilo de deformación cambia radicalmente en el terreno Juárez donde el estilo es pliegues cerrados y cabalgaduras con vergencia hacia el oriente (Barboza-Gudiño, 1994). Esta deformación ocurrió posterior a la Formación Yucunama del Maastrichtiano y anterior a la Formación Yanhuitlán del Eoceno medio.

Se sabe que las evaporitas tienen una resistencia al deslizamiento mucho menor (hasta dos órdenes de magnitud) que el resto de las rocas sedimentarias, por lo que, en lugares donde subyacen propician una deformación homogénea y distribuida (Weijersmar *et al.*, 1993). También se ha visto que tiende a acumularse cerca de las fallas y en el núcleo de anticlinales (Whitjack y Callaway, 2000), por esto en la sección se dibujaron pliegues uniformes sobre el Complejo Acatlán y una acumulación de casi un kilómetro por debajo del anticlinorio de Teposcolula quizá por eso bajo el anticlinorio de Teposcolula, tal como se observo en el pozo de perforado por Pemex.

En la Figura 10 se muestran los depósitos cenozoicos sedimentarios y volcánicos, se ha documentado que sobre las rocas marinas mesozoicas se depositaron conglomerados continentales y que en la costa del sur de México hubo un magmatismo del Paleoceno al Mioceno. Este magmatismo es contemporáneo al volcanismo que aflora dentro del continente en la Sierra Madre del Sur (Martiny *et al.*, 2003). Hay algunos estudios sobre la deformación tanto en los límites septentrionales del Complejo Xolapa como en el interior del continente (Nieto-Samaniego *et al.*, 2006), sin embargo hay pocos datos de la deformación dentro del bloque Acatlán-Oaxaca. Para la reconstrucción paleogeográfica se muestran en la Figura 10 los dos modelos propuestos, el modelo B posiciona el bloque de Chortis al suroeste de la margen pacífica paleocénica y el modelo C muestra el modelo “tradicional” donde el bloque de Chortis se ubica adyacente a la margen pacífica del Eoceno.

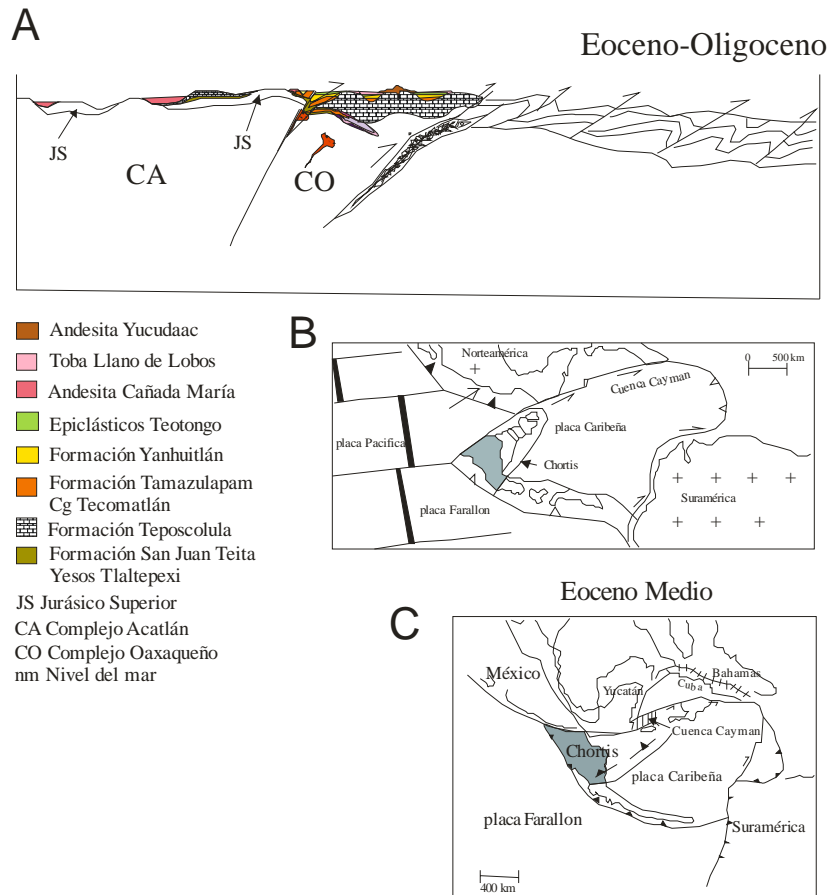


Figura 10.- A. Secuencias estratigráficas depositadas durante el Cenozoico; B. Reconstrucción paleogeográfica para el Paleoceno propuesta por Keppie y Morán (2005) y nombrada modelo “Pacífico”; C. Paleogeografía para el Eoceno en el modelo tradicional (Morán-Zenteno *et al.*, 2009).

En este contexto regional se pretende determinar cuál fue la influencia que tuvo la falla Caltepec durante el Cenozoico en la deformación de la corteza superior dentro del supuesto bloque rígido durante la evolución tectónica en el sur de México. Es particularmente importante esta región ya que no sólo representa un límite de terrenos sino que también las deformaciones mesozoicas y cenozoicas, estudiadas localmente, no han sido cabalmente entendidas y la relación de la deformación con las reconstrucciones paleogeográficas del paleoceno en el sur de México apenas ha sido mencionada.

CAPÍTULO III

TEORÍA SOBRE DEFORMACIÓN FRÁGIL Y REACTIVACIÓN DE FALLAS

Uno de los aspectos fundamentales en el estudio de cualquier fenómeno geológico es su representación en modelos matemáticos. Hasta fines del siglo antepasado el comportamiento cinemático de las fallas había sido ampliamente documentado. Sin embargo, las herramientas teóricas que se utilizan para poder predecir o explicar su comportamiento se desarrollaron hasta mediados del siglo XX.

La corteza terrestre está bajo la acción de fuerzas que tienden a deformar y desplazar las rocas. Las fuerzas que actúan sobre las rocas se deben en parte, al peso litostático de las mismas, y al movimiento horizontal y vertical de materia que conforma parte de la corteza o del manto principalmente controlado por el flujo del calor.

Cuando la acción de las fuerzas actúa sobre una superficie, puede llegar a deformar o desplazar a las rocas. Si el esfuerzo actúa en períodos largos, la deformación se presenta a nivel regional y el resultado que se espera es una compresión o extensión. Cuando el esfuerzo sobrepasa la resistencia a la fractura, el tipo de deformación más evidente son las fallas. El carácter frágil o dúctil de la deformación dependerá de la temperatura, profundidad, la composición litológica, los esfuerzos efectivos, y la velocidad o tasa de la deformación (Davis y Reynolds, 1996).

III.1.-Esfuerzo

El esfuerzo se puede definir como la relación entre fuerza aplicada y la superficie sobre la cual se aplica. La fuerza se puede definir como una magnitud vectorial que tiende a producir un cambio en el movimiento de un cuerpo o en su estructura interna.

Existen dos componentes del esfuerzo; el esfuerzo que actúa perpendicularmente a un plano se denomina esfuerzo normal, y el esfuerzo que lo hace paralelo al plano sobre el que actúa se le denomina esfuerzo de cizalla, y se denotan con σ (sigma) para el esfuerzo normal y τ (*tau*) para el esfuerzo de cizalla.

El esfuerzo normal es el responsable de comprimir o separar, según sea compresivo o tensional respectivamente, en cambio el de cizalla tenderá a desplazar las dos partes una respecto a la otra, a lo largo de un plano.

Los esfuerzos se pueden representar en una matriz y se denomina como σ_1 al esfuerzo principal máximo, σ_2 esfuerzo principal intermedio y σ_3 esfuerzo principal mínimo.

III.2.- Tensor de esfuerzos

Los tensores de esfuerzo son tensores de segundo orden que permiten establecer una relación entre dos vectores. Necesitan nueve componentes para poder ser definidos en un sistema de referencia tridimensional. Para obtener el estado de esfuerzos en un punto se eligen tres planos, perpendiculares a cada uno de los tres ejes cartesianos de coordenadas y se escogen en cada plano, tres componentes del vector tracción que actúan sobre él, es decir la componente normal y las dos componentes de cizalla que actúan de acuerdo a las direcciones paralelas a los ejes de las coordenadas al plano (Figura 11).

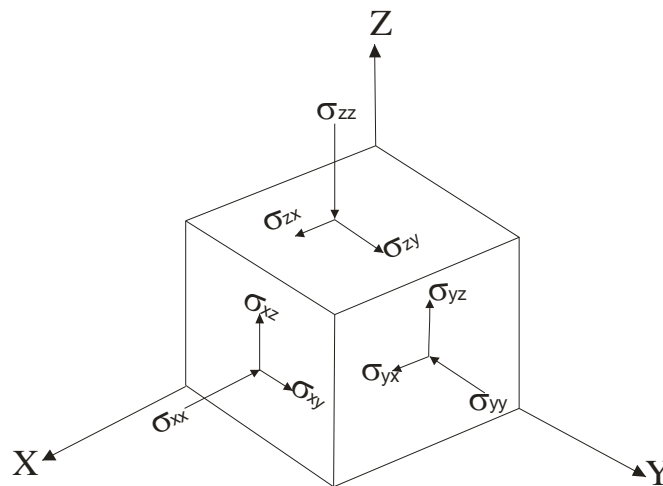


Figura 11.- Componentes de un estado de esfuerzos.

Las componentes del tensor del esfuerzo principales se denotan como σ_{ij} , donde i es el eje de coordenadas el cual es perpendicular al plano X y j es el eje al cual es paralela la componente, entonces el tensor de esfuerzos se denota como:

$$\sigma_{ij} = \begin{bmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} \end{bmatrix}$$

Un estado de esfuerzo también puede ser representado por un elipsoide de esfuerzos. Esta figura tiene tres ejes perpendiculares entre sí, cuya magnitud corresponde a los esfuerzos principales, se les llama así porque la componente del esfuerzo de cizalla es cero. Los planos donde actúan los esfuerzos principales se llaman planos principales. Se denotan como σ_1 , σ_2 y σ_3 , de tal manera que σ_1 sea mayor o igual a σ_2 y éste mayor o igual que σ_3 .

Si se eligen los ejes de las coordenadas de referencia de forma que sean paralelos a los ejes del elipsoide, la matriz de esfuerzos se representa únicamente con valores en el esfuerzo normal (Figura 12).

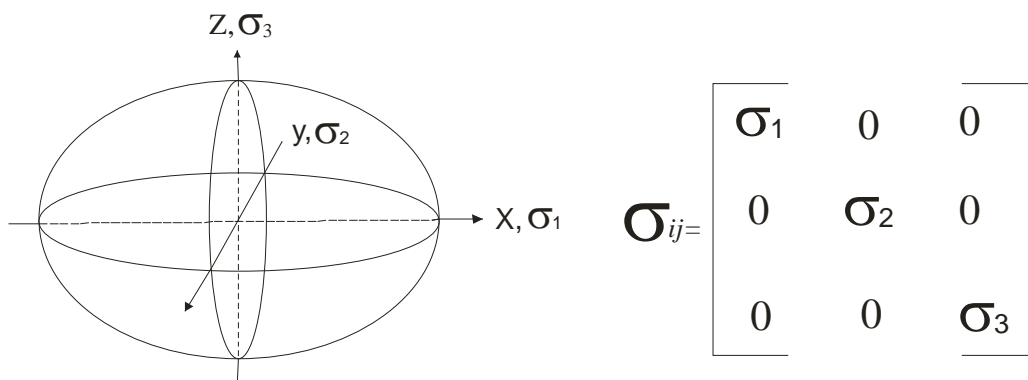


Figura 12.- Elipsoide de esfuerzos mostrando las direcciones principales (σ_1 , σ_2 y σ_3) y su representación matricial.

III.3.- Ecuación para calcular las componentes del esfuerzo de cizalla en un sistema de coordenadas geográficas

Como el estado de esfuerzos se puede representar en forma matricial bajo un sistema de referencia cartesiano, es posible hacer operaciones con el análisis tensorial utilizando como sistema de referencia las coordenadas geográficas. Conociendo los valores de los esfuerzos principales es posible obtener las componentes del esfuerzo normal y de cizalla si se conoce la orientación del plano y del campo de esfuerzos.

La formula de *Cauchy* relaciona la tracción sobre una superficie cualquiera con un tensor de esfuerzos como función de las coordenadas

$$T_i = \sigma_{ij} n_j \quad (1)$$

donde T es el vector tracción, que es la resultante del campo de esfuerzos (σ_{ij}) sobre un plano, n es el vector unitario normal al plano e ij están referidos al sistema geográfico.

Para obtener la componente del esfuerzo normal se puede utilizar la formula:

$$\sigma_n = \sigma_{ij} n_i^2 \quad (2)$$

o bien

$$\sigma_n = T_i n_i \quad (3)$$

El vector que representa el esfuerzo de cizalla se puede obtener de la siguiente fórmula:

$$\tau = \sigma_{ij} n_i S_j \quad (4)$$

$$\tau = (T \times n)_i n_i \quad (5)$$

donde S_i representa el vector unitario paralelo al esfuerzo de cizalla. La ecuación (5) se basa en que el producto vectorial entre dos vectores se define como un vector cuyo módulo es el área formada por el paralelogramo entre los dos vectores y su dirección será perpendicular al plano que contiene los vectores T y n , el doble producto representará la dirección del esfuerzo de cizalla (Nieto-Samaniego y Alaniz-Álvarez, 1997).

III.4.- Reactivación de fallas

A lo largo del tiempo, la mayoría de las fallas se vuelven inestables, es decir tienden a moverse o a reactivarse. La reactivación se entiende como el movimiento que tienen estructuras

preexistentes o antiguas producto de un régimen tectónico distinto al que produjo la primera estructura.

Holdsworth *et al.* (1997) establecieron que la reactivación involucra el acomodamiento de deformación en eventos en eventos geológicamente separables (en intervalos >1 Ma).

III.4.1.- Criterios geológicos para reconocer la reactivación de fallas

Holdsworth *et al.* (1997) proponen cuatro criterios para reconocer que una estructura se ha reactivado: estratigráficos, estructurales, geocronológicos y neotectónicos.

Los criterios estratigráficos que son utilizados para reconocer si una falla se ha reactivado son: cambios repetidos en paquetes gruesos de sedimentos sintectónicos a través de la falla (Figura 13-I), discordancias repetidas en el bloque de piso (Figura 13-II), geometrías en cuencas de inversión (Figura 13-III), episodios de deformación repetidos sin-sedimentarios (Figura 13-IV), relaciones entre fallamiento y discordancias (Figura 13-V), así como evidencias estratigráficas indirectas (Figura 13-VI).

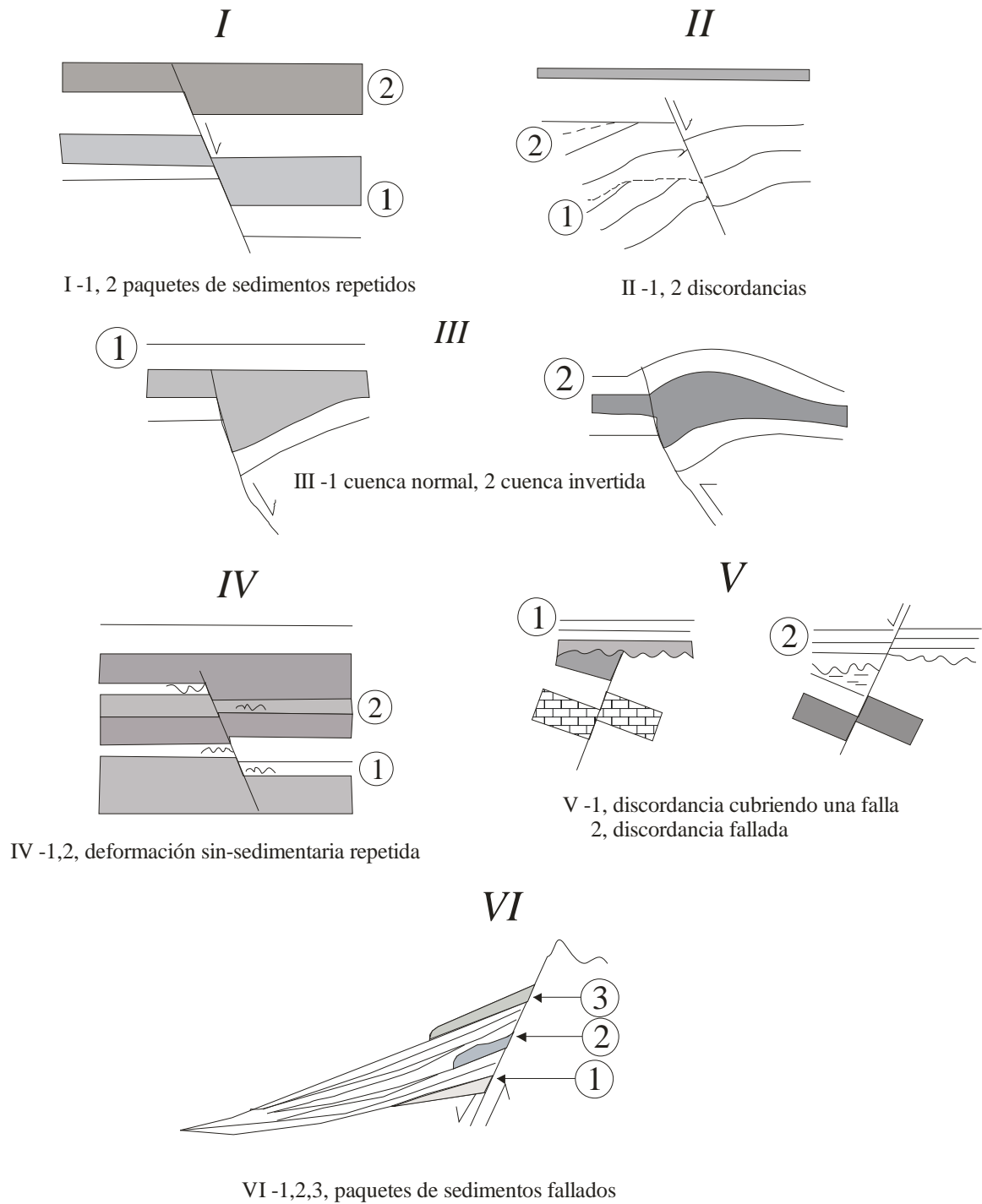


Figura 13.- Criterios estratigráficos, sedimentológicos y estructurales para reconocer la reactivación de estructuras (redibujado de Holdsworth *et al.*, 1997).

Los criterios estructurales se fundamentan en los cambios que se graban en las estructuras por la superposición de rocas de falla formadas a distinta profundidad o con distinta cinemática (Figura 14).

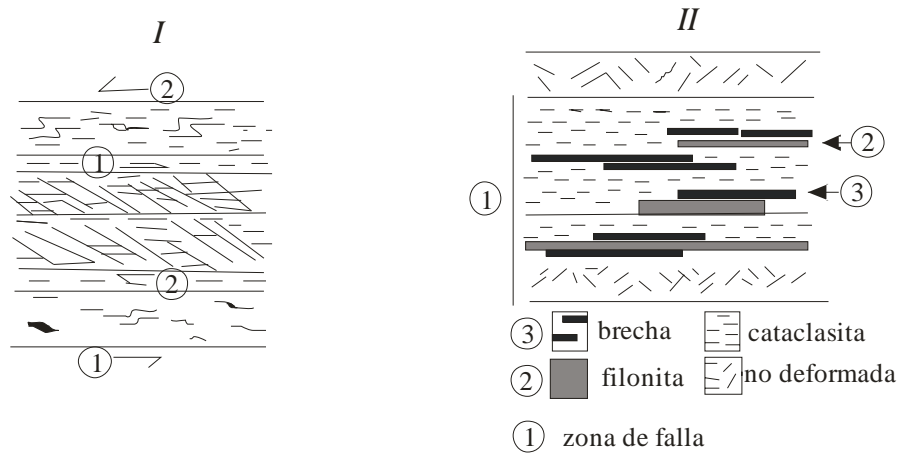


Figura 14.- Criterios estructurales para reconocer reactivación de estructuras (redibujado de Holdsworth *et al.*, 1997). Los números indican el orden de los eventos de deformación.

Los criterios geocronológicos son las edades de neoformación de los minerales productos de la deformación (Figura 15-I) y las evidencias indirectas basadas sobre la datación de unidades cortadas por fallas y sobrepuestas a ellas (Figura 15-II).

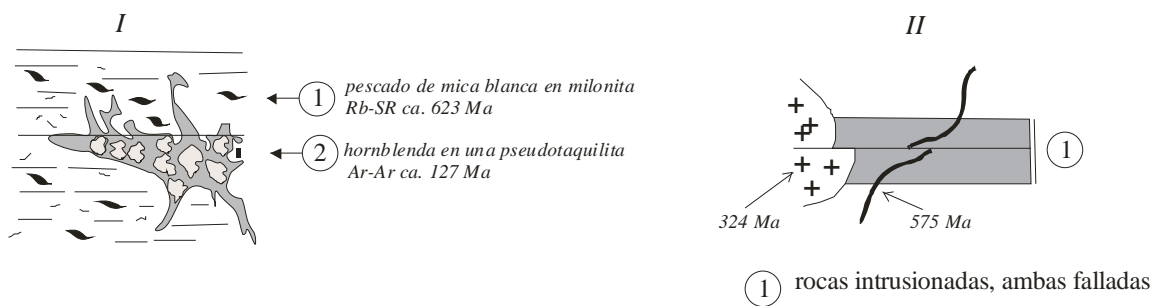


Figura 15.- Ejemplos de criterios geocronológicos para reconocer reactivación de estructuras (redibujado de Holdsworth *et al.*, 1997).

Los criterios neotectónicos se fundamentan en la sismicidad histórica a lo largo de una falla antigua o moderna (Figura 16-I) y sobre las características geomorfológicas y antropogénicas observadas a lo largo de fallas preexistentes (Figura 16-II).

Neotectónicos

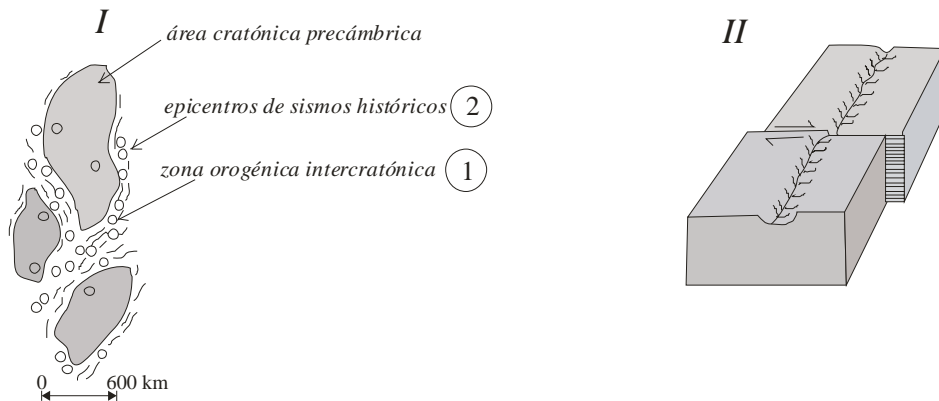


Figura 16.- Ejemplos de criterios neotectónicos para reconocer reactivación de estructuras (redibujado de Holdsworth *et al.*, 1997).

III.5.- Criterio de Coulomb-Navier

El fallamiento por cizalla de un material friccional bajo un régimen de esfuerzos compresivos se describe utilizando el criterio de Coulomb-Navier en el diagrama de Mohr para esfuerzos. Sobre este diagrama se construye una envolvente con puntos donde ocurre la ruptura en distintas condiciones de esfuerzo, la línea que se aproxima a la envolvente es conocida como el criterio de fractura de Coulomb-Navier (criterio de Mohr-Coulomb, cuando se aplica al círculo de Mohr de la deformación).

Este criterio propone que las rocas se rompen por los planos en que se cumpla la siguiente ecuación:

$$\tau = c + \mu\sigma_n \quad (6)$$

siendo

$$\mu = \tan\phi \quad (7)$$

donde τ es el esfuerzo de cizalla crítico, σ_n es el esfuerzo normal efectivo en el plano de cizalla, μ es el coeficiente de fricción interna, ϕ es el ángulo de fricción interna, y c es la cohesión.

El significado del criterio de Coulomb-Navier es que si en un plano el esfuerzo de cizalla supera la resistencia que la roca opone a romperse, debido a la cohesión entre las partículas que la componen, y es capaz de vencer la fuerza de rozamiento que opone al deslizamiento de los dos bloques de roca a ambos lados de dicho plano, la roca se romperá (Figura 17). La ecuación es la de una recta denominada línea de fractura y se representa como la tangente a los círculos de Mohr (Figura 17 A). La pendiente de la recta es la tangente del ángulo de fricción y su ordenada en el origen es la resistencia cohesiva. Si en un determinado estado de esfuerzos, el círculo de Mohr no toca la recta, como en el caso del círculo negro de la Figura 17B, no se producirán fracturas. Sin embargo si el círculo toca la recta, la roca se romperá por planos que tienen un ángulo 2θ con respecto a la dirección del esfuerzo principal mínimo. En el de una roca homogénea, el círculo de Mohr no puede cortar a la recta en dos puntos, pues cuando crece el esfuerzo diferencial lo suficiente para que el círculo toque la tangente en un punto, la roca rompe y no puede soportar esfuerzos diferenciales mayores.

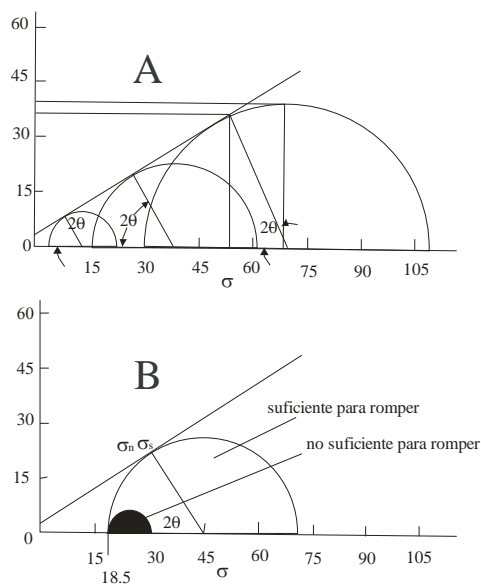


Figura 17. Criterio de Coulomb-Navier representado en un círculo de Mohr.

III.6.- Mecánica de reactivación de fallas

Cuando rocas contienen planos preexistentes y son sujetas a un campo de esfuerzos, la deformación por deslizamiento se puede lograr ya sea por deslizamiento a lo largo de planos pre-existentes o por el desarrollo de nuevas fracturas y deslizamiento a lo largo de ellas. El proceso de fallamiento puede ser descrito mediante dos criterios; el deslizamiento de *Coulomb-Navier* y el criterio de ruptura de *Coulomb-Navier* para el desarrollo de nuevas fracturas. Yin y Ranalli (1992) reformularon estos dos criterios con el fin de aplicarlos a las condiciones generales de la corteza. Consideraron que la diferencia de esfuerzo $\sigma_1 - \sigma_3$ como variable dependiente en lugar del esfuerzo de cizalla (τ), e introdujeron como variables independientes la sobrecarga de presión ($\rho g z$), el factor de fluido de poro (λ), la cohesión de la roca C y el coeficiente de fricción de la roca μ . Además introdujeron el coeficiente de esfuerzo $\phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$, el vector unitario normal a la falla N_i con componentes $N_i = \cos \gamma_i$, donde γ_i es el ángulo entre N_i y el eje X_i ; y el vector unitario normal a un plano horizontal M_i . Las ecuaciones para determinar el campo de esfuerzos necesario para que ocurra la falla son:

Para un medio isotrópico

$$\sigma_1 - \sigma_3 = \frac{2\mu\rho g z (1-\lambda) + C}{(\mu^2 + 1)^{1/2} - \mu + 2\mu(M_1^2 + \phi M_2^2)}$$

y para iniciar deslizamiento a lo largo de planos preexistentes

$$\sigma_1 - \sigma_3 = \frac{\mu_0 \rho g z (1-\lambda_0) + C_0}{[(N_1^2 + \phi^2 N_2^2) - (N_1^2 + \phi N_2^2)^2]^{1/2} + \mu_0 [(M_1^2 + \phi M_2^2) - (N_1^2 + \phi N_2^2)]}$$

Reactiva es un programa propuesto por Alaniz-Álvarez *et al.* (1998) para calcular el potencial de una falla a la fractura y determinar si un plano preexistente puede ser reactivado por deslizamiento bajo un cierto campo de esfuerzos.

Reactiva fue diseñado para el análisis de fallas. El programa calcula la diferencia de esfuerzos necesaria para fracturar la roca (a lo largo del plano con la orientación óptima para

fractura) y compara este valor con la diferencia necesaria para inducir deslizamiento a lo largo de planos de debilidad, de distintas orientaciones, utilizando las ecuaciones obtenidas por Yin y Ranalli (1992). El programa toma en cuenta como datos de entrada los siguientes parámetros:

- a) El régimen de fallamiento
- b) El factor de forma del elipsoide de esfuerzos
- c) La profundidad
- d) La densidad media del paquete rocoso
- e) El coeficiente de fricción de la roca
- f) El factor de presión de fluidos de la roca intacta
- g) La cohesión de la roca intacta
- h) El coeficiente de fricción de las fracturas
- i) El factor de presión de fluidos de las fracturas
- j) La cohesión de las fracturas

Los datos de salida del programa son representados gráficamente mediante una red de proyección equiareal, dividida en dos dominios: uno de reactivación (tono gris) y uno de fractura (blanco).

III.6.1.- Régimen de fallamiento

Para observar cuál es la orientación de los planos favorables y no favorables a reactivarse en tres regímenes de fallamiento tipo Andersoniano, se usó el programa Reactiva con los siguientes parámetros de referencia: $z=5\text{ km}$, la presión de fluido en poros para roca intacta y para el plano roca intacta y para el plano preexistente $\lambda=\lambda_0=0.4$, el coeficiente de fricción interna y de deslizamiento son iguales $\mu=\mu_0=0.6$, $C=30\text{ MPa}$ considerando rocas volcánicas y sedimentarias; se propone que las fallas tienen menor cohesión $C=0\text{ MPa}$ y la razón de esfuerzos es $R=0.5$ es decir, asumiendo que σ_2 es el valor promedio de σ_1 y σ_3 . Con esos parámetros obtuvieron las siguientes condiciones (Figura 18).

a) En un régimen de fallamiento normal, cuando σ_1 es vertical, el 61% de las orientaciones requiere menos esfuerzo diferencial para reactivarse para generar una falla de neoformación, es decir el dominio de reactivación cubre los planos que son susceptibles de ser reactivados. Las orientaciones más favorables son los planos de alto ángulo y paralelos a σ_2 .

b) En un régimen de fallamiento inverso, cuando σ_3 es vertical, el dominio de reactivación es del 21%. Está restringido hacia los planos orientados paralelos a σ_2 inclinados entre 10° y 40° . Con base en estas gráficas es posible observar por ejemplo que es posible la reactivación de una cabalgadura antigua ($25-40^\circ$) como una falla normal, pero es más difícil observar la reactivación de una falla normal, con una inclinación de $50-75^\circ$, como falla inversa.

c) En un régimen de fallamiento lateral, cuando σ_2 es vertical, los planos orientados casi paralelos a σ_1 con inclinaciones $> 50^\circ$ son proclives a la reactivación.

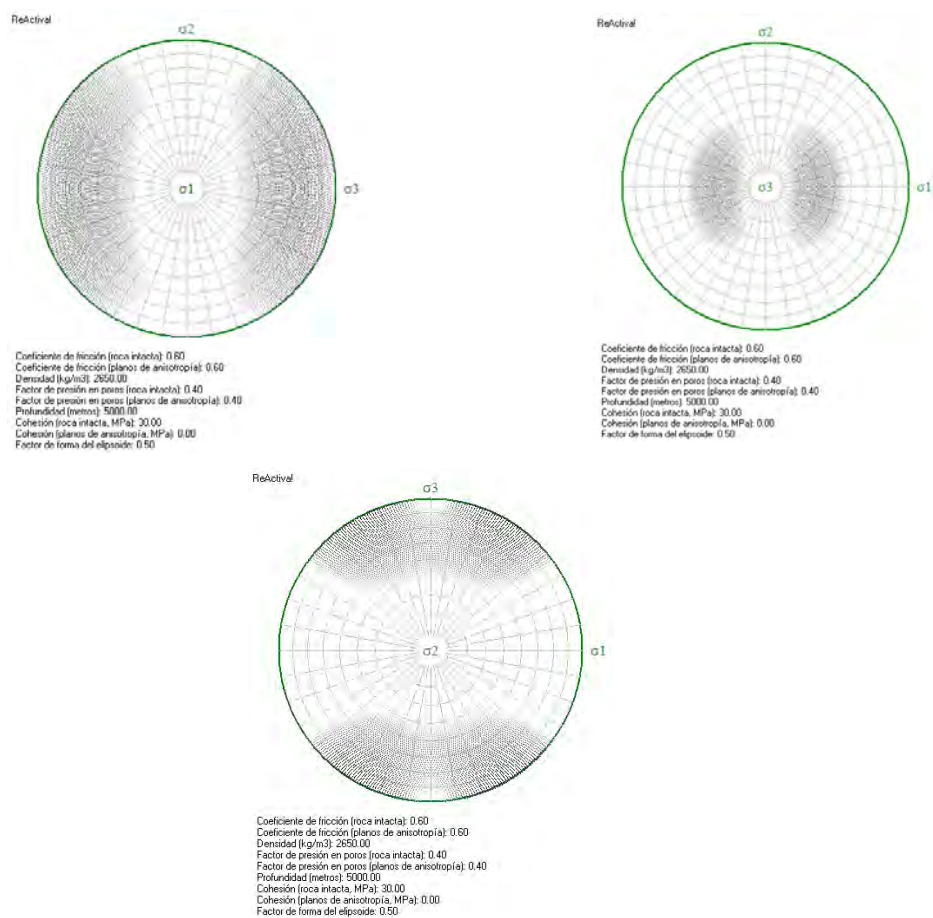


Figura 18.- Estereogramas mostrando en gris la ubicación de los polos de los planos que pueden ser susceptibles de ser reactivados bajo el estado de esfuerzos mostrado, los diagramas fueron obtenidos con el programa Reactiva. Regímenes de fallamiento normal (arriba a la izquierda), inverso (arriba a la derecha) y lateral (abajo), con σ_1 , σ_2 , y σ_3 en la vertical respectivamente. En la parte inferior se muestran los parámetros para generar cada diagrama.

El factor de forma del elipsoide de esfuerzos.

En un régimen de fallamiento normal, si el esfuerzo principal intermedio es igual al esfuerzo mínimo, $R=0$, el dominio de reactivación puede abarcar el 89%.

La profundidad

El dominio de reactivación aumenta con la disminución de la profundidad.

La densidad media de la roca

El dominio de reactivación disminuye conforme aumenta la densidad, esto se explica porque si la densidad de la roca es mayor, la presión confinante aumenta.

El factor de presión de fluidos de la roca intacta.

Si la presión de poros solo afecta a la roca intacta, pero no a la zona de fallas, por ejemplo que sea una zona sellada, entonces el dominio de fractura aumenta considerablemente.

La cohesión de la roca intacta.

Si aumenta, el dominio de reactivación aumenta

El coeficiente de fricción de las fracturas

Si disminuye, el dominio de reactivación aumenta considerablemente.

El factor de presión de fluidos de las fracturas

Si aumenta, el dominio de reactivación aumenta considerablemente.

La cohesión de las fracturas

Si alcanza el valor de la cohesión de las rocas, los únicos planos que se reactivarán serán los que tengan orientación de las neofracturas, es decir de acuerdo con el criterio de fractura de Coulomb. Esta orientación es la más favorable para la reactivación.

III.6.2.- Propiedades físicas que propician la fractura

Las rocas son materiales que poseen dos características muy importantes para su comportamiento en la deformación, una es su composición y la otra los planos de debilidad intrínsecos que van desde zonas con comportamiento reológico distinto hasta fracturas abiertas. Las rocas presentan dos comportamientos en la deformación: frágil y dúctil. La deformación dúctil se define como el porcentaje de deformación plástica (la que ocurre después del punto de límite elástico y antes de la ruptura) que puede tener un cuerpo.

Experimentalmente se ha demostrado que el esfuerzo diferencial para que la roca ceda (que pase su límite elástico) depende de varios factores. Uno de esos factores es el tipo de roca. Si tomamos el ejemplo de la Figura 19, veremos que de la roca más resistente a la menos resistente se encuentra la cuarcita, dolomita, caliza, arenisca, y lutita. Con el aumento de la temperatura disminuye el esfuerzo diferencial, tanto de su límite elástico como el de la resistencia máxima y también controla el comportamiento dúctil.

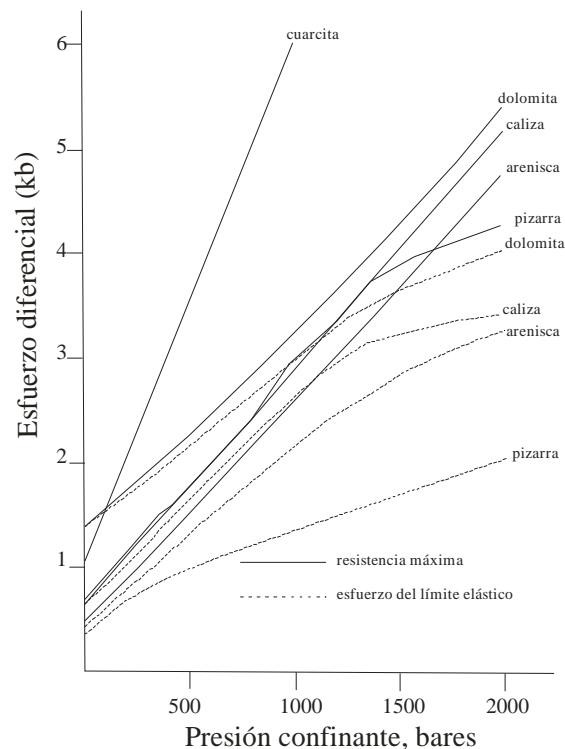


Figura 19.- Comportamiento mecánico de las rocas cuando son sometidas a presión vs esfuerzo.

El esfuerzo diferencial del límite elástico aumenta conforme aumenta la presión confinante, tal como lo muestra la envolvente de Mohr. Por otro lado si una roca se deforma a mayor velocidad, se comportará más frágil y tenderá a romperse a un esfuerzo diferencial mayor (Heard, 1963).

La presión de fluidos influye disminuyendo el esfuerzo normal una magnitud igual a la presión de poros, por lo que, el esfuerzo efectivo es menor y la roca se rompe a menores

esfuerzos diferenciales. Altas temperaturas pueden promover que los fluidos sean gaseosos y la existencia de gases a presión favorece la fracturación de rocas.

III.7.- Diagramas de Compatibilidad cinemática

Los Diagramas de Compatibilidad Cinemática (DCC) permiten visualizar en un estereograma la dirección y sentido de movimiento de una falla dependiendo de su orientación con respecto a los ejes de los esfuerzos principales. En una zona de cizalla pueden ocurrir tanto zonas de acortamiento como de alargamiento dependiendo de la orientación de las estructuras con respecto a las direcciones principales de esfuerzo y de deformación. En este trabajo se desarrollaron diagramas de compatibilidad cinemática (DCC). Para elaborarlos se consideró lo siguiente:

1) Se supone que el movimiento de una falla es paralelo al esfuerzo de cizalla máximo resuelto sobre el plano (Bott, 1959) y su dirección y sentido se expresan por la estría e indicadores cinemáticos localizados sobre la falla.

2) La dirección del esfuerzo de cizalla se obtiene con la ecuación $\tau = (T \times N) \times N$ (Nieto-Samaniego y Alaniz-Álvarez, 1997), donde τ es el esfuerzo de cizalla resuelto sobre un plano, T es el vector tracción resuelto sobre el plano, N es el vector unitario normal al plano y “ \times ” representa el producto vectorial (Figura 20).

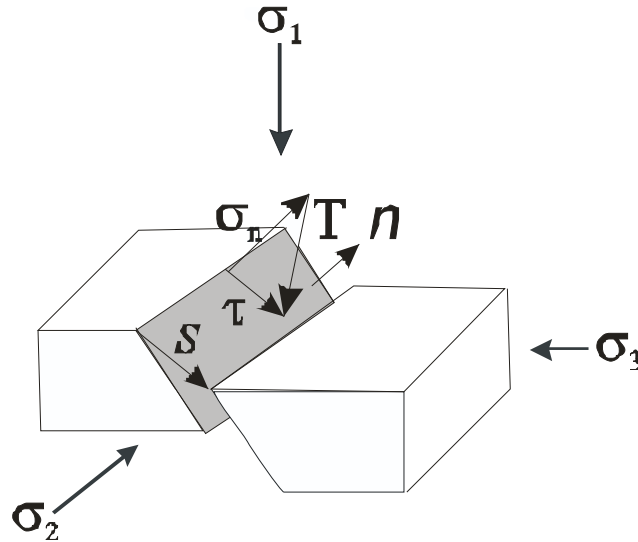


Figura 20. Nomenclatura en un bloque afectado por un campo de esfuerzos σ_1 , σ_2 y σ_3 son los esfuerzos compresivos principales máximo, intermedio y mínimo, respectivamente. S es la dirección de movimiento, n es el vector unitario perpendicular al plano, σ_n es el esfuerzo normal y τ es el esfuerzo de cizalla resueltos sobre el plano.

3) Las direcciones que puede tener una estría se distribuyen en un campo cuyos límites están determinados por las siguientes condiciones: (a) cuando el esfuerzo principal compresivo intermedio es igual al esfuerzo principal compresivo máximo ($\sigma_2 = \sigma_1$) y (b) cuando el esfuerzo principal compresivo intermedio es igual al esfuerzo principal compresivo mínimo (Angelier, 1994); es decir, tomará distintas direcciones entre los límites mencionados al variar la razón de esfuerzos $\phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ desde 1 hasta 0.

El esfuerzo de cizalla para $\sigma_2 = \sigma_1$ lo define la proyección ortogonal de σ_3 sobre el plano de falla, es decir será paralelo a la línea de intersección del plano de la falla y el plano que contiene tanto a la normal al plano como esfuerzo principal mínimo compresivo (σ_3). De la misma manera, cuando $\sigma_2 = \sigma_3$ la dirección de movimiento se establece con la proyección ortogonal de σ_1 sobre el plano de falla (Figura 21).

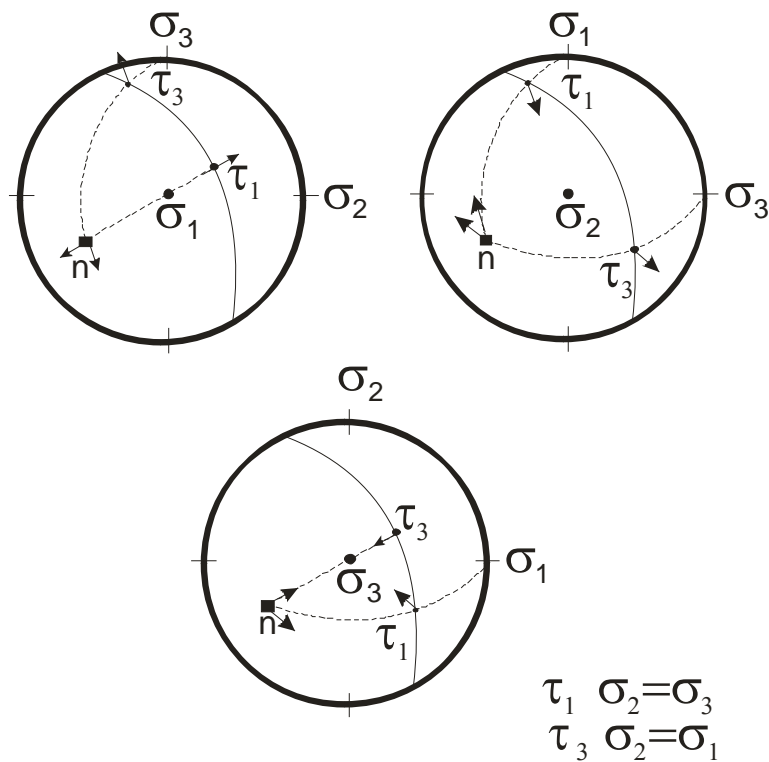


Figura 21.- Estereogramas que muestran el rango de orientación que puede tener un plano de falla representado por su polo (modificado de Angelier, 1994). Nótese que la guirnalda es el plano y n es el polo. La dirección de estría será τ_1 cuando la razón de esfuerzos es $\Phi = 0$, nótese que cae en la intersección del plano de falla con el plano formado por dos líneas: el polo n y σ_1 . Para una razón de esfuerzos $\Phi = 1$, la dirección de la estría será τ_3 que cae en la intersección del plano de la falla con el plano formado por el polo y σ_3 . Ésas son las orientaciones límite que puede tener ese plano bajo un sistema de esfuerzos andersoniano; para valores intermedios de la razón de esfuerzos el movimiento caerá entre τ_1 y τ_3 . Se presentan los casos de un régimen tectónico extensional con σ_1 vertical, un régimen lateral con σ_2 vertical y un régimen contractivo con σ_3 vertical. Las flechas en n representan el movimiento del bloque del bajo.

4) Es posible calcular la orientación geográfica del esfuerzo de cizalla máximo ya que tanto el campo de esfuerzos como el campo geográfico pueden representarse en un marco de referencia cartesiano. Para utilizar los diagramas se rota el DCC gráficamente para hacer coincidir la orientación de los esfuerzos principales con el sistema geográfico.

5) Se considera un sistema de esfuerzos Andersoniano, es decir, con uno de los esfuerzos principales dispuesto verticalmente (Anderson, 1951; Lisle *et al.*, 2006).

6) Para utilizar los diagramas se tiene que asumir que el campo de esfuerzos es homogéneo en la escala de observación.

Los DCC están contruidos en estereogramas equiareales (tipo Schmidt), donde los ejes de los esfuerzos principales coinciden con los ejes del estereograma. En cada diagrama de compatibilidad cinemática donde aparecen polos de fallas preexistentes cada 30° , se calculó cuáles son las direcciones límite del movimiento que puede ocurrir sobre cada plano para $\Phi=1$ y $\Phi=0$, bajo un estado de esfuerzos determinado. Sobre cada polo se graficaron las flechas (que indican el movimiento del bloque del bajo) con las dos direcciones extremas posibles (Figura 22). De esta manera es posible representar sobre un punto la dirección y sentido de movimiento de un plano. La Figura 23 muestra tres diagramas que representan los regímenes tectónicos: extensional con σ_1 vertical, transcurrente con σ_2 vertical y contractivo con σ_3 vertical.

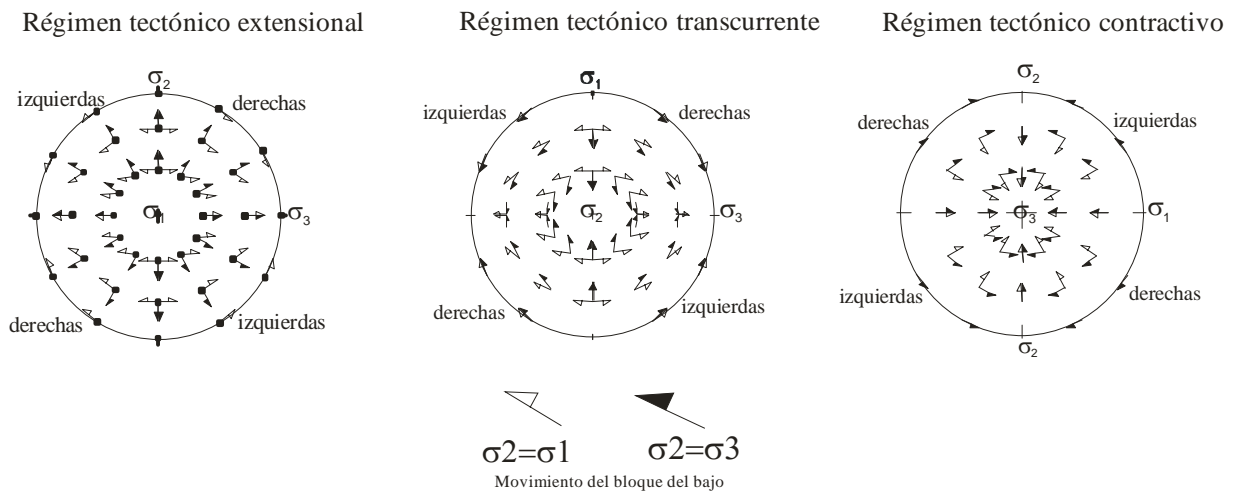


Figura 22.- La figura muestra los tres Diagramas de Compatibilidad Cinemáticos que representan el rango de movimiento posible para varias orientaciones en los regímenes tectónicos extensional, transcurrente y contractivo. La dirección de movimiento de cada plano se mostró en la Figura 21. Obsérvese que los polos que representan planos de 60° , por ejemplo, en un régimen extensional, que si son paralelos a σ_2 entonces su movimiento será normal independientemente de la razón de esfuerzos, mientras que si son oblicuos a σ_2 , podrá tener una componente de movimiento lateral dependiendo de la razón de esfuerzos.

Diagramas similares ya han sido propuestos anteriormente. Twiss y Gefell (1990) propusieron los diagramas lineación-tangencial basados en el método de proyección de líneas de deslizamiento “*slip-linear plot*” de Goldstein y Marshak (1988). Aunque los principios en que se basan los diagramas de “*slip-linear plot*” y los de DCC son diferentes, el resultado es bastante parecido ya que en los DCC se está considerando que los ejes de deformación y esfuerzo coinciden. A diferencia de los diagramas lineación-tangencial en los que se establece el movimiento de planos bajo ciertos parámetros de deformación, los diagramas de compatibilidad cinemática muestran todo el intervalo de movimiento que puede tener un plano de falla en un cierto campo de esfuerzos.

II.7.1.- Descripción y discusión de los Diagramas de Compatibilidad Cinemática (DCC)

El análisis de los DCC (Figura 22) permite hacer las siguientes aseveraciones:

1. La dirección y el sentido de desplazamiento de un plano de falla estará restringido a un intervalo siempre menor que 90° , que estará determinado por la razón de esfuerzos.
2. Las direcciones de las flechas también muestran cualitativamente la oblicuidad de las estrías mostrando si el movimiento es principalmente hacia el rumbo o hacia el echado.
3. La tendencia general es que el bloque del bajo se mueva hacia la dirección del esfuerzo principal compresivo mínimo (σ_3) y alejándose de la dirección del esfuerzo principal compresivo máximo (σ_1).
4. La simetría de los diagramas es ortorrómbica, es decir los ejes son cartesianos pero la magnitud de cada eje es distinta, ya que se generó utilizando un tensor simétrico de segundo orden con esa simetría (tensor de esfuerzos).
5. En el DCC con σ_1 vertical las componentes del movimiento serán normales y normales-oblicuas. Sólo serán laterales cuando $\sigma_1=\sigma_2$.
6. En el DCC con σ_2 vertical las componentes del movimiento serán laterales, oblicuas-inversas y oblicuas-normales.
7. En el DCC con σ_3 vertical las componentes de movimientos serán inversas, oblicuas-inversas y laterales, este último cuando $\sigma_3=\sigma_2$.

8. Cuando las fallas con una inclinación menor que 60° tienen una componente lateral importante corresponderá a un régimen transcurrente (con σ_2 vertical), mientras que si el *pitch* es mayor que 45° corresponderá a un campo de esfuerzos con σ_3 o σ_1 vertical.
9. Las fallas verticales podrán tener, independientemente del régimen, una componente lateral importante dependiendo de la razón de esfuerzos, exceptuando cuando las magnitudes de los dos esfuerzos horizontales son iguales o muy cercanos, en cuyo caso la magnitud del esfuerzo de cizalla tiende a cero. Esto tiene implicaciones importantes ya que el hecho de que se encuentre una falla vertical con movimiento lateral no indica necesariamente que haya sido activado en un régimen transcurrente, es necesario medir una falla inclinada para poder saber con certeza a que régimen perteneció.

III.7.2.- Aplicación de los Diagramas de Compatibilidad Cinemática (DCC)

Los diagramas de compatibilidad cinemática (DCC) tienen como propósito establecer, de manera gráfica y rápida, si un grupo de fallas con distintas orientaciones pudo haberse movido en un mismo evento de deformación homogénea, considerando un sistema de esfuerzos regional homogéneo. Para utilizar los diagramas se analiza primero si las direcciones de las estrías son hacia el echado, en contra del echado o hacia el rumbo; de acuerdo con esto se elige el DCC correspondiente, tectónica extensional (con σ_1 vertical), contractivo (con σ_3 vertical) o transcurrente (con σ_2 vertical). Se hacen coincidir el DCC con el estereograma que contienen las direcciones de estrías del grupo de fallas a analizar y se rota el DCC hasta lograr el mejor ajuste posible. Se analiza si las estrías caen dentro del rango posible en el DCC, entonces la dirección de los esfuerzos principales que marca el DCC es una estimación del posible tensor de esfuerzos que activó ese grupo de fallas.

III.7.3.- Verificación del método

Con objeto de comprobar la validez de los Diagramas de Compatibilidad Cinemática, se utilizó el programa de inversión de estrías de Angelier (1990) y se comparó el resultado con el obtenido con los DCC para un mismo grupo de fallas, ya que de alguna manera éstos pueden estimar la dirección de los esfuerzos principales. Se utilizaron los datos de fallas de 6 sitios de

muestreo en la región de Tamazulapam, utilizando únicamente aquellos sitios cuyo análisis con el método de Angelier dio un sistema Andersoniano (Figura 23). Se puede ver que hay una diferencia de menos de 20° en los dos métodos, y se observa una distribución de las direcciones de estrías con simetría ortorrómbica.

Los DCC tienen la ventaja de ser un método gráfico para estimar direcciones de paleoesfuerzos en una población heterogénea de fallas sin necesidad de utilizar una computadora. Tanto en el programa de Angelier como en los DCC, las fallas que no se ajustan al campo de esfuerzos aparecen en el estereograma pero no se consideran en el resultado (Figura 23). El programa de Angelier utiliza un sistema estadístico para desechar las fallas que no se ajustan, pero en el caso de los DCC se deja al juicio del observador, permitiendo así analizar las fallas individualmente. Las posibles causas por las que una falla no sea compatible cinemáticamente con el resto del grupo son: (1) porque pertenezca a otra fase de deformación, (2) porque tenga una orientación no favorable (Alaniz-Álvarez *et al.*, 1998), (3) porque se haya movido en la intersección de dos planos preexistentes (Nieto-Samaniego y Alaniz-Álvarez, 1997) o bien (4) el movimiento corresponda a un sistema de esfuerzos local.

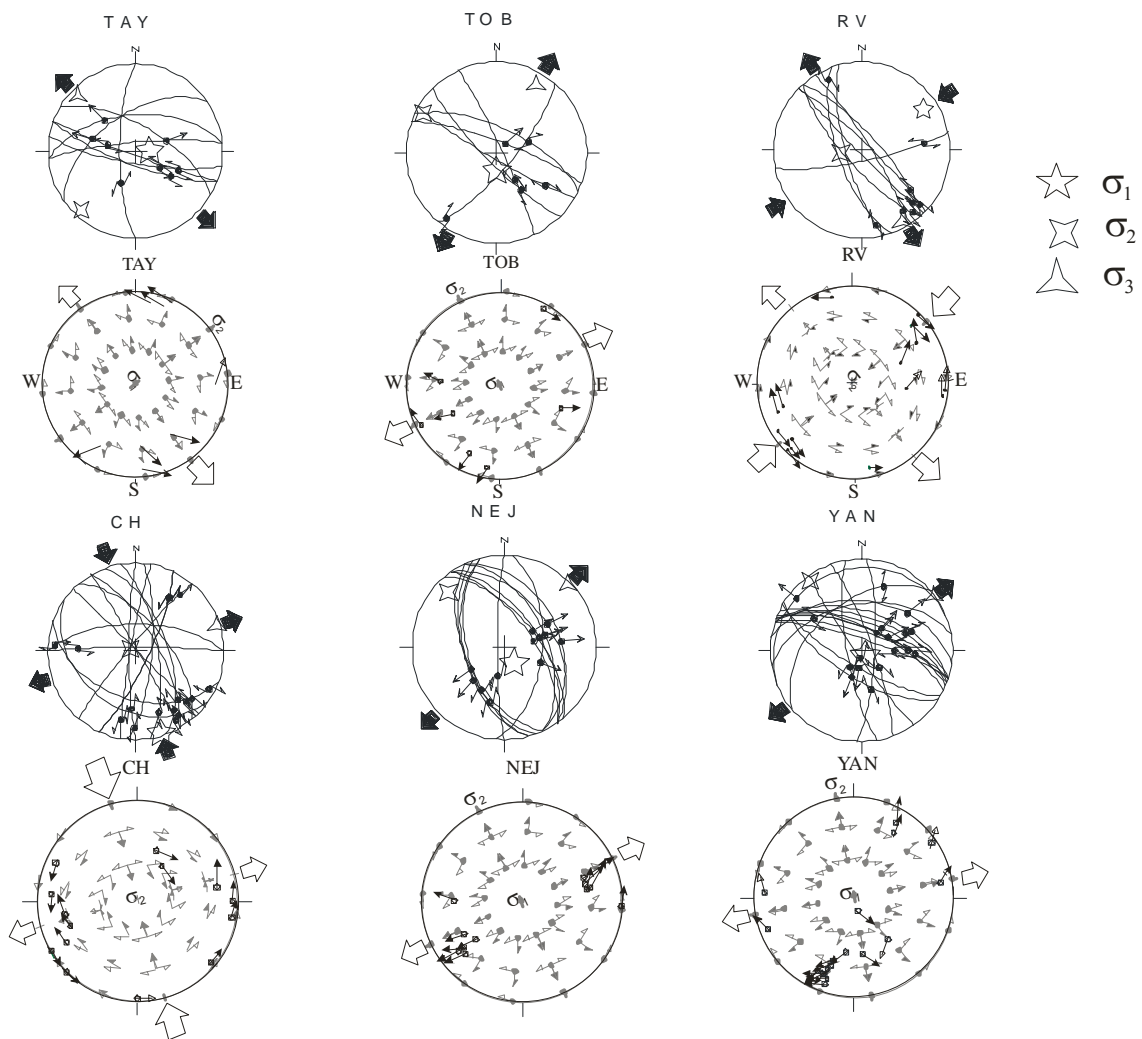


Figura 23.-Comparación de los DCC con el análisis de inversión de esfuerzos de Angelier (1990). Las fallas en los DCC están representadas por flechas cuyo punto indica el polo y la punta la dirección del movimiento del bloque del bajo. En los diagramas de Angelier las fallas están representadas por guirnaldas y las flechas muestran la dirección de movimiento del bloque del alto. Para el análisis con los DCC, se traslaparon dos estereogramas, el que contiene las flechas de las fallas con uno de los DCC de la Figura 22. Para elegir cuál DCC elegir, se observó el movimiento de los planos inclinados, si en la mayoría la componente es normal se eligió el régimen extensional, si la componente principal es lateral se eligió el de régimen transcurrente y si es inversa el contractivo. Posteriormente se rotó el DCC hasta que la mayoría de las flechas coincidían. Las flechas hacia adentro (negras y claras) indican la dirección de máxima compresión horizontal y las que están hacia afuera, la de máxima extensión horizontal, (estaciones TAY=Tayata, TOB=Toba, RV=rocas volcánicas, CH=Chilapa, NEJ=Nejapilla, YAN=Yanhuitlán).

CAPÍTULO IV

GEOLOGIA ESTRUCTURAL DE LA REGIÓN DE ESTUDIO

La zona de estudio se encuentra dentro del bloque Acatlán-Oaxaca el cual está limitado por las fallas Papalutla al poniente, la falla de Oaxaca al oriente y la falla de Chacalapa al sur. La deformación dentro del bloque contrasta con la deformación en sus bordes y fuera de él. En este capítulo se describe la deformación dentro del bloque en la región donde debe estar ubicado el contacto entre los complejos Acatlán y Oaxqueño, que no se ve porque está cubierto pero sabemos que debe estar ahí ya que afloran ambos complejos en esta región. Para el estudio estructural, la zona se dividió en cuatro sectores: el sector Noroeste, Noreste, Suroeste y Sureste. El límite que separa los sectores ubicados al este y oeste es la falla Tamazulapam en la parte sur y en la parte norte una falla sin nombre que pone en contacto a la andesita Cañada María y el volcaniclástico Teotongo; y a los sectores norte y sur los separa la falla Las Pilas (Figura 24).

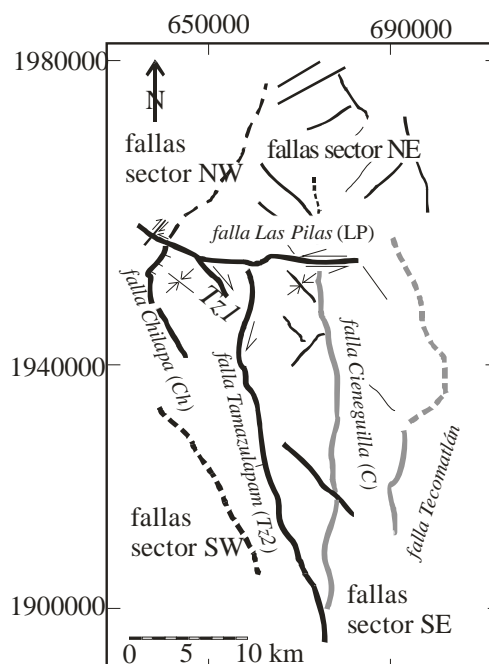


Figura 24.- Ubicación de los sectores estudiados de la región de estudio. Las fallas que son límites de sectores son la falla Las Pilas (sectores norte-sur), la falla Tamazulapam (sectores SW y SE) y las fallas sector NW (sectores NE-NW).

Para caracterizar la deformación cenozoica a ambos lados de la zona que cubre la falla de Tamazulapam, se hicieron 3 secciones geológico-estructurales con orientación aproximada EW (A-A', B-B' y C-C', Figura 5), sobre las cuales se realizó un levantamiento de datos estructurales (estratificación, fallas, fracturas, diques, ejes de pliegues) a lo largo de *ca.* 40 km. En la sección A-A', afloran las formaciones Teposcolula, Tamazulapam, Yanhuitlán, Chilapa, la Andesita Cañada María, Toba Llano de Lobos, Andesita Yucudaac, volcaniclástico Teotongo. En la sección B-B', las formaciones que afloran son: Teposcolula, Yanhuitlán, Chilapa, Conglomerado Tecomatlán, la Andesita Cañada María y cuerpos intrusivos de composición andesítica. En la sección C-C', las formaciones que afloran son: Teposcolula, Yanhuitlán, Grupo Tecocoyunca, Conglomerado Tecomatlán, rocas volcánicas y cuerpos intrusivos de composición andesítica.

IV.1.- Geología estructural sección A-A' (Cerro Tres Cruces-San Agustín Montelobos)

En la sección (Figura 25), la Andesita Cañada María y la Formación Chilapa, se encuentran en contacto por la falla Chilapa la cual tiene un rumbo aproximado N-S y un echado hacia el este, con variaciones hacia el NNW-SSE y NNE-SSW inclinada hacia el norte. Las fallas medidas sobre las rocas volcánicas son laterales (izquierdas y derechas) con un rumbo preferencial hacia el NW-SE con inclinaciones de 72° a 80° (Figura 25A, Tabla 4).

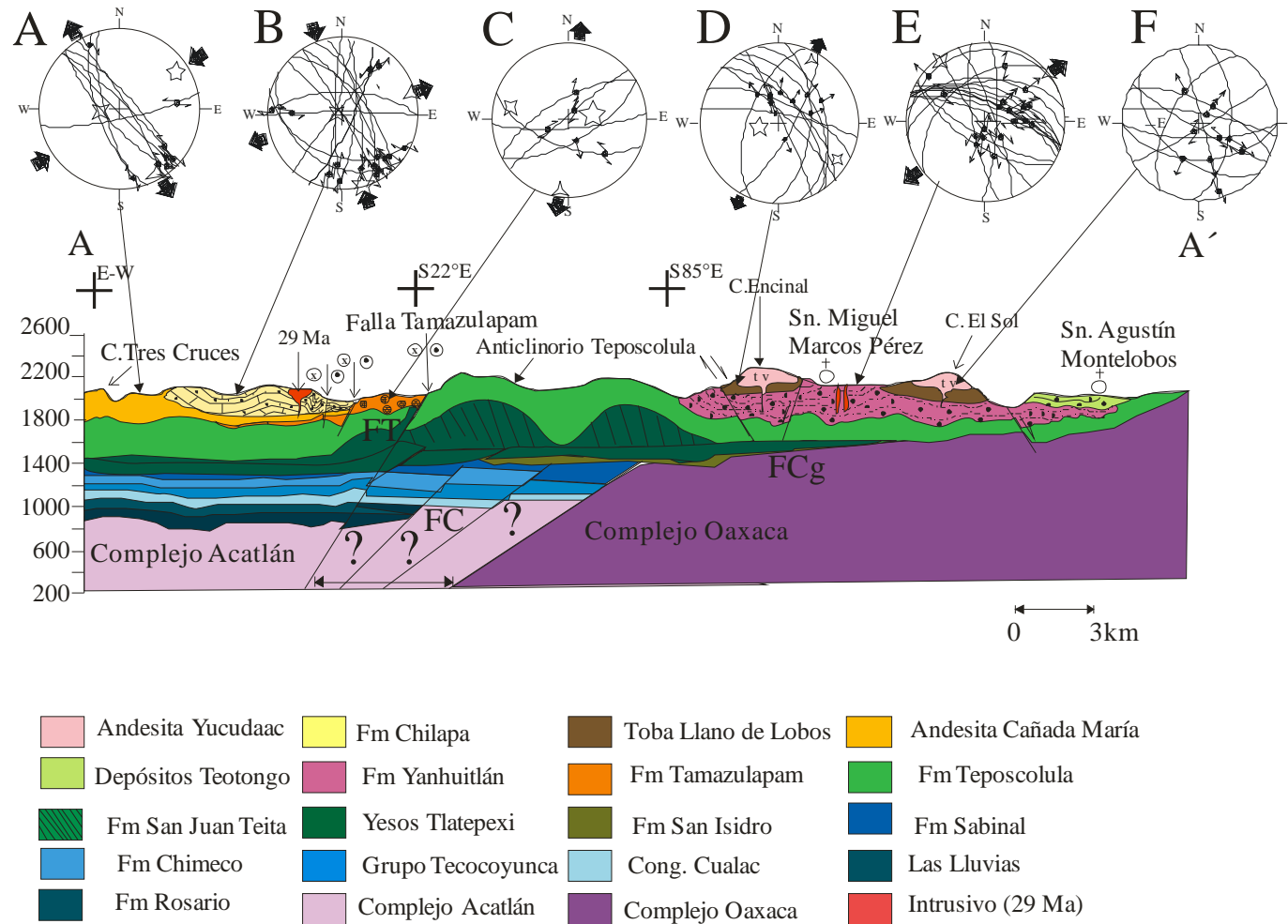


Figura 25.- Sección geológica A-A', Cerro Tres Cruces-San Agustín Montelobos, ver localización en la figura 5. FC= Falla Caltepec, FT= Falla Tamazulapam, FCg= Falla Cieneguilla. Los estereogramas están explicados en el texto, las flechas hacia adentro y afuera indican direcciones de contracción y extensión horizontal obtenidas con el programa de Angelier (1990).

Tabla 4.- Estructuras principales de las secciones A-A', B-B' y C-C' de la zona de estudio

Sección	Formación	Estructuras	Rumbo	Inclinación
Sección A-A	Diques		NW-SE	80° SW
	Chilapa	Fallas laterales (derechas) Ejes pliegue	NW-SE SE (149°-166°), NW (300°-320)	45° 4°-6°
	Andesita Yucudaac	Fallas normales	NW-SE	60°-80°, NE, SW
	Toba Llano de Lobos	Fallas normales	NW-SE	50°-60°NE
	Andesita Cañada María	Fallas laterales (izquierdas y derechas)	NW-SE	72°-80°, NE, SW
	Yanhuitlán	Fallas normales Estratificación Eje pliegue	WNW-ESE NW-SE, NE-SW SE	50°-60° NE 16°.24° NE, 24° SE 4°
	Tamazulapam	Fallas normales	ENE-WSW	70° SE
	Teposcolula	Ejes de pliegue	SE (159°)	12°
Sección B-B	Diques	Fallas normales	NE-SW	66° NW
	Yanhuitlán	Fallas normales Estratificación	NW-SE NE-SW	50°-60°, NE, SW 8°-18°, NW, SE
	Conglomerado Tecomatlán	Estratificación	N-S	9° W
	Teposcolula	Fallas normales	NW-SE	60°-80°, SW, NE
Sección C-C	Diques	Fallas laterales	NE-SW	68°-86° NW
	Andesita Cañada María	Fallas normales	WNW-ESE	50°-86° WNE,SSW
	Yanhuitlán	Fallas normales Estratificación	NW-SE NW-SE	50°-60° NE, SW 14° NE
	Conglomerado Tecomatlán	Estratificación	N-S	10° W
	Teposcolula	Fallas normales	N-S, WNW-SSE	50°-79°, SW
	Grupo Tecocoyunca	Estratificación Eje pliegue	NE-SW NW-SE	50° NW, SE 12°

El fallamiento lateral derecho en la Formación Chilapa tiene un rumbo preferencial NNW-SSE (Figura 25B). La estructura más importante pone en contacto al conglomerado de la Formación Tamazulapam y a la caliza de la Formación Teposcolula (Figura 25). Esta falla tiene un rumbo NW70°SE con echado de 45° al SW (Tabla 4) y muestra dos direcciones de movimiento siendo el principal lateral derecho, contiene hasta 7 cm de brecha y *ca.* de 15 cm de salbanda (Figura 26).



Figura 26.- Zona de falla lateral derecha en la Formación Chilapa, camino a San Andrés Lagunas, al suroeste de Tamazulapam. El plano de la fotografía es vertical.

La Formación Chilapa se encuentra en una cuenca limitada por fallas; sin embargo, en campo se observó que sobreyace a la andesita Cañada María. Las capas están plegadas, los ejes de los pliegues tienen una orientación preferencial NW-SE (Figura 27 y 28).

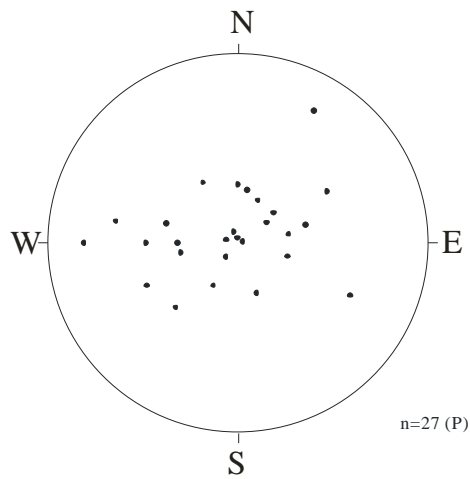


Figura 27.- Diagrama de polos de estratificación medidos en la Formación Chilapa.



Figura 28.- Pliegues en caliza lacustre de la Formación Chilapa, camino al pueblo de Chilapa de Díaz. El plano de la fotografía es vertical

El fallamiento en la Formación Tamazulapam es de tipo normal tiene un rumbo ENE-WSW con inclinaciones de 70° (Figura 25C, Tabla 4).

Las rocas más antiguas que afloran en este segmento corresponden a la caliza de la Formación Teposcolula del Albiano-Cenomaniano. Estas rocas conforman el anticlinorio de Teposcolula en la parte central de la sección (Figura 25), el cual a su vez está compuesto por tres anticlinales y dos sinclinales con un rumbo NW-SE, El anticlinorio de Teposcolula tiene una

longitud *ca.* de 20 km y una amplitud entre los pliegues de 3 a 4 km aproximadamente. El eje del anticlinal que conforma la sierra de Teposcolula tiene un rumbo y un echado de $159^{\circ}/12^{\circ}$. La estratificación de las calizas de la Formación Teposcolula tienen un rumbo preferencial NNE-SSW inclinaciones de 70° al WNW (Figura 29, Tabla 4). Este tipo de deformación contráctil no se observa en las formaciones cenozoicas, por lo que se atribuye a la orogenia Laramide.

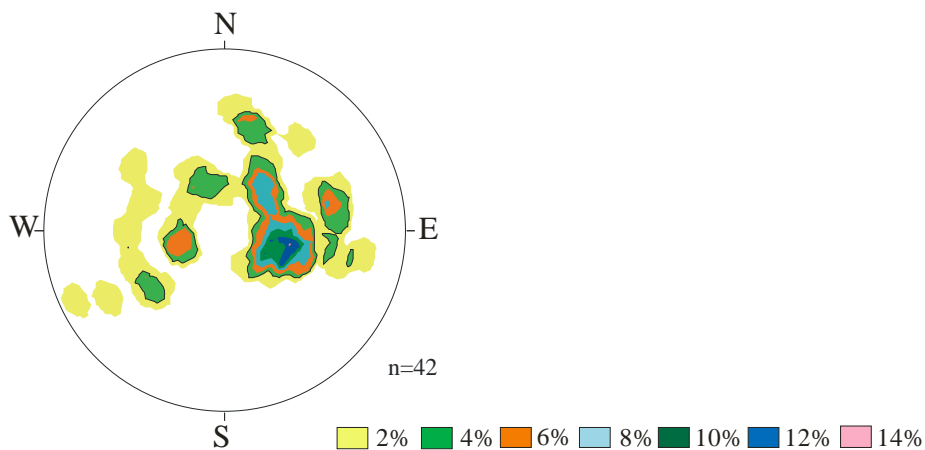


Figura 29.- Diagrama de polos de estratificación medidos en la Formación Teposcolula. Estos datos fueron tomados de una región amplia que abarca varios pliegues.

En la parte oeste del anticlinal Teposcolula, la Formación Teposcolula está en contacto por falla con la Formación Tamazulapam, y en la parte este del anticlinal la caliza está sobreyacida, discordantemente por la Formación Yanhuitlán. En ambos casos el contacto de la Formación Yanhuitlán está descansando sobre el flanco del anticlinal. Sin embargo, en el caso occidental se observan planos de falla (Figura 25). La naturaleza conglomerática y arenosa de las Formaciones Tamazulapam y Yanhuitlán sugieren que estas unidades se depositaron en las cuencas interpliegues laramídicos. Posteriormente, durante el Cenozoico, el contacto en el flanco occidental de Teposcolula se reactivó como falla por lo que se le conoce como falla Tamazulapam.

La estratificación en la Formación Yanhuitlán presenta dos rumbos preferenciales, NW-SE, con inclinaciones de 16° a 24° al NE, y NE-SW con una inclinación de 24° al SE (Figura 30).

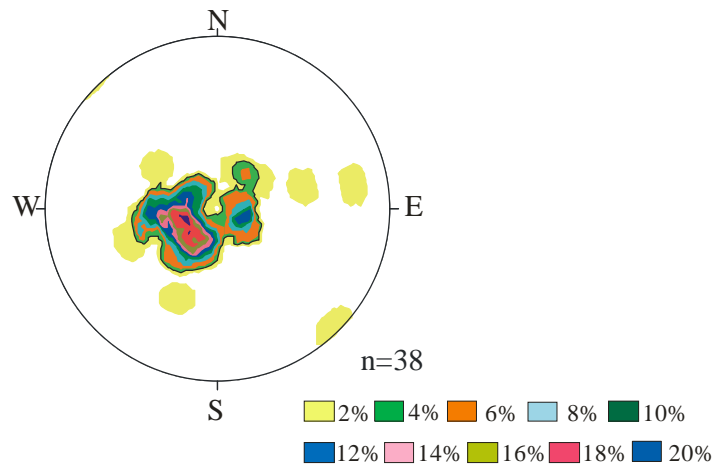


Figura 30.- Diagrama de polos de estratificación medidos en la Formación Yanhuitlán.

Las fallas son principalmente de tipo normal, con un rumbo preferencial WNW-ESE con inclinaciones de 50° a 60° al NE (Figura 25E). En esta sección existe un pliegue (San Miguel Marcos Pérez), cuyo eje tiene una actitud de $145^\circ/4^\circ$.

La Toba Llano de Lobos presenta fallas normales que tiene un rumbo preferencial (NNW-SSE) con una inclinación hacia el NE (Figura 25D). La Andesita Yucudaac presenta fallas normales con un rumbo preferencial WNW-ESE, con inclinaciones de 60° a 80° hacia el SW y NE (Figura 25F).

Otro tipo de estructuras son los diques; estos cuerpos intrusionan a los sedimentos de la Formación Yanhuitlán, al este del pueblo de San Miguel Marcos Pérez, y tienen una orientación NW-SE ($212^\circ/84^\circ$, Figura 31).

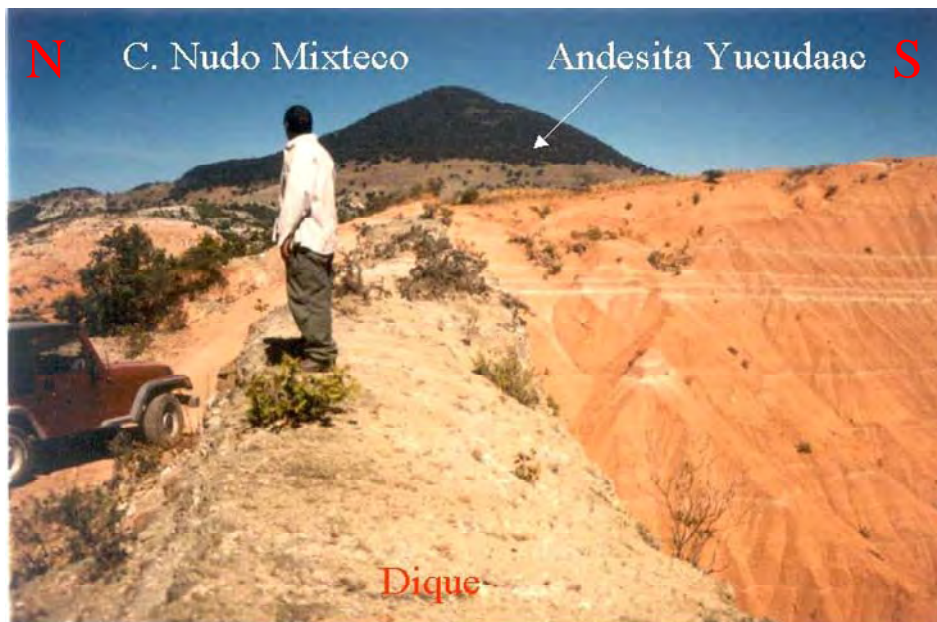


Figura 31.- Diques de composición andesítica intrusionando a limolita y arenisca de la Formación Yanhuatlán, al noreste del poblado San Miguel Marcos Pérez.

IV.2.- Geología estructural sección B-B', Yolomecatl-Tecomatlán

En la sección, la Andesita Cañada María se encuentra en contacto por falla con la Formación Chilapa y con la Formación Teposcolula (Figura 32). Las rocas volcánicas están afectadas por fallas normales con un rumbo preferencial hacia WNW-SSE y con inclinaciones de 70° a 80° (Figura 32A, Tabla 4).

La Formación Chilapa en esta sección presenta estratificación con una inclinación moderada de 18° a 37°, (Tabla 4) y no está afectada por fallas como en la sección A-Á. La Formación Chilapa está en contacto por falla tanto en el poniente como en el oriente con la andesita Cañada María.

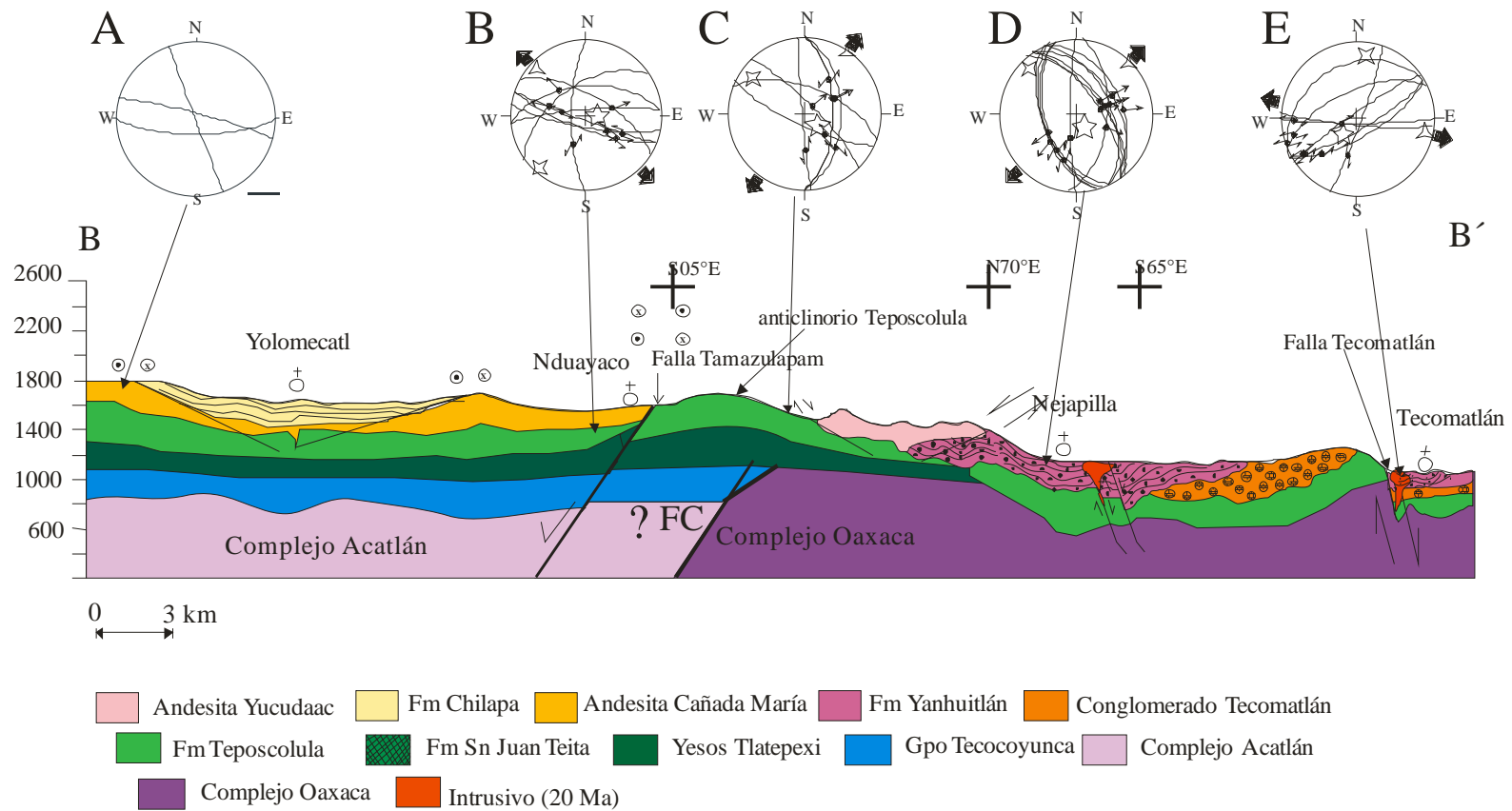


Figura 32.- Sección geológica-estructural B-B', Yolomecatl-Tecomatlán, ver localización en la Figura 5. FC= Falla Caltepec. Los estereogramas están explicados en el texto, las flechas hacia adentro y afuera indican direcciones de contracción y extensión horizontal obtenidas con el programa de Angelier (1990).

Las rocas más antiguas que afloran en la sección corresponden a la caliza de la Formación Teposcolula. Estas rocas conforman el anticlinorio de Teposcolula en la parte central de la sección, que es la continuación del pliegue descrito en la sección A-A' (Figura 25). El anticlinorio de Teposcolula tiene una longitud de onda de 5 km, y *ca.* de 20 km de largo y con un rumbo NNW-SSE. El fallamiento que afecta la Formación Teposcolula es de tipo normal, con un eje con rumbo NW-SE e inclinaciones de 60° a 80° al SW y al NE (Tabla 4), además de fallas normales oblicuas orientadas ~ N-S con inclinación hacia el Este (Figura 32C). En la parte oeste del anticlinorio Teposcolula, la Formación Teposcolula está en contacto por falla con la andesita Cañada María y en la porción Este está en contacto por falla con la Andesita Yucudaac (Figura 32).

La Andesita Yucudaac no presenta fallamiento intenso en la sección B-B, a diferencia de la parte norte (sección A-A'). La única falla que presenta es de tipo normal con rumbo NW-SE. La Andesita Yucudaac está en contacto por falla al oeste y al este con las formaciones Teposcolula y Yanhuitlán (Figura 25).

La Formación Yanhuitlán presenta un fallamiento de tipo normal, con un rumbo NNW-SSE e inclinaciones de 50° a 65° al NE y al SW (Figura 32D, Tabla 4), mientras que la estratificación presenta un rumbo preferencial NW-SE con inclinaciones de 8° a 18° al NE (Figura 33).

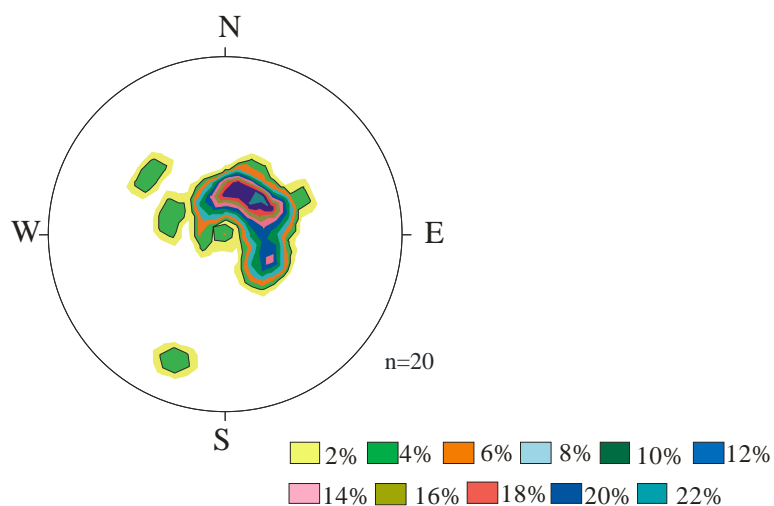


Figura 33.- Diagrama de contorno de polos de estratificación medido en la Formación Yanhuitlán. La estratificación de esta estación se hizo en una zona donde había un intrusivo.

La Formación Yanhuitlán está en contacto al oeste por falla con la Andesita Yucudaac (Figura 25).

La estratificación en el Conglomerado Tecomatlán tiene un rumbo N-S con una inclinación de 9° hacia el oeste (Tabla 4). El Conglomerado Tecomatlán está en contacto por falla con la Formación Teposcolula. Sobre el plano de la falla Tecomatlán se emplazó un cuerpo intrusivo de composición intermedia, de un rumbo N-S (Figura 32).

Los cuerpos intrusivos de composición intermedia presentan rumbos de N-S a NW-SE (Figura 34) con inclinaciones hacia el SW. El cuerpo más representativo en esta sección es el dique Tecomatlán. Este cuerpo tiene una longitud de 15 km y es paralelo a la falla Tecomatlán (N-S). La fallas normales que cortan transversalmente al dique y a la falla de Tecomatlán con rumbo NE-SW con inclinación hacia el NW (Figura 32E, Tabla 4).

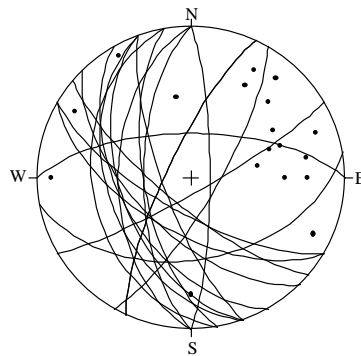


Figura 34.- Proyección ciclográfica, guirnaldas y polos de los diques en la sección B-B'.

IV.3.- Geología estructural de la sección C-C', Cañada María-Llano de Jesús

La andesita Cañada María, al oriente de San Miguel Achiutla, presenta un fallamiento de tipo normal oblicuo, el cual tiene un rumbo preferencial WNW-ESE con inclinaciones de 50° a 86° al NNE y al SSW (Figura 35B, Tabla 4).

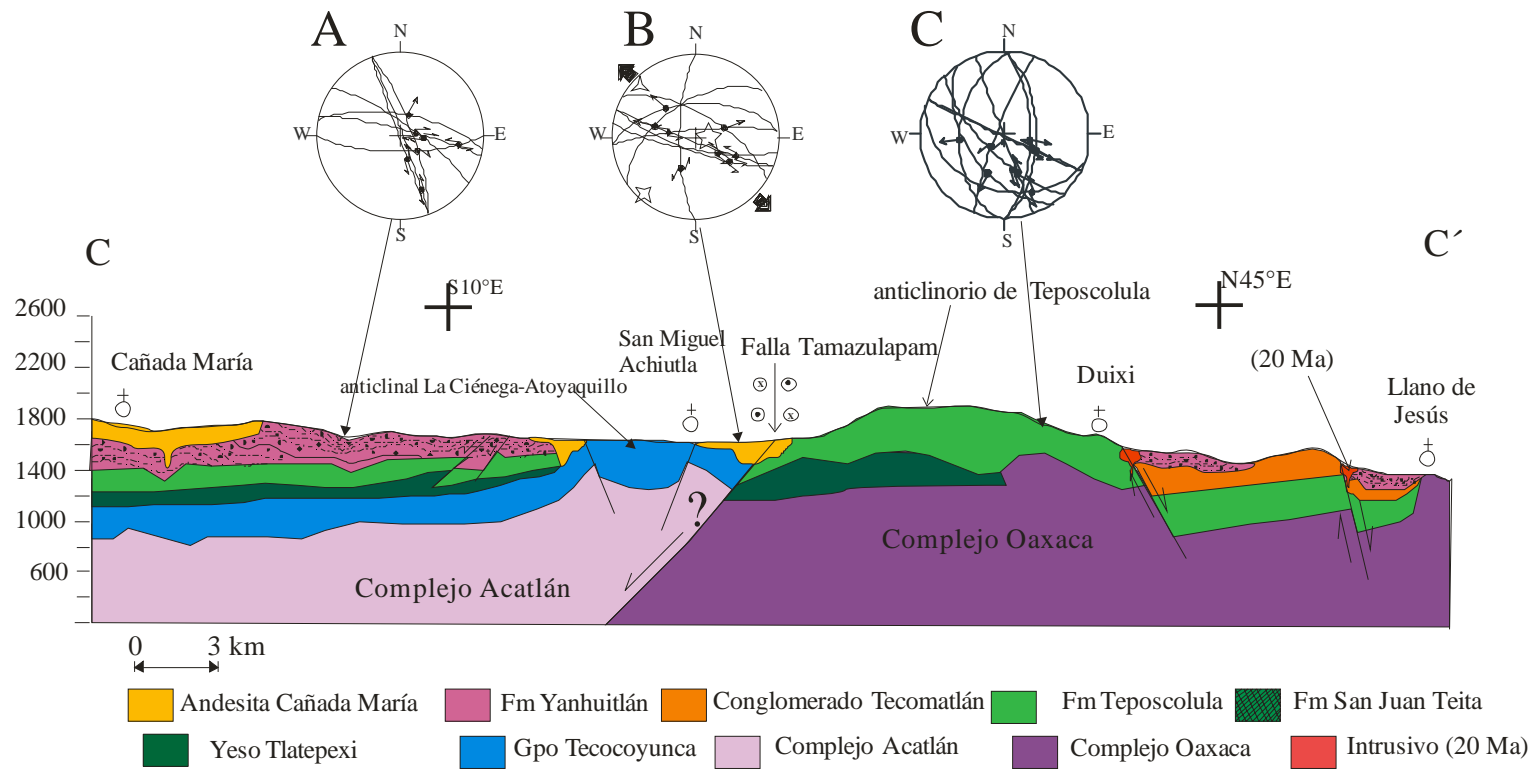


Figura 35.- Sección geológica C-C', Cañada María- Llano de Jesús, ver localización en la Figura 5. Los estereogramas están explicados en el texto, las flechas hacia adentro y afuera indican direcciones de contracción y extensión horizontal obtenidas con el programa de Angelier (1990).

La estratificación de la Formación Yanhuatlán tiene un rumbo NE-SW, y una inclinación de 14° al NW (Figura 36). El fallamiento, es principalmente de tipo normal, tiene dos direcciones principales, una con rumbo NNW-ESE e inclinaciones de 80° a 90° y la otra WNW-ESE con inclinaciones moderadas de 60° (Figura 35A).

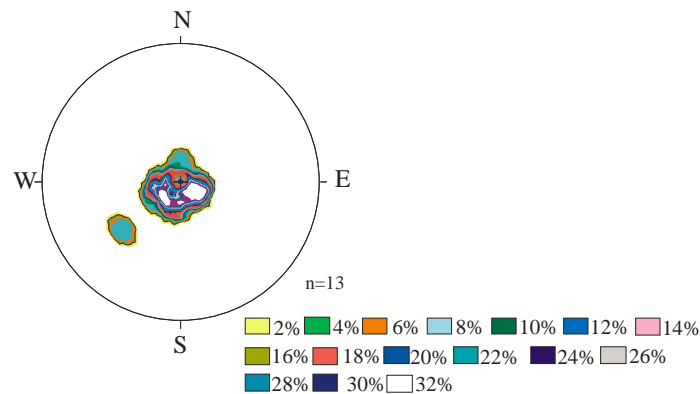


Figura 36.- Diagrama de contorno de polos de estratificación medidos de la Formación Yanhuatlán.

La Formación Yanhuatlán está en contacto al oeste y este con la andesita Cañada María y con el Grupo Tecocoyunca y, en el extremo oriental, con la Formación Teposcolula y con el Conglomerado Tecomatlán (Figura 35).

Las rocas del Grupo Tecocoyunca conforman el sinclinal La Ciénega-Atoyaquillo que tiene una longitud de *ca.* 40 km (Figura 5), un rumbo NW-SE. El eje del sinclinal tiene un rumbo de 179° y una inclinación de 12°. La estratificación en el Grupo Tecocoyunca presenta un rumbo NW-SE, con inclinaciones cercanas a los 50° (Figura 37).

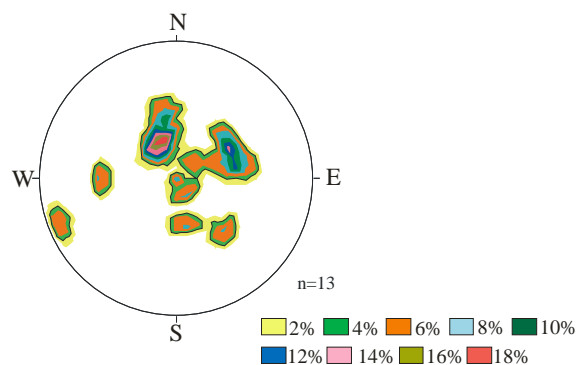


Figura 37.- Diagrama de contorno de polos de estratificación medidos en Grupo Tecocoyunca.

El Grupo Tecocoyunca está en contacto en ambos flancos del sinclinal con la andesita Cañada María y hacia el sureste, en Santa María Tataltepec, con las formaciones Teposcolula y San Juan Teita (Figura 5).

Al este del sinclinal La Ciénega-Atoyaquillo se encuentran aflorando la Formación Teposcolula conformando el anticlinorio de Teposcolula (descrito en las dos secciones anteriores) con un rumbo NNW-SSE. La actitud de la estratificación y el plegamiento presente en la Formación Teposcolula son similares a los que se presentan en la sección (B-B'), debido que el anticlinal se extiende hacia el sur por donde pasa el trazo de esta sección. Fallas normales con un rumbos desde ~ N-S hasta WNW-ESE con inclinaciones de 50° a 79° cortan la Formación Teposcolula (Figura 35C).

En el flanco Este, la Formación Teposcolula está en contacto por falla normal con la Formación Yanhuatlán y al oeste del poblado de Llano de Jesús por falla normal con el Conglomerado Tecomatlán (Figura 35).

La estratificación en el Conglomerado Tecomatlán tiene un rumbo preferencial N-S con muy poca inclinación (Figura 38A y B).

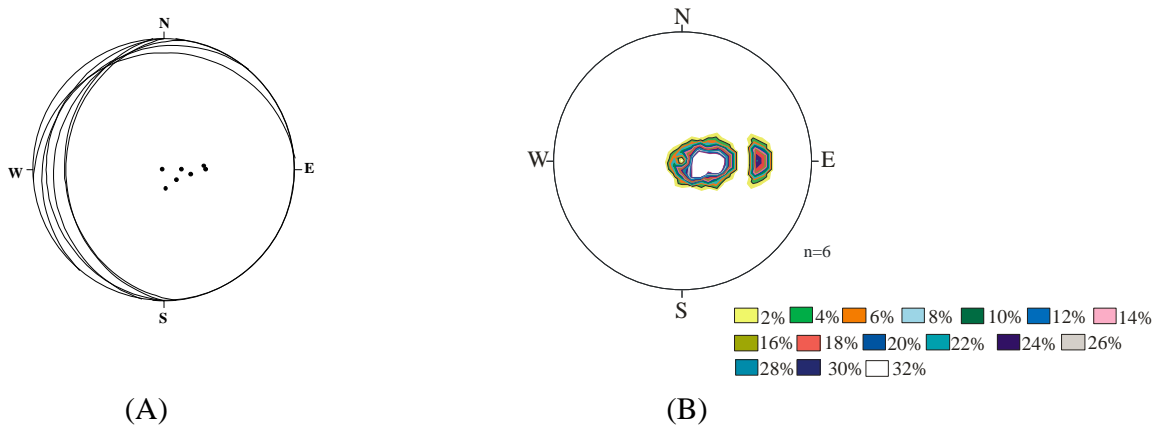


Figura 38.- A) Proyección estereográfica de planos y (B) frecuencia de polos de estratificación medidos en el Conglomerado Tecomatlán.

El cuerpo más representativo es el dique Tecomatlán descrito en las sección C-C' (Figura 35), con una orientación NNW-SSE con inclinaciones de 56°.

IV.4.- Estructuras contractivas en la zona de estudio

En la región de estudio las principales estructuras laramídicas son el anticlinorio de Teposcolula y anticlinal de Amoltepec, sinclinales La Ciénega-Atoyaquillo, Independencia y Amoltepec (Figura 39, Tabla 5).

Tabla 5.- Principales estructuras contractivas que existen en la zona de estudio.

Pliegue	Rumbo del pliegue	Longitud	Edad	Tipo de pliegue A=anticlinal o anticlinorio B= sinclinal
Teposcolula	NNW-SSE	53 km	Maastrichtiano-Eoceno medio	A
Amoltepec	N-S	10 km	Cretácico Superior-terciario inferior (orogenia Laramide)	A
Ciénega-Atoyaquillo	NNW-SSE	40 km	Cretácico Superior-terciario inferior (orogenia Laramide)	B
Independencia	NNW-SSE	13 km	Cretácico Superior-terciario inferior (orogenia Laramide)	B
Amoltepec	N-S	10 km	Cretácico Superior-terciario inferior (orogenia Laramide)	B
San Miguel Marcos Pérez	NW-SE	~ 1km	post-Eoceno medio	A
Cieneguilla	NW-SE	~1km	post-Eoceno medio	A

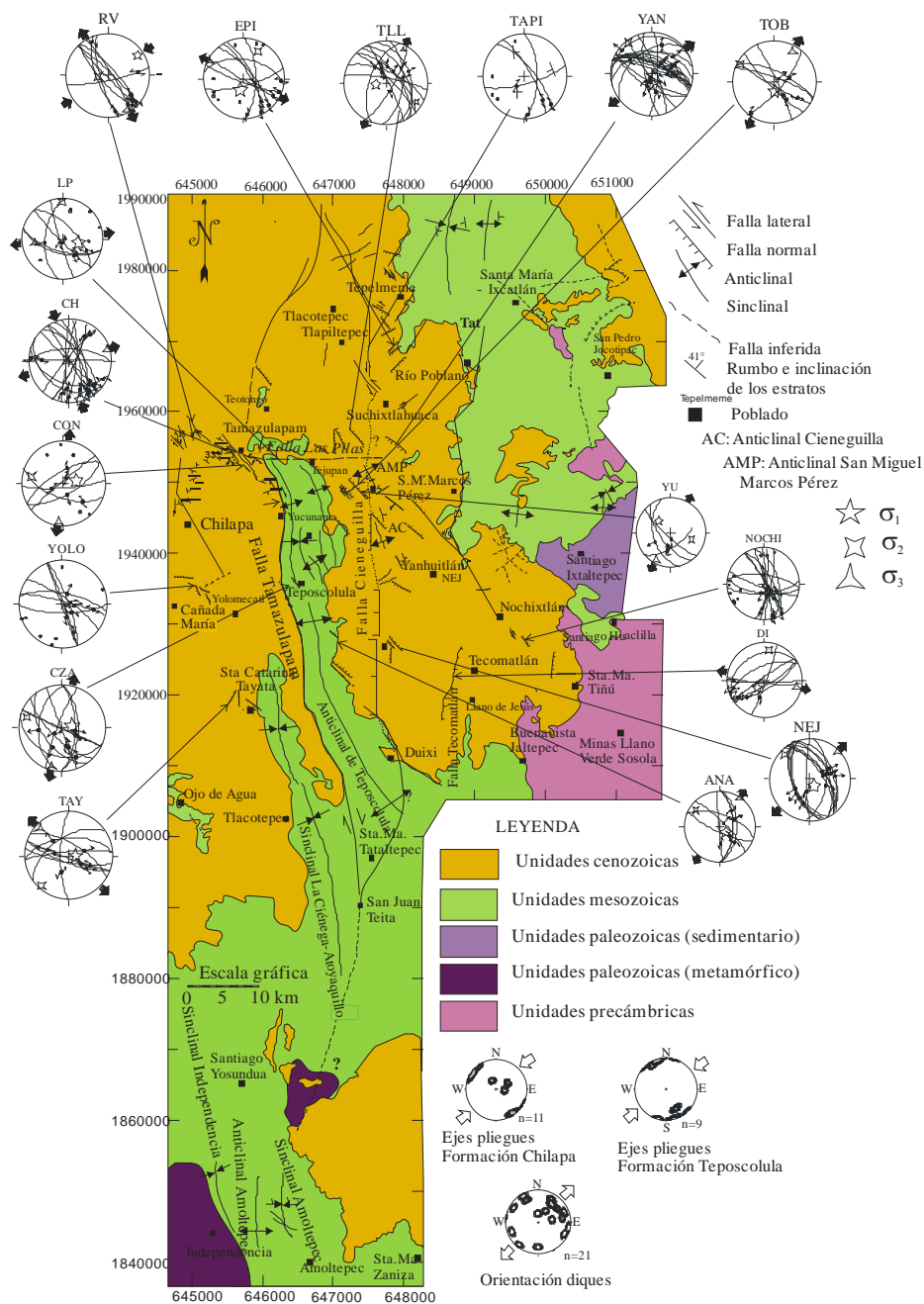


Figura 39.- Principales fallas de la zona de estudio (Tamazulapam, Las Pilas, Cieneguilla, Suchixtlahuaca, Tecomatlán). Se incluye el análisis de inversión de estrías con el método de Angelier, 1990). En la parte inferior derecha están los diagramas de contorno de ejes de pliegues y la proyección polar de los diques. Los diagramas de los ejes de pliegues muestran una dirección de acortamiento NE-SW, (Estaciones LP=Las Pilas, CH=Chilapa, CON=Conglomerado, CZA=Caliza, YOLO=Yolomecatl, TAY=Tayata, EPI=Epiclástico, RV=roca volcánica, TLL=Toba Llano de Lobos, YAN=Yanhuitlán, TAPI=Tapiltepec, TOB=toba, YU=Yucudaac, NEJ=Nejapilla, NOCHI=Nochixtlán, DI=Dique, ANA=Anama).

IV.4.1.-Anticlinorio de Teposcolula

El anticlinorio de Teposcolula, localizado al sur de Tamazulapam, es una estructura con una longitud de 53 km orientada NNW-SSE. Está compuesta por anticlinales y sinclinales que tienen una amplitud de *ca.* 5 km. Los flancos del anticlinorio presentan inclinaciones de 49° a 52°. Las crestas del anticlinorio presentan una orientación NNW-SSE, mientras que las cimas de los sinclinales presentan un rumbo N.S. En sus partes más septentrionales cambian a un rumbo NW-SE.

El anticlinorio de Teposcolula pliega la Formación Teposcolula, de edad Albiano-Cenomaniano (Ferrusquía-Villafranca, 1976). Las rocas más jóvenes que presentan deformación por acortamiento corresponden a la caliza margosa de la Formación Yucunama del Santoniano-Maastrichtiano (Ferrusquía-Villafranca, 1976).

Estas estructuras se asocian a la orogenia Laramide (Nieto-Samaniego *et al.*, 2006, Meneses-Rocha, *et al.*, 1994). Se considera que la orogenia Laramide generó deformación por acortamiento a lo largo del oriente y sur de México teniendo como característica principal que inició en el occidente en el Cretácico, migrando hacia el oriente con una dirección de transporte hacia el este y noreste (De Cserna, 1980; Nieto-Samaniego *et al.*, 2006; Cerca *et al.*, 2007). Eguiluz de Antuñano *et al.* (2000) calcularon una tasa de acortamiento de 20% en el noreste de México y superior a 50% en San Pedro del Gallo. En este trabajo se considera que las estructuras de acortamiento que afectan regionalmente las unidades mesozoicas fueron generadas durante la orogenia Laramide, como ha sido anteriormente propuesto (Campa *et al.*, 1976; Campa y Ramírez, 1979; Salinas-Prieto *et al.*, 2000).

En la zona de estudio el fin del evento laramídico está representado estratigráficamente por el depósito de secuencias de areniscas, lutitas y conglomerados de las formaciones Tamazulapam y Yanhuitlán en los bordes de los anticlinales previamente formados. Estas formaciones no están deformadas contractivamente a nivel regional, mientras que la Formación Yucunama representa un depósito pre y sin-orogénico (Meneses-Rocha *et al.*, 1994), por lo que se interpretó que el evento de acortamiento inició en el Maastrichtiano y terminó antes del Eoceno medio.

La Formación Yanhuitlán presenta deformación contractiva pero, a diferencia de la generada por la orogenia Laramide, esta deformación es local a manera de pliegues amplios tales

como los anticlinales San Miguel Marcos Pérez y Cieneguilla. Estos pliegues tienen una longitud de *ca.* 1 km. Los ejes de los pliegues tienen un rumbo NW-SE. Las capas que conforman los flancos del anticlinal San Miguel Marcos Pérez tienen una inclinación de 20° a 67°, mientras que para el anticlinal Cieneguilla sus flancos tienen una inclinación de 33° a 42°. Estas estructuras se localizan en el extremo suroriente de la falla Las Pilas y cercanos a la falla Cieneguilla. En la Formación Yanhuitlán también se observan pliegues junto a cuerpos hipabisales.

IV.4.2.-Anticlinal Amoltepec

El anticlinal Amoltepec es una estructura con una longitud de 10 km cuyo eje está orientado N-S, se localiza entre los sinclinales Independencia-Amoltepec al sur del sinclinal La Ciénega-Atoyaquillo (Figura 5). El anticlinal Amoltepec pliega rocas del Grupo Tecocoyunca. Los flancos del anticlinal tienen 35° a 40° de inclinación. Esta estructura se considera producto de la orogenia Laramide ya que solo afecta rocas mesozoicas.

IV.4.3.-Sinclinal La Ciénega-Atoyaquillo

El sinclinal La Ciénega-Atoyaquillo es una estructura con una longitud de 40 km, con un eje orientado NNW-SSE. Afecta rocas del Grupo Tecocoyunca, se ubica al suroeste del anticlinal de Teposcolula, y es paralelo al él. Los flancos del sinclinal tienen 40° a 46° de inclinación (Figuras 5 y 39).

IV.4.4.- Sinclinales Independencia y Amoltepec

Los sinclinales Independencia y Amoltepec se localizan al oeste y este del anticlinal de Amoltepec, al sur del sinclinal La Ciénega-Atoyaquillo. El sinclinal Independencia tiene un rumbo NNW-SSE y una longitud aproximada de *ca* 13 km, mientras que el sinclinal Amoltepec tiene un rumbo casi N-S, una longitud de *ca* 10 km. Ambos sinclinales están plegando a la caliza del Cretácico Inferior de la Formación Teposcolula. Los flancos de los sinclinales tienen 40° a 46° de inclinación.

IV.4.5.- Estructuras cenozoicas

Las estructuras cenozoicas presentes en la zona de estudio son las fallas laterales y normales de Tamazulapam, Las Pilas, Suchixtlahuaca, Cieneguilla-Suchixtlahuaca, Tecamatlán y los anticlinales San Miguel Marcos Pérez y Cieneguilla (Figura 39, Tabla 6).

Tabla 6.- Principales estructuras cenozoicas de la región de estudio.

Falla	Orientación	Cinemática	Longitud
Tamazulapam	~ N-S, NW-SE	normal y lateral derecho	≥ 100 km
Las Pilas	E-W, WNW-ESE	laterales, oblicua	20 km
Suchixtlahuaca	N-S	lateral derecho y normal	~3 km
Cieneguilla	N-S	normal	22 km (sur)
Tecamatlán	NNW-SSE	normal	10 km

IV.4.5.1.- Falla Tamazulapam

La falla Tamazulapam es una estructura que se encuentra en el flanco poniente del anticlinorio Teposcolula y que pone en contacto las rocas del Cretácico y terciario (Figura 5). López-Ticha (1985) propone que la manifestación superficial del contacto entre los complejos Acatlán y Oaxaca es la falla de Tamazulapam, asignándole un movimiento lateral izquierdo; sin embargo, durante el trabajo de campo no se observaron indicadores cinemáticos izquierdos.

Se extiende desde el sur del poblado de Tamazulapam hasta Santa María Yolotepec (Figuras 5 y 39), sobre una longitud mayor de 100 km. Tiene un rumbo promedio norte-sur y se inclina hacia el poniente. Su traza varía 20° siguiendo la forma del flanco del anticlinorio de Teposcolula.

En la parte norte, en el contacto entre la Formación Teposcolula y la Formación Tamazulapam, esta estructura presenta los mejores planos de falla. En ese lugar se observaron

dos direcciones de movimiento: normal y lateral derecho. En esta región la falla, se bifurca, siguiendo el anticlinal y desviándose a un rumbo NW-SE. Más al sur, los planos de falla no están bien desarrollados. Los conglomerados y las calizas lacustres de las formaciones Tamazulapam y Chilapa, respectivamente, se depositaron en una cuenca formada en un flanco izquierdo del anticlinorio Teposcolula. Los ejes de los pliegues que se observan en las formaciones Chilapa, Teposcolula y Yanhuatlán (en el extremo oriente de la falla Las Pilas) (Figuras 5 y 39), muestran una dirección de acortamiento máximo NE-SW, congruente con una cinemática derecha de la falla de Tamazulapam (N05°W- 71° SW, 05° pitch) e izquierda de la falla Las Pilas.

IV.4.5.2.- Falla Las Pilas

La falla Las Pilas se localiza al norte del anticlinorio de Teposcolula, tiene un rumbo E-W desde Tejupan hasta Tamazulapam, cambiando a WNW-ESE al poniente de Tamazulapam, con una inclinación hacia el Norte. Esta falla tiene una longitud de 20 km aproximadamente. En la región de Tamazulapam-Tejupan, a lo largo de la falla, se observan escalones topográficos sobre rocas del Mesozoico; el fallamiento de este lineamiento está desarrollado en el régimen frágil con fallas laterales izquierdas con rumbo E-W y WNW-ESE, así como fallas oblicuas derechas con componente inversa con rumbo NW-SE.

La falla Las Pilas es muy notoria ya que dobla hacia el poniente el eje del anticlinorio de Teposcolula, por lo cual se le ha asignado un movimiento lateral izquierdo (Cerca *et al.*, 2007). Esta falla pone en contacto la Formación Teposcolula con depósitos aluviales, y corresponde al límite norte de las formaciones Chilapa y Tamazulapam (Figuras 5 y 39). Se puede inferir que, para que plegara las rocas lacustres de las formaciones Chilapa, Tamazulapam y Yanhuatlán, debió de actuar como falla lateral izquierda, lo cual se comprobó con las fallas medidas en campo.

IV.4.5.3.- Falla Cieneguilla-Suchixtlahuaca

La falla Cieneguilla-Suchixtlahuaca presenta un rumbo N-S, tiene una longitud de 22 km de traza continua desde Duixi y continúa hacia el norte sobre 32 km como segmento de falla (Figuras 5 y 39). Es una falla normal con echado hacia el poniente. Su proyección hacia el norte corta a la Toba Llano de Lobos y al volcaniclástico Teotongo (Figura 5), mientras que al sur corta

a la Formación Yanhuitlán y la pone en contacto con la Andesita Yucudaac. Aunque la falla buza al poniente, el relieve muestra a la Formación Yanhuitlán menos elevada que la Andesita Yucudaac, debido a la erosión. Cerca de Cieneguilla, esta falla pone en contacto los sedimentos de la Formación Yanhuitlán con un cuerpo intrusivo de composición andesítica. Ahí la zona de falla tiene 8 m de anchura y presenta brecha de falla. Un cuerpo subvolcánico que se emplazó en la Formación Yanhuitlán y sobre la falla, fue datado por los métodos K-Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, respectivamente de 40.5 ± 1.7 Ma (Tabla 3, Martiny *et al.*, 2000) y 43.0 ± 1.2 Ma (Cerca *et al.*, 2007, Tabla 3), datando a la falla como del Eoceno medio. La falla que describieron Elías-Herrera *et al.* (2005) como la continuación de la falla de Caltepec al sur de Tejupan, corresponde a la zona donde se localiza la falla Suchixtlahuaca (Figura 5).

La proyección hacia el norte de la falla Cieneguilla se denomina falla Suchixtlahuaca. Se localiza al norte del poblado de Suchixtlahuaca y al oriente del poblado de Tlapiltepec. Tiene una longitud de *ca.* 3 km, presenta un rumbo N-S, buza hacia el oeste. Su proyección hacia el sur coincide con la falla Cieneguilla. Al oeste del poblado de Tepetlapa esta estructura presenta planos de falla con dos direcciones de movimiento: lateral derecho y normal. Esta falla corta a la Toba Llano de Lobos, el volcániclastico Teotongo y a la Andesita Yucudaac. Hacia el sur, probablemente continúe en la falla Cieneguilla y con el alineamiento en Nezapilla y Duixi. La falla Suchixtlahuaca se ha correlacionado hacia el norte con la falla Caltepec (Elías-Herrera *et al.*, 2005). Por otro lado se considera que la falla Suchixtlahuaca es el límite este de la falla Caltepec, mientras que el límite oeste es la falla Tamazulapam (Figuras 5 y 39).

IV.4.5.4.- Falla Tecomatlán

La falla Tecomatlán se ubica al oeste del poblado de Tecomatlán (Figura 39), su traza tiene una longitud de 10 km, con un rumbo NNE-SSW. Es una falla normal con echado hacia el oriente. Hacia el sur pone en contacto a la caliza de la Formación Teposcolula con el Conglomerado Tecomatlán, mientras que al norte pone en contacto al Conglomerado Tecomatlán con la Formación Yanhuitlán (Figura 5). Paralelo a esta estructura se emplazó un cuerpo intrusivo de composición andesítica (dique Tecomatlán), hacia el norte este cuerpo fue fechado por el método K-Ar, obteniéndose una edad de 20.9 ± 0.9 Ma (Tabla 3).

IV.4.5.5.- Anticlinales San Miguel Marcos Pérez y Cieneguilla

La Formación Yanhuitlán presenta una deformación contractiva local que se caracteriza por pliegues amplios (Figura 5) cuyos ejes presentan un rumbo NW-SE. El anticlinal San Miguel Marcos Pérez se localiza al oriente del anticlinorio de Teposcolula y el de Cieneguilla al suroeste del primero. Estas estructuras tienen una longitud de *ca.* 1 km. Estas estructuras están asociadas al desplazamiento izquierdo de la falla Las Pilas. Los flancos de los anticlinales tienen 20° a 67° de inclinación para el anticlinal San Miguel Marcos Pérez, mientras que para el de Cieneguilla los flancos tienen una inclinación de 33° a 42° de inclinación.

A continuación se hace una descripción de las estructuras que se encuentran en los cuatro sectores (NW, NE, SW y SE) de la región de estudio (Figura 24, Tabla 7).

IV.6.-Fallas en el Sector Noroeste

Se midieron al noroeste del poblado de Tamazulapam sobre la carretera Tamazulapam-Huajuapam y sobre un camino de terracería en Santiago del Río. Las fallas del sector Noroeste tienen un rumbo preferencial NW-SE (Tabla 7). Los planos de falla tienen una longitud desde 30 m hasta varios kilómetros y presentan estrías, brechas y salbanda. Las estrías encontradas sobre los planos de falla tienen un *pitch* entre 5° y 30°, el material brechado llega a tener 2 m de espesor y la salbanda hasta 5 cm. Estas fallas se encuentran cortando a las rocas de la andesita Cañada María. En este sector tienen un rumbo N18°-42° W e inclinaciones de 72° a 80° al SW y NE; los indicadores cinemáticos observados son tanto izquierdos como derechos. En este sector también existe fallamiento normal con un rumbo NNE-SSW e inclinaciones de 50° a 85° al NW (Figura 40).

Tabla 7.- Principales estructuras que se encuentran en los sectores NW, NE, SW y SE de la zona de estudio.

Sectores	Estructuras	Rumbo	Inclinación
Noroeste	Fallas laterales	NW-SE	72°-80°, SW
	Fallas normales	NNE-SSW	50°-85°, NW
Noreste	Fallas normales	NW-SE, NE-SW	60°-70°, NW, NE, SW
	Fallas laterales	NNW-SSE	y SE
Suroeste	Fallas normales	NW-SE, ~N-S	60°-80°, SW
	Fallas laterales	WNW-ESE	
Sureste	Fallas normales	WNW-ESE, NW-SE,	30°-90°, 50°-80°, SW,
	Fallas laterales	~N-S	NNE

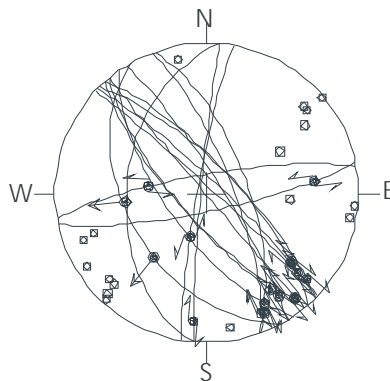


Figura 40.- Proyección ciclográfica de polos de las fallas laterales y normales medidas en el sector NW en la andesita Cañada María, al oeste de la falla Tamazulapam.

IV.7- Fallas en el Sector Noreste

Las estructuras que se encuentran en este sector tienen rumbos muy variables (Figura 41, Tabla 7). Las fallas principales en este sector son normales y laterales, tanto derechas como izquierdas. Los planos de falla presentan zonas de brecha de 1 a 5 m de ancho y salbanda de 1 a 5

cm de espesor compuesta de arcilla o clorita y desplazamiento desde unos cuantos centímetros hasta 5 m. Las fallas normales tienen rumbos de WNW-ESE, NNW-SSE y NE-SW. Estas estructuras cortan las secuencias del terciario (Formación Yanhuitlán, volcánico Teotongo, Toba Llano de Lobos y Andesita Yucudaac). La falla más importante en este sector es la falla que se ubica al norte de Suchixtlahuaca, que corresponde a la continuación norte de la falla Cieneguilla.

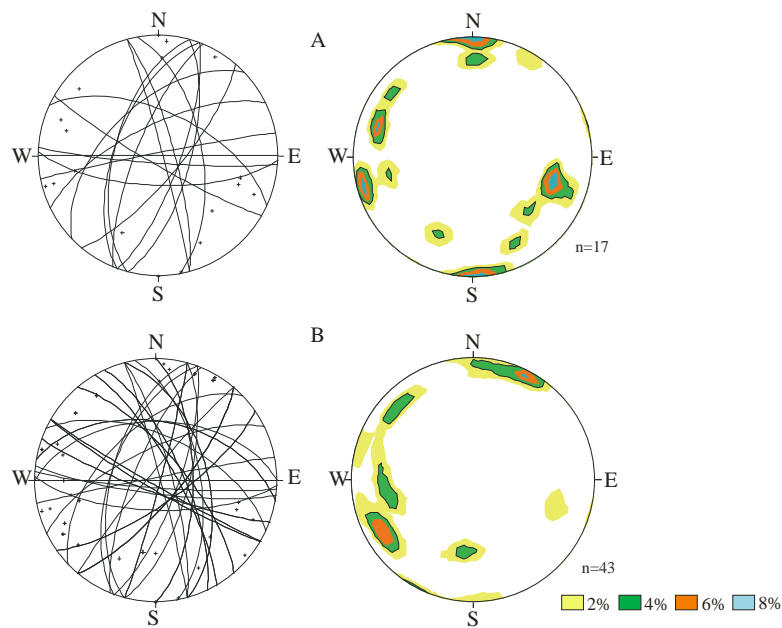


Figura 41.- Proyección ciclográfica, de polos y contornos de las fallas laterales (A) y normales (B) medidas en el sector NE de la región de estudio, en rocas cuyas edades van del Eoceno al Oligoceno.

IV.8.- Fallas en el Sector Suroeste

Las estructuras presentes en este sector tienen rumbos NW-SE, ~ N-S y WNW-ESE (Tabla 7), son tanto fallas normales como laterales (derechas e izquierdas, Figura 42). Las trazas de falla tienen longitudes de varias decenas de metros y zonas de salbanda de hasta 10 cm de espesor. En general, las fallas normales muestran rumbos preferenciales hacia el NW-SE y N-S, con inclinaciones de 60° a 80° al SW. Las fallas con rumbo N-S buzcan hacia el este y al oeste, mientras que existen unas cuantas fallas NE-SW verticales. La falla más importante en este sector

pone en contacto al conglomerado de la Formación Tamazulapam con la Formación Teposcolula. Tiene un rumbo de $N20^{\circ} W/45^{\circ} SW$, muestra dos direcciones de movimiento, siendo el principal lateral derecho. Contiene hasta 7 m de brecha y *ca.* 15 cm de salbanda. Estas estructuras cortan a las rocas del terciario (formaciones Yanhuatlán, Chilapa, andesita Cañada María, Toba Llano de Lobos y cuerpos intrusivos hipabisales) y del Mesozoico (Grupo Tecocoyunca y Formación Teposcolula). Los pliegues en este sector se encuentran en la Formación Chilapa como pequeños anticlinales y sinclinales de unos cuantos metros de amplitud, los ejes de estos pliegues tienen un rumbo NW-SE ($149^{\circ}/16^{\circ}$, $166^{\circ}/4^{\circ}$) indicando un acortamiento máximo en dirección NE-SW (Figura 5), mientras que en las rocas jurásicas se encuentra el sinclinal La Ciénega-Atoyaquillo, el eje de este sinclinal tiene un rumbo N-S ($179^{\circ}/12^{\circ}$).

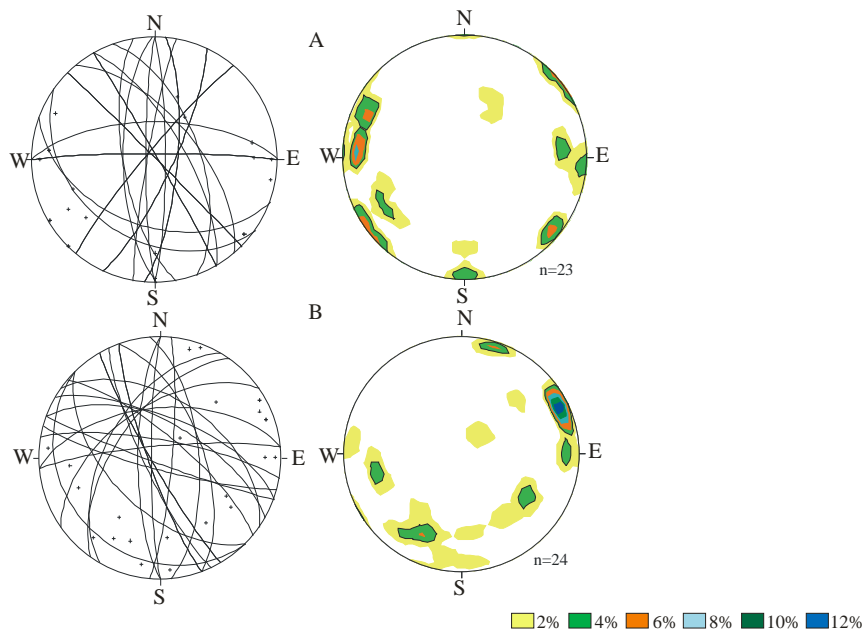


Figura 42.- Proyección ciclográfica, polos y contornos de las fallas laterales (A) y normales (B) medidas en el sector SW de la zona estudiada, en rocas cuyas edades van desde el Jurásico, Cretácico y del terciario.

IV.9.-Fallas en el Sector Sureste

En este sector se incluye la estructura contractiva más importante de la región de estudio que es el anticlinorio de Teposcolula, descrito anteriormente. Lo bordean fallas normales y

laterales, así como pequeños pliegues presentes en rocas de la Formación Yanhuitlán (pliegues Cieneguilla y San Miguel Marcos Pérez). El rango de las orientaciones de las fallas cenozoicas es muy amplio, desde WNW-ESE, NW-SE y ~ N-S con inclinaciones desde 30° a 90° (Figura 43, Tabla 7). Las fallas normales tienen inclinaciones de 50° a 80° al SSW y al NNE. Las fallas laterales presentan un rumbo preferencial hacia el NNW-SSE, con inclinaciones generalmente de ángulo alto hacia el poniente (Figura 43a). La falla más importante en este sector es la falla Cieneguilla descrita anteriormente. Esta estructura es el límite oriental de la zona de influencia de la falla de Caltepec, mientras que la falla Tamazulapam representaría la del borde occidental. El anticlinal San Miguel Marcos Pérez se localiza en el poblado de San Miguel Marcos Pérez, tiene una longitud de un kilómetro aproximadamente, con un rumbo NW-SE que afecta la Formación Yanhuitlán, el eje de este pliegue muestra una actitud de 145°/4°. El anticlinal Cieneguilla presenta la misma orientación (NW-SE). El eje de este pliegue coincide con el trazo del río Negro. Estas estructuras están restringidas localmente sobre la Formación Yanhuitlán y su ubicación está en el extremo oriental de la falla Las Pilas.

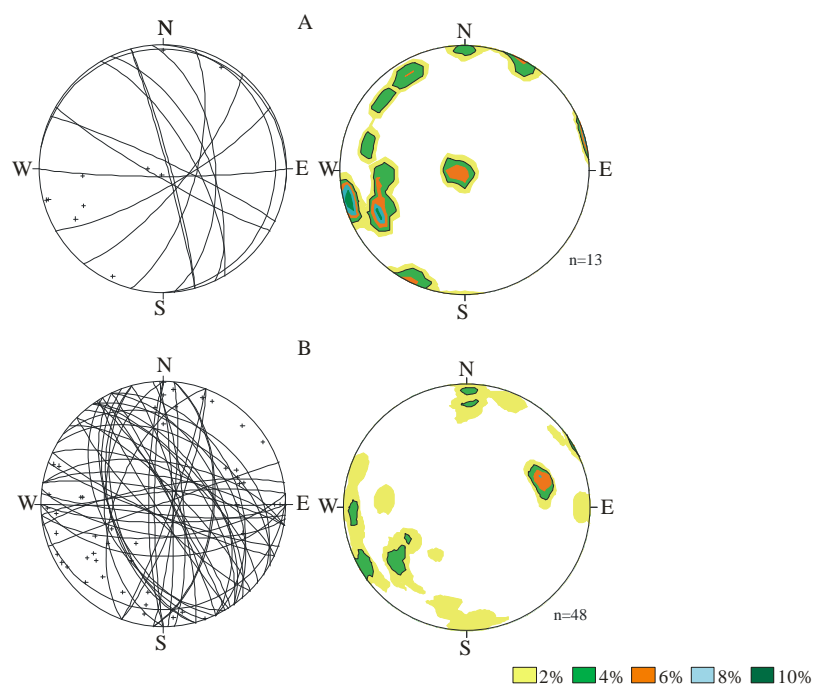


Figura 43.- Proyección ciclográfica, polos y contornos de las fallas laterales (A) y normales (B) medidas en el sector SE de la región de estudio, en rocas del Cretácico y del terciario.

IV.10.- Análisis del fallamiento usando el método de inversión de estrías

El método utilizado para la obtención de la orientación del paleotensor de esfuerzos reducido es el de Angelier (1990). El método de inversión consiste en determinar el tensor de los esfuerzos principales que se ajusta a un grupo de fallas conociendo sus orientaciones y echados, así como el sentido del deslizamiento. Se asume que todas las fallas se mueven durante un solo evento tectónico y que se mueven independientemente bajo un mismo tensor de esfuerzos. El principio básico establece que la dirección y el sentido del movimiento observado sobre el plano (definido por la estría o de cualquier indicador cinemático confiable) es paralelo al esfuerzo de cizalla máximo resuelto sobre el plano. La inversión de datos de deslizamiento de fallas produce el tensor de esfuerzos reducido, el cual incluye la orientación de los esfuerzos principales (σ_1 , σ_2 y σ_3) y una relación entre la magnitud de los esfuerzos principales que se conoce como razón de esfuerzos.

Se hizo el análisis para cada unidad litoestratigráfica en distintas estaciones para determinar la evolución de las direcciones de los esfuerzos principales en el tiempo y su distribución en el espacio.

En el sector noroeste, las fallas que deforman la andesita Cañada María, tienen un rumbo preferencial NW-SE; y con el análisis de inversión presenta una dirección de extensión al SE-NW (Figura 44A, estereograma RV). En este análisis algunas fallas con deslizamiento normal se descartaron automáticamente por el programa.

En el sector suroeste, se analizaron por separado las fallas en las rocas del mesozoico y en toda la secuencia del Cenozoico, desde la Formación Yanhuatlán hasta la Formación Chilapa. El fallamiento con rumbo preferencial NW-SE, presenta direcciones de extensión tanto al ENE-WSW como al NW-SE (Figura 44C).

En las rocas más antiguas (estación CON en el Conglomerado Tamazulapam), la dirección de extensión obtenida es NNE-SSW. En la Formación Yanhuatlán (estación YA) se obtuvo una dirección de extensión hacia el NW-SE así como en la andesita Cañada María (estación TAY), mientras que en la Formación Chilapa es ENE-SSW (estación CH).

En el sector noreste, las fallas muestran dos direcciones de extensión hacia NE-SW y NW-SE (Figura 44B) obtenido tanto en afloramientos de la Formación Yanhuatlán (estación

YAN) y de la Toba de Llano de Lobos (estación TLL) y así como en las fallas del volcanoclástico Teotongo (EPI).

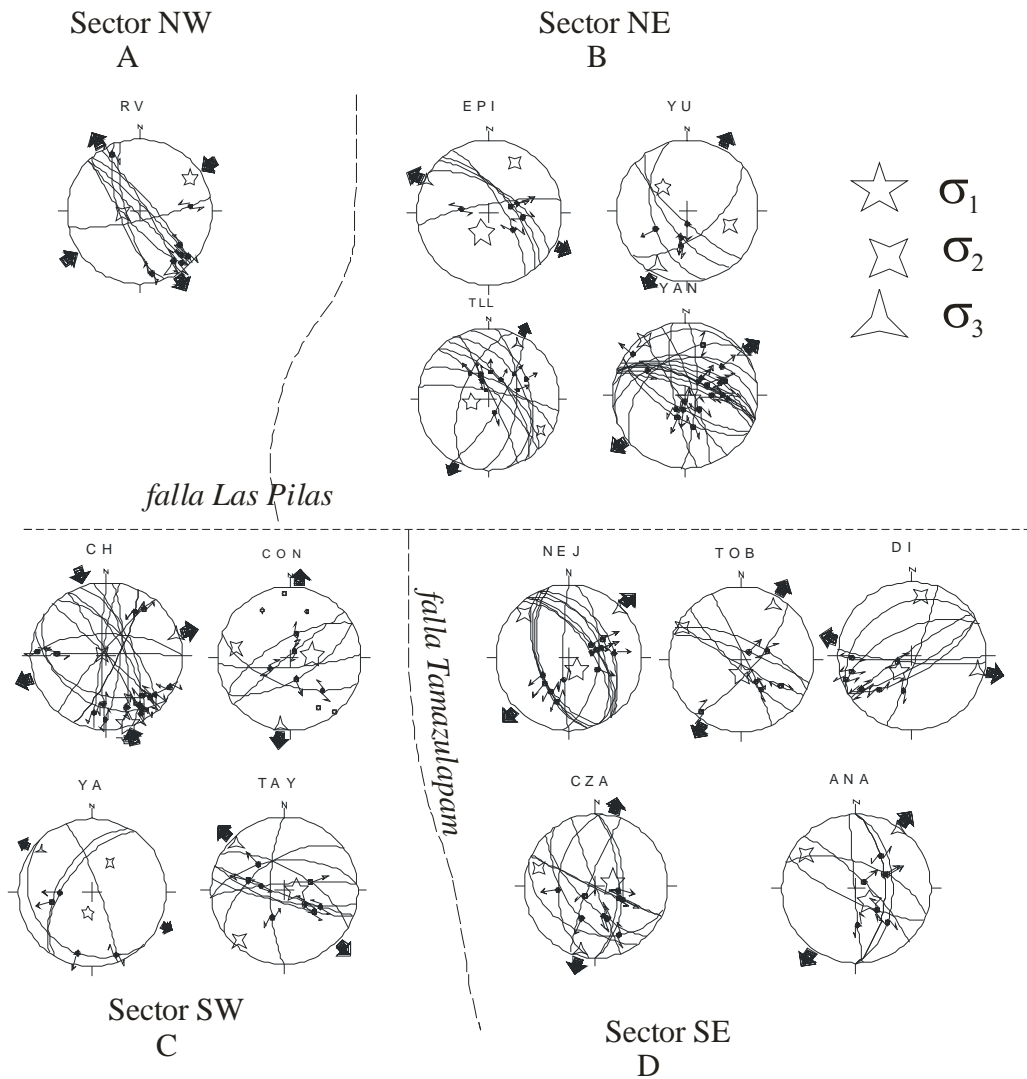


Figura 44.- Fallamiento normal y lateral con direcciones de extensión NE-SW y al NW-SE de los sectores NW, NE, SW y SE de la zona estudiada (Estaciones RV= Rocas volcánicas, EPI= Epiclásticos, YU= Yucudaac, TL= Toba Llano de Lobos, YAN= Yanhuitlán, Y= Yanhui, TAY= Tayata, NEJ= Nezapilla, TOB= Toba, DI= Dique, CZA= Calizas, ANA= Anama), en rocas del Cretácico y del terciario (Eoceno-Oligoceno).

En el sector sureste la mayoría de los análisis muestran una dirección de extensión hacia el NE-SW, aunque hay un sitio donde las fallas se ajustan mejor a una dirección de extensión hacia ESE-WNW (DI).

Del análisis anterior con la inversión de datos podemos concluir que, en las rocas del mesozoico la dirección de extensión es hacia el NE-SW. En las rocas del Cenozoico hay dos direcciones de extensión; en las rocas del Paleoceno-Eoceno (formaciones Tamazulapam y Yanhuitlán) muestran una dirección de extensión hacia el NE-SW y NW-SE, mientras que en los volcániclastico Teotongo, la andesita Cañada María y los diques, muestran una dirección de extensión hacia el NW-SE. La Toba Llano de Lobos, Formación Chilapa y la Andesita Yucudaac muestran una dirección de extensión al NE-SW.

Al hacer el análisis estructural por edad en las unidades cenozoicas, se observa en los diques una dirección de extensión hacia el WNW-ESE (Figura 45), la Andesita Yucudaac muestra una dirección de extensión NE-SW (Figura 45, YU). La Formación Chilapa y la Toba Llano de Lobos muestran una dirección de extensión NE-SW (Figura 45, CHI, TLL, TOB). Las fallas de la Andesita Cañada María y los volcániclastico Teotongo muestran una dirección de extensión NW-SE (Figura 45, RV, TAY, EPI). Las fallas de las formaciones Yanhuitlán (Figura 45, NEJ, YAN) y Tamazulapam (Figura 45, CON) muestran una dirección de extensión al NE-SW y NW-SE.

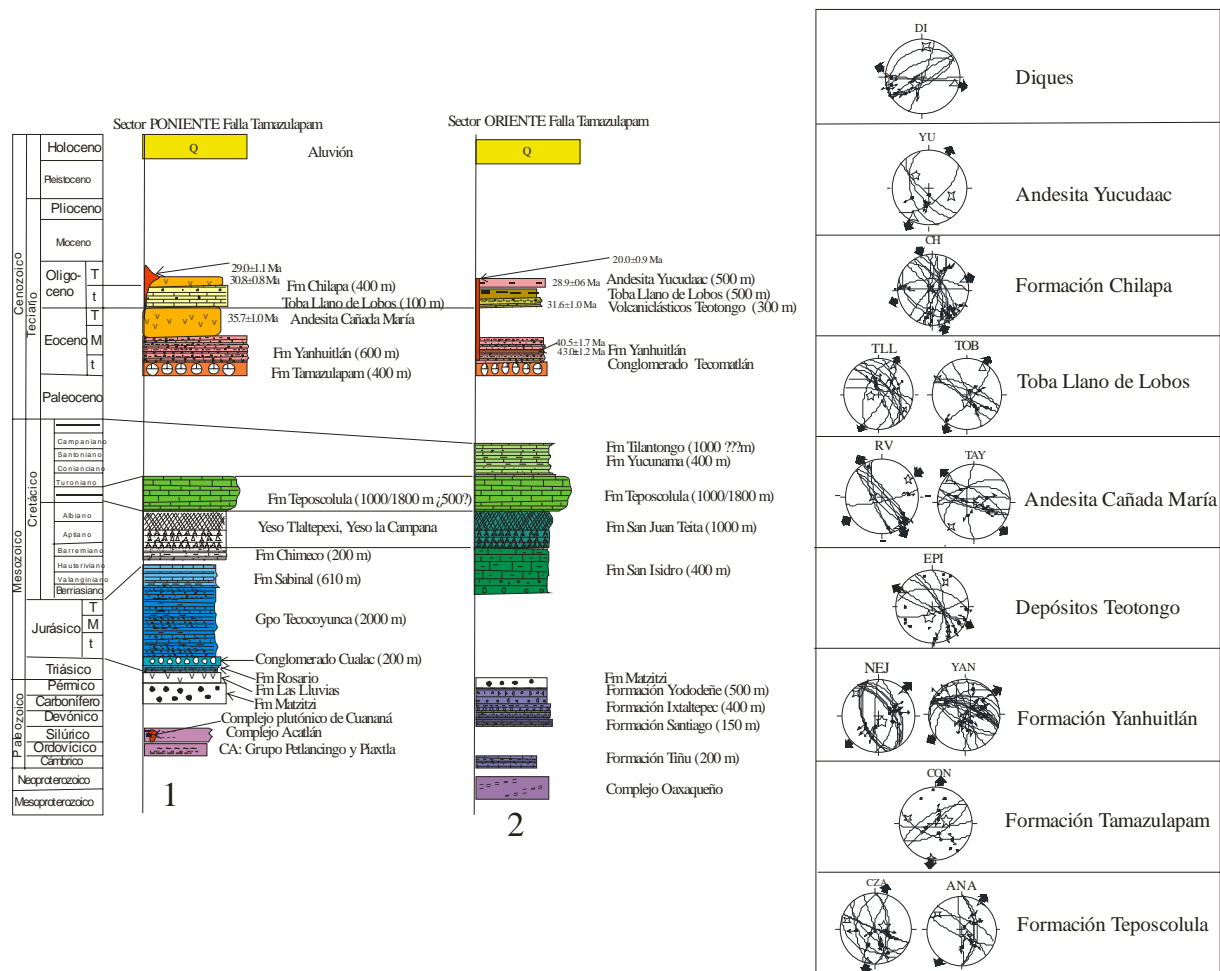


Figura 45.- Fallamiento presente en las formaciones cenozoicas en la región de estudio (1= columna estratigráfica del terreno Mixteco, 2= columna estratigráfica del terreno Oaxaca), en rocas del mesozoico (CZA, ANA) y del cenozoico (Eoceno-Oligoceno).

IV.11.- Fallamiento cenozoico en la región de Tamazulapam analizado con los Diagramas de Compatibilidad Cinemática (DCC)

Para determinar si hay una diferencia sustancial en la deformación a ambos lados de la zona de falla de Caltepec, en la región de Tamazulapam, primero se consideró la cinemática de las fallas mayores mostradas en la Figura 39 y después se analizaron las estructuras locales por sectores mencionados anteriormente.

IV.11.1.-Análisis de fallas mayores

En un estereograma equiareal se graficaron los polos de las fallas y con una flecha se muestra la dirección de la estría y el sentido del movimiento que corresponde al bloque del bajo. Estos estereogramas se colocaron encima de los diagramas de compatibilidad cinemática (DCC), los cuales se rotaron hasta hacer que el mayor número de fallas caiga dentro del rango establecido por ellos. Del análisis de las fallas mayores con los DCC se observa lo siguiente (Figura 46):

1. Hay fallas con una misma orientación que han tenido diferente cinemática (Figura 46). Las fallas Tamazulapam, Chilapa y otras fallas con inclinaciones menores a 60° tienen desplazamientos tanto laterales como normales. Esto sugiere que la región se activó en dos eventos tectónicos, uno transcurrente y otro extensional.

2. Se identificaron las fallas que tienen componentes laterales (Las Pilas, Nw, Tamazulapam Tz1), se cotejó con el DCC con σ_2 vertical. Como se ajustan a la cinemática propuesta por el DCC es posible inferir que este grupo de fallas se pudieron activar en un evento transcurrente con extensión al NW-SE (Figura 46A). Utilizando el programa Reactiva (Alaniz-Álvarez *et al.*, 1998) para determinar el potencial de reactivación de las fallas, podemos ver que las fallas NW-SE tienen las orientaciones más desfavorables para activarse; sin embargo la falla Tamazulapam (Tz1). La falla Cieneguilla está parcialmente sobre el contacto de la Formación Yanhuitlán y la Andesita Yucudaac (Figura 5) y no presenta movimiento lateral. Las fallas con rumbo NE-SW del sector noreste no se activaron, no obstante que con Reactiva se sabe que están orientadas favorablemente para deslizarse, es notable que las fallas NE-SW sólo se encuentran en el lado oriental de la zona de estudio (Figura 46A).

3. Las fallas Tamazulapam (Tz1y Tz2), Cieneguilla (C), Las Pilas (LP) y Chilapa (Ch) se activaron en un evento tectónico extensional, ya que tienen una componente normal mayor. Estas fallas se ajustan bien a una dirección de máxima extensión al NE-SW (Figura 46B).

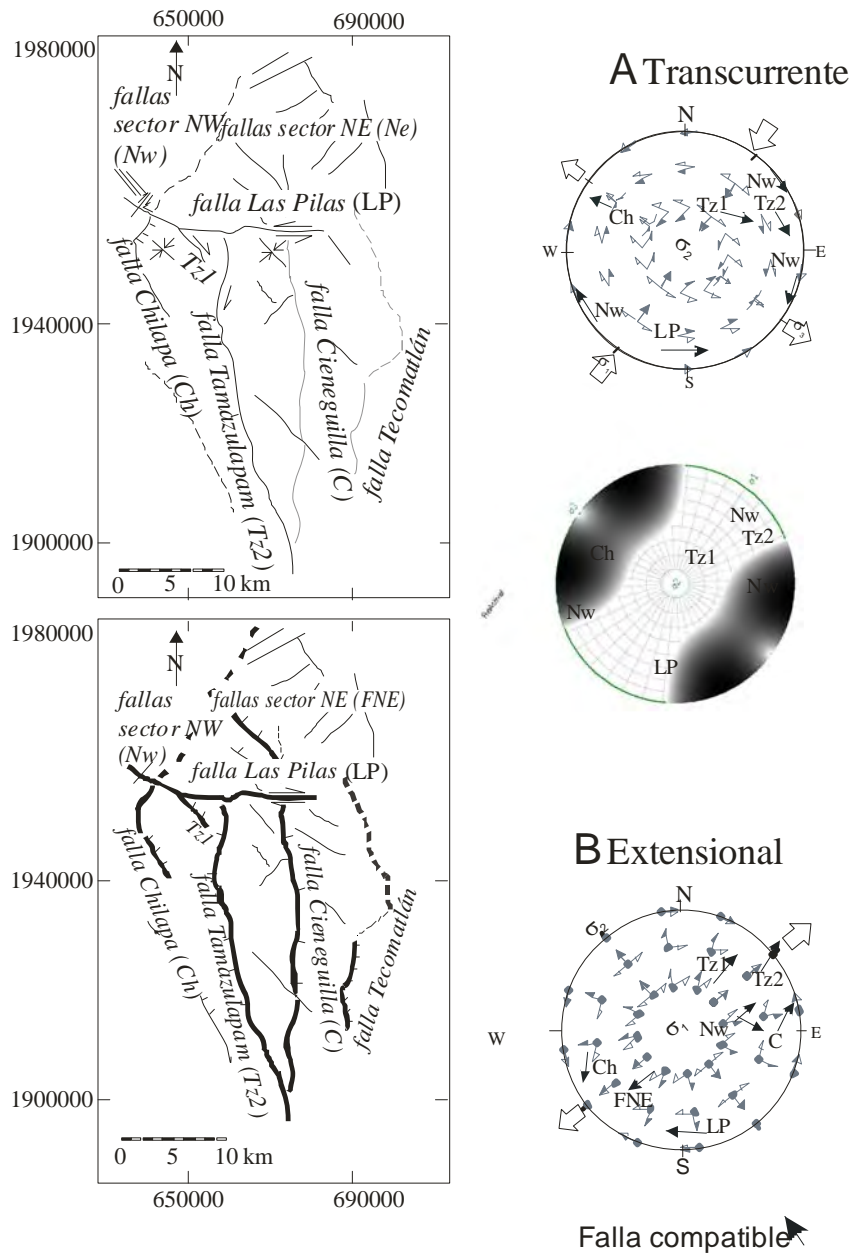


Figura 46.- Análisis de las fallas mayores con los DCC, presentan congruencia en régimen transcurrente (DCC, Reactiva) y extensional (NW= fallas NW, NE=fallas NE, Ch= falla Chilapa, C= falla Cieneguilla, Tz1= falla Tamazulapam 1, Tz2 = Tamazulapam 2 y LP= falla Las Pilas).

IV.11.2- Análisis de fallas menores de cobertura por sectores

En la zona de estudio las estructuras menores (fallas normales y laterales) presentan un rumbo preferencial NW-SE y en menor proporción rumbos NE-SW, N-S y E-W. El fallamiento normal tiene rumbos principales NW-SE y NNE-SSW con inclinaciones de 50° a 60° al NE y al SW. El fallamiento lateral presenta un rumbo preferencial NNW-SSE con inclinaciones de 70° a 90° al NE y al SW.

IV.11.2.1.- Sector Noroeste. Las fallas del sector Noroeste tienen un rumbo preferencial NW-SE, se midieron al noroeste del poblado de Tamazulapam sobre la carretera Tamazulapam-Huajuapán y sobre el camino de terracería en Santiago del Río. Tienen un rumbo N18°-42° W, con inclinaciones de 72° a 80° al SW. Los planos de falla tienen una longitud de varios cientos de metros y presentan estrías, brecha y salbanda. Las estrías encontradas sobre los planos de falla tienen un *pitch* entre 5° y 30°, el material brechado llega a tener 2 m de espesor y la salbanda hasta 5 cm de ancho, los indicadores cinemáticos que presentan estos planos muestran que las fallas tuvieron un movimiento con una componente lateral tanto derecha como izquierda. Estas fallas se encuentran cortando a las rocas volcánicas del Eoceno medio y Oligoceno temprano.

Analizando los datos con los DCC se infiere que hay dos eventos tectónicos sobrepuestos, uno transcurrente con dirección de σ_3 al NW-SE y el otro evento tectónico extensional con dirección de σ_3 al NE-SW (Figura 47A).

IV.11.2.2.- Sector Suroeste. Las estructuras presentes en este sector tienen rumbos NW-SE y NE-SW, son principalmente fallas normales, laterales (derechas e izquierdas), así como pequeños pliegues en rocas oligocénicas de la Formación Chilapa y en rocas jurásicas (sinclinal La Ciénega-Atoyaquillo). Las trazas de falla tienen longitudes de varias decenas de metros y zonas de salbanda de hasta 10 cm de espesor. En general las fallas normales tienen rumbos preferenciales hacia el NW, con inclinaciones de 60° a 80° al SW y al NE. Las fallas laterales tienen rumbos que van de N05°W a N68°W, con inclinaciones de alto ángulo. La estructura más grande que se midió fue en el contacto de la Formación Chilapa con la andesita Cañada María, tiene una orientación N20°W/45°SW, muestra dos direcciones de movimiento, siendo el principal lateral derecho, contiene hasta 7 m de brecha y de *ca.* 15 cm de salbanda. Estas estructuras cortan

a las rocas del terciario (formaciones Yanhuitlán, Chilapa, andesita Cañada María y cuerpos intrusivos) y del Mesozoico (Grupo Tecocoyunca, Formación Teposcolula). Los pliegues en este sector se encuentran en la Formación Chilapa como pequeños anticlinales y sinclinales de unos cuantos metros de amplitud, cuyos ejes tienen una dirección NW-SE ($149^{\circ}/16^{\circ}$, $166^{\circ}/4^{\circ}$) indicando un acortamiento máximo en dirección NE-SW (Figura 39), aunque también hay ejes verticales lo que sugiere deformación a lo largo de fallas laterales. En las rocas jurásicas se encuentra el sinclinal La Ciénega-Atoyaquillo con un rumbo axial N-S ($179^{\circ}/12^{\circ}$).

El análisis con los DCC (Figura 47B) muestra que en el sector Suroeste las fallas NW/verticales se movieron en dos eventos tectónicos. En el evento transcurrente, con extensión hacia el NW-SE, pocas fallas se activaron entre ellas las fallas mayores N-S Tamazulapam y Las Pilas. Tal vez la deformación era de menor magnitud pero se movieron las fallas mayores, las cuales tienen baja cohesión y alta permeabilidad. En el evento con extensión al NE-SW, la mayoría de las fallas se activaron. Nótese que las fallas con rumbo NW con echados cercanos a 60° , con alto potencial de reactivación según el programa Reactiva (Figura 18) durante el evento transcurrente únicamente se activaron en este evento (Figura 47B).

Fallas sector Noroeste

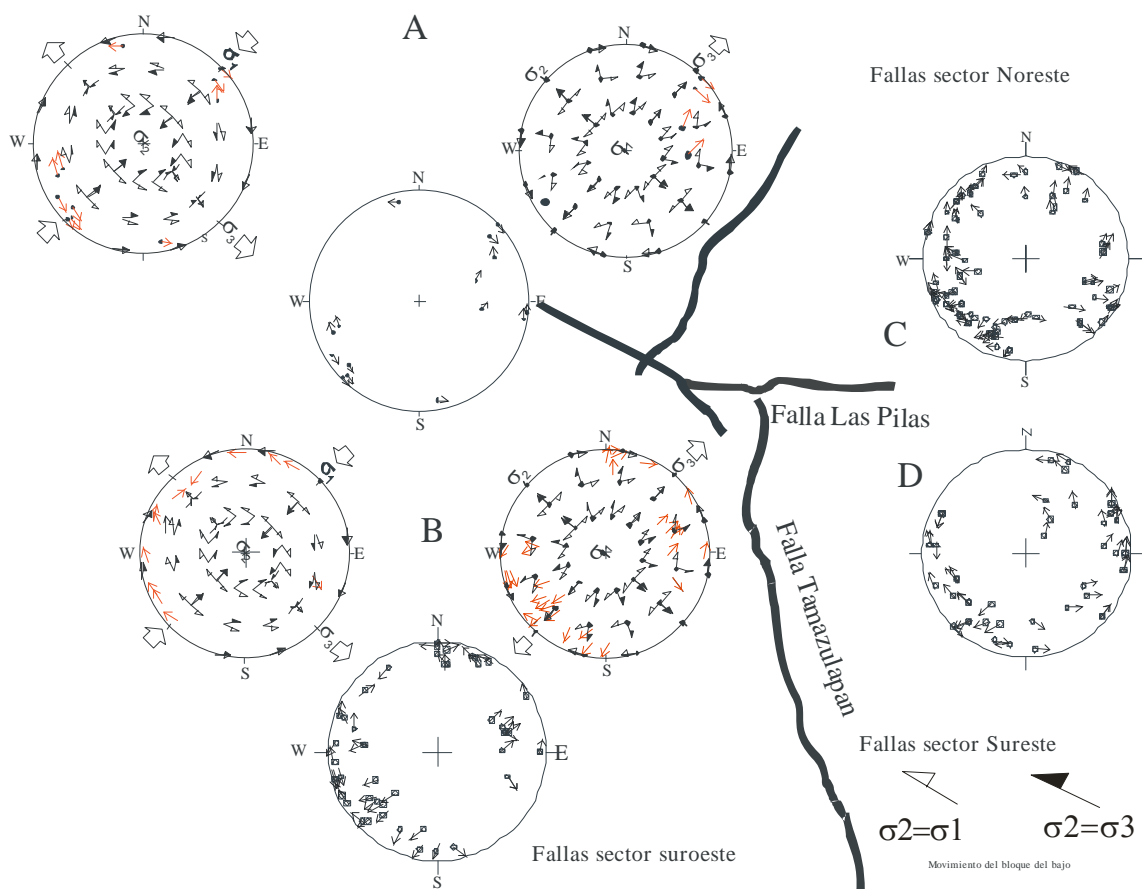


Figura 47.- Análisis de fallas menores con los DCC en la zona de estudio. A, B y C estereogramas con la dirección de movimiento de las fallas medidas en campo. Los DCC indican la interpretación de direcciones de paleoesfuerzos, nótese que en los sectores del oeste de de las fallas corresponden a dos eventos de deformación, mientras que del lado este no es posible hacer la interpretación con los DCC, para más información ver el texto.

IV.11.2.3.- Sector Noreste. Las estructuras que se encuentran en este sector tienen rumbos que van de WNW-ESE, NE-SW y E-W (Figura 47C). Las estructuras principales presentes en este sector son de tipo normal y lateral (derechas e izquierdas). Las trazas de falla tienen una longitud desde unos cuantos metros hasta centenas de metros, los planos de falla presentan zonas de brecha de 1 a 5 m de espesor y salbanda de 1 a 5 cm compuesta de arcilla o

clorita. Estas estructuras cortan las secuencias del terciario (Formación Yanhuitlán, volcánico Teotongo, Toba Llano de Lobos y Andesita Yucudaac). La falla más importante en este sector es la falla Suchixtlahuaca (Figura 39) que corresponde a la continuación norte de la falla Cieneguilla y correspondería al límite oriente de la zona de falla de Caltepec.

IV.11.2.4.- Sector Sureste. En este sector la estructura contractiva más importante es el anticlinal de Teposcolula descrito anteriormente, está bordeado por fallas normales y laterales, así como pequeños pliegues presentes en rocas de la Formación Yanhuitlán (pliegues Cieneguilla y San Miguel Marcos Pérez). Las fallas en este sector no tiene un rumbo preferencial bien definido, el rango de sus orientaciones es muy amplio, casi con inclinaciones desde 30 a 90° (Figura 47D). La falla más importante en este sector es la falla Cieneguilla descrita anteriormente, esta estructura es el límite oriental de la zona de falla de Caltepec, mientras que la falla Tamazulapam representaría el borde occidental.

Se proyectaron en un estereograma (Figura 48) por separado las fallas que se encuentran entre las fallas de Tamazulapam y la de Cieneguilla y las que se encuentran al oriente de la falla de Cieneguilla, para ver si la capa de más de mil metros de evaporitas ubicada bajo el anticlinorio de Teposcolula afectó de manera diferente la simetría del patrón de falla. Es posible ver que tienen el mismo comportamiento ambos patrones de fallas.

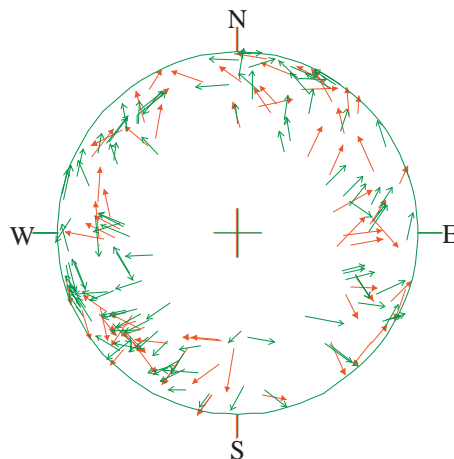


Figura 48.- Diagramas DCC en el sector SE de la región de estudio. Las flechas representan la dirección del movimiento de la falla en el bloque del bajo sobre el polo. En rojo se muestran las fallas ubicadas entre las fallas Cieneguilla y Tamazulapam y en verde las fallas ubicadas al oriente de la falla Cieneguilla. Se puede ver que tienen exactamente el mismo patrón cinemático.

Tanto en los sectores NE y SE del área de estudio, la orientación de las fallas y su cinemática son muy variables. A diferencia del lado poniente, no es posible ajustar los datos a un DCC ya que las direcciones de movimiento están dirigidas hacia tres direcciones de extensión (Figura 47C y D, 48). Este análisis indica que las fallas: (1) no muestran un patrón con simetría ortorrómbica, (2) no fueron formadas por un sistema de esfuerzos andersoniano, y (3) que la deformación es distinta en ambos lados de la zona de contacto entre los complejos Acatlán y Oaxaqueño, es decir entre los sectores NW, SW y NE, SE.

Los datos de estrías de fallas activadas por un campo de esfuerzos, al ser éste un tensor de segundo orden, presentan una simetría ortorrómbica, aunque uno de los esfuerzos no sea vertical. En general, es posible ver esa simetría si se tienen fallas en los cuatro cuadrantes delimitados por los 3 planos principales. Las fallas mayores y las fallas del sector occidental se ajustan bien a esta simetría. Sin embargo, en el lado oriental de la falla de Tamazulapam la simetría es de un grado menor; es decir, los ejes no son perpendiculares entre sí (simetría monoclinica o triclinica). El análisis de la cinemática de los polos al oriente de la falla de Tamazulapam (Figura 48) muestra que este patrón cinemático no está restringido a la zona bajo el anticlinorio de Teposcolula si no más bien es un patrón regional. Esta falta de simetría puede ser debida parcialmente a una zona de despegue formada por anhidritas o por una deformación compleja en un bloque limitado por las fallas de Oaxaca y de Tamazulapam y cuya base corresponde parcialmente a una zona de despegue formado por anhidritas de la Formación San Juan Teita. El nivel bajo del esfuerzo crítico necesario para deslizarse de esta unidad quizá determinó que el desplazamiento fuera irregular y temprano en la base de este bloque.

Con base en los DCC podemos concluir que en la zona de estudio, en la porción oeste de la falla Tamazulapam (sector NW), se identifican claramente dos eventos de deformación, el primero transcurrente con extensión al NW-SE y el segundo evento extensional con una dirección de extensión al NE-SW, las fallas N-S y E-W, en el evento extensional no se reactivan (Figura 47A y B).

IV.11.3.- Edad de la deformación cenozoica en la región de Tamazulapam

Para definir la edad de la deformación se consideró el lado occidental ya que ahí se establecieron bien los dos eventos tectónicos cenozoicos. Las fallas que afectan a la formación

Chilapa, y las unidades anteriores, se activaron durante el evento tectónico transcurrente (Figura 46A y B) el cual ocurrió entre 35.7 ± 1.0 y 29.0 ± 0.9 Ma (la primer edad corresponde a la edad obtenida de la Andesita Cañada María y la segunda a la edad del dique que intrusión a la Formación Chilapa, Tabla 3). Esto es consistente con el desplazamiento lateral izquierdo a lo largo de la falla Las Pilas, y con la orientación de los ejes del los pliegues de las capas de caliza lacustre de la Formación Chilapa, los conglomerados de la Formación Tamazulapam y el pliegue de la Formación Yanhuatlán ubicado en el extremo oriental de la falla Las Pilas (Figura 5). Estos datos indican un acortamiento máximo NE-SW.

El segundo evento fue registrado en la andesita Cañada María depositada sobre la Formación Chilapa. Es un evento de tipo extensional con máxima extensión NE-SW (Figura 47A y B) que ocurrió posteriormente a los 29 Ma (Tabla 3).

La edad relativa de la deformación en el sector oriental, se puede establecer por la edad de las intrusiones de diques sobre las fallas. El dique andesítico eocénico (Tabla 3) fue emplazado en la falla Cieguilla y fallado posteriormente. Dicha falla también corta a la Andesita Yucudaac de 28.9 Ma (Ferrusquía-Villafranca *et al.*, 1974). Lo anterior, indica una actividad al menos desde el Eoceno hasta el Oligoceno tardío. Por otro lado, se infiere que para el Mioceno tardío ya había cesado la deformación ya que hay un dique de 20.0 ± 0.9 Ma (Tabla 3), emplazado en la falla Tecomatlán y que no está cortado por ella. Los diques emplazados en el lado oriental muestran un rumbo preferencial NW-SE (Figura 5), una longitud mayor de 20 m y 2 a 4 m de ancho. Este rumbo indica una extensión hacia el NE-SW durante el lapso Eoceno-Mioceno tardío. Esta interpretación es consistente con la extensión hacia el NE-SW documentada para gran parte del Cenozoico a lo largo de la falla de Oaxaca desde el Eoceno hasta el Cuaternario (Dávalos-Álvarez *et al.*, 2007).

CAPÍTULO V

DISCUSIÓN

En este trabajo se estudió la influencia de una falla de basamento no expuesta sobre la estratigrafía y la deformación del Cenozoico en la región de Tamazulapam.

V.1. Diferencias estratigráficas

En las zonas de cizalla de larga vida, la influencia de una falla de basamento sobre la estratigrafía en general es muy evidente, por ejemplo, la actividad cenozoica de la falla de Oaxaca ha formado una cuenca tectónica de algunos cientos de kilómetros y ha exhumado las sierras de Juárez y Zongolica. En el bloque del alto de la falla de Oaxaca se depositaron sedimentos lacustres, abanicos aluviales, conglomerados de pie de monte, etc. En la zona de falla hay emplazamientos volcánicos mientras que en el bloque del bajo no hay depósitos de ningún tipo (Dávalos-Álvarez *et al.*, 2007).

En los lugares donde una falla mayor no está expuesta, como en la región de estudio, no es tan evidente los cambios en la estratigrafía debido a la actividad de la falla. En este apartado se describirán brevemente los cambios observados en el registro estratigráfico que abarca desde el Paleozoico hasta el Reciente. Se ha documentado que la yuxtaposición de los complejos Acatlán y Oaxaqueño ocurrió durante el Pérmico ya que la Formación Matzitzi los cubre discordantemente a ambos (Hernández-Lascars, 2000, García-Duarte, 1999; Carrillo y Martínez, 1983); sin embargo, las diferencias en el registro estratigráfico sobre ambos complejos que abarca desde el Jurásico al Cenozoico, sugieren que la actividad de la falla de Caltepec ha influido en la evolución geológica de la región (Figura 6).

La falla de Tamazulapam se ha reportado como el límite oriental de la gran cuenca marina mesozoica de Tlaxiaco (López-Ticha, 1985). En el área de estudio, sobre el Complejo Acatlán, durante el Jurásico Tardío, se depositaron sedimentos de ambiente paudal, mientras que sobre el Complejo Oaxaqueño no hay depósitos marinos si no pequeños afloramientos del Jurásico continental (Schplaefer, 1970). Esto indica que durante gran parte del Jurásico la falla de Caltepec constituyó un elemento paleogeográfico que separaba una zona continental de la marina.

Durante el Cretácico Inferior se depositaron yesos y anhidrita de la Formación San Juan Teita en las cercanías de la falla Tamazulapam. Las evaporitas del Cretácico Inferior afloran espaciadamente sobre el Complejo Acatlán, pero sobre el Complejo Oaxaqueño únicamente se han reportado en la base del anticlinorio de Teposcolula, alcanzando en ese lugar más de mil metros de espesor (López-Ticha, 1985). Durante el Cretácico, todo el bloque Acatlán-Oaxaca, junto con gran parte de México, estuvieron sumergidos, sin embargo, existen diferencias en cuanto al tipo depósito y espesor de ciertas formaciones. La Formación Teposcolula, tiene un espesor de 1000 m al poniente y 1800 m en el oriente. Hay muy pocos afloramientos del Cretácico Superior dentro del bloque Acatlán-Oaxaca, salvo en el anticlinorio de Teposcolula (González-Ramos *et al.*, 2000) y en el extremo oriente del bloque Acatlán-Oaxaca, sugiriendo que en esa época la parte poniente estaba levantada mientras que el lado oriente estaba sumergido.

Para el Cenozoico, en el área de estudio, las diferencias en la sedimentación entre los dos bloques no son tan obvias; sin embargo, hay algunas diferencias sutiles pero importantes: los depósitos más viejos corresponden a cuencas sedimentarias, en su mayoría localizadas en los bordes de pliegues laramídicos (Formación Yanhuatlán, conglomerado Tecomatlán, Formación Chilapa). En toda la región ocurrió volcanismo, principalmente de tipo andesítico. Sin embargo, en el lado suroriental del área de estudio, predominan pequeños aparatos volcánicos (Martiny *et al.*, 2000), mientras que en el noreste predominan los depósitos piroclásticos y depósitos de caída intercalados con sedimentos epiclásticos. En el lado poniente del área de estudio en cambio, el volcanismo se presenta como un cuerpo masivo compuesto principalmente por un apilamiento de derrames de lavas. El pico del volcanismo ocurrió entre 36 y 26 Ma en toda la región y en la parte suroriental aflora el volcanismo más joven de la región (20.0 ± 0.9 Ma; Tabla 3).

Con estos datos podemos concluir que la zona de falla de Caltepec se ubicaba en el Mesozoico temprano en una margen continental lo que propicio durante el Jurásico la formación de la cuenca de Tlaxiaco y posteriormente el depósito de una cantidad de evaporitas al poniente de la zona de falla. Durante el resto del Mesozoico la cuenca fue sumergida y cuando ocurrió la deformación laramídica las evaporitas se desplazaron hacia el oriente y se acumularon en la base de los anticlinales y de la falla de Caltepec. Esto sugiere fuertemente que el despegue de la cobertura de la zona de basamento fue lo que ocasionó que en la zona de estudio no se formara

una zona de falla de larga vida y por lo tanto que su actividad no quedara registrada de manera contundente.

V.2. Eventos de deformación y volcánicos cenozoicos regionales

Para la parte central de la Sierra Madre del Sur se han propuesto 4 eventos tectónicos que ocurrieron a partir del Cretácico Superior y durante el Cenozoico. El primer evento corresponde a un acortamiento *ca.* E-W a ENE-WSW producto de la orogenia Laramide. La deformación asociada migró hacia el oriente desde el Cretácico Superior en la Plataforma Morelos-Guerrero, hasta el Eoceno medio en las costas de Veracruz (Nieto-Samaniego *et al.*, 2006). El segundo evento corresponde a un acortamiento menor ocurrido del Paleoceno al Eoceno temprano que plegó suavemente rocas sedimentarias continentales de la Plataforma Guerrero-Morelos (Cerca *et al.*, 2007). El tercer evento, transcurrente, se manifestó desde el Eoceno hasta el Oligoceno, con fallas laterales que indican un acortamiento al NE-SW, perpendicular a la costa del Pacífico (Nieto-Samaniego *et al.*, 2006). Fue documentado desde la Plataforma Morelos-Guerrero hasta la falla de Oaxaca. El cuarto evento corresponde a una transtensión con dirección de alargamiento perpendicular a la costa. Se manifestó con fallas laterales y normales y ha sido documentado desde la región de Taxco hasta la falla de Oaxaca, desde el Oligoceno al Cuaternario (Nieto-Samaniego *et al.*, 2006, Dávalos-Álvarez *et al.*, 2007). Estos eventos muestran una tendencia general de migración de la deformación hacia el oriente.

Las edades de las rocas volcánicas en el sur de México varían entre el Paleoceno y el Mioceno, mostrando un patrón decreciente de oeste a este (Morán-Zenteno *et al.*, 1999, 2005) sugiriendo una migración del magmatismo hacia el sureste (Schaaf *et al.*, 1995). En la porción occidental de la SMS las rocas magmáticas tienen edades que varían del Cretácico Tardío al Eoceno; mostrando la franja plutónica una orientación NNW similar al de la Sierra Madre Occidental, mientras que las rocas que se encuentran en la porción oriental tienen edades que varían del Oligoceno al Eoceno y muestran una orientación ESE paralela a la trinchera (Morán-Zenteno *et al.*, 2005, Martiny *et al.*, 2000). En este trabajo se analiza los datos sobre la deformación post-Paleoceno con el fin de ver si son consistentes con la migración de la deformación hacia el Este-Sureste y si ésta es contemporánea de la migración del magmatismo cerca de la costa y del sur de México.

En el análisis regional presentado sólo se consideraron los eventos posteriores al Paleoceno, es decir los eventos tercero y cuarto ya que la deformación compresiva paleocénica-eocénica (segundo evento), documentada por Cerca *et al.* (2007), no se registro dentro del área estudiada. El evento tercero presenta acortamiento máximo NE-SW y el cuarto con extensión máxima en esa misma dirección. Para determinar que las fallas regionales presentan compatibilidad cinemática, se proyectaron en los DCC los polos de las fallas principales que han sido reconocidas en la parte central de la Sierra Madre del Sur (Figura 49). Para la utilización de los DCC en un panorama regional se considera lo siguiente: a) se determinó si el patrón de fallas a considerar tenía una simetría ortorrómbica, b) se supone que el material era mecánicamente isotrópico, c) se supone que los ejes de la deformación y de esfuerzos eran paralelos. Si bien es difícil que estos tres puntos se puedan ajustar exactamente, este método sirve para tener una primera aproximación y una visión regional de cómo se moverían las fallas con distintas orientaciones bajo cierto patrón de esfuerzos. En general parece que se ajustan bien a la cinemática propuesta por otros autores.

Las fallas que se utilizaron para el análisis son de poniente a oriente: el graben de Arcelia (Jansma y Lang, 1997), la falla de Papalutla (Cerca *et al.*, 2007), las fallas Taxco y Tetipac que se activaron como fallas laterales izquierdas y derechas (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002), la falla de Chacalapa (Tolson, 2005), las fallas Las Pilas y Cieneguilla (este trabajo) y la falla normal de Oaxaca (Dávalos-Álvarez *et al.*, 2007) (Figura 49).

Para un régimen tectónico transcurrente con acortamiento perpendicular a la costa (σ_1 está orientado WNE-ESW) son compatibles cinemáticamente las fallas de Chacalapa (lateral izquierda y oblicua normal), las fallas derechas Tamazulapam (1 y 2), Taxco y las fallas izquierdas paralelas a la costa, Las Pilas y Tetipac. No son compatibles cinemáticamente: la falla de Papalutla, el graben de Arcelia y la falla de Oaxaca (Figura 49B).

Para un régimen tectónico transcurrente con alargamiento perpendicular a la costa (σ_3 está orientado ENE-WSW), son compatibles cinemáticamente: las fallas normales Tamazulapam, Oaxaca y el graben de Arcelia, las fallas izquierdas de Taxco, inversa-izquierda de Papalutla y la falla derecha Tetipac (Figura 49C). Nótese que la orientación de la falla de Papalutla cambia de NE-SW a ENE-WSW; esta última orientación tiene la falla en el lugar donde se ha documentado que el Complejo Acatlán cabalga sobre la Formación Morelos. De acuerdo con nuestros datos este evento ocurrió en el Oligoceno tardío dentro del bloque Acatlán-Oaxaca.

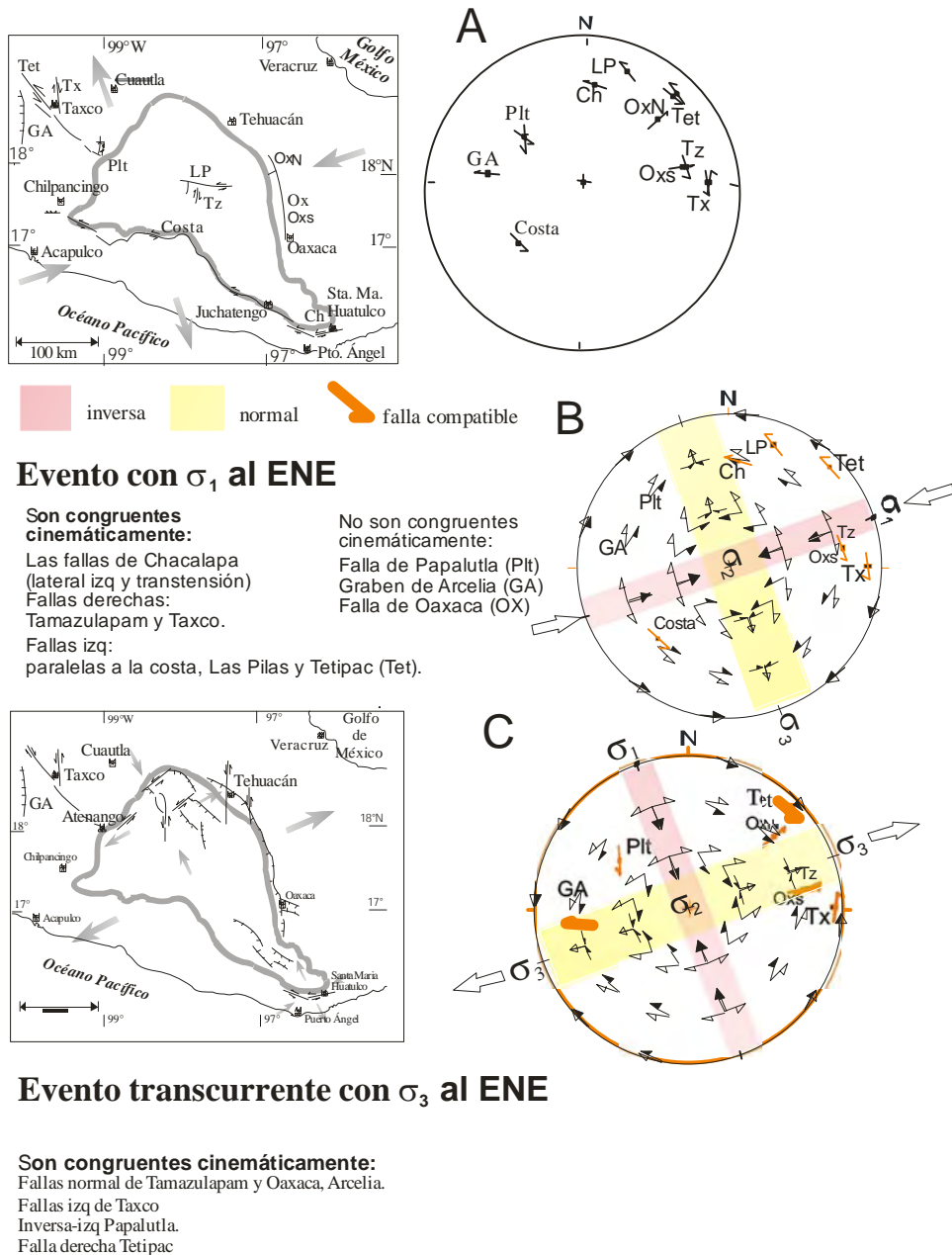


Figura 49. Análisis de las fallas del sur de México con los diagramas de compatibilidad cinemática (DCC). A) ubicación de los polos de las fallas en un estereograma equiareal. Las siglas indican las fallas ubicadas en el mapa. B) DCC en un régimen transcurrente con la dirección del esfuerzo compresivo máximo hacia el ENE-WSW. Nótese que el esfuerzo compresivo vertical puede ser tanto σ_1 como σ_2 . C) DCC en un régimen transcurrente con la dirección del esfuerzo compresivo mínimo hacia el ENE-WSW. Las flechas grises indican las direcciones de acortamiento y alargamiento horizontal propuestas por Nieto-Samaniego *et al.* (2006).

Por último, para verificar que nuestros datos sean compatibles con los eventos de deformación propuestos previamente (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002; Tolson, 2005; Nieto-Samaniego *et al.*, 2006; Dávalos-Álvarez *et al.*, 2007), los eventos cenozoicos, con edades máxima y mínima de deformación, se graficaron con respecto a su ubicación en la longitud oeste (Figura 50A). Se observa que hay dos eventos diferenciados ligeramente en el tiempo mostrando una migración de la actividad de las fallas hacia el oriente y nuestros datos se ubican dentro de esta tendencia. Por otro lado, con base en la sincronía entre volcanismo y plutonismo documentada por Martiny *et al.* (2000), se asume que la zona de estudio (Figura 50B) puede encajar con el diagrama de Schaaf *et al.* (1995) de edades de plutones *vs.* distancia desde Puerto Vallarta hacia el SE. Morán-Zenteno *et al.* (2009) recalcularon la velocidad de migración del magmatismo de acuerdo a los nuevos datos y obtuvieron edades semejantes, 1.2 cm/año para el segmento entre Puerto Vallarta y Acapulco y 10 cm/año para el segmento de Acapulco-Huatulco. Con base en la Figura 50B se puede concluir que (1) la deformación es contemporánea con el magmatismo, (2) que los datos obtenidos en la región de estudio son consistentes con la edad de los eventos de deformación obtenidos regionalmente y (3) que la deformación migró hacia el sureste también.

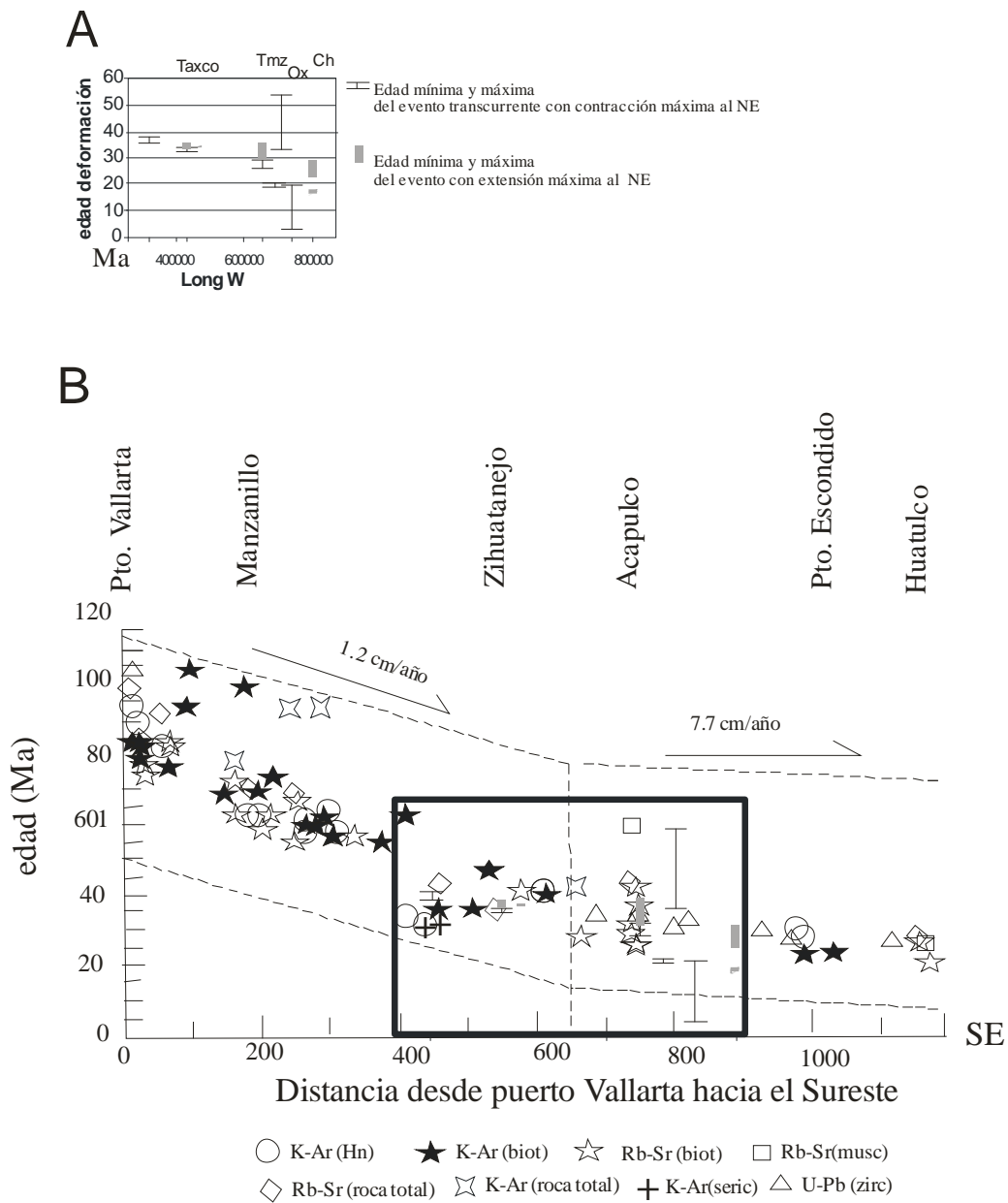


Figura 50.- A) Diagrama edad de deformación contra Longitud oeste, en el cual se utilizaron los datos de Alaniz-Álvarez *et al.* (2002) para Taxco, los de Tamazulapam de este trabajo, los de Oaxaca de Dávalos-Álvarez *et al.* (2007) y de Chacalapa de Tolson (2005). B) Correlación entre la migración de la deformación (Figura 54a) y el emplazamiento de plutones del complejo Xolapa de Schaaf *et al.* (1995).

V.3. Modelos tectónicos

Meschede *et al.* (1997) y Cerca *et al.* (2007) propusieron modelos tectónicos para explicar la deformación en el sur de México. En el primer trabajo se propone que, en la Sierra Madre del Sur ha habido una transmisión de esfuerzos del límite de placas hacia el interior del continente y se basan en el movimiento relativo de la placa Farallón con respecto a Norteamérica desde hace 120 Ma hasta la fecha. Para el tiempo en que se hizo ese trabajo no había un control estratigráfico para establecer una edad confiable de los paleotensores de esfuerzos calculados. El trabajo de Cerca *et al.* (2007) cuenta ya con una estratigrafía cenozoica detallada. Ellos proponen que el movimiento de la placa Caribe, en el extremo sur de la placa Norteamericana, ha provocado la deformación cenozoica en el sur de México. Por otro lado, se han propuesto reconstrucciones paleogeográficas de esta región basadas en elementos de geología regional. El trabajo de Morán y Keppie (2009) resume estos estudios en tres situaciones: (1) el modelo tradicional que ubica al bloque de Chortis adyacente al sur de México (Figura 10C), (2) el modelo *in situ* que ubica al bloque de Chortis relativamente cerca de su posición actual, y (3) el modelo “Pacífico” que propone una localización al WSW de su posición actual en el Océano Pacífico (Figura 10B).

El bloque de Chortis se ha ubicado durante el Eoceno-Oligoceno en el borde de la costa (Schaaf *et al.*, 1995; Morán-Zenteno *et al.*, 1996) y se ha inferido a partir de la migración de los plutones en la margen continental en contacto con la Trinchera Mesoamericana. Keppie y Morán-Zenteno (2005) proponen que el bloque de Chortis inició su migración con rumbo oeste-suroeste (Figura 10B), a través del margen transcurrente de la Fosa del Cayman, con un movimiento izquierdo y rotación en forma horario, la deformación que había sido atribuida al movimiento del bloque de Chortis, la atribuyen al choque de cadenas marinas durante la subducción de la Acapulco.

El cambio en la orientación del magmatismo y la migración hacia el SE, y el desarrollo de zonas de falla paralelos a la costa y con una componente lateral han sido atribuidos a la migración del punto triple tinchera-trinchera.transforme (TTF) hacia el sureste, como resultado del desplazamiento del bloque de Chortis a lo largo de la margen continental (Morán-Zenteno *et al.*, 1999; 2005). La extinción del magmatismo en la SMS en el Eoceno-Oligoceno y su reaparición en el Mioceno en el Cinturón Volcánico Transmexicano y en el oriente de la SMS, se relacionan a cambios de la geometría de la placa subducida asociada a la migración del punto triple

trincheras-trincheras-transformes que acompañó al desplazamiento del bloque de Chortis (Morán-Zenteno *et al.*, 2005) (Figura 10C).

La deformación frágil cenozoica registrada en la zona de estudio apoya el modelo tradicional donde el punto triple TTF se ubica en el sitio propuesto por Pindell *et al.* (1988) y la posición calculada por Morán-Zenteno *et al.* (2009) en el Eoceno. Los datos presentados en este trabajo muestran que hubo un cambio abrupto de una posición vertical con el esfuerzo principal máximo con una orientación NE-SW horizontal, a una posición vertical con el esfuerzo horizontal mínimo hacia el NE-SW (Figura 51). Este cambio ha migrado en el tiempo y espacio (Figura 51), lo cual se explica con la liberación repentina del esfuerzo principal máximo, durante el Oligoceno: al disminuir este valor, el valor del esfuerzo principal intermedio eocénico se convierte en el esfuerzo principal vertical. Otra explicación podría ser que la compresión NE-SW fue debida a una convergencia de placas a lo largo de la Trincheras de Acapulco y la extensión en esa misma dirección puede estar relacionada a un retroceso de la trincheras (*trench rollback*)

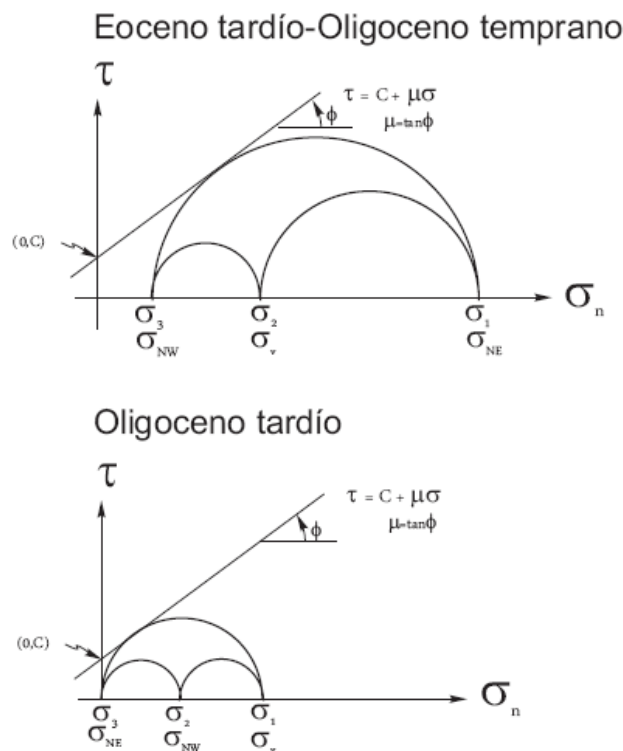


Figura 51.- Círculo de Mohr mostrando la ubicación relativa entre los esfuerzos principales para el Eoceno y el Oligoceno para la región de estudio. Nótese que el valor del esfuerzo vertical es el mismo para los dos casos, sin embargo para el Oligoceno este valor constituye el valor del esfuerzo principal máximo.

CAPÍTULO VI

CONCLUSIONES

Con base en la cartografía y estratigrafía cenozoica se documentó que en la región de Tamazulapam, la zona sobre la falla de Caltepec presenta fallas normales y laterales-derechas, con un poco más de 10 km de ancho, que se extiende desde la falla de Tamazulapam hasta la falla Cieneguilla. La falla de Caltepec en la zona de estudio no se constituyó en una zona de cizalla de larga vida por la presencia de evaporitas en la cima del basamento lo que permitió el despegue de la cobertura.

Se presenta los DCC como herramienta útil para determinar la compatibilidad cinemática de un grupo de fallas con al menos tres rumbos preferenciales. Se proponen en este trabajo para documentar la deformación cenozoica ocurrida en la cubierta de la falla Caltepec.

Con los DCC se documentaron dos eventos tectónicos al poniente de Tamazulapam: un evento transcurrente con compresión máxima al NE-SW activo entre el Eoceno tardío y el Oligoceno temprano (entre 35.9 y 29 Ma) y otro de extensión principalmente, en el Oligoceno tardío (entre 26 y 29 Ma) con dirección máxima de extensión al NE-SW. Del lado oriente no fue posible encontrar un DCC que mostrara que las fallas se activaron bajo el mismo estado de esfuerzos, ya que el patrón de fallas no muestra una simetría ortorrómbica característica de un régimen de cizalla pura, por el contrario muestra una deformación de simetría menor (monoclínica?), en la escala de trabajo. Esto pudo ocurrir al aislar un bloque independiente entre las dos grandes fallas de basamento, Oaxaca y Caltepec, y una zona de despegue de anhidritas de la Formación de San Juan Teita. De esta manera se determinó que la falla de basamento (Caltepec), no obstante que no está expuesta, ha influido de manera indirecta y en menor medida en la estratigrafía y la deformación durante el Cenozoico en la región de Tamazulapam, Oaxaca. También se concluye que la deformación dentro del bloque Acatlán-Oaxaca es menor comparada con la deformación en los bordes de este bloque.

Integrando los datos de este trabajo con la edad de las deformaciones de otras regiones en el sur de México, se ve que las fallas activadas en los eventos post-paleocénicos que fueron documentados en este trabajo son compatibles cinemáticamente con una transurrencia con extensión al NW-SE y un segundo evento con extensión hacia el NE-SW. No se encontraron

evidencias de un evento de deformación transpresivo Paleocénico en la región de estudio, lo cual sugiere que este evento ocurrió únicamente en la Plataforma Morelos-Guerrero.

Los eventos de deformación cenozoica regionales muestran migración hacia el sureste y son sincrónicos con el magmatismo terciario reportado en el Complejo Xolapa.

La deformación frágil cenozoica registrada en la zona de estudio apoya el modelo tradicional donde el punto triple TTF se ubica en el sitio propuesto por Pindell *et al.* (1988) y por la posición calculada por Morán-Zenteno *et al.* (2009) en el Eoceno y Oligoceno. Los datos presentados en este trabajo muestran que hubo un cambio abrupto de una posición del esfuerzo principal máximo con una orientación NE-SW horizontal, a una posición vertical con el esfuerzo horizontal mínimo hacia el NE-SW.

REFERENCIAS

- Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., 1997, Representación gráfica de los dominios de ruptura y deslizamiento, aplicación a la falla de Oaxaca, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 14, p. 26-37.
- Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., 2005, El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LII; No. 1, p. 65-82
- Alaniz-Alvarez, S. A., van der Heyden, P., Nieto-Samaniego, A. F., Ortega-Gutierrez, 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, p. 443-446.
- Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., Tolson, G., 1998, A graphical technique to predict slip along a pre-existing plane of weakness: *Engineering Geology*, vol. 49, p. 53-60.
- Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., Reyes-Zaragoza, M. A., Orozco-Esquivel, M. T., Ojeda-García, A. C., Vasallo, L. F., 2001, Estratigrafía y deformación extensional en la región de San Miguel de Allende-Querétaro, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 18, No. 2, p. 129-148.
- Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., Morán-Zenteno, D. J., Alba-Aldave, L., 2002, Rhyolitic volcanism in extension zone associated with strike-slip tectonics in the Taxco region, Southern México: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 118, p. 1-14.
- Alaniz-Álvarez, S. A., Santa María-Díaz, A., Nieto-Samaniego, A. F., 2007, La deformación cenozoica del sur de México interpretada con diagramas de congruencia cinemática, en Manea, M., Silva-Corona, J. J., (eds) 2007 *Geochortis simposio: la conexión Chortis-Sur de México en el tiempo y espacio*: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Centro de Geociencias, p. 1.
- Alencaster, G., 1963, Pelecípodos del Jurásico Medio del noroeste de Oaxaca y noreste de Guerrero: *Paleontología Mexicana*, vol. 15, 52 p.

- Alencaster, G., Buitrón, B. E., 1965, Fauna del Jurásico Superior de la región de Petlalcingo, Estado de Puebla: Paleontología Mexicana, vol. 21, p. 1-53.
- Anderson, E. M., 1951, The dynamics of faulting, 2^a ed. Edimburgo, Oliver and Boyd, 206 p.
- Ángeles-Moreno, E., 2006, Petrografía, geología estructural y geocronología del borde noroccidental del terreno Cuicateco, sierra Mazateca, estado de Oaxaca, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, México, D. F., Tesis de Maestría, 218 p.
- 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 International, vol. 103, p. 363-376.
- Angelier, J., 1994, Fault slip analysis and paleostress reconstruction in Hancock, P. L. (ed) Continental deformation, New York, Pergamon Press, Tarrytown: (4) p. 53-100.
- Barboza-Gudiño, J. R., 1994, Regionalgeologische Erkundungen entlang del GEOLIMEX-Transverse in Südmexiko, unter besonderer Berücksichtigung der Sierra de Juárez, Oaxaca: ClausthalZellerfeld, T. U. Clausthal, Tesis doctoral, 139 p.
- Barrera, T., 1946, Guía geológica de Oaxaca: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Monografía, 100 p.
- Basañez, L. M. A., Herrera, S. M, López, O. E., 1984, Estudio estratigráfico-sedimentológico del Jurásico y Cretácico en la Cuenca de Tlaxiaco, Oaxaca: Instituto Mexicano del Petróleo, Informe inédito, C-1145, 51 p.
- Belmonte-Jiménez, S. I., 2005, Caracterización geofísica del sistema hidrológico del Valle de Zaachila, Oaxaca y su relación con la geología tectónica regional: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica, Tesis de Doctorado, 160 p.
- Birkinbine, J. L., 1911, Exploration of centrain iron-ore and coal deposits in the State of Oaxaca, Mexico: Amer. Inst. Min. Eng. Trans. No. 12, p.166-188.
- Böse, E., 1898, Über Lias in Mexic: Deutsche Geol. Ges. Zs. vol. 50, p.168-175.
- Bott, M. H. P., 1959, The mechanics of oblique slip faulting: Geological Magazine, vol. 96, p. 109-117.
- Burckhardt, C., 1927, Cefalópodos del Jurásico Medio de Oaxaca y Guerrero: Instituto de Geología, México, Boletín No. 47, 106 p.

- Burckhardt, E., 1930, Etude sythetique sur le Mesozoique Mexicain : Memoires de la Soc. Pal. Suisse, vol. II Porte 1a.
- Cabral-Cano, E., Lang, H. R., Harrison, C. G. A., 2000, Stratigraphic assessment of the Arcelia-Teloloapan area, southern Mexico: implications for southern Mexico's post-Neocomian tectonic evolution: *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 13, p. 443-457.
- Campa-Uranga, M., Coney, P., 1983, Tectonostratigraphic terranes and mineral resources distribution in Mexico: *Canadian Journal Earth Sciences*, vol. 20, p. 1040-1051.
- Campa, M. F., Ramírez, J., 1979, La evolución geológica y la metalogénesis del noroccidente de Guerrero: *Serie Técnico-científica*, vol. 1, 71 p.
- Campa, M. F., Oviedo, R., Tardy, M., 1976, La cabalgadura Laramídica del dominio volcano-sedimentario (Arco Alisitos-Teloloapan) sobre el miogeosinclinal mexicano en los límites de los estados de Guerrero y México: III Congreso Latinoamericano de geología, México, resúmenes, p. 23.
- Campa-Uranga, M. F., Gehrels, G., Torres- De León, R., 2002, Nuevas edades de granitoides metamorfizados del Complejo Acatlán en el Estado de Guerrero: *Actas INAGEQ*, vol. 8, No.1, p. 248.
- Campa-Uranga, M. F., García-Díaz, J. L., Iriondo, A., 2004, El arco volcánico-sedimentario del jurásico medio (Grupo Tecocoyunca y Las Lluvias) de Olinalá, Guerrero: IV Reunión de Nacional de Ciencias de la Tierra, Juriquilla, Qro., p. 76
- Cárdenas, Vargas, J., 1966, Contribución al conocimiento geológico de la Mixteca Oaxaqueña: *Minería y Metalurgia*, México, No. 38, p.15-107.
- Carfantan, J. C., 1981, Paleogeography and tectonics of the Sierra de Juarez-Isthmus of Tehuantepec area and its relations with others terranes of southern Mexico and Central America (abstract): *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 13 (2), p. 48.
- Carrillo, M., Martínez, E., 1983, Evidencia de facies continentales en la Formación Matzitzi, Estado de Puebla: *Revista del Instituto de Geología*, vol. 5, No. 1, 117-118.
- Centeno-García, E., 1988, Evolución estructural de la falla de Oaxaca durante el Cenozoico: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, México, D. F., Tesis de Maestría, 156 p.

- Centeno-García, E., Keppie, D. J., 1999, Latest Paleozoic-early Mesozoic structures in the central Oaxaca Terrane of southern Mexico: deformation near a triple junction: *Tectonophysics* vol. 301, p. 231-242.
- Centeno-García, E., Guerrero-Suástegui, M., Talavera-Mendoza, O., 2008, The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone. In Amy D., Clift, P., Scholl, D. (eds) *Formation and applications of the sedimentary record in arc collision zones: Geological Society of America Special, Paper 436*, p. 279-308.
- Centeno-García, E., Mendoza-Rosales, C. C., Silva-Romo, G., 2009, Sedimentología de la Formación Matzitzi (Paleozoico superior) significado de sus componentes volcánicos, región de Los Reyes Metzontla-San Luis Atolotitlán, Estado de Puebla: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 26, No.1, p. 18-36.
- Cerca, M., Ferrari, L., Bonini, M., Corti, G., Manetti, P., 2004, The role of crustal heterogeneity in controlling vertical coupling during Laramide shortening and the development of the Caribbean-North America transform boundary in southern Mexico: insights from analogue model, en Grocott, J., McCaffrey, K. J. W., Taylor, G., Tikoff, B. (eds) 2004. *Vertical Coupling and Decoupling in the Lithosphere: Geological Society, London, Special Publications*, vol. 227, p. 117-140.
- Cerca, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Martiny, B., Iriondo, A., 2007, Late Cretaceous shortening and early Tertiary shearing in the central Sierra Madre del Sur, southern Mexico: Insights into the evolution of the Caribbean-North American plate interaction: *Tectonics*, vol. 26, p. 1-34.
- Coney, P. J., 1989, Structural aspects of suspect terranes and accretionary tectonics in western North America: *Journal of Structural Geology*, vol. 11, p. 107-125.
- Coney, P. J., Jones, D. L., Monger, J. W. H., 1980, Cordilleran suspect terranes: *Nature*, vol. 228, p. 329-333.
- Costa, E., Vendeville, B. C., 2002, Experimental insights on the geometry and kinematics of fold-and-thrust belt above weak, viscous evaporitic décollement: *Journal of Structural Geology*, vol. 24, p. 1729-1739.

- Corona-Esquivel, R., 1983, Estratigrafía de la región de Olinalá-Tecocoyunca, noreste del Estado de Guerrero: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, vol. 5, No. 1, p. 17-18.
- Charleston, S., 1980, Stratigraphy and tectonics of the Rio Santo Domingo area, State of Oaxaca, Mexico: 26^o Congreso geológico internacional, Resúmenes y programa, p. 99.
- Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J. J., Molina-Garza, R. S., Cossío-Torres, T., Arvizu-Gutiérrez, I. R., González-Naranja, G. A., 2005, La falla San Marcos: una estructura jurásica de basamento multireactivada del noroeste de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, vol. 52, No. 1, p. 27-52
- Dávalos-Álvarez, O. G., 2006, Evolución tectónica cenozoica en la porción norte de la falla de Oaxaca: Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, Querétaro, Tesis de Maestría, 123 p.
- Dávalos-Álvarez, O. G., Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Álvarez, S. A., Martínez-Hernández, E., Ramírez-Arriaga, E., 2007, Estratigrafía cenozoica de la región de Tehuacán y su relación con el sector norte de la falla de Oaxaca: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, vol. 24, No. 2, p. 197-215.
- Davis, G. H., Reynolds, S. J., 1996, Structural geology and regions, J. Wiley & Sons, New York, 776 p.
- De Cserna, Z., 1980, Reconocimiento de la parte Central de la Cuenca del Alto Río Balsas, Estados de Guerrero y Puebla. Libro Guía de la Excursión Geológica. La Cuenca del Alto Balsas: IV Reunión Nacional de Geotecnia y Geotermia, Comisión Federal de Electricidad, 55 p.
- Dickinson, W. R., Lawton, T. F., 2001, Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: Geological Society of America Bulletin, vol.113, p. 1142-1160.
- Dubois, A., Odonne, F., Massonnat, G., Lebourg, T., Fabre, R., 2002, Analogue modeling of reactivation: tectonic inversion and oblique remobilization of grabens: Journal of Structural Geology, vol. 24, p. 1741-1752.
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda-García, M., Marrett, R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, vol. 53, p. 1-26.

- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., 2002, Caltepec fault zone: An Early Permian dextral transpressional boundary between the Proterozoic Oaxacan and Paleozoic Acatlán implications: *Tectonics*, vol. 21, No. 3, 4-1-4-18.
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Sánchez-Zavala, J. L., Macías-Romo, C., Ortega-Rivera, A., Iriondo, A. 2005, La falla Caltepec: raíces expuestas de una frontera tectónica de larga vida entre los terrenos continentales del sur de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, vol. 52, No. 1, p. 83-109.
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Sánchez-Zavala, J. L., Macías-Romo, C., Ortega-Rivera, A., Iriondo, A., 2007, The Caltepec fault zone: Exposed roots of a long-lived tectonic boundary between two continental terranes of southern Mexico: *Geological Society of America, Special Paper 422*, p. 313-342.
- Ferrari-Pedraglio, L., Solari-Lovati, L., 1999, Informe de la carta geológico-minera y geoquímica San Francisco Telixtlahuaca (E14D37), escala 1: 50 000: Instituto de Geología, UNAM, 1 mapa, 59 p.
- Ferrusquía, I., 1970, Geología del área Tamazulapan-Teposcolula-Yanhuitlán, Mixteca Alta, Estado de Oaxaca, Excursión geológica México-Oaxaca: *Sociedad Geológica Mexicana*, p. 97-119.
- Ferrusquía-Villafranca, I., 1976, Estudios geológico-paleontológicos en la región de la Mixteca, Parte 1: Geología del área Tamazulapan-Teposcolula-Yanhuitlán, Mixteca Alta, Estado de Oaxaca, México: *Boletín 97*, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 160 p.
- Ferrusquía-Villafranca, I., Wilson, J. A., Denison, R. E., McDowell, F. W., Solorio-Munguia, J., 1974, Tres edades radiométricas oligocénicas y miocénicas de rocas volcánicas de la región de las regiones Mixteca Alta y Valle de Oaxaca, Estado de Oaxaca: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, vol. 26, p. 249-261.
- Ferrusquía-Villafranca, I., McDowell, F. W., Martínez-Hernandez, E., Barrios-Rivera, H., García-Villegas, F., 1988, Time constraints on formation of the continental Tertiary basins in the Oaxaca State: *Geological Society of America Abstracts with programs*, p. A59.

- Finch, E., Hardy, S., Gawthorpe, R., 2004, Discrete-element modelling of extensional fault-propagation folding above rigid basement fault blocks, *Basin Research*, vol. 16, p. 489-506.
- Fletcher, J. M., Kohn, B. P., Foster, D. A., Gleadow, J. W. A., 2000, Heterogeneous Neogene cooling and exhumation of the Los Cabos block, southern Baja California: Evidence from fission-track thermochronology: *Geology*, vol.28; No. 2, p. 107-110.
- Flores de Dios-González, L. A., Vachard, D., Buitrón B. E., 2000, La cubierta sedimentaria Pérmica Superior (Formaciones Olinalá, Ihualtepec, Yododeñe) de los Terrenos Mixteco y Zapoteco, evolución sedimentológica e interpretaciones paleogeográficas: *GEOS*, vol., 20, No. 3, p. 324.
- Flores de Dios-González, L. A., Vachard, D., Ramírez-Espinosa, J., 2002, Hallazgo de microfósiles del Struniano (Fameniano Tardío, Devoniano Terminal) en San Salvador Patlanoaya (Puebla, México) consecuencias geodinámicas: *GEOS*, vol. 22, No. 2, p.342.
- Flores de Dios, A., Vachard, D., Buitrón, B. E., 2003, Paleozoic to Triassic from Oaxaca State (Mexico), a summary with new data: *Annales de la Société géologique du Nord*, vol. 10, No. 4. p. 303-315.
- Fries, C. J., Rincón, O., 1965, Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el laboratorio de geocronología: *Boletín del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, vol. 73, p. 57-133
- Fries, C. J., Schmitter, E., Damon, P. E., Livigstone, D. E., 1962, Rocas precámbricas de edad grenvilliana, de la parte central de Oaxaca, en el sur de México: en *Estudios geocronológicos de rocas mexicanas: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de geología, Boletín 64*, p. 45-53.
- García-Duarte, R., 1999, Evidencias de la naturaleza estructural y relaciones estratigráficas de la Formación Matzitzí en el sur de Puebla, México: Hermosillo, Sonora, Centro de Estudios Superiores del Estado de Sonora, Tesis profesional
- García-Villegas, F., 2008, Estratigrafía cenozoica del área Tecmovaca-Cuicatlán, la Cañada, estado de Oaxaca y su significado regional: *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Tesis de Maestría*, 144 p.

- Goldstein, A., Marshak, S., 1988, Analysis of fracture array geometry, en Marshak, S., Mitra,, G. (eds), *Basic Methods of Structural Geology*: Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice Hall, p. 249-268.
- González, A., I., 1970, Estudio geológico del área de Chilapa-Tlaxiaco: Informe inédito, PEMEX-IGZS-548.
- González-Ramos, A., Sánchez-Rojas, L. E., Mota-Mota, S., Arceo y Cabrilla., F. A., Soto-Araiza, R., Onofre-Espinosa, L., Zarate-López, J., 2000, Carta geológico-minera de Oaxaca E14-9, escala 1: 250,000: Pachuca, Hidalgo, Secretaria de Comercio y Fomento Industrial, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa.
- Grajales-Nishimura, J. M., Torres-Vargas, R., Murillo-Muñetón, G., 1986, Datos isotópicos K-Ar para rocas ígneas y metamórficas en el estado de Oaxaca, en VIII Convención Geológica Nacional, Libro de resúmenes, México: Sociedad Geológica Mexicana, p. 150-151.
- Heard, H. C., 1963, Effect of large changes in strain rate in the experimental deformation of Yule marble: *The Journal of Geology*, vol. 71, No.2, p. 162-195.
- Hernández-Lascares, D., 2000, Contribución al conocimiento de la estratigrafía de la Formación Matzitzí, área Los Reyes Metzontla-Santiago Coatepec, extremo suroriental del estado de Puebla: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Colegio de Ciencias y Humanidades, Unidad Académica de los Ciclos Profesionales y de Posgrado, Tesis de Maestría, 117 p.
- Higgins, I. R., Harris, B. L., 1997, The effect of cover composition on extensional faulting above re-activated basement fault: results from analogue modeling: *Journal of Structural Geology*, vol.19, p. 89-98.
- Hinojosa-Prieto, H. R., Nance, R. D., Keppie, J. D., Dostal, J. V., Ortega-Rivera, A., Lee, J. K. W., 2008, Ordovician and Late Paleozoic-Early Mesozoic tectonothermal history of the La Noria area, northern Acatlán Complex, southern Mexico: Record of convergence in the Rheic and paleo-Pacific Oceans: *Tectonophysics* vol. 461, p. 324-342.
- Hisazumi, H., 1932, Geología de la región Mixteca del estado de Oaxaca: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Informe inédito, 98 p.
- Holdsworth, R. E., Butler, C. A., Roberts, A. M., 1997, The recognition of reactivation during continental deformation: *Journal of the Geological Society, London*, vol. 154, p. 73-83.

- Imlay, R. W., 1938, Studies of the Mexican geosynclines: Geological Society of America Bulletin, vol. 49, p. 1651-1694.
- Jansma, E. P., Lang, H. R., 1997, The Arcelia graben; new evidence for Oligocene Basin and Range extension in southern Mexico: Geology; vol. 25, No. 5; p. 455-458.
- Keppie, J. D., 2004, Terranes of Mexico revisited: 1.3 billion year odyssey: International Geology Review, vol. 46, p. 765-794.
- Keppie, J. D., Morán-Zenteno, D., 2005, Tectonic implications of alternative Cenozoic reconstructions for southern Mexico and the Chortis Block: International Geology Review, vol. 47, p. 473-491.
- Keppie, J. D., Ramos, V. S., 1999, Odyssey of the terranes in the Iapetus and Rheic Oceans during the Paleozoic, en Ramos, V. S., Keppie, J. D. (eds), Laurentia-Gondwana Connections before Pangea, Colorado: Geological Society of America, Special Paper 336, p. 267-276.
- Keppie, J. D., Dostal, J., Cameron, K. L., Solari, L. A., Ortega-Gutiérrez, F., Lopez, R., 2003, Geochronology and geochemistry of Grenvillian igneous suites in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico. Tectonic implication: Precambrian Research, vol. 120, p. 365-389.
- Keppie, D. J., Sandberg, C. A., Miller, B. V., Sánchez-Zavala, J. L., Nance, R. D., Poole, F. G., 2004a, Implications of the latest Pennsylvanian to Middle Permian paleontological and U-Pb SHRIMP data from the Tecamate Formation to re-dating tectonothermal events in the Acatlán Complex, southern Mexico: International Geology Review, vol. 46, p. 745-754.
- Keppie, D. J., Damian, Nance, R., Dostal, J., Ortega, Rivera, A., Miller, V., B., Fox, D., Muise, J., Powell, Mumma, S. A., Lee, J. W. K., 2004b, Mid-Jurassic tectonothermal event superposed on Paleozoic geological record in the Acatlán Complex of southern Mexico: hotspot activity during the break of Pangea: Gondwana Research, vol. 7, No. 1, p. 239-260.
- Keppie, D. J., Nance, R. D., Fernández, Suárez, J., Storey, D. C., Jeffries, E. T., Murphy B. J., 2006, Detrital zircon data from the eastern Mixteca Terrane, southern Mexico: evidence for an Ordovician-Mississippian continental rise and a Permo-Triassic wedge adjacent to Oaxaquia: International Geology Review, vol. 48, No. 2, p. 97-111.

- Keppie, J. D., Dostal, J., Murphy, B. J., Nance, D. R., 2008a, Synthesis and tectonic interpretation of the westernmost Paleozoic Variscan orogen in southern Mexico: From rifted Rheic margin to active Pacific margin: *Tectonophysics*, vol. 461, p. 227-290.
- Keppie, J. D., Dostal, J., Miller, B. V., Ramos Arias, M. A., Moralez, Gámez, M., Nance, R. D., Murphy, J. B., Ortega, Rivera, A., Lee, J. W. K., Housh, T., Cooper, P., 2008b, Ordovician-earliest Silurian rift tholeiites in the Acatlán Complex, southern Mexico: Evidence of rifting on the southern margin of the Rheic Ocean: *Tectonophysics*, vol. 461, p. 130-156.
- Lisle, R. J., Orife, T. O., Arlegui, L., Liesa, C., Srivastava, D. C., 2006, Favoured states of paleostress in the Earth's crust: evidence from fault-slip data: *Journal of Structural Geology*, vol. 28, p. 1051-1066.
- López-Ticha, D., 1969, Evaluación petrolífera de la Cuenca de Tlaxiaco, estado de Oaxaca, mesa redonda, Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros.
- López-Ticha, D., 1970, Reconocimiento geológico de la Cuenca de Tlaxiaco, Informe Inédito, PEMEX. IGZS-551.
- López-Ticha, D., 1985, Revisión de la estratigrafía y potencial petrolero de la Cuenca de Tlaxiaco: *Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, vol. XXXVII, No. 1, p. 49-92.
- Maldonado-Koerdell, M., 1948, Plantas fósiles del rético de Ayuquila (Huajuapán de León) Oaxaca: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, vol. 13, p. 61-68.
- Malone, J. R., Nance, R. D., Keppie, J. D., Dostal, J., 2002, Deformation history of part the Acatlán Complex: Late Ordovician-Early Silurian and Early Permian orogenesis in southern Mexico: *Journal South American Earth Sciences*, vol. 15, p. 511-524.
- Martiny, B., 2008, Estratigrafía y Geoquímica de las rocas magmáticas del paleógeno en el occidente de Oaxaca y su significado petrogenético y tectónico: Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de doctorado, 160 p.
- Martiny, B., Martínez-Serrano, R. G., Morán-Zenteno, D. J., Macías-Romo, C., Ayuso, R. A., 2000, Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the Oligocene magmatic rocks of western Oaxaca, southern Mexico: *Tectonophysics*, vol. 318, p. 71-98.
- Martiny, B., Silva-Romo, G., Morán-Zenteno, D. J., 2002, Tertiary faulting and relationship with Eocene-Oligocene volcanism in western Oaxaca, southern Mexico, en 98th Annual

- Meeting, Cordilleran Section: Geological Society of America, Abstracts with Programs, 34 (5) A-97.
- Martiny, B., Silva-Romo, G., Moran-Zenteno, D. J., Ferrari, L., 2003, Tectonic reactivation of major pre-existing structures and relationship with Tertiary volcanism in western Oaxaca, Cordilleran Section: Geological Society of America, 99th Annual Meeting-Puerto Vallarta, Jalisco, Mexico, April 1-3, 2003.
- McKee, J. W., Jones, N. W., Long, L. E., 1984, History of recurrent activity along a major fault in northeastern Mexico: *Geology*, vol. 2, p. 103-107.
- Meneses-Rocha, J. J., Monroy-Audelo, M. E., Gómez-Chavarria, J. C., 1994, Bosquejo paleogeográfico y tectónico del sur de México durante el Mesozoico: *Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, vol. XLIV, No. 2, Julio-Diciembre, p. 18-45.
- Meschede, M., Frisch, W., Hermann, U. R., Ratschbacher, L., 1997, Stress transmission across an active plate boundary an example from southern Mexico: *Tectonophysics*, vol. 226, p. 81-100.
- Meza-Figueroa, D., Ruiz, J., Talavera-Mendoza, O., Ortega-Gutiérrez, F., 2003, Tectonometamorphic evolution of the Acatlan Complex, eclogites (southern México): *Canadian Journal Earth Sciences*, vol. 40, p. 27-44
- Middleton, M., Keppie, J. D., Murphy, J. B., Miller, B. V., Nance R. D., Ortega-Rivera, A., Lee, J. K.W., 2007, P-T-t constraints on exhumation following subduction in the Rheic Ocean from eclogitic rocks in the Acatlán Complex of southern México, in Linnemann, U. *et al.* (2007) (eds) *The evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision*: Geological Society of America, Special Paper 423, p. 489-509.
- Miller, B. V., Dostal, J., Keppie, J. D., Ortega-Rivera, A., Lee, J. W. K., 2007, Ordovician calc-alkaline granitoids in the Acatlán Complex, southern Mexico: Geochemical and geochronological data and implications for tectonics of the Gondwana margin of the Rheic Ocean, in Linnemann, U. *et al.* (2007) (eds) *The evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision*: Boulder Colorado: Geological Society of America, Special Paper 423, p. 465-475.

- Molina-Garza, R. S., Iriando, A., 2005, La Megacizalla Mojave-Sonora: la hipótesis, la controversia y el estado actual de conocimiento: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, vol. 52, No. 1, p. 1-26.
- Monroy-Fernández, M. G., Patrón-Sosa, A. A., 1984, geología de la Sierra del Tentzo, Puebla, Borde norte del Terreno Mixteco, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo XLV, Nos. 1-2, p. 1-13.
- Morales-Gómez, M., Keppie, J. D., Norman, M., 2008, Ordovician-Silurian rift-passive margin Mexican margin of the Rheic Ocean overlain by Carboniferous-Permian periarctic rocks: Evidence from the eastern Acatlán Complex, southern Mexico: *Tectonophysics*, vol. 461, p. 291-310.
- Morán-Zenteno, D. J., Corona-Chávez, P., Tolson, G., 1996, Uplift and subduction erosion in southwestern Mexico since the oligocene: Pluton geobarometry constraints: *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 141, Nos. 1-4, p. 55-66.
- Morán-Zenteno, D. J., Tolson, G., Martínez-Serrano, R. G., Martiny, B., Schaaf, P., Silva-Romo, G., Macías-Romo, C., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M. S., Solís-Pichardo, G. N., 1999, Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, México, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Journal of South American Earth Science*, vol. 12, p. 513-535.
- Morán-Zenteno, D. J., Martiny, B., Tolson, G., Solís-Pichardo, G., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M. S., Macías-Romo, C., Martínez-Serrano, Schaaf, P., Silva-Romo, G., 2000, Geocronología y características geoquímicas de las rocas magmáticas terciarias de la Sierra Madre del Sur: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LIII, p. 27-57.
- Morán-Zenteno, D. J., Alba-Aldave, L. A., Solé, J., Iriando, A., 2004, A major resurgent caldera in southern Mexico: the source of the late Eocene Tilzapotla ignimbrite: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 136, p. 97-119.
- Morán-Zenteno, D. J., Cerca, M., Keppie, J. D., 2005, La evolución tectónica y magmática cenozoica del suroeste de México: avances y problemas de interpretación: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LII, No. 1, p. 319-341.
- Morán-Zenteno, D. J., Keppie, D. J., Martiny, B., González-Torres, E., 2009, Reassessment of the Paleogene position of the Chortis block relative to southern Mexico: hierarchical

- ranking of data and features: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 26, No.1, p.117-188.
- Murillo-Muñetón, G., Grajales-Nishimura, J. M., Torres-Vargas, R., 1986, Estudio petrográfico y radiométrico por K-Ar de la porción centro sur del estado de Oaxaca (resumen), en VIII Convención Geológica Nacional: Sociedad Geológica Mexicana, p.149-150.
- Nance, R. D., Miller, B. V., Keppie, J. D., Murphy, J. B., Dostal, J., 2007, Vestige of the Rheic Ocean in the North America: the Acatlán Complex of the southern Mexico. In Linnemann, U. *et al.* (2007) (eds) *The Geology of Peri-Gondwana: The Avalonian-Cadomian Belt, Adjoining Cratons and the Rheic Ocean*: Geological Society of American, Special Paper, vol. 423, p. 437-452.
- Navarro-Santillán, D., Sour-Tovar, F., Centeno-García, E., 2002, Lower Mississippian (Osagean) brachiopods from the Santiago Formation, Oaxaca, Mexico: stratigraphic and tectonic implications: *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 15, p.327-336.
- Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Álvarez, S. A., 1997, Origin and tectonic interpretation of multiple fault patterns: *Tectonophysics*, vol. 270, p. 197-206.
- Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Álvarez, S. A., Ortega-Gutiérrez, F., 1995, Estructura interna de la Falla de Oaxaca e influencia de las anisotropías litológicas durante su actividad cenozoica: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 12, p. 1-8.
- Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Álvarez, S. A., Camprubí Cano, A., 2005, La mesa central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LVIII, No. 3, p. 285-318.
- Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Álvarez, S. A., Silva-Roma, G., Eguiza-Castro, M. H., Mendoza-Rosales, C. C., 2006, Latest Cretaceous to Miocene deformation events in the eastern Sierra Madre del Sur, Mexico, inferred from the geometry and age of major structures: *Geological Society of America Bulletin*, vol. 118, No.1/2, p. 238-252.
- Ordóñez, E., 1906, Las rocas Arcaicas de México: *Memoria Sociedad Científica Antonio Alzate*, Tomo 22, p. 315-331.
- Ortega-González, J. V., Lambarria-Silva, C., 1991 Informe geológico del prospecto Hoja Oaxaca, compilación geológica I. G. R. S. 1129: PEMEX, Coordinación Divisional de Exploración, Gerencia de Exploración Región Sur, Subgerencia de Geología superficial y Geoquímica, Inédito, 190 p.

- Ortega-Gutiérrez, F., 1975, The Pre-Mesozoic geology of the Acatlán area, south Mexico: University of Leeds; Leeds, England, Ph. D. 166 p.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1976, Los Complejos Metamórficos del Sur de México y su significado tectónico: III Congreso latinoamericano de Geología, Instituto de Geología, México, D. F., p. 10.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1978, Geología del contacto entre la Formación Acatlán paleozoica y el Complejo Oaxaqueño precámbrico, al oriente de Acatlán, Estado de Puebla: IV Convención Geológica Nacional: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, vol. XXXIX, No. 1, p. 27-28.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1979, The tectonothermic evolution of the Paleozoic Acatlán Complex of the southern México: GSA, vol. 11, No. 7, p. 490, abstracts & programs.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1981, Metamorphic belts of southern México and their tectonic significance: Geofísica Internacional, vol. 20, No. 3, p. 177-202.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1993, Tectonostratigraphic analysis and significance of the Paleozoic Acatlán Complex of southern Mexico, en Ortega-Gutiérrez, F., Centeno-García, E., Morán-Centeno, D. J., Gómez-Caballero, A. (eds). First Circum-Pacific and Atlantic Terrane Conference: Terrane geology of southern Mexico: Guidebook of field trip B: Guanajuato, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, p. 54-60
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L. M., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J. J., Morán-Zenteno, D., Alaniz-Álvarez, S. A. y Nieto-Samaniego, A. F., 1992: Texto explicativo de la quinta edición de la carta Geológica de la Republica Mexicana escala 1: 2 000 000. UNAM, Instituto de Geología, SEMIP, CRM, p. 74.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Reyes-Salas, M., Macias-Romo, C., y López, R., 1999, Late Ordovician-Early Silurian Continental Collisional Orogeny in Southern México and its bearing on Gondwana-Laurentia Connections: Geology, vol. 27, No. 8, p. 719-722.
- Pantoja-Alor, J., 1970, Rocas sedimentarias paleozoicas de la región centro-septentrional de Oaxaca, Excursión geológica México-Oaxaca: Sociedad Geológica Mexicana, p. 67-84.
- Pérez-Gutiérrez, R., Solari, L. A., Gómez-Tuena, A., Valencia, V. A., 2009, El terreno Cuicateco: ¿cuenca oceánica con influencia de subducción del Cretácico Superior en el sur de México? Nuevos datos estructurales, geoquímicos y geocronológicos: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, vol. 26, No. 1, p. 222-242.

- Pindell, J. L., Cande, S. C., Pitman, W. C., III, Rowley, D. B., Dewey, J. F., Labrecque, J., Haxby, W., 1988, A plate-Kinematic framework for models of Caribbean evolution: *Tectonophysics*, vol. 155, p. 121-138.
- Powell, J. T., Keppie, J. D., Ortega-Gutiérrez, F., and Nance, R. D., 1998, Structural history of Magdalena migmatita, Acatlán Complex, southern México, Laurentia-Gondwana connections before Pangea: IGCP Project 376, IG-UNAM, Oaxaca, México, p. 29.
- Ramos-Arias, M. A., Keppie, J. D., Ortega-Rivera, A., Lee, J. W. K., 2008, Extensional Late Paleozoic deformation on the western margin of Pangea, Patlanoaya area, Acatlán Complex, southern Mexico: *Tectonophysics*, vol. 448, p. 60-67.
- Ramírez-Espinosa, J., 2001, Tectono-Magmatic evolution of the Paleozoic Acatlan Complex in southern Mexico, and its correlation with the Appalachian: University of Arizona, Ph. D., 170 p.
- Ramírez-Espinosa, J., Talavera-Mendoza, O., 1997, Contribuciones al conocimiento del Complejo Acatlán, Sierra Madre del Sur: II Convención sobre la evolución geológica de México y recursos asociados, IICT-UAEH e IG-UNAM, p. 61.
- Richardson, N. J., Underhill, J. R., Lewis, G., 2005, The role of evaporate mobility in modifying subsidence patterns during normal fault growth and linkage Halten Terrace, Mid-Norway: *Basin Research*, vol. 17, p. 203-223.
- Riller, U., Ratschbacher, L., Frisch, W., 1992, Left-lateral transtension along the Tierra Colorada deformation zone, northern margin of the Xolapa magmatic arc of southern Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, vol.5, p. 237-249.
- Robinson, R., Pantoja-Alor, J., 1968, Tremadocian trilobites from Nochixtlán region, Oaxaca, México: *Journal Paleontology*, vol. 42, p. 767-800.
- Rodríguez-Torres, R., 1970, Geología metamórfica del área de Acatlán, estado de Puebla: *Geológica Mexicana*, Libro-Guía excursión México-Oaxaca, p. 51-54.
- Rosas, N. A., 1974, Informe Geológico del Pozo Yucudaa-1: Informe Inédito, PEMEX.
- Salas, G. P., 1949, Bosquejo geológico de la cuenca sedimentaria de Oaxaca: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, vol. 1, No. 2, p. 79-156.
- Salinas-Prieto, J. C., Monod, O., Faure, M., 2000, Ductile deformation of opposite vergence in the Eastern part of the Guerrero Terranes (SW Mexico): *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 13, 389-402.

- Sánchez-Zavala, J. L., Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., 2002, La orogenia Mixteca del Devónico del Complejo Acatlán, sur de México: Actas INAGEQ, vol. 8, No.1, 321.
- Santa María-Díaz, A., Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., 2008, Deformaciones cenozoicas en la cobertura cenozoica de la falla de Caltepec en la región de Tamazulapam, sur de México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, vol. 25, No.3, p. 494-516.
- Schlaepfer, C. J., 1970, Geología Terciaria del área de Yanhuitlán-Nochixtlán, Oaxaca, Excursión geológica México-Oaxaca: Sociedad Geológica Mexicana, p.85-96.
- Schreurs, G., 2003, Fault development and interaction in distributed strike-slip zones: an experimental approach. (eds) Storti, F., Holdsworth, R. E. & Salvini, F., Intraplate Strike-Slip Deformation Belt: Geological Society London, Special publications, vol. 210, p. 35-52.
- Schaaf P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M. S., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., Köhler, H., 1995, Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: geochronological evidence: Tectonics, vol. 14, p. 1339-1350.
- Sedlock, R., Ortega-Gutiérrez, F., y Speed, C. R., 1993, Tectonostratigraphic terranes and Tectonic Evolution of Mexico: Geological Society of America, Special Paper 278, Boulder, Colorado, 153 p.
- Silva-Romo, G., Mendoza-Rosales, C. C., 2009, Evaluación geológica de los modelos para el truncamiento cenozoico del sur de México: Erosión por subducción y *detachment* del bloque Chortis: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, vol. 26, No. 1, p. 165-176.
- Silver, L. T., Anderson, T. H., 1974, Possible left-lateral early to middle Mesozoic disruption of the southwestern North America craton margin: Geological Society of America, Abstracts and Programs, 6, 955-956.
- Solari, L. A., Keppie, D. J., Ortega-Gutiérrez, 2000, Deformación dúctil en la porción del Complejo Oaxaqueño (Edo. de Oaxaca): GEOS, vol., 20, No. 3, p. 32
- Solari, L. A., Keppie, D. J., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K. L., Lopez, R., Hames, W. E., 2003, 990 and 1100 Grenvillian tectonothermal events in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: roots of an orogen: Tectonophysics, vol. 365, p. 257-282.
- Solari, L. A., Torres de León, R., Hernández Pineda G., Solé, J., Solís-Pichardo, G., Hernández-Treviño, T., 2007, Tectonic significance of Cretaceous-Tertiary magmatic and structural

- evolution of the northern margin of the Xolapa Complex, Tierra Colorada area, southern Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, vol. 119, p. 1265-1279.
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G. E., Meza-Figueroa, D. M., Vega-Granillo, R., Campa-Uranga, M. F., 2005, U-Pb geochronology of the Acatlán Complex and implications for the Paleozoic paleogeography and tectonic evolution of southern Mexico: *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 235, p. 682-699.
- Tolson, G., 1998, Deformación, exhumación y geotectónica del margen continental de Oaxaca; datos estructurales, petrológicos y geotermobarométricos: México, D. F., Colegio de Ciencias y Humanidades, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis Doctoral, 96 p.
- Tolson, G., 2005, La falla Chacalapa en el sur de Oaxaca: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LVII, No. 1, p. 111-122.
- Tolson, G., Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., 2001, Reactiva 2.4, a plotting program to calculate the potential of reactivation of pre-existing planes of weakness: Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, <http://geologia.igeolcu.unam.mx/Tolson/Software/ReactivaV24Es.exe>.
- Torres-Torres, G., Ortega-González, J. V., Gutiérrez-Galicia, I., Garduño-Monroy, V. H., 1984, Estudio microestructural del límite oriental del terreno Mixteco entre Huajuapán de León y Teposcolula, Oaxaca: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo 45, p. 39-41
- Torres-Vargas, R., Ruiz, J., Patchett, P. J., Grajales-Nishimura, J. M., 1999, Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: Tectonic implications for reconstruction of southern North America, en Bartolini, C., Wilson, J. L., Lawton, T. F. (eds), *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*: Geological Society of America, Special Paper 340, p. 191-196.
- Twiss, R. J., Gefell, M. J., 1990, Curved slickenfibers: new brittle sense indicator with application to a sheared serpentinite: *Journal of Structural Geology*, vol.124, No. 4, p. 471-481.
- Vega-Carrillo, J. J., Elías-Herrera, M. E., Ortega-Gutiérrez, F., 1998, Complejo plutónico de Cuananá: basamento pre-Jurásico en el borde meridional del Terreno Mixteco e interpretación litotectónica: I Reunión de Ciencias de la Tierra, XIV Convención Geológica Mexicana, p. 145.

- Vega-Granillo, R., Talavera-Mendoza, O., Meza-Figueroa, D., Ruiz, J., Gehrel, G. E., López-Martínez, M., de la Cruz-Vargas, J. C., 2007, Pressure-temperature-time evolution of Paleozoic high-pressure rocks of the Acatlán Complex (southern Mexico): implications for the evolution of the Iapetus and Rheic Oceans: Geological Society of American Bulletin, vol. 119, p. 1249-1264.
- Viola, G., Odone, F., Mancktelow, N. S., 2004, Analogue modelling of reverse fault reactivation in strike-slip and transpressive regimes: application to the Giudicarie fault system Italian Eastern Alps: Journal of Structural Geology, vol. 36, p. 401-418.
- Weber, B., Meschede, M., Ratschbacher, L., Frisch, 1997, Structure and Kinematics history of the Acatlán Complex in the Nuevos Horizontes-San Bernardo region, Puebla: Geofísica Internacional, vol. 36, No. 2, p. 63-76.
- Weber, B., Meschede, M., Ratschbacher, L., Frisch, W., Herman, U., Riller, U., 1992, La orogénesis Acadiana en el sur de México, etapa de deformación en el Complejo Acatlán: XI Convención Geológica Mexicana, Sociedad Geológica Mexicana, p. 216.
- Weijsmars, R., Jackson, M. P. A., Vendeville, B., 1993, Rheological and tectonic modeling of salt provinces: Tectonophysics, vol. 227, p. 143-174.
- Withjack, M. O., Callaway, S., 2000, Active normal faulting beneath a salt: an experimental study of deformation patterns in the cover sequence: AAPG Bulletin, vol. 84, No. 5, p. 627-651.
- Yáñez, P., Ruiz, J., Patchett, P. J., Ortega-Gutiérrez y Gehrels, G. E., 1991, Isotopic studies of the Acatlán Complex, southern Mexico; implications for Paleozoic North America Tectonics: Geological Society of America Bulletin, vol.103, p. 817-828.
- Yin, Z. M., Ranalli, G., 1992, Critical stress difference, fault orientations and slip directions in anisotropic rocks under non-Andersonian stress systems: Journal of Structural Geology, vol. 14, p. 237-244.
- Zaldivar-Ruiz, J., 1990, La franja de intrusiones graníticas del Paleozoico Superior en el Occidente de Oaxaca y sur de Puebla, Resúmenes: X Convención Geológica Nacional: Sociedad Geológica Mexicana, México, p. 57-58.
- Zaldivar-Ruiz, J., Santamaría-Orozco, D., Ortuño-Arzate, S., Guzmán-Vega, M., Adatte, T., Soto-Navarro, P., Soto-Jaramillo, F., Hernández-Jiménez, M. A., Bertrand-Camargo, C., 1993, Estudio de la evolución geodinámica de la Cuenca de Tlaxiaco: Instituto Mexicano

del Petróleo, Subdirección de Tecnología de Exploración, Gerencia de Investigación Aplicada a la Exploración, CAO-3509, Inédito, 170 p.