



*Universidad Nacional
Autónoma de México*



POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

INSTITUTO DE GEOLOGÍA

**Petrografía, geología estructural y geocronología del
borde noroccidental del terreno Cuicateco, sierra
Mazateca, estado de Oaxaca, México.**

T E S I S

*que para obtener el grado de Maestro en Ciencias de la Tierra
(Geología estructural y Tectónica)*

presenta

Edgar Angeles Moreno

Director de Tesis

Dr. Mariano Elías Herrera

México, D.F.

2006



Universidad Nacional
Autónoma de México



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.

“Tacuandani”

Dedicatoria a mi Xíngiá

A mi madre, Maria de la Luz Moreno Dávila

por su paciencia una vez más, apoyo, consejos, atenciones y desvelos, porque sin esta ayuda no hubiera podido terminar mi carrera y llegar ser lo que en este momento soy. Pero a pesar de todo ello siento que este siguiente titulo es todavía poco para retribuirle lo que me ha dado a lo largo de la vida.

A mi padre, Tomas Mario Angeles Sánchez, porque siempre me ha brindado su apoyo y por tenerme una paciencia ilimitada.

A mis hermanos, Charito Benita, Mario y Christopher, por apoyarme en los pequeños y trascendentes detalles de la vida diaria.

A mis abuelos, Melecia Sánchez Rodríguez y Fidel Angeles Mundano, quienes siempre me han animado con sus valiosos comentarios con respecto a mi carrera.

A mis abuelos Agustín Moreno Mendoza y Mercedes Dávila Moreno, que me hubiera gustado que todavía estuvieran aquí con nosotros, y que les dedico esta tesis con un profundo sentimiento.

Agradecimientos

Al Dr. Mariano Elías Herrera, director de mi tesis, por haberme dirigido con consejos muy acertados, esclarecimiento de conceptos y sugerencias para establecer una secuencia lógica de esta. Por todo su apoyo brindado en varias situaciones académicas en las que estuve envuelto!

Al proyecto de CONACYT con referencia 3682-T y título: Yuxtaposición tectónica de los complejos cristalinos Acatlán y Oaxaqueño durante el Paleozoico tardío y su relación con la consolidación de Pangea centro-occidental. Ya que sin este apoyo económico no hubiera podido llevar a término la tesis.

Al CONACYT que me extendió la beca nacional para poder llevar a término esta tesis y que aporta mucho a nuestro conocimiento de México.

A Consuelo Macías Romo por su apoyo en la preparación de mis muestras para la parte de geocronología de mi tesis, por sus consejos y en explicaciones con los procedimientos que involucraban el uso de talleres y laboratorios para separación mineral en el Instituto de Geología.

A la Dra. Amabel Ortega en la obtención de los datos geocronológicos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ del área de estudio, y al Dr. Alexander Iriondo en la obtención de los datos de U-Pb de algunas muestras del presente trabajo de tesis.

A mi comité de grado Dr. Fernando Ortega Gutiérrez, Dr. Luigi A. Solari Lovati, Dra. Susana A. Alaniz Álvarez, y Dr. Jesús Solé Viñas. Les agradezco sus valiosos comentarios y sugerencias que sirvieron para enriquecer la tesis.

A José Luis Sánchez por su compañía en algunas salidas de campo al área de estudio, y por sus sugerencias durante el desarrollo de mis tesis.

A Don Pedro Gutiérrez, Jesús Armando Rosas J. y Don Arturo de la biblioteca conjunta de Ciencias de la Tierra por haberme apoyado durante la búsqueda de información documental relacionada con mi tesis.

A Diego Aparicio por haberme apoyado y tolerado durante la elaboración de mis láminas delgadas en el taller de laminación, y por su valiosa compañía en campo.

A las valiosas comunidades Mazatecas y Nahuas de La Nopalera, Cacalotepec, Contlalco, Vista Hermosa, Calputitla, San Bernardino, Nogaltepec, La Toma, Pochotepec, Loma celosa, Relámpago y el Caracol, por su apoyo incondicional y desinteresado, así como por su compañía a lo largo de la estancia en la región de "la cordillera" como ellos le llaman.

A la señora Veda y su esposo el señor Florentino, así como sus hijas e hijos por su apoyo con las comidas y consejos mazatecos durante la estancia en la comunidad de La Toma.

Al Doctor Fernando Ortega Gutiérrez por su apoyo en mi iniciación en la petrología metamórfica y por su desinteresada confianza.

A Ignacio Hernández J., Laura Rosales, Ahiram Monter, Margarita Almanza, y Salvador Sánchez por haberme acompañado, soportado en campo y hacerme valiosas sugerencias a lo largo de caminatas divertidas y extenuantes en el terreno de la sierra Mazateca y Cuicateca.

Al Museo de Geología de la UNAM y específicamente al Dr. Gustavo Tolson, M.C. Luis Espinosa Arrubarrena, Ing. Julio Caballero y Lic. Isabel Ponce por su apoyo indirecto para llevar a buen termino mi tesis de Maestría. A Jaime Mandujano del IMP por su apoyo indirecto durante el desarrollo de mi tesis.

A Horacio Membrillo por haber contribuido indirectamente con la guía por algunos recorridos por Chiapas y que tienen relación con esta tesis. A Oscar Dávalos y Wendy Morales por su gran amistad y apoyo en detalles importantes. A Rosalva Pérez por su disposición para entablar platicas de discusión del terreno Cuicateco y por su apoyo en trámites relacionados con mi titulación.

A la Dra. Elena Centeno por sus valiosos comentarios aunque fueron solo pequeños momentos y por los consejos indirectos que he recibido de parte de ella.

A Francisco, Rosario y Benjamín por su dispuesto apoyo con tareas de impresión y reparaciones de computadora para llevar a término esta tesis.

INDICE

A.- Abreviaturas.....	i
RESUMEN.....	iii
I. INTRODUCCIÓN.....	1
I.1. Problemática.....	1
I.2. Objetivos.....	2
I.3. Metodología.....	2
I.4. Área de estudio.....	3
II. MARCO GEOLOGICO Y TRABAJOS PREVIOS.....	5
II.1. Terreno Zapoteco.....	6
II.1.1. Complejo Oaxaqueño.....	6
II.1.2. Cobertura.....	9
II.2. Terreno Cuicateco.....	11
II.2.1. Basamento.....	12
II.2.2. Cobertura.....	14
II.3. Complejo milonítico Sierra de Juárez.....	18
II.4. Unidades sedimentarias y volcánicas cenozoicas de la fosa de Tehuacán.....	19
III. ESTRATIGRAFÍA Y PETROGRAFÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	21
III.1. Complejo metamórfico Mazateco.....	23
III.1.1. Esquisto La Nopalera.....	23
III.1.1.1. Interpretaciones petrográficas.....	29
III.1.2. Esquisto Mazatlán de Las Flores.....	32
III.1.2.1. Interpretaciones petrográficas.....	34
III.2. Formación Pochotepec.....	35
III.2.1. Interpretaciones petrográficas.....	40
III.3. Complejo migmatítico Teotitlán.....	43
III.3.1. Interpretaciones petrográficas.....	59
III.4. Formación Chivillas.....	61

III.5. Granitos no deformados.....	65
III.6. Rocas hipabisales y volcánicas terciarias.....	65
III.7. Correlación de eventos metamórficos.....	66
IV. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.....	69
IV.1. Estructuras del complejo metamórfico Mazateco	
IV.1.1. Estructuras del esquistos La Nopalera.....	71
IV.1.1.1 Estructuras 1n.....	71
IV.1.1.2 Estructuras 2n.....	72
IV.1.1.3 Estructuras 3n.....	74
IV.1.1.4 Estructuras 4n.....	74
IV.1.1.5 Estructuras 5n.....	76
IV.1.2. Estructuras del esquistos Mazatlán de Las Flores.....	82
IV.1.2.1 Estructuras 1m.....	82
IV.1.2.2 Estructuras 2m.....	82
IV.1.2.3 Estructuras 3m.....	82
IV.1.2.4 Estructuras 4m.....	83
IV.2. Estructuras de la formación Pochotepec.....	85
IV.2.1 Estructuras 1p.....	85
IV.2.2 Estructuras 2p.....	86
IV.2.3 Estructuras 3p.....	86
IV.2.4 Estructuras 4p.....	88
IV.2.5 Estructuras 5p y 6p.....	89
IV.3. Estructuras del complejo migmatítico Teotitlán.....	93
IV.3.1 Estructuras 1t.....	93
IV.3.2 Estructuras 2t.....	93
IV.3.3 Estructuras 3t.....	98
IV.3.4 Estructuras 4t.....	99
IV.3.5 Estructuras 5t.....	100
IV.3.6 Estructuras 6t.....	101
IV.3.7 Estructuras 7t.....	102
IV.4. Estructuras de la Formación Chivillas.....	112
IV.4.1 Estructura 0ch.....	112
IV.4.2 Estructuras 1ch.....	112
IV.4.3 Estructuras 2ch.....	113
IV.4.4 Estructuras 3ch.....	114
IV.5. Correlación de estructuras y fases de deformación.....	117
IV.5.1. Fase de deformación D₁.....	117

IV.5.2. Fase de deformación D₂	118
IV.5.3. Fase de deformación D₃	136
IV.6. Eventos de deformación cenozoica	138
IV.6.1. Fase de deformación D₄	138
IV.6.2. Fase de deformación D₅	138
V. GEOCRONOLOGÍA	141
V.1. Datos previos	141
V.2. Datos nuevos	142
V.2.1. Datos U-Pb.....	143
V.2.2. Datos ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar.....	145
V.2.3. Datos K-Ar.....	151
V.3. Deformación, geocronología y metamorfismo	152
VI. DISCUSIÓN E INTERPRETACIÓN TECTÓNICA	157
VI.1. Evolución tectónica y paleogeografía.....	159
VI.1.1. Pre-Tithoniano.....	159
VI.1.2. Tithoniano-Barremiano.....	162
VI.1.3. Orogenia Laramide.....	166
VI.1.4. Paleógeno y Neógeno.....	167
VII. CONCLUSIONES	175
VIII. REFERENCIAS	177
IX. APÉNDICE	
Tabla 1. Datos petrográficos	
Tabla 2. Datos geocronológicos compilados	
Tabla 3. Resultados U-Pb	
Tabla 4. Datos ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	
Tabla 4A. Datos K-Ar	
Figura 6. Mapa geológico (en sobre)	
Figura 8. Secciones geológicas (en sobre)	

Abreviaturas de minerales (Kretz, 1983) usadas en este trabajo

Act	actinolita
Ab	albita
Anf	anfíbol (<i>sensus latus</i>)
Ap	apatita
Aug	augita
Bt	biotita
Cam	clinoanfíbol cálcico
Nam	clinoanfíbol sódico
Cpx	clinopiroxeno
Cal	calcita
Cp	calcopirita
Chl	clorita
Czo	clinozoisita
Di	diopsida
Ep	epidota
Grt	granate
Hem	hematita
Hbl	hornblenda (<i>sensus latus</i>)
Ilm	ilmenita
Kfs	feldespato potásico
Lm	limonita
Lcx	leucoxeno
Mc	microclina
Mo	molibdenita
Ms	muscovita
Ol	olivino
Or	ortoclasa
Pl	plagioclasa
Py	pirita
Qtz	cuarzo
Rt	rutilo
Srp	serpentina
S	sulfuro (<i>sensus latus</i>)
Ttn	titanita
Tur	turmalina
Tr	tremolita
Wm	mica blanca
Zrn	zircón
Zo	zoisita

RESUMEN

En este trabajo se presentan datos petrográficos, de geología de campo, geología estructural y geocronológicos del área Mazatlán de Las Flores-Teotitlán del Camino, norte del estado de Oaxaca, que corresponde a la porción noroccidental del terreno Cuicateco. El terreno Cuicateco está constituido probablemente por un basamento metamórfico paleozoico compuesto, y por rocas metamórficas y sedimentarias mesozoicas. El terreno se ubica entre los terrenos Zapoteco y Maya.

En el área estudiada se reconocieron cuatro unidades geológicas: complejo metamórfico Mazateco, Formación Pochotepec, complejo migmatítico Teotitlán y Formación Chivillas. El complejo metamórfico Mazateco se subdivide en dos unidades, esquisto La Nopalera y esquisto Mazatlán de Las Flores; este complejo, cuyos protolitos fueron rocas volcanosedimentarias, presenta evidencias de un evento tectonotérmico (deformación D_1 y metamorfismo M_1) de probable edad paleozoica. Las formaciones Pochotepec y Chivillas, y el complejo migmatítico Teotitlán registran un evento tectonotérmico regional D_2 , caracterizado por deformación transtensional derecha, y el desarrollo de una cuenca *pull-apart* (**cuenca cuicateca**) con superficies de despegue con transporte tectónico al SSE en diferentes niveles estructurales, y sedimentación sintectónica.

D_2 se manifestó a niveles estructurales profundos con metamorfismo en facies de anfibolita (M_2), migmatización, magmatismo y metasomatismo (complejo migmatítico Teotitlán). A niveles estructurales menos profundos este evento está representado por recristalización en facies de esquisto verde (M_3) y metasomatismo del complejo metamórfico Mazateco y la Formación Pochotepec. A niveles más superiores, simultáneamente con D_2 , ocurrió sedimentación y vulcanismo representado por la Formación Chivillas. El rango de edad de la sedimentación relacionada con D_2 es del Tithoniano-Barremiano (edades paleontológicas), mientras que el rango de edad de la migmatización y su enfriamiento asociado a D_2 fue de 140.6 ± 1.5 (Berriasiano-Valanginiano) a 131.31 ± 0.68 Ma (Hauteriviano) (fechamientos isotópicos U-Pb (*SHRIMP*) y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$). Las facies carbonatadas del Aptiano-Albiano de la región no están afectadas por D_2 . Se considera que el desarrollo de D_2 estuvo ligado a la separación de América del Sur de América del Norte posterior a la

abertura del Golfo de México, y se relaciona a la evolución de las etapas iniciales del Protocaribe.

Las rocas estudiadas fueron afectadas por otros tres eventos posteriores, **D₃**, **D₄** y **D₅**. **D₃** fue el evento laramídico que ocasionó un acortamiento importante y durante el cual se desarrollaron pliegues con vergencias al NE y cabalgaduras regionales con direcciones de transporte al NE, estructuras que se desarrollaron en un régimen frágil-dúctil. **D₄** fue un evento de fallamiento lateral oblicuo desarrollado probablemente en el Mioceno medio en condiciones frágiles. **D₅** es un evento extensional, probablemente del Mioceno tardío-Pleistoceno, caracterizado por fallas normales con rumbos N-S y desarrolladas en condiciones frágiles.

I. INTRODUCCIÓN

I.1. Problemática

El centro-este y sureste de México presentan una evolución geológica compleja debido a los eventos tectónicos distintos sobreimpuestos, como la convergencia de la margen noroeste de Gondwana con el sureste de Laurentia durante el Pérmico, el rompimiento de Pangea durante el Jurásico Inferior, la abertura del Golfo de México en el Jurásico Medio, los eventos orogénicos del Cretácico Inferior asociados con la abertura oceánica del proto-Caribe, la orogenia Laramide, y los eventos del Cenozoico relacionados con la tectónica del Pacífico. En esta problemática se encuentra enmarcada la evolución geológica del terreno Cuicateco, objetivo central del presente trabajo.

El terreno Cuicateco fue definido inicialmente por Carfantan en 1983, y con base en algunos datos geológicos, geocronológicos y escaso material fósil, se ha interpretado como: (1) Una cuenca marginal oceánica (*rift* abortado) del Jurásico Tardío-Cretácico comunicada con la cuenca oceánica del proto-Caribe (Carfantan, 1983,1986); (2) una cuenca trasarco o arco volcánico continental-cuenca intrarco del Jurásico Superior–Cretácico Inferior en un escenario con una zona de subducción al poniente y polaridad al oriente (Pacheco y Ortiz, 1983; Alzaga y Santamaría, 1987; Alzaga y Pano, 1989; Delgado-Argote, 1989; Gallo y Ruiz, 1993); (3) una cuenca *pull-apart* del Jurásico Superior-Cretácico medio relacionada con una falla de transformación mayor en el borde occidental del Golfo de México (Sedlock *et al.*, 1993).

Las interpretaciones diferentes y variadas para este terreno tectonoestratigráfico reflejan, en opinión del autor, una evolución estructural y tectónica poco entendida debido en parte a la escasez de estudios geológicos en sus más de 300 km de longitud desde Zongolica, Veracruz, hasta el área de Juchitán, Oaxaca. Por lo anterior, la caracterización litológica-estructural del terreno Cuicateco en una de sus áreas clave, sierra Mazateca, estado de Oaxaca, es fundamental para un mejor conocimiento de la evolución tectónica del centro-este y sureste de México.

I.2. Objetivos

El presente estudio, por lo antes señalado, tiene como objetivos: (1), la caracterización geológica y estructural del límite entre el Complejo Oaxaqueño y el borde noroccidental del terreno Cuicateco; (2), documentar las distintas unidades metamórficas del terreno Cuicateco que están presentes en la región de Teotitlán -Tecomavaca, Oaxaca y; (3), establecer un modelo tectónico y paleogeográfico bajo el cual se puedan explicar consistentemente los diferentes elementos geológicos de las unidades distintas metamórficas del trabajo presente.

I.3. Metodología

Para el cumplimiento de los objetivos, el trabajo presente fue desarrollado siguiendo la siguiente metodología que se explica en etapas.

1.- Recopilación y análisis de información antecedente. Se realizó una búsqueda y análisis de los diversos trabajos relacionados con el área de estudio y del terreno Cuicateco, de la fosa tectónica cenozoica de Tehuacán, y del borde noreste del terreno Zapoteco. Esta actividad se llevó a cabo al inicio y durante el desarrollo del trabajo.

2.- Salidas a campo. Se realizaron cuatro salidas a campo, la primera comprendió el reconocimiento del área para establecer la mejor zona para la caracterización del borde noroccidental del terreno Cuicateco; la segunda comprendió el levantamiento del mapa geológico y levantamiento de secciones estructurales con direcciones SW-NE y NW-SE desde Chichiltepec, en el estado de Puebla, hasta Quiotepec, Oaxaca, además de la toma de datos estructurales y muestras orientadas para análisis cinemático; la tercer salida comprendió la comprobación de algunas hipótesis de trabajo y la toma de datos estructurales de algunas zonas clave; la última salida fue con el tutor y otros investigadores para la verificación y discusión de la cartografía geológica levantada en las anteriores salidas.

3.- Preparación de muestras orientadas para análisis microestructural y análisis petrográfico. Se prepararon alrededor de 52 láminas orientadas para análisis cinemático, y 51 muestras para análisis petrográfico. En total se analizaron 103 láminas delgadas.

4.- Se creó una base de datos estructurales, discriminándolos con base en relaciones de campo. A partir de estos datos se realizó un análisis estructural.

5.- El análisis estructural comprendió el uso de las relaciones de campo, establecimiento de las relaciones geométricas entre las estructuras y la correlación de estas con base en el grado metamórfico, orientación inicial, estilo de plegamiento y tipo de estructura en distintas localidades geográficas.

6.- Se colectaron y prepararon (molienda y separación de minerales) seis muestras para estudios geocronológicos. Cuatro de estas fueron para análisis $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en mica blanca y hornblenda (por medio de calentamiento por pasos), una de estas mismas muestras se analizó por K-Ar en mica blanca y la última para análisis U-Pb en zircón por medio de microsonda iónica de alta resolución (*SHRIMP*).

7.- Conjuntamente con la elaboración del reporte escrito de esta tesis, se analizó y sintetizó la información geológica de trabajos previos relacionados con la región con el objeto de integrar y dar soporte adicional al modelo tectónico.

1.4. Área de estudio

El área seleccionada para este estudio se encuentra ubicada aproximadamente entre las coordenadas geográficas $97^{\circ} 06' 00''$ a $96^{\circ} 56' 00''$ longitud W, y $17^{\circ} 55' 00''$ a $18^{\circ} 15' 00''$ latitud N. Sus límites abarcan desde San Juan Coyula en el estado de Oaxaca, que se encuentra en la margen sur del río Santo Domingo (también conocido como río Grande), hasta Chichiltepec, que se encuentra al norte de la barranca Vigas (Figura 1). Fisiográficamente la zona de estudio queda dentro de la sierra Mazateca, en la parte oriental de la región de la Cañada y parte de la sierra Cuicateca, y también se encuentra en la provincia geológica Cuicateca (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992), zona limítrofe de los terrenos tectonoestratigráficos Zapoteco y Cuicateco.

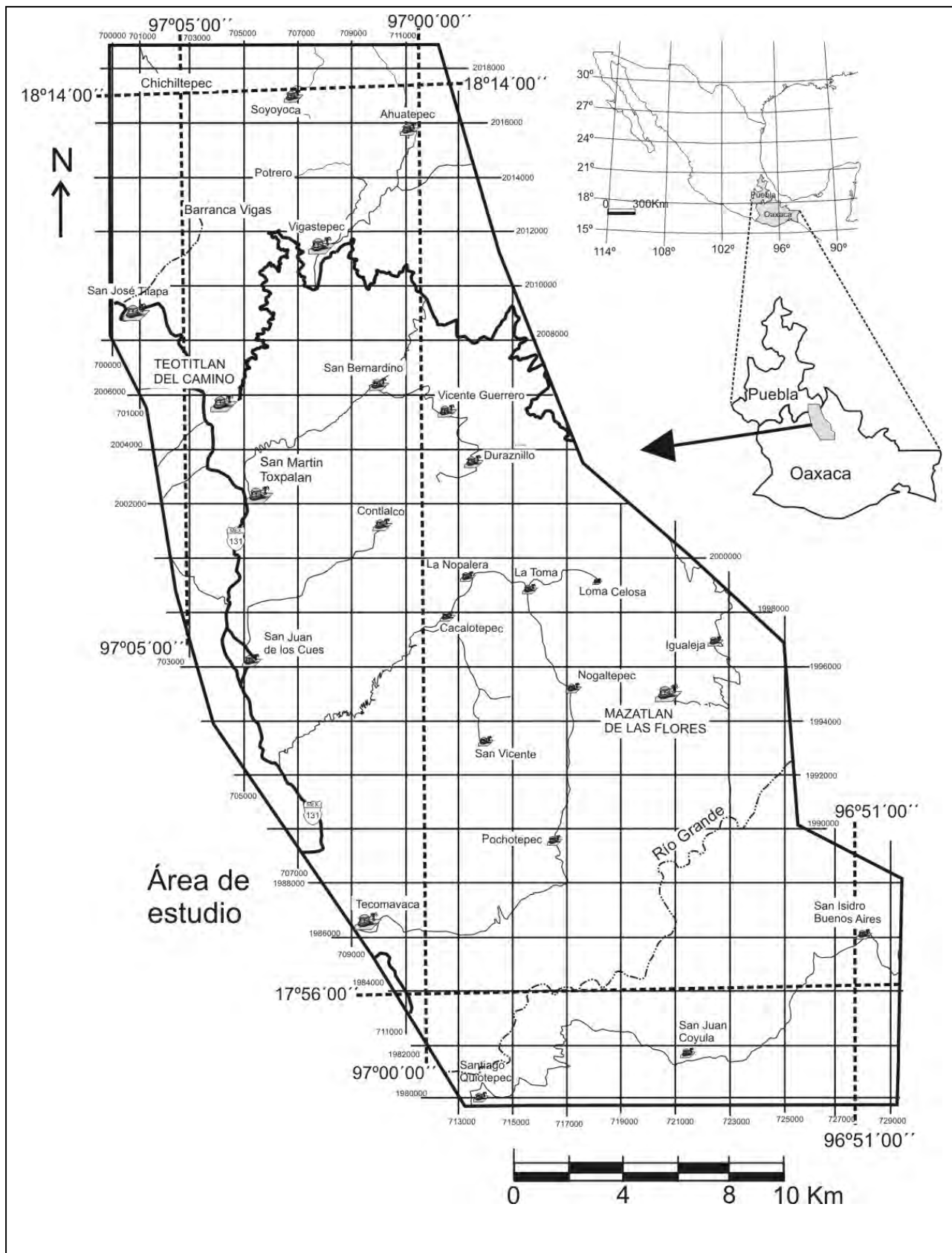


Figura 1. Mapa de localización del área de estudio

II. MARCO GEOLÓGICO Y TRABAJOS PREVIOS

En el análisis de terrenos tectonoestratigráficos, México ha sido dividido en una serie de terrenos (Campa y Coney, 1983; Sedlock *et al.*, 1993; Centeno-García *et al.*, 2003) como resultado de una historia geológica muy ligada a la interacción entre los paleocontinentes Laurentia y Gondwana, al rompimiento de Pangea, además de varias microplacas, cada una de ellas con una historia geológica muy propia y compleja. En este contexto, los terrenos Cuicateco y Zapoteco (Figuras 2 y 3) relacionados con el contenido del trabajo, tienen una historia geológica compleja que en buena parte aún no es conocida plenamente, sobre todo en la zona limítrofe de ambos terrenos.

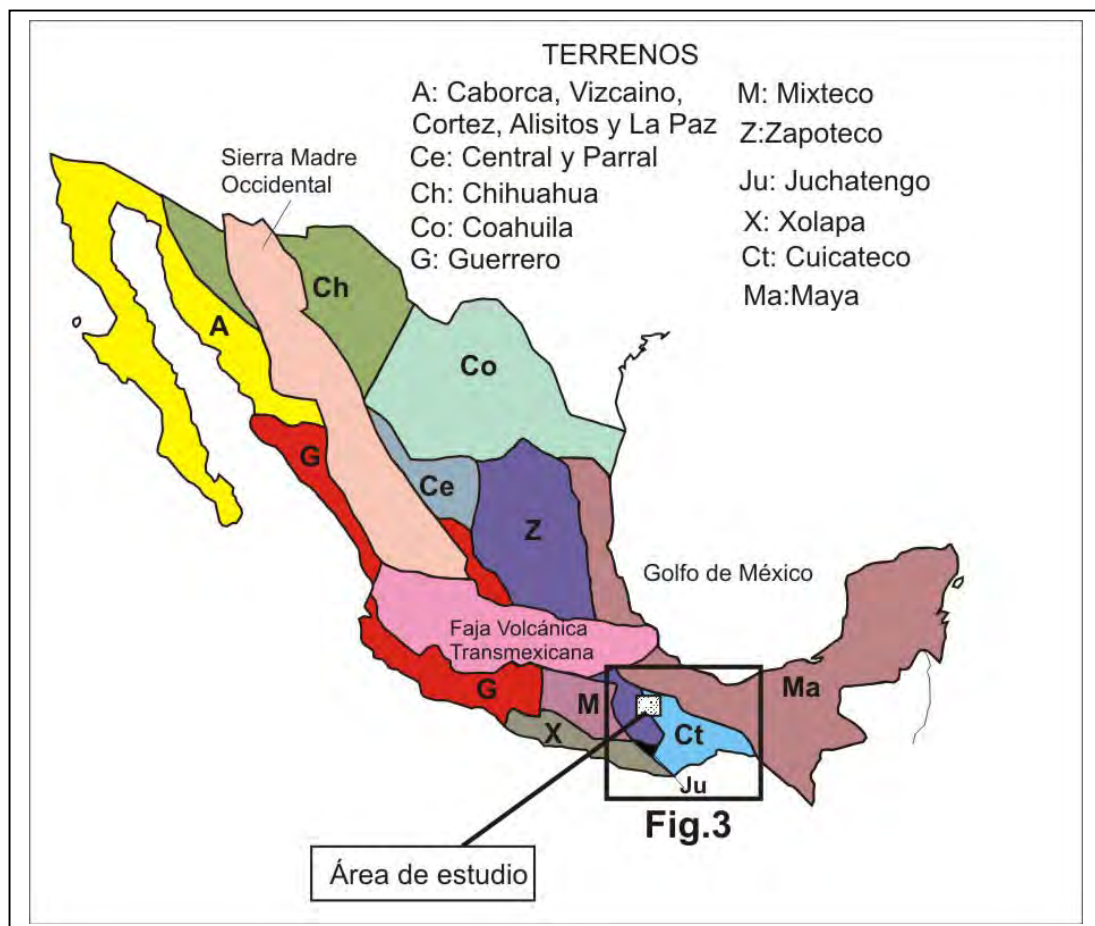


Figura 2.- Mapa de terrenos tectonoestratigráficos en México. El área de estudio se encuentra en el límite del terreno Cuicateco con el Zapoteco (Z). A su vez, el terreno Cuicateco (Ct) se encuentra entre el terreno Tehuantepec (Teh) y Zapoteco (modificado de Campa y Coney, 1983; Centeno-García *et al.*, 2003).

II.1 Terreno Zapoteco

El terreno Zapoteco (Sedlock *et al.*, 1993; Ortega-Gutiérrez, 1993; Keppie y Ortega-Gutiérrez, 1999; Solari, 2001) es importante en el presente trabajo ya que se encuentra aparentemente involucrado en la evolución geológica de las rocas del área de estudio. Este está constituido de un basamento metamórfico granulítico precámbrico, el Complejo Oaxaqueño (Sedlock *et al.*, 1993), y una cobertura sedimentaria paleozoica no continua (Figura 4) y no metamorfoseada que va desde el Ordovícico hasta el Pérmico Temprano (Pantoja y Robison, 1967; Weber, 1997).

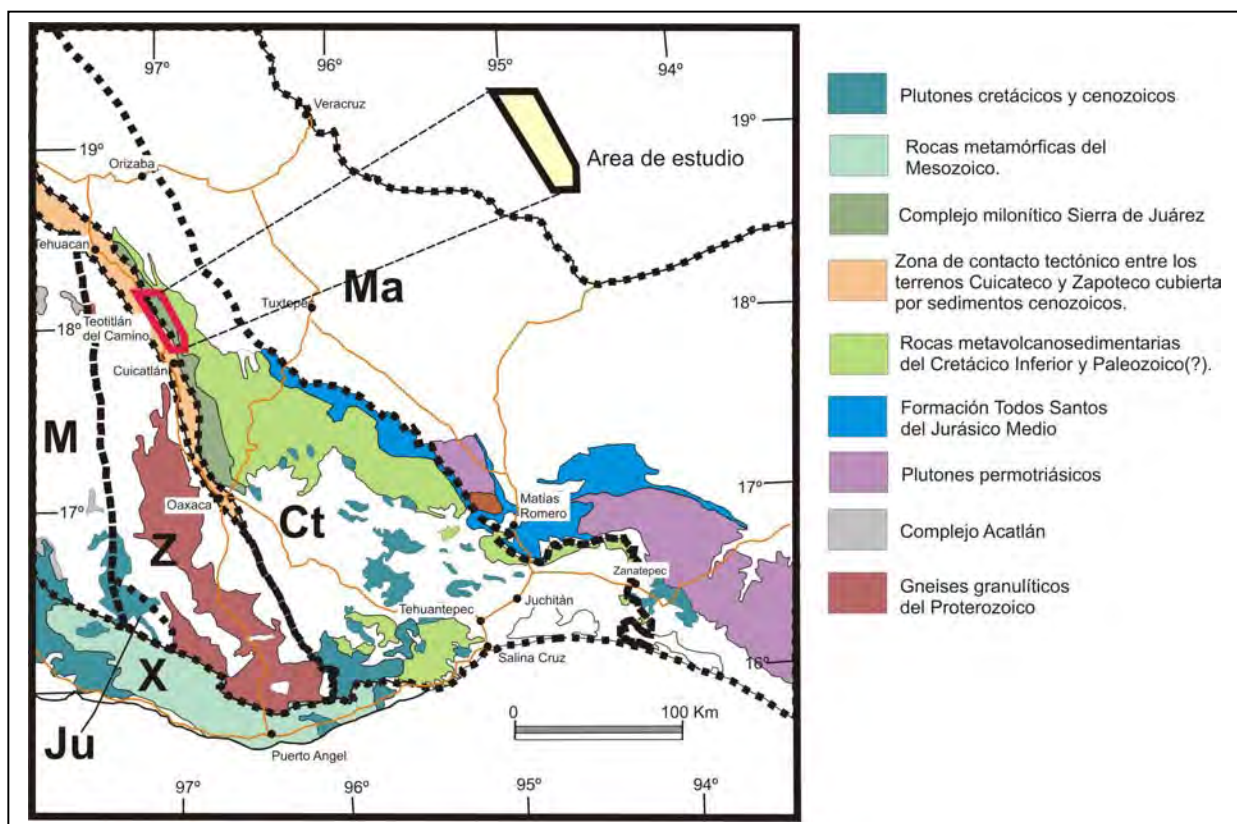


Figura 3.- Contexto geológico de los de los terrenos Zapoteco (Z), Cuicateco (Ct) y Maya (Ma) relacionados con el propósito del trabajo (geología modificada de Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992).

II.1.1. Complejo Oaxaqueño

El Complejo Oaxaqueño (basamento del terreno Zapoteco) tiene su mayor afloramiento (10, 000 km²) en el estado de Oaxaca, y está constituido de gneises bandeados de charnoquitas, paragneises ricos en granate, mármoles, ortogneises máficos y sieníticos, metanortositas, gabros anortosíticos, y abundates pegmatitas graníticas (Solari, 2001).

Diversos trabajos han abordado la problemática de este complejo (Ortega-Gutiérrez, 1993; Solari, 2001; Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002; Ortega-Obregón, 2003), caracterizándolo por medio de geoquímica, petrología, geocronología, geología estructural, así como algunas de sus relaciones tectónicas con los complejos adyacentes. Otros afloramientos de rocas granulíticas precámbricas correlacionables con el complejo Oaxaqueño se encuentran en Huiznopala (Gneis Huiznopala), estado de Hidalgo (Lawlor *et al.*, 1999), y en el cañon del Novillo (Gneis Novillo) en el área de Ciudad Victoria, Tamaulipas (Stewart *et al.*, 1999). Algunos xenolitos de gneises granulíticos en rocas volcánicas neogénicas de la mesa central de México (Ruiz y Roberts, 1989) pueden ser también correlacionables con rocas del Complejo Oaxaqueño. Se ha postulado la hipótesis de que las rocas granulíticas del Complejo Oaxaqueño presentan una continuidad litológica y estructural hasta llegar a la sutura de Ouachita en Coahuila, y que define un microcontinente llamado Oaxaquia (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995). A Oaxaquia se le ha considerado también una probable extensión hasta el istmo de Tehuantepec con base en la afinidad geocronológica y petrológica que presenta con el Complejo Guichicovi (Weber y Köhler, 1999). El complejo Guichicovi es considerado en este trabajo un bloque independiente en buena parte del Paleozoico, debido a que parece haber evidencias geológicas y geocronológicas de la presencia de rocas paleozoicas entre el Complejo Guichicovi y el Complejo Oaxaqueño, discutidas en este trabajo.

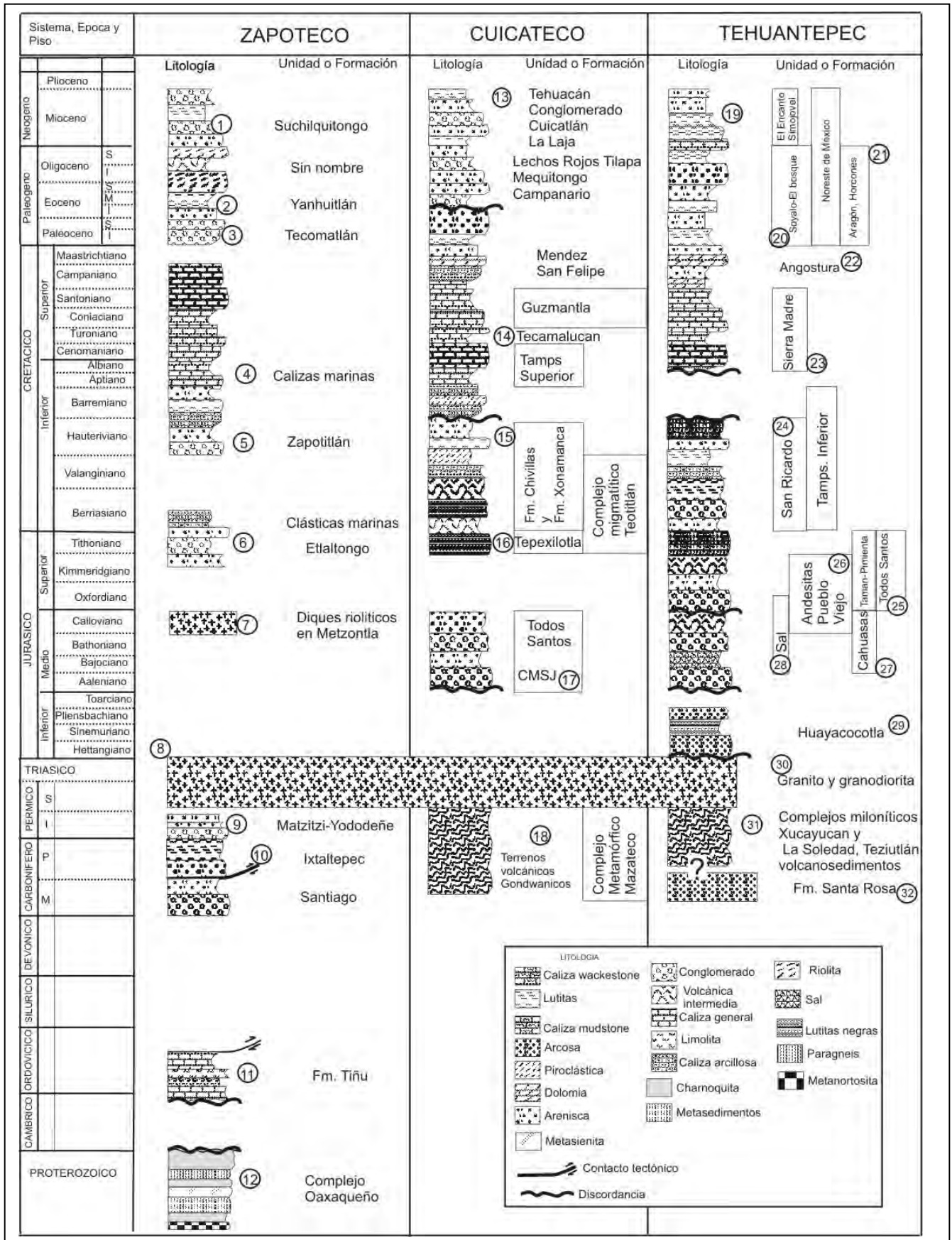


Figura 4.- Columnas litoestratigráficas regionales que compara la estratigrafía entre los terrenos Zapoteco, Cuicateco y Tehuantepec. Los números se refieren a trabajos tomados para la elaboración de estas columnas y son los siguientes: 1, Wilson, et al. (1970), Ferrusquía-Villafranca, et al. (1990); 2, Ortega-Gutiérrez, et al. (1993a); 3, Ortega-Gutiérrez, et al. (1993b); 4, Hernández Lascars, et al. (1992); 5, Barceló-Duarte, et al. (1978), Hernández Lascars, et al. (2000); 6, Alzaga-Ruiz, et al. (1991); 7, Torres, et al. (1986); 8, Torres, et al. (1999); 9.-Weber, et al. (1997); 10, Navarro-Santillán et al. (2002); 11, Robinson y Pantoja (1968); Centeno-García y Keppie (1999); 12, Solari, (2001); 13, Centeno-García, et al. (1988); Dávalos-Álvarez, (2006); 14, Alzaga-Ruiz, et al. (1988); 15, Carrasco, et al. (1978); 16, Mena-Rojas, et al. (1960); 17, Alaniz-Álvarez, et al. (1996); 18, Murillo-Muñeton, et al. (1992); 19, De la Rosa, et al. (1989); 20, López-Vega, 1963 en De la Rosa et al. (1989); 21, De la Rosa et al. (1989); 22, Álvarez-Mena, et al. (1975); 23, Meneses, et al. (1986); 24, Richards et al. (1963), Blair et al. (1988); 25, Michaud et al. (1989); 26, Quezada (1974) en De la Rosa et al. (1989); 27, Carrillo, et al. (1961); 28, Marton, et al. (1994); 29, Ochoa-Camarillo, et al. (1997); 30, Torres, et al. (1999); 31, Angeles-Moreno, et al. (2003); 32, Sánchez-Barreda, (1981).

Al poniente de la fosa de Tehuacán, unos 30 km al poniente de Teotitlán del Camino, a lo largo de río Hondo, el Complejo Oaxaqueño presenta bandas alternadas de charnoquitas, ortogneises máficos, ortogneises tonalítico-dioríticos con granate, y ortogneises graníticos. Los ortogneises graníticos se observan cortando a los ortogneises máficos y a veces son paralelos al bandeamiento que forma pliegues isoclinales. Se observaron zonas de cizalla en facies de anfibolita paralelas al bandeamiento principal y con desarrollo abundante de anfíbol y biotita, lo que indica retrogresión metamórfica fuerte. Hay abundantes diques pegmatítico - graníticos con fenocristales de anfíboles y biotita, de hasta de 3 cm; y diques básicos e intermedios que cortan al bandeamiento de los gneises. Es importante mencionar que estos afloramientos del Complejo Oaxaqueño son los más cercanos al área de estudio.

Las estructuras del Complejo Oaxaqueño descritas por Solari (2001) en el área de Telixtlahuaca, al norte de la ciudad de Oaxaca, consisten en pliegues intrafoliales con direcciones de ejes al NW de alrededor de 1100 Ma de edad, definiendo un conjunto de estructuras zapotecas (orogenia Zapoteca) que se originaron alrededor de los 990 Ma y corresponden a un plegamiento mesoscópico orientado N20W con echado al oeste y con plegamiento isoclinal, un plegamiento abierto con planos axiales subverticales y zonas milonitizadas que ocurrieron entre los 700 a 300 Ma aproximadamente, y por último, un plegamiento fanerozoico orientado N35W con desarrollo de *kink bands*.

II.1.2. Cobertura

La cobertura paleozoica del terreno Zapoteco está compuesta de rocas sedimentarias marinas y continentales del Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico (Figuras 3 y 4). Las rocas paleozoicas están muy erosionadas y su registro estratigráfico muy fragmentado. La

Formación Tiñu del Ordovícico Temprano (Pantoja y Robison, 1967; Navarro-Santillán *et al.*, 2002) descansa en discordancia sobre el Complejo Oaxaqueño, y está en contacto tectónico con la Formación Santiago (Centeno-García y Keppie, 1999). Las Formaciones Santiago e Ixtaltepec del Carbonífero también están en contacto tectónico sobre las unidades del Ordovícico (Centeno-García y Keppie, 1999). Para detalles litológicos y estratigráfico-estructurales adicionales consultar las referencias correspondientes enlistadas en la Figura 4.

La Formación Matzitzí del Pérmico Temprano tardío (Leonardiano; Weber, 1997) aflora en el área de Reyes Metzontla, y en una parte del río Hondo, al poniente del área de estudio. Esta unidad está compuesta por conglomerados, areniscas arcósicas y subarcósicas, lutitas y limolitas. Los conglomerados presentan clastos de gneises granulíticos del Complejo Oaxaqueño y esquistos verdes del complejo Acatlán, las areniscas subarcósicas presentan abundantes partículas de rocas metamórficas y graníticas, y están intercaladas con capas de carbón y lutitas con abundantes restos de plantas. Hernández-Lascares (2000) describe también areniscas ricas en cuarzo y feldespatos con abundante mica detrítica. La Formación Matzitzí se encuentra descansando discordantemente sobre los complejos Oaxaqueño y Acatlán (Hernández-Lascares, 2000).

Las rocas sedimentarias mesozoicas en el terreno Zapoteco van desde el Calloviano hasta el Campaniano. La unidad mesozoica más antigua es la Formación Etlaltongo (Schlaepfer, 1970), y que puede corresponder a la misma descrita en las localidades de Tomellín-Santiago y Nacaltepec por Alzaga-Ruiz (1991). La edad de la unidad sedimentaria descrita en Nacaltepec se basa en algas del Tithoniano, amonitas del Valanginiano y nanoplancton (Alzaga-Ruiz, 1991). Esta unidad está constituida por conglomerados, areniscas y limolitas hacia la base, y en la parte superior aparecen areniscas calcáreas, margas, calizas y pizarras. Los conglomerados presentan clastos de calizas con crinoides, calizas con corales y gneis con granate. Esta unidad del Tithoniano-Valanginiano fue descrita e interpretada como un ambiente con flujos de gravedad en talud (Alzaga-Ruiz, 1991).

El contacto entre rocas del Tithoniano-Valanginiano con las calizas de plataforma del Aptiano-Albiano no es conocido a lo largo del borde oriental del terreno Zapoteco, pero parece ser que hay conglomerados rojos pre-Aptianos (Hernández-Lascares, 1992, 2000) que se depositaron en el área de Caltepec-Coatepec, y que están en contacto discordante

sobre el Complejo Oaxaqueño. Durante el Aptiano y hasta el Campaniano se depositaron en el terreno Zapoteco calizas marinas con facies de plataforma (Figura 4).

Las unidades sedimentarias del Cenozoico tienen edades desde el Paleoceno hasta el Mioceno y están representadas por conglomerados de la Formación Tecomatlán, rocas volcanoclásticas y volcánicas del Eoceno-Oligoceno que son evidencias de fallamiento, sedimentación y magmatismo contemporáneas (Morán-Zenteno *et al.*, 2000; Nieto-Samaniego y Alaniz-Álvarez, 2004). En el Mioceno parece haber fallamiento activo reconocido en la región de la fosa de Tehuacán (Nieto-Samaniego y Alaniz-Álvarez, 2004).

II.2. Terreno Cuicateco

El terreno Cuicateco se encuentra entre los terrenos Tehuantepec y Zapoteco (Figuras 1, 2 y 3), o bien, entre los complejos Guichicovi y Oaxaqueño. Presenta una orientación NW-SE en forma de “cuña” que se adelgaza en la sierra de Zongolica-Mazateca y se va haciendo más ancho en dirección sureste hasta la región de Juchitán, Oaxaca, abarcando una área aproximada de 20 000 km².

El trabajo geológico más antiguo, que de algún modo involucró litologías del terreno Cuicateco, fue el de Böse (1899), un reconocimiento geológico en el tramo Orizaba-Veracruz y a lo largo de la carretera transísmica. En la región de Orizaba a Tehuacán, Burckard (1930) describió el contenido fósil en esa región. A partir de los años 50's, en trabajos geológicos de PEMEX e IMP, se reconocieron unidades jurásicas y del Cretácico Inferior en la región del istmo, así como también en la región del monoclinal de Usila y Valle Nacional (Mena, 1960; Viniegra, 1965).

Conforme se ha ido incrementando el conocimiento geológico de esta región, el terreno Cuicateco parece ser un terreno compuesto, es decir, aparentemente está conformado por varios subterrenos con elementos tectónicos relacionados a ambientes volcanosedimentarios.

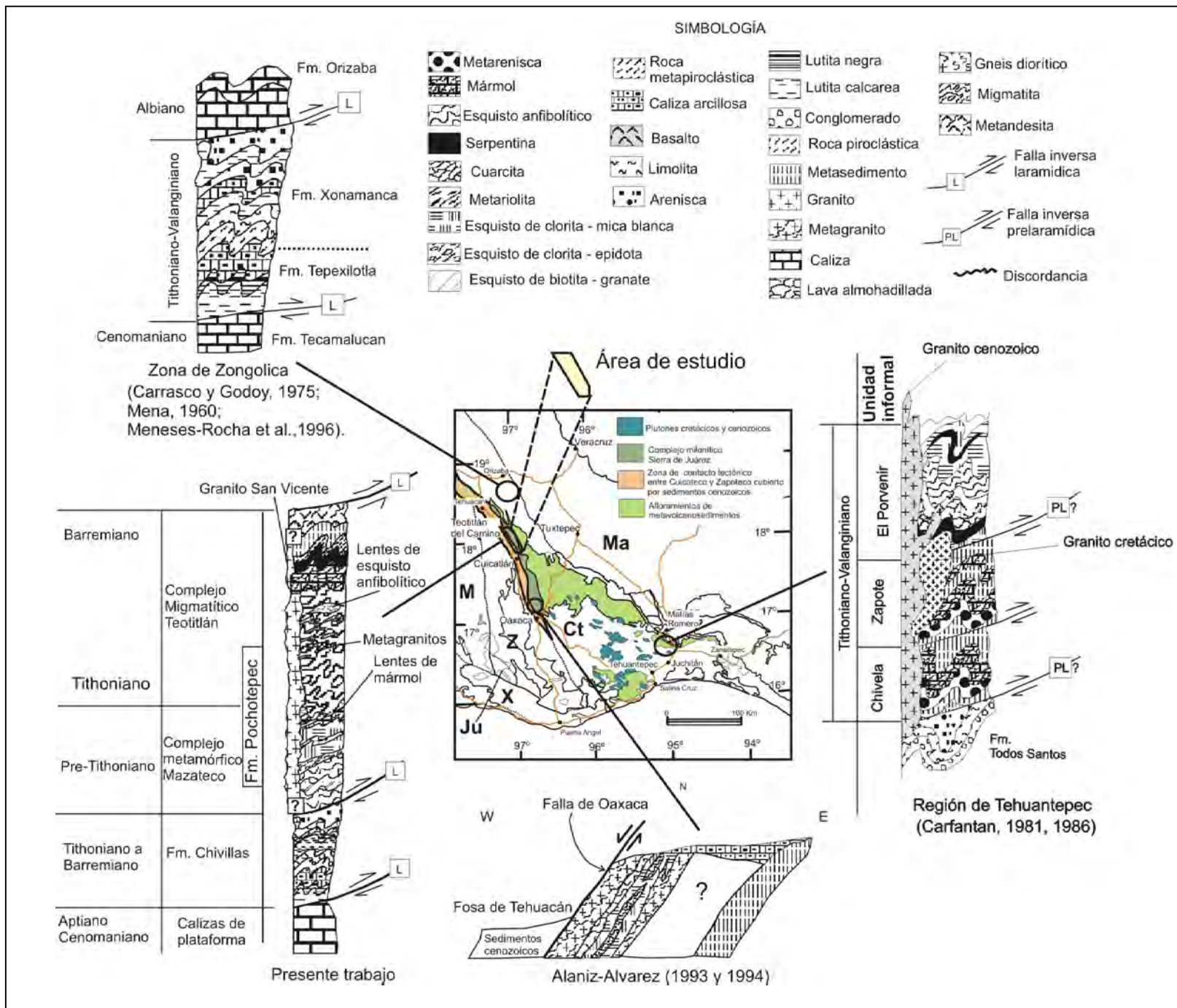
II.2.1. Basamento

El basamento del terreno Cuicateco no se conoce. Se ha especulado que podría corresponder a rocas gabróicas y ultrabásicas según consideraciones petrológicas de anfibolitas del área de Oaxaca y Teococuilco (Alaniz-Álvarez *et al.*, 1994), y debido a la presencia de lentes de serpentinitas en Concepción Pápalo, área de Cuicatlán (Delgado-Argote, 1988), así como a lentes de serpentinitas cerca de Niltepec (Carfantán, 1986). Una interpretación alternativa es que los esquistos paleozoicos del área de San Juan Mazatlán de la región de la Mixtequita, que están en contacto tectónico con los gneises granulíticos del complejo Guichicovi (Murillo-Muñetón y Navarrete-Rivera, 1992; Murillo-Muñeton, 1994), pueden corresponder al basamento del terreno Cuicateco. Es claro que el conocimiento actual del terreno Cuicateco no permite resolver este problema, pero en este trabajo se añaden nuevos elementos que pueden ayudar a aclarar la naturaleza del basamento.

Secuencia metamórfica Paleozoica (?)

La presencia de rocas metamórficas del Paleozoico tardío en la porción de la sierra de Juárez comprendida desde Chiquihuitlán, al sureste de Huautla de Jiménez, hasta la Mixtequita, fue sugerida por datos geocronológicos previos (Tabla 2, apéndice). Relaciones geológicas parecen fortalecer esta idea. En el área de Chiquihuitlán, 12 kilómetros al oriente del área de estudio, afloran cuñas tectónicas de un esquisto de clorita y mica blanca con intercalaciones de metaconglomerado con clastos de roca metamórfica en facies de esquisto verde que pueden muy bien corresponder con los esquistos de San Juan Mazatlán del área de La Mixtequita. Por otro lado, se han reconocido también clastos de esquistos de mica en las capas rojas de la Formación Todos Santos en la parte oriental del terreno Cuicateco. Estas relaciones de campo sugieren la existencia de un basamento metamórfico pre-Jurásico Medio. El esquisto de mica del área de Chiquihuitlán se correlaciona con el esquisto Mazatlán de las Flores descrito con detalle en el trabajo presente.

Figura 5. Columnas litoestratigráficas descritas en distintas localidades del terreno Cuicateco.



II.2.2. Cobertura

II.2.2.1. La Formación Todos Santos

La Formación Todos Santos (Sapper, 1899) se encuentra aflorando en la parte oriental del terreno Cuicateco (Figuras 3 y 4), con una distribución NW-SE y parece adelgazarse en la región de Usila-Teutila Oaxaca. Su edad parece variar desde el Calloviano al Berriasiano (Blair, 1988), sin embargo, en la región de la Mixtequita sobreyace discordantemente a granitos del Jurásico Inferior y subyace a las calizas La Zacatera cuya edad varia del Calloviano al Cretácico Temprano (Murillo-Muñeton, 1994), por lo que una edad poco restringida del Jurásico Medio sigue siendo asignada a las capas rojas Todos Santos. Herrera-Soto y Estavillo (1991) reportan palinómorfos del Bathoniano-Calloviano en limolitas del área del alto Uzpanapa-Matías Romero, Oaxaca.

La Formación Todos Santos está constituida de derrames andesíticos hacia su base (Blair, 1988; Michaud y Fourcade, 1989); en su parte superior presenta conglomerados y areniscas, así como también rocas piroclásticas, aunque estas últimas no son muy abundantes. Blair (1988) describe facies sedimentarias de abanicos aluviales, de depósitos lacustres, facies de depósitos fluviales y las asocia a una sedimentación que ocurrió en un *rift*. En la región de la Mixtequita, la Formación Todos Santos está compuesta de conglomerados con clastos de granitos, clastos de rocas volcánicas de composición intermedia, clastos de gneis cuarzofeldespático y esquistos de mica. Estos conglomerados están intercalados con arcosas y lutitas (observaciones del autor). Aunque la Formación Todos Santos no aflora en el área de estudio, es una unidad de referencia importante en la evolución geológica mesozoica del terreno Cuicateco y en los eventos de deformación de éste.

II.2.2.2. Secuencia volcanosedimentaria del Tithoniano-Barremiano (Formaciones Chivillas, Xonamanca y Tepexilotla)

Las secuencias volcanosedimentarias del Jurásico Superior-Cretácico Inferior de la región que comprende partes de las sierras de Zongolica, Mazateca y Cuicateca fueron descritas como formaciones Chivillas, Tepexilotla y Xonamanca (Mena-Rojas, 1960; Carrasco *et al.*, 1975; Carrasco, 1978). La distribución de estas secuencias es desde la región de Zongolica, Veracruz, hasta la sierra de Juárez, al oriente de la ciudad de Oaxaca. Carfantan (1986) reportó rocas similares en la región del Istmo de Tehuantepec (Figura 5). Es probable que las variaciones litológicas de estas secuencias representen cambios de facies sedimentarias muy contrastantes a lo largo de toda la región, de ahí los distintos nombres propuestos (Figura 5).

Diversos trabajos se han enfocado a la estratigrafía y descripción litológica de estas secuencias, sin profundizar en sus rasgos estructurales o geoquímicos. Mena-Rojas (1960) definió a la Formación Tepexilotla, en la región de Zoquitlán, Puebla, constituida por una secuencia de calizas oscuras, lutitas negras, areniscas y conteniendo los siguientes fósiles: *Virgatospinctes* sp., los moluscos *Pleuromya*, *Trigonia*, microfauna *Nannoconus steinmanni*, *N. globulus*, *N. bermudezi?*, *N. boneti?* y *Globigerina alpina*. Posteriormente fueron reconocidos *Fibrosphaera* sp., *Nannoconus steinmanni*, *N. globulus*, *Tintinopsella carpathica*, *Calpionellites darderi*, *Calpionella alpina* y *C. elliptica* (Carrasco *et al.*, 1975). A partir de este contenido fósil se concluyó que la edad para la Formación Tepexilotla es Tithoniano y además se reconoció el contacto transicional entre el Tithoniano y Cretácico Inferior con base en el contenido fósil (Mena-Rojas, 1960; Carrasco *et al.*, 1975).

La Formación Xonamanca fué definida formalmente (Carrasco *et al.*, 1975) en el área de Xonamanca, región de Zongolica. Se describió como una unidad compuesta de grauvacas líticas, grauvacas feldespáticas, rocas piroclásticas y calizas micriticas con tintinidos, miliolidos, radiolarios, fragmentos de equinoides del Berriasiano-Valanginiano (Carrasco *et al.*, 1975). El autor de este trabajo de tesis observó que la Formación Xonamanca, en Zongolica, presenta rocas volcanoclásticas verdes y que algunas de estas rocas contienen clastos de esquistos.

Respecto a la Formación Chivillas, aunque no ha sido formalmente definida, diversos trabajos de PEMEX (Toriz, 1983) y del IMP (Alzaga-Ruiz y Pano, 1989) consideran que la columna estratigráfica de Carrasco (1978) es representativa para tomarla como sección tipo. Informalmente Toriz (1983) la separó en Formación Chivillas inferior y superior, pero Alzaga-Ruiz y Pano (1989) no encontraron elementos estratigráficos sólidos para esta diferenciación, y la definen como Formación Chivillas con dos miembros: uno inferior que presenta derrames “andesíticos” y el miembro superior que no presenta derrames lávicos. En la región de Tehuacán, la Formación Chivillas está compuesta de areniscas subarcósicas, margas, calizas con textura grainstone (con rudistas, caprínidos y clastos de andesita), lutitas calcáreas, conglomerados con clastos de rocas volcánicas y andesitas con estructura almohadillada (Alzaga-Ruiz y Pano, 1989). En cuanto al contenido fósil, la Formación Chivillas presenta *Crassicolaria* sp, *Tintinnopsella* sp. y *Lorenziella* sp, descritos en el miembro inferior (Alzaga-Ruiz y Pano, 1989). Con base en su contenido fósil y posición estratigráfica a la Formación Chivillas se le asignó una edad del Tithoniano al Barremiano (Ruiz y Pano, 1989).

Delgado-Argote (1989, 1992) describió a la secuencia volcanosedimentaria de la región de Concepción Pápalo a Vigastepec como un paquete compuesto de serpentinitas, leucodioritas, metagranitoides con composiciones de monzonitas a granodioritas, segregaciones de hornblenditas, metavolcánicos interestratificados con rocas piroclásticas y areniscas. A estas rocas se les asignó una edad del Jurásico Tardío al Cretácico Temprano con base en fechamientos isotópicos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Delgado-Argote, *et al.*, 1992). En la región del Istmo de Tehuantepec, Carfantan (1985) describió esquistos verdes y de sericita, mármoles con líticos silíceos con radiolarios, cuerpos de serpentinita y dique-estratos de dolerita en esquistos de mica subyaciendo discordantemente a calizas aptiano-albianas (Figura 5). En la sierra de Juárez, a lo largo de la carretera que va de la ciudad de Oaxaca a Ixtlán de Juárez, en una secuencia de lutitas y areniscas, correlacionables con la Formación Chivillas, fue colectado una amonita del género *Olcostephanus* sp. del Valanginiano (Ortega-Gutiérrez y González-Arreola, 1985), lo cual sugiere una extensión regional de la secuencia volcanosedimentaria del Jurásico Superior-Cretácico Inferior.

En cuanto a la estructura y las relaciones de contacto de las secuencias volcanosedimentarias, en la región de Zongolica y sierras Mazateca y Cuicateca se documentaron fallamientos inversos y plegamientos laramídicos (Mena, 1960, Carfantan, 1985, Delgado-Argote, 1989), y fallas laterales y normales frágiles del Cenozoico (Ortuño *et al.*, 1992). En el área de Zongolica y sierra Mazateca las secuencias están en contacto por cabalgaduras laramídicas sobre unidades aptiano-albianas, pero en la región de Calipam-Tehuacán parece haber un contacto discordante, no evidente, entre un conglomerado del Hauteriviano-Aptiano inferior (Eguiza-Castro, 2001) con la Formación Chivillas. Este conglomerado fue renombrado como Tecachil y pasa transicionalmente a la Formación Tamaulipas Superior (Dávalos-Álvarez, 2006). El conglomerado está compuesto de clastos de andesita, caliza y arenisca. En la región del istmo, Carfantan (1985) reconoció en la secuencia volcanosedimentaria un plegamiento con vergencia al NW que es muy distinto al laramídico. En el área de la Mixtequita la secuencia volcanosedimentaria está en contacto tectónico con el granito la Mixtequita, y parece corresponder a una estructura laramídica (Weber y Köhler, 1999).

II.2.2.3. Secuencias sedimentarias del Aptiano-Campaniano

Sobre las unidades volcanosedimentarias se encuentran discordantemente secuencias carbonatadas de facies de plataforma de edad Aptiano al Campaniano agrupadas en las formaciones Tamaulipas Superior, Tecamalucan y Guzmantla. Es común encontrar estas rocas a lo largo de todo el terreno Cuicateco. Las calizas de la Formación Orizaba del Aptiano-Cenomaniano están fuera del área de estudio, pero es importante mencionar que en Huautla de Jiménez, 13 km al oriente, las secuencias volcanosedimentarias cabalgan, por medio del corrimiento del cerro Rabón, a la Formación Orizaba (Moreno-Álvarez, 1980; Meneses Rocha *et al.*, 1996; Velásquez-Velasco, 1998).

II.2.2.4. Secuencias sedimentarias del Mastrichtiano-Neógeno

En el terreno Cuicateco para el Mastrichtiano-Paleoceno se depositaron margas que están ligadas a los depósitos relacionados con la primera actividad tectónica laramídica en la región. Para el Paleoceno-Eoceno, en la cuenca de Veracruz hubo depositación en una cuenca de tipo *foreland* (depósitos de areniscas, lutitas, limolitas) asociada con la orogenia

Laramide, la cual terminó en el Eoceno medio (Mossman y Viniegra, 1976). En el sur del terreno Cuicateco hubo actividad volcánica importante durante el Oligoceno (Morán-Zenteno *et al.*, 2000). El terreno Cuicateco muestra actividad de fallamiento lateral y fallamiento normal para el Mioceno y Pleistoceno (Meneses-Rocha *et al.*, 1996).

II.3. Complejo milonítico Sierra de Juárez

El Complejo milonítico Sierra de Juárez (Alaniz-Álvarez *et al.*, 1994) es parte de una zona de falla compleja de larga vida (falla de Oaxaca) que va desde Tehuacán, Puebla, hasta el oriente de la ciudad de Oaxaca, con una extensión de aproximadamente 160 Km. Esta zona de falla se ha interpretado como el contacto tectónico entre el Complejo Oaxaqueño y el terreno Cuicateco (Figuras 3, 4 y 5). Diversos trabajos antiguos ya habían reconocido la expresión fisiográfica espectacular que presenta esta estructura de falla (Barrera, 1931; Viniegra, 1965; Demant, 1978).

La parte en donde se ha descrito con detalle el complejo milonítico de la falla de Oaxaca es en el área de la ciudad de Oaxaca (Figuras 4 y 5). El complejo está constituido por rocas anfibolíticas, granitos y metasedimentos milonitizados (Alaniz-Álvarez, 1994). Los granitos que intrusieron al complejo Oaxaqueño fueron interpretados como plutones sintectónicos con la milonitización. Las litologías anteriores presentan evidencias de un metamorfismo en facies esquisto verde a anfibolita (Alaniz-Álvarez, 1994).

De acuerdo a Alaniz-Álvarez (1994 *et al.*, 1996 *et al.*, 1997 *et al.*), las estructuras que se presentan en el complejo milonítico de Sierra Juárez se asocian a tres eventos de deformación. La foliación S_1 más antigua, que no es muy clara, se ha interpretado, con pocas evidencias, en una cabalgadura dúctil del complejo Oaxaqueño sobre el Cuicateco; S_2 es subhorizontal, con rumbo N-S, con una lineación horizontal, interpretada como una consecuencia de un movimiento lateral derecho dúctil (D_2). La tercera deformación (D_3) la relacionan con un evento frágil-dúctil normal. Con base en una edad U-Pb (zircón) de 165 ± 20 Ma para el granito deformado San Felipe y una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (muscovita) de 169.3 ± 1.7 Ma para otro granito sintectónico, Alaniz-Álvarez *et al* (1994) interpretó a D_2 como un evento relacionado a la abertura del Golfo de México. La exhumación del complejo milonítico ha sido un problema no resuelto aunque se ha considerado que está probablemente relacionado a estructuras frágil-dúctil con fallamiento normal (Alaniz-Álvarez *et al.*, 1996).

II.4. Unidades sedimentarias y volcánicas cenozoicas de la fosa de Tehuacán

La fosa de Tehuacán está limitada por fallas normales y laterales frágiles, y hay suficientes evidencias estructurales y sedimentológicas de que ha tenido una sedimentación sintectónica con magmatismo desde el Eoceno temprano hasta el Plioceno (Dávalos-Álvarez, 2006), con varias reactivaciones a lo largo de su historia cenozoica (Centeno-García, 1988). Las unidades sedimentarias en las que quedó registrada esta historia son unidades sedimentarias que van desde el Paleógeno a Neógeno, definidas por Centeno-García (1988) y Dávalos-Álvarez (2006). En algunas unidades sedimentarias Dávalos-Álvarez (2006) encontró capas piroclásticas intercaladas, las cuales fechó, usando el mineral biotita y el método de K-Ar en 50.2 ± 1.4 Ma para unidades estratigráficamente más antiguas y para más recientes obtuvo una edad de 16.4 ± 0.5 Ma. La Formación Suchilquitongo (Wilson y Clabaugh, 1970), que aflora cerca de la ciudad de Oaxaca (Figura 4) y que consiste de rocas piroclásticas silíceas, areniscas y limonitas, dio una edad K-Ar (micas) de 19 a 20 Ma (Urrutia-Fucugauchi y Ferrusquía-Villafranca, 2001).

III. ESTRATIGRAFÍA Y PETROGRAFÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

Con base en los resultados del trabajo geológico de campo (Figura 6, mapa geológico en sobre), petrografía metamórfica, geología estructural y geocronología, las rocas del área de estudio se agrupan en dos complejos metamórficos (Figuras 6 y 7): el complejo metamórfico Mazateco y el complejo migmatítico Teotitlán. Además se reconocieron dos secuencias volcanosedimentarias: Formación Pochotepec y Formación Chivillas. El complejo metamórfico Mazateco está constituido de un bloque llamado esquisto La Nopalera y el esquisto Mazatlán de las Flores. El complejo metamórfico Mazateco representa los niveles estructurales más profundos y es de probable edad paleozoica. La formación Pochotepec es una secuencia volcanosedimentaria metamorfoseada en facies anfibolita y esquisto verde y que en algunas zonas se observa que está migmatizada. La Formación Chivillas presenta metamorfismo ligero a nulo en general y muestra rocas muy similares a los protolitos de la Formación Pochotepec. El complejo migmatítico Teotitlán, a partir de los resultados petrográficos y de geología de campo, muestra protolitos similares a los de las secuencias volcanosedimentarias de la Formación Pochotepec y Formación Chivillas, pero además granitoides y probablemente gneises.

Es importante mencionar que La Formación Chivillas documentada en el presente trabajo corresponde esencialmente al miembro inferior de la Formación Chivillas descrita en trabajos previos (Carrasco, 1978; Toriz, 1983 y Alzaga-Ruiz y Pano, 1989). Las Formaciones Chivillas y Pochotepec muestran diferencias en el estilo de deformación de las estructuras, en el grado metamórfico, y representan niveles estructurales diferentes.

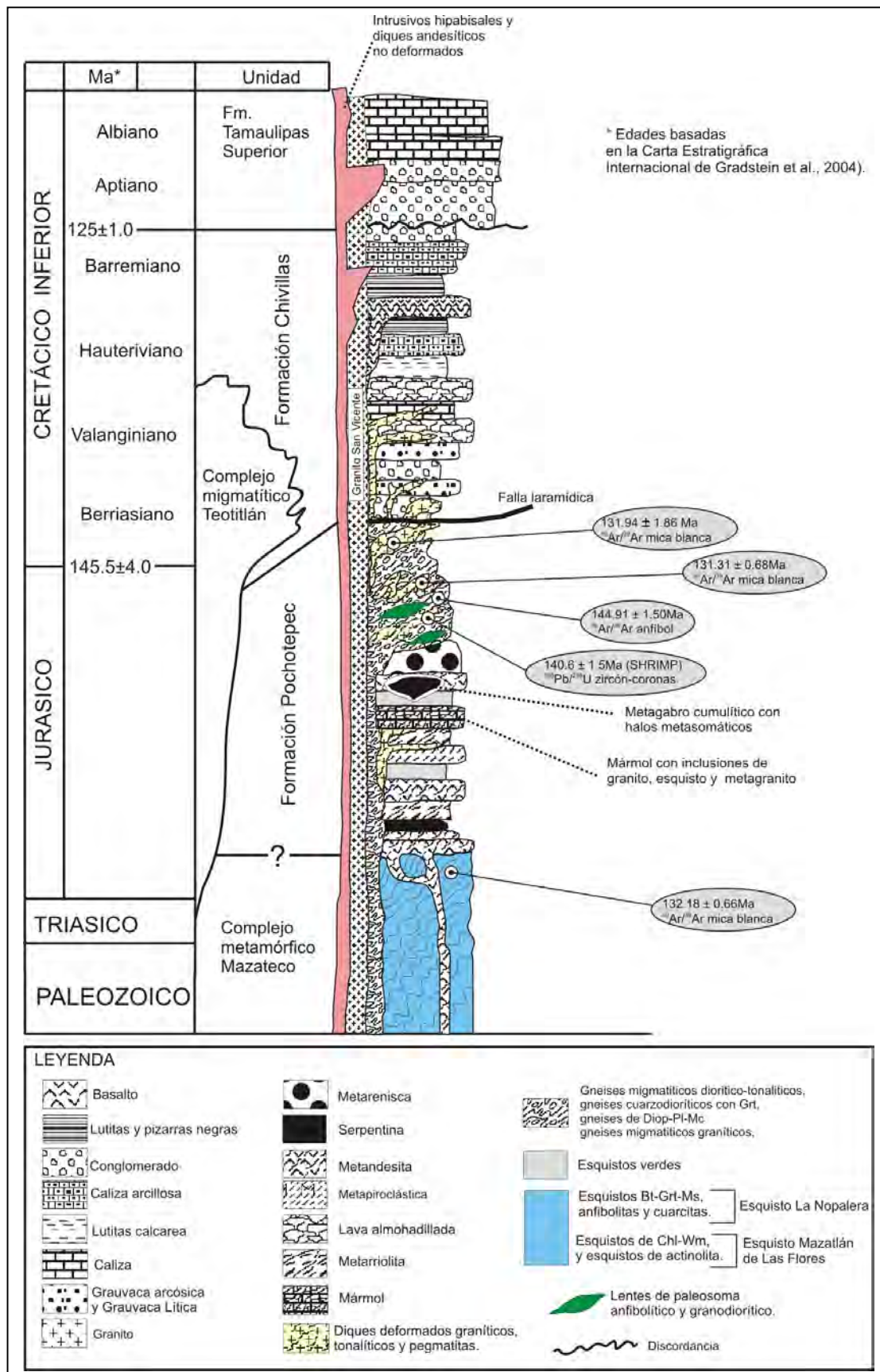


Figura 7. Columna estratigráfica-estructural del área de estudio

III.1. Complejo metamórfico Mazateco

El complejo metamórfico Mazateco aflora entre las comunidades de la Nopalera y Cuixtepec, y Mazatlán de las Flores. El complejo se divide en dos unidades, esquisto La Nopalera y esquisto Mazatlán de las Flores, unidades que presentan grado metamórfico distinto y que aparecen separados por fallas laramídicas (Figura 8, secciones geológicas en sobre). El esquisto La Nopalera, con metamorfismo en facies de anfibolita, es un bloque orientado N-S que se encuentra en el núcleo de una antiforma, estructura asociada a un evento de migmatización (D_2 , discutido en el capítulo de geología estructural), mientras que el esquisto Mazatlán de las Flores, en facies esquisto verde, está delimitado por fallas de cabalgadura laramídicas tipo *duplex* entre la Formación Pochotepec y Formación Chivillas. Ambas unidades del complejo metamórfico Mazateco se consideran pretithonianas debido a relaciones de campo.

El complejo metamórfico se considera la unidad más antigua debido a que el esquisto La Nopalera es afectado por la intrusión de diques metabasálticos de la Formación Pochotepec, y diques metagraníticos del complejo migmatítico Teotitlán; el esquisto además aparece en forma de lentes remanentes dentro del complejo migmatítico Teotitlán.

III.1.1. Esquisto La Nopalera

El esquisto La Nopalera aflora entre las poblaciones Contlalco, La Nopalera y Cuixtepec. Está constituido de esquistos de biotita-granate \pm mica blanca, esquistos de biotita - microclina - granate, anfibolitas, y cuarcitas (Figura 7) intercalados estructuralmente. Su patrón de afloramiento presenta la forma de un bloque alargado N-S con una foliación subvertical; está en contacto por fallas laramídicas y fallas laterales cenozoicas con la Formación Chivillas (Figura 6 y 8). A continuación se describen las características de cada una de las litologías que lo conforman.

Esquistos de biotita-granate \pm mica blanca

Los esquistos de biotita-granate \pm mica blanca, a escala de afloramiento, están intercalados con las anfibolitas (Figura 9) y en ocasiones con cuarcitas; a escala de muestra de mano los granates presentan tamaños de hasta 2 cm y muestran abundante biotita que los rodean. Los

esquistos presentan un color gris oscuro debido a la abundancia de biotita, y en ocasiones colores verdes oscuros cuando la clorita predomina. La foliación dominante en estos esquistos está definida por el intercrecimiento de biotita y mica blanca.

En lámina delgada se observa una textura anastomosada, con una mineralogía en orden de abundancia decreciente de cuarzo, biotita, mica blanca, granate, clorita, turmalina, albita, epidota, zircón y apatita (ver Tabla 1). El cuarzo se presenta en la matriz en granos recristalizados dinámicamente con formas anhedrales, elongadas y aplanadas; muestran extinción ondulante y es común ver contactos interlobulados entre bordes de subgranos. El cuarzo muestra estructuras de manto y núcleo, observándose en el núcleo agregados de mica blanca, cuarzo y albita. El cuarzo de otra generación aparece en forma de vetillas que cortan a la foliación dominante y que está coexistiendo con mica blanca y clorita. La biotita aparece en la matriz en cristales orientados con formas anhedrales a subhedrales. Se presenta a veces en un color anaranjado característico, y creciendo como sombras de presión alrededor de granate y de epidota (cuando está presente). Es común encontrar a la biotita reemplazando de modo parcial o total al granate, así como también es frecuente que la mica sea reemplazada por clorita. En algunas muestras se observó a la biotita coexistiendo con mica blanca definiendo la foliación dominante, pero en otras no aparece la mica blanca. El granate se presenta como porfiroclastos en formas anhedrales, con fracturas irregulares características y en tamaños variables. Presenta sombras de presión de cuarzo, biotita y mica blanca. Es reemplazado parcial a totalmente por biotita, o clorita. La mica blanca cuando está presente aparece en coexistencia con biotita, con un crecimiento preferencial a la foliación dominante y también aparece en algunas vetillas que cortan a la foliación dominante. La turmalina se presenta en la matriz en formas subhedrales y con un zoneamiento composicional, muestra bordes redondeados y fracturas transversales, y es común encontrarla orientada con la foliación dominante. La turmalina es muy abundante en algunas muestras y a veces se presenta con sombras de presión de mica blanca. El zircón, apatita, y albita se presentan como minerales accesorios.

La presencia de granate, mica blanca y abundante turmalina, así como su estrecha asociación con cuarcitas, sugieren un protolito sedimentario rico en aluminio.

Esquistos de biotita-microclina-granate

Los esquistos de biotita-microclina-granate mineralógicamente consisten en biotita, microclina, granate, plagioclasa, cuarzo, mica blanca, ortoclasa, turmalina, clorita, zircón, epidota, sericita, hematita, sulfuros y otros minerales opacos (Apéndice, Tabla 1). Estos esquistos, junto con las anfibolitas, son la litología más abundante del esquisto La Nopalera. Los esquistos están afectados localmente por diques andesíticos o cuerpos hipabisales andesíticos no deformados que han provocado una silicificación intensa y alteraciones hidrotermales, como se puede ver en las cercanías del cerro Cuixtepec. Diques graníticos deformados cortan a los esquistos cerca del contacto con el complejo migmatítico Teotitlán. Los esquistos de biotita-microclina-granate también están intrusionados por metabasaltos de la Formación Pochotepec en la zona de Cacalotepec (Figura 10).

En lámina delgada, los esquistos de biotita-microclina-granate presentan en general una foliación anastomosada, y una matriz que varía de texturas inequigranulares seriadas, inequigranular amoeboidal, y granoblásticas con contactos lobulados (Figura 11). La matriz está compuesta de cuarzo, feldespato, biotita, clorita y minerales opacos.

La biotita presenta un pleocroísmo que varía de un color anaranjado a un color pardo oscuro, tiene formas subhedrales a euhedrales definiendo una foliación dominante. La mica también aparece como sombras de presión en los porfidoblastos de feldespato potásico, plagioclasa y de granate. Es reemplazada por clorita orientada en muchas de las muestras y se presenta en formas a veces de *boudines*, sugiriendo dos generaciones de biotita. La microclina presenta formas subhedrales a anhedrales, una extinción ondulante, texturas de tamiz (tartán), con zoneamientos y lentes con agregados de cristales en forma de texturas de tablero de ajedrez y con texturas inequigranulares interlobuladas. Es común observarla en forma de porfidoblastos así como texturas de manto-núcleo, y reemplazando tanto a plagioclasa como ortoclasa con bordes de grano lobulados.

El granate aparece en formas subhedrales a euhedrales, la mayoría de las veces se observa reemplazado por biotita o clorita (Figura 12), pero en ocasiones está totalmente reemplazado; está definiendo texturas de manto-núcleo y porfidoblásticas (con relación a la matriz) y que a veces no están claras debido a su reemplazamiento por biotita. El granate en

algunas muestras presenta textura de atolón y poiquiloblástica con crecimiento de cuarzo con bordes lobulados en su interior (Figura 12). La plagioclasa aparece en dos generaciones, una plagioclasa en forma de porfidoblastos y otra reemplazando a ésta; la primera se presenta con formas anhedrales, con extinción ondulante y su composición varía de andesina a oligoclasa, mostrando texturas poiquiloblásticas con abundantes inclusiones de cuarzo, maclado de deformación plástica de los tipos ondulado, acuñado, intercruzado y *kink-band*; reemplaza a la microclina y está en forma de porfidoblastos en estructuras de manto y núcleo; esta plagioclasa aparece cuando está en porfidoblastos y en contacto con cuarzo en texturas mirmequíticas (Figura 13). Las mirmequitas parecen ser más comunes en los esquistos de las cercanías del complejo migmatítico Teotitlán. La segunda generación de plagioclasa es de composición más albítica y se haya recristalizada en la matriz.

El cuarzo presenta formas anhedrales, con extinción ondulante, texturas en forma de porfidoclastos y de subgranos elongados. Se presenta en bandas de agregados de texturas inequigranulares interlobuladas; los contactos entre los subgranos son de tipo bulbos y lobulados. Es común encontrar al cuarzo como mantos recristalizados rodeando a porfidoclastos de plagioclasa en estructura de manto-núcleo y es común también encontrarlo en forma de listones. En algunas muestras se observaron vetillas hidrotermales compuestas de cuarzo, clorita, pirita y titanita cortando a la foliación dominante definida en la matriz. La mica blanca aparece en formas subhedrales a anhedrales, se presenta intercrecida con biotita y en algunas muestras es la mica dominante. La ortoclasa se observó en menor cantidad que la plagioclasa, y presenta formas subhedrales con una macla Carlsbad característica. La turmalina se presenta con formas subhedrales a euhedrales y color verde manzana, con un pleocroismo que varía en tonos de verde claro a fuerte, un zoneamiento composicional en cristales alargados paralelos a la foliación y son abundantes en algunas muestras. La clorita aparece en dos generaciones, la primera aparece reemplazando a la biotita y a veces granate, y está orientada con la foliación dominante. La segunda generación está asociada con vetillas hidrotermales que cortan a la foliación dominante.

Los esquistos de biotita-microclina-granate, presentan características petrográficas que sugieren que fueron originalmente granitos o gneises graníticos. Sin embargo, la presencia de bandas de ortoclasa, microclina, biotita y cuarzo, sugieren la entrada de fluidos

ricos en K y Na. Bajo esta consideración pudieron haber sido sedimentos arcóscicos afectados por fluidos metasomáticos.

Anfibolitas

Las anfibolitas afloran en el área que limitan las poblaciones de Contlalco, Cuixtepec, La Nopalera y La Toma. Están intercalados con los esquistos de biotita-granate ± mica blanca (Figura 9) y los esquistos de biotita-microclina-granate; presentan un color verde oscuro y bandas delgadas de plagioclasa. En el cerro Cuixtepec las anfibolitas están afectadas por silicificación intensa y metasomatismo que siguieron los planos de foliación. Las anfibolitas se pueden confundir fácilmente en campo con la parte del melanosoma anfibolítico asociado a los gneises migmatítico-dioríticos, sin embargo, estos últimos, presentan un color más oscuro, son más ricos en hornblenda y con un tamaño de grano mayor. En la zona de La Toma las anfibolitas se encuentran en contacto por falla inversa laramídica con la Formación Chivillas, mientras que en la zona de Duraznillo está en contacto con esta formación por falla lateral izquierda.

Las anfibolitas presentan una mineralogía constituida de anfíbol (hornblenda), plagioclasa, epidota, biotita, clorita, cuarzo, zoisita, calcita, apatita, titanita e ilmenita (Apéndice, Tabla 1). El anfíbol presenta un pleocroismo con colores de verde a tonos azulosos, presenta formas subhedrales a euhedrales, con hábito acicular orientado paralelamente a la foliación (Figura 14). En muchas de las muestras el anfíbol es reemplazado por epidota y clorita. La plagioclasa presenta formas anhedrales, una textura de listones con agregados inequigranulares (Figura 14), desarrollo de macla polisintética de tipo albita que aparece deformada plásticamente y en ocasiones es muy difusa. Su composición, determinada petrográficamente, va de oligoclasa a andesina; se presenta en algunas muestras como porfidoclastos con inclusiones abundantes de zoisita y epidota, además define en ocasiones estructuras de manto-núcleo, y muestra el desarrollo de sombras de presión de anfíbol. La epidota aparece en tres generaciones; la primera es abundante subhedral a euhedral, con zoneamientos composicionales, esta coexiste con el anfíbol. La segunda aparece reemplazando a plagioclasas y anfíboles, y esta orientada con la foliación dominante. La última generación está en forma de vetillas que cortan a la foliación. La biotita aparece en menor cantidad, en formas subhedrales, orientada paralela a la foliación

dominante. La clorita está presente en dos generaciones, la primera se presenta reemplazando al anfíbol y orientada coexistiendo con la segunda generación de epidota, mientras que la segunda generación crece sobreimpuesta a la foliación dominante. El cuarzo se presenta en formas anhedrales, con una extinción ondulante, desarrollo de maclas de deformación intracristalina, y con bordes de cristales lobulados y elongados paralelos a la foliación. La zoisita aparece en forma de cristales pequeños que reemplazan a la plagioclasa. La calcita está en forma de vetillas que cortan a toda la foliación. La apatita aparece en formas euhedrales. La titanita presenta cristales euhedrales orientados paralelos a la foliación y aparece también en forma de corona alrededor de ilmenita. A partir de las observaciones anteriores se deduce que los esquistos anfíbolíticos representaron rocas volcánicas basálticas.

Cuarcitas

Las cuarcitas muestran una expresión morfológica con escarpes y relieves muy inclinados, afloran en el camino entre La Nopalera y La Toma, y en la parte sur del cerro Cuixtepec. Las cuarcitas están intercaladas con los esquistos de biotita-microclina-granate, esquistos de biotita-granate \pm mica blanca y las anfíbolitas. Las cuarcitas están afectadas por silicificación en los alrededores del cerro Cuixtepec.

En lámina delgada presentan una textura granoblástica. La mineralogía observada comprende cuarzo, mica blanca, clorita, zircón, y como minerales derivados de hidrotermalismo pirita y apatita (Apéndice, Tabla 1). El cuarzo presenta formas anhedrales y extinción ondulante. La mica blanca crece como segregaciones entre los contactos irregulares del cuarzo. La clorita es escasa y aparece creciendo entre los granos de cuarzo. La pirita y la apatita presentan formas euhedrales y cortan a la fábrica principal. Las cuarcitas indudablemente corresponden a areniscas ricas en cuarzo metamorfizadas al mismo grado que las litologías anteriores de La Nopalera.

III.1.1.1. Interpretaciones petrográficas

En las litologías distintas del esquisto La Nopalera, y a partir de las relaciones texturales, se pueden reconocer al menos dos asociaciones minerales relacionadas con metamorfismo dinámico, una asociación M_{1n} de temperatura alta y otra M_{2n} de retrogresión en condiciones dinámicas. La etapa metamórfica M_{1n} incluye a la asociación granate, anfíbol (hornblenda), plagioclasa (andesina-oligoclasa), microclina, cuarzo, biotita y turmalina, desarrollada bajo condiciones de facies anfíbolita. La etapa metamórfica M_{2n} de retrogresión incluye a biotita, epidota, mica blanca, clorita, albita y cuarzo, desarrollados en facies de esquisto verde durante el proceso de exhumación. Se observó, con base en el detalle petrográfico, que M_{2n} pasó de la zona de biotita y mica blanca a una zona de clorita y albita, lo cual sugiere una disminución progresiva de temperatura. Las etapas de metamorfismo M_{1n} y M_{2n} están sobrepuestas por un evento hidrotermal postmetamórfico definido por la asociación de clorita, cuarzo, titanita, y pirita.

En los esquistos de biotita-granate±mica blanca el evento M_{1n} se define por la asociación mineralógica biotita, turmalina y granate (Figura 45), mientras que los minerales mica blanca, biotita, clorita, cuarzo, albita, crecieron durante el evento de retrogresión dinámica en facies de esquisto verde (M_{2n}). Este último evento parece haber pasado de la zona de biotita a la de clorita, ello denotado por el reemplazamiento dinámico de clorita por biotita. Un evento hidrotermal postmetamórfico definido por la asociación de clorita, cuarzo y sericita, reemplazó a algunos de los minerales orientados de los eventos M_{1n} y M_{2n} .

En los esquistos de biotita-microclina-granate, con base en estas relaciones texturales y mineralógicas, se definen tres generaciones de cristalización. La asociación mineralógica biotita, microclina, granate, plagioclasa (oligoclasa), se desarrollaron durante el evento metamórfico M_{1n} , mientras que los minerales mica blanca, biotita, clorita, albita, cuarzo, se desarrollaron bajo condiciones de temperatura más baja en facies de esquisto verde (M_{2n}), y la asociación clorita, cuarzo, titanita y pirita en vetillas durante un evento hidrotermal postmetamórfico.

En las anfíbolitas también se observa el desarrollo de anfíbol, plagioclasa y epidota durante el metamorfismo M_{1n} , y reemplazamientos orientados de clorita, epidota que

evidencian las condiciones retrógradas dinámicas en facies de esquistos verde (M_{2n}); adicionalmente hay evidencias de hidrotermalismo postmetamórfico.

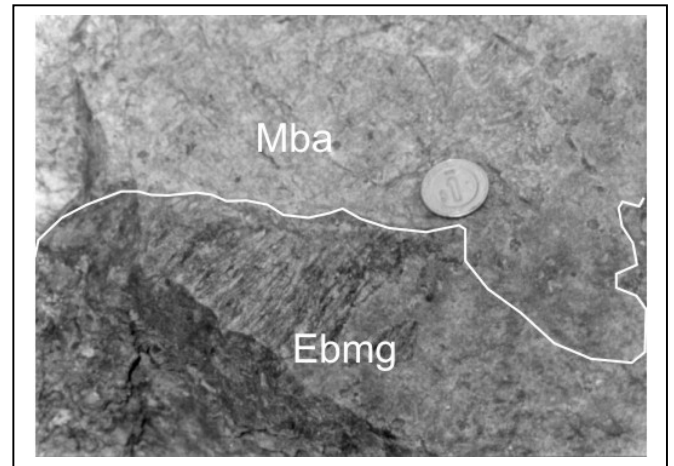
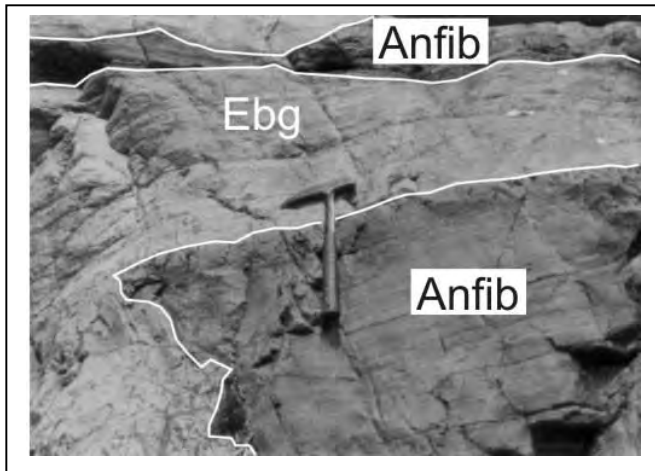


Figura 9. Intercalación de esquistos de biotita-granate ± mica blanca (Ebg) y anfibolitas (Anfib) del esquistos La Nopalera sobre el río Los Cues.

Figura 10. Contacto intrusivo entre metabasalto (Mba) de la formación Pochotepec y los esquistos de biotita-microclina-granate (Ebm) del esquistos La Nopalera en la zona de Cacalotepec.

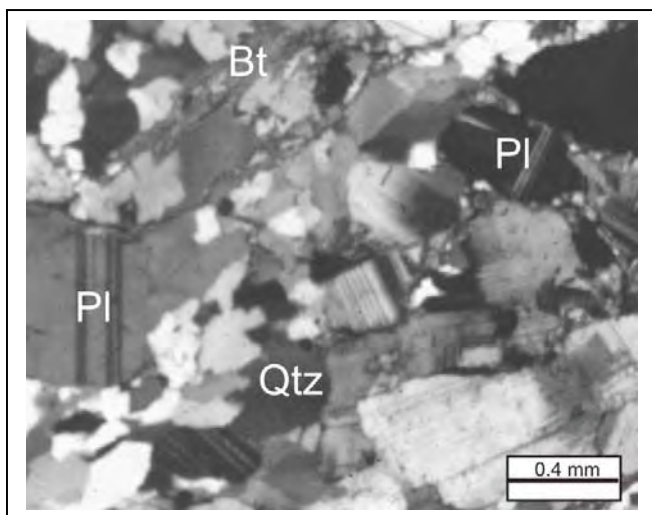


Figura 11. Relaciones texturales de esquistos de biotita-microclina-granate (Ebm) a escala microscópica con nicoles cruzados. Se observa una textura granoblástica con plagioclasas abundantes con maclas deformadas.

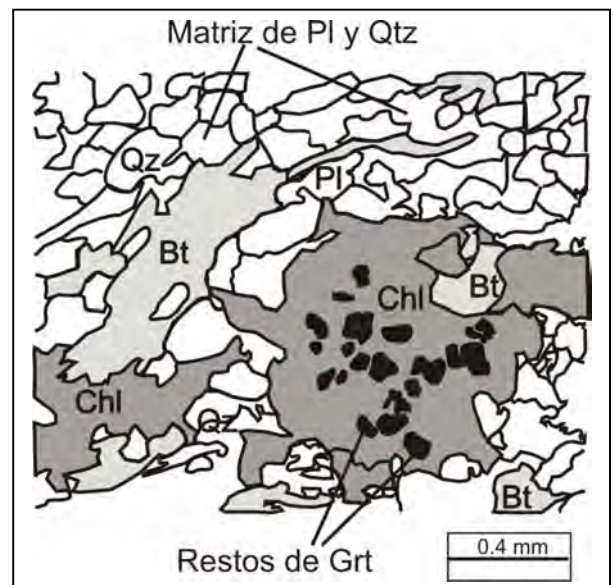


Figura 12. Esquistos de biotita-microclina-granate. Porfidoblasto de granate reemplazado por biotita (Bt) y luego clorita (Chl), rodeado de una matriz granoblástica de plagioclasa (Pl) y cuarzo (Qtz).

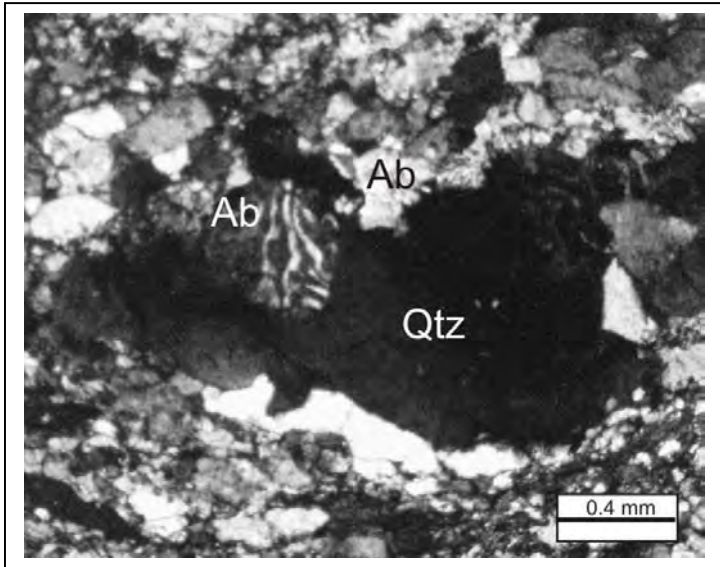


Figura 13. Esquistos de biotita-microclina-granate. Porfidoblasto de cuarzo (Qtz) con textura mirmequítica orientada perpendicular a la foliación.

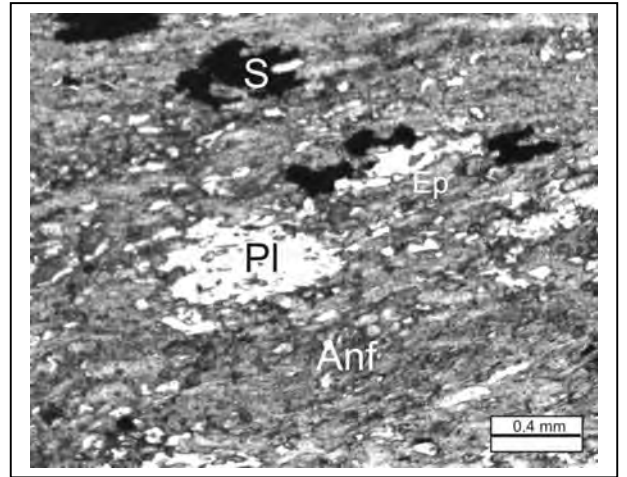


Figura 14. Relaciones texturales en anfibolitas a escala microscópica; plagioclasa (Pl) con textura poikiloblástica, y anfíbol verde azulado (anf) parcialmente reemplazado por epidota (Ep).

III.1.2. Esquisto Mazatlán de Las Flores

El esquisto Mazatlán de Las Flores aflora en el área del mismo nombre, porción limitada por el cañón del río Chiquito (Figura 6, mapa geológico en sobre). El esquisto se encuentra en contacto por una cabalgadura espectacular al poniente de Mazatlán de Las Flores con la Formación Chivillas. Al oriente también está en contacto por cabalgadura con la misma unidad sedimentaria. El esquisto Mazatlán de Las Flores está conformado por esquistos de mica blanca-clorita y esquistos de actinolita (Figura 15 y 16). Estos esquistos están afectados por un fallamiento frágil representado por vetas-falla numerosas. A lo largo de estas vetas-falla se observa mineralización de calcita, esfalerita, calcopirita y pirita.

El esquisto Mazatlán de Las Flores se correlaciona con esquistos verdes que afloran en el área de Chiquihuitlán, y ambos se consideran en este trabajo de edad pretithoniana. La relación de contacto con el esquisto La Nopalera no es clara, y no se pudo determinar ya que ambas unidades aparecen separadas por una cuña tectónica de escala regional en donde se encuentra la Formación Chivillas (Figura 6, mapa geológico).

Esquistos de mica blanca-clorita

Los esquistos de mica blanca-clorita, presentan una variación en el contenido de mica blanca, con segregaciones de cuarzo plegadas y estructuras de cizalla milonítica (Figura 15). La mineralogía consiste en mica blanca, clorita, cuarzo, zircón y minerales opacos (Apéndice, Tabla 1). La mica blanca se presenta en dos generaciones: la primera presenta formas subhedrales orientada con la foliación dominante y en forma de sombras de presión, la otra presenta formas euhedrales y no aparece en sombras de presión de algunos cristales. La clorita se presenta en formas subhedrales, orientada con la foliación e intercrecida con mica blanca. El cuarzo presenta formas anhedrales, con extinción ondulante, y en agregados inequigranulares. Los esquistos de mica blanca-clorita probablemente representan volcanosedimentos que fueron metamorfizados en facies de esquisto verde.

Esquistos de actinolita

En afloramiento estos esquistos muestran un color verde claro, y una deformación intensa con una foliación conspicua (Figura 16). Donde la deformación es menor se puede reconocer una textura original de roca andesítica. Los esquistos muestran una mineralogía definida por anfíbol, albita, cuarzo, titanita, ilmenita/rutilo?, epidota y clorita (Apéndice, Tabla 1). Los esquistos están afectados por zonas mineralizadas que son paralelas a la foliación y que muestran sulfuros diseminados. El anfíbol es actinolita y presenta formas subhedrales, de un color verde pardo, y con habito acicular; está orientado paralelo a la foliación. La albita presenta formas subhedrales a anhedrales, con desarrollo de macla polisintética y se encuentra en contactos suturados con el cuarzo. La clorita presenta formas anhedrales a subhedrales, aparece en las zonas de sombras de presión y como segregaciones entre los granos de cuarzo y albita. El cuarzo presenta formas anhedrales y recristalización dinámica, con extinción ondulante, define contactos irregulares suturados y listones recristalizados paralelos a la foliación. La titanita presenta formas euhedrales a subhedrales y se encuentra en cristales creciendo alrededor de núcleos de ilmenita/rutilo?. La epidota aparece creciendo paralela a la foliación. La matriz del esquisto esta compuesta de epidota, albita, y cuarzo, en una textura inequigranular con contactos suturados.

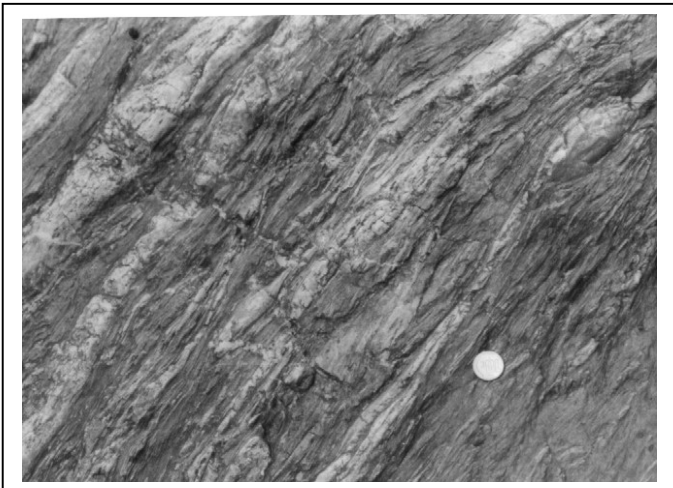


Figura 15. Esquistos de mica blanca-clorita que muestra una foliación milonítica y listones plegados de Ab + Qz. Localidad de Mazatlán de Las Flores.



Figura 16. Esquistos de actinolita mostrando una estructura foliada. Estas rocas están intercaladas con los esquistos de mica blanca-clorita.

Los esquistos de actinolita, con base en la asociación mineral y sus características petrográficas, corresponden a una roca andesítica que fue metamorfizada en facies de esquisto verde; este metamorfismo podría correlacionarse con el metamorfismo M_{2n} del esquisto La Nopalera (definido en la sección anterior), sin embargo, no es clara esta relación ya que hace falta un mayor detalle petrográfico de estos esquistos.

III.1.2.1. Interpretaciones petrográficas

En la unidad del esquisto Mazatlán de Las Flores, las litologías distintas muestran una asociación de minerales que se relacionan con un metamorfismo (M_{1m}) en condiciones de esquisto verde. En esta etapa metamórfica M_{1m} se desarrollaron los minerales actinolita, epidota, albita, cuarzo, clorita, mica blanca y titanita. Una etapa posterior definida por recristalizaciones con texturas granoblásticas y reemplazamiento metasomáticos en los esquistos de actinolita sugieren otro evento térmico M_{2m} sobrepuesto al anterior y para luego aparecer vetas hidrotermales postmetamórficas.

III.2. Formación Pochotepec

Las rocas metamórficas que afloran en las partes aledañas al poblado de Pochotepec se les agrupan y designan en este trabajo como formación Pochotepec (Figura 6 y 7). La Formación Pochotepec se diferenció de la Formación Chivillas con base en los siguientes criterios: (1), representa niveles estructurales más profundos; (2), presenta un grado metamórfico mayor; (3), presenta diferencias en el estilo de deformación de las estructuras; (4), está separada de la Formación Chivillas por cabalgaduras y a veces fallas normales; (5), presenta zonas metasomáticas intensas debido a su cercanía con el complejo migmatítico Teotitlán que generó movilización de fluidos.

La formación Pochotepec aflora a lo largo de una dirección NW-SE desde la barranca Platanillo, ubicada al oriente de los Cues, hasta Concepción Pápalo. Fuera del área de estudio aflora en la zona entre las localidades de Calipam-Coxcatlán, y en la sierra de Juárez, al oriente de la ciudad de Oaxaca (observaciones del autor). En el área de estudio la formación Pochotepec está migmatizada y afectada por fluidos metasomáticos relacionados con el complejo migmatítico Teotitlán. Las litologías de esta formación aparecen en ocasiones como lentes remanentes dentro del complejo migmatítico Teotitlán (Figuras 6 y 7).

La litología de la formación Pochotepec está estructuralmente intercalada pero aún reflejan una estratigrafía previa que representó una secuencia volcanosedimentaria y corresponden, por orden de abundancia decreciente a: metabasaltos, esquistos verdes y pelíticos, metapiroclastos, mármoles, metarriolitas y metagabros anfibolitizados.

Metabasaltos

Los metabasaltos afloran en una franja NW-SE y se reconocen desde la localidad La Toma hasta San Isidro Buenos Aires en la margen sur del río Santo Domingo (Figura 6, mapa geológico en sobre). Es la litología más abundante de esta unidad, y volumétricamente es de las más importantes en la región. Esta unidad es de color verde oscuro, con una textura de grano fino, foliada, y con distintos grados de recristalización. En afloramiento presentan numerosas variaciones texturales debido al reemplazamiento y a la influencia metasomática y térmica del complejo migmatítico y sus intrusiones tardías. Al acercarse al

complejo migmatítico se observa un número mayor de intrusiones de diques graníticos en los metabasaltos, sugiriendo que estos pueden ser parte de los protolitos del complejo migmatítico Teotitlán. Se observaron diques metabasálticos de la Formación Pochoteppec cortando al esquistos La Nopalera, y ambos afectados por un evento metamórfico posterior, implicando actividad magmática premetamórfica.

En láminas delgadas de metabasaltos se observa una mineralogía de grano fino y constituida de minerales metamórficos como anfíbol verde azulado, plagioclasa, epidota, clorita, cuarzo, biotita, sericita, y sulfuros (Apéndice, Tabla 1). El anfíbol presenta un hábito acicular y está orientado con la foliación. El cuarzo y la plagioclasa presentan extinción ondulante, y crecen en bandas granoblásticas con contactos poligonales. La epidota presenta formas euhedrales y esta orientada con la foliación. La biotita es escasa y aparece con formas anhedrales, siendo paralela a la foliación, y está reemplazada por clorita. Hay sulfuros abundantes que cristalizaron tardíamente y que cortan a la foliación.

Los metabasaltos están afectados por metasomatismo; se observan parches y lentes metasomáticos félsicos foliados (Figura 17 y 18), y bandas metasomáticas plegadas (Figura 19), además de que están intrusionados por numerosos diques pegmatíticos deformados y diques graníticos del complejo migmatítico. Los parches y lentes metasomáticos se presentan desde escala de centímetros hasta varios metros en su dimensión máxima, y consisten en cuarzo, feldespatos potásicos, plagioclasa y mica blanca. La presencia de mica blanca es variable y, conjuntamente con el feldespato potásico, refleja la interacción de fluidos ricos en K, ya que en las zonas más alejadas del complejo migmatítico solo aparece cuarzo, plagioclasa y epidota. Hay grados distintos de desarrollo de los parches y se presentan orientados con la foliación; algunos de estos tienen formas sigmoidales, abudnadas, y a veces con geometrías muy irregulares. En algunas localidades se observa a las intrusiones y reemplazamientos metasomáticos con contactos curvos y lobulados en escala de metros.

En varias rocas metabasálticas de la zona del Caracol, al poniente del río Chiquito, y en algunos lentes anfíbolíticos remanentes que se encuentran inmersos en el complejo migmatítico, se observan bandas metasomáticas plegadas (pliegues asimétricos en su mayoría) y foliadas. Esto sugiere que los fluidos metasomáticos que afectan a los

metabasaltos son previos a una fase de plegamiento (Figura 19). Las bandas metasomáticas de los metabasaltos presentan espesores variables de escala de centímetros a metros y algunas terminan en forma lenticular. En donde hay mayor cantidad de bandas reemplazando a la roca metabasáltica se forman bandas más ricas en anfíbol.

Esquistos verdes y esquistos pelíticos

Los esquistos verdes que se encuentran en esta unidad son esquistos de albita-clorita-epidota y esquistos de clorita-mica blanca \pm calcita. Estos esquistos afloran en áreas grandes y están intercalados con los metabasaltos, los mármoles y con las rocas metapiroclásticas. Comprenden volumétricamente la segunda litología importante de la formación Pochotepec.

Los esquistos de albita-clorita-epidota presentan una textura recristalizada dinámicamente, con orientación de cuarzo elongado. Los porfidoclastos son de albita y cuarzo. La albita presenta extinción ondulante, maclado de tipo albita y texturas poikiloblásticas con inclusiones abundantes de zoisita. Aparecen agregados de epidota que están orientados conforme a la lineación dominante. La clorita crece asociada con la epidota y es paralela a la foliación más dominante. Estos esquistos fueron probablemente derivados de tobas silíceas o de sedimentos con mucha influencia volcánica.

Los esquistos de clorita-mica blanca \pm calcita, en lámina delgada muestran una mineralogía dada por cuarzo, mica blanca, clorita, albita, calcita, feldespato potásico (metasomático), titanita, turmalina, y sericita. La roca presenta una textura de intercrecimiento entre mica blanca y clorita que a su vez está intercalada con bandas de agregados granoblásticos de cuarzo, albita y feldespato potásico. La albita aparece con extinción ondulante, y es reemplazada parcial a totalmente por sericita. La mica blanca y la clorita son paralelas a la foliación dominante, y hay otra generación de clorita que reemplaza a la anterior. El cuarzo presenta formas anhedrales y extinción ondulante. Las turmalinas presentan formas subhedrales, con zoneamiento composicional, y presenta inclusiones abundantes de minerales opacos. Estos esquistos representaron originalmente sedimentos con influencia volcánica.

Los esquistos pelíticos están intercalados con los esquistos verdes, y presentan mica blanca, cuarzo y a veces clorita. Estos esquistos son menos abundantes que los esquistos verdes, y presentan también efectos metasomáticos relacionados los fluidos provenientes del complejo migmatítico.

Metapiroclásticos

Las rocas metapiroclásticas en el área de estudio se presentan con porfidoclastos y con textura de grano fino. La roca metapiroclástica de porfidoclastos presenta una estructura de apariencia milonítica asociada con la foliación dominante, y una matriz compuesta de clorita con estructura anastomosada (Figura 20). Los porfidoclastos son cristales de anfíbol y fragmentos de roca félsica de grano fino. Las rocas metapiroclásticas están intercaladas con esquistos pelíticos en la zona cercana al sur de Coyula. La presencia de lentes de grano fino más félsicos y los porfidoclastos sugieren que esta roca representó un depósito piroclástico rico en cristales y líticos de rocas más ácidas que fue metamorfozado en facies de esquistos verde durante el desarrollo de la foliación predominante (ver detalles en la parte de geología estructural).

Las rocas metapiroclásticas de grano más fino aflora a lo largo de la margen norte del río Santo Domingo (Figura 21), y su distribución es amplia, fueron reconocidas desde Coxcatlán hasta el área de Concepción Pápalo, intercaladas con metabasaltos y metarriolitas. Presentan varias foliaciones, y están afectadas por vetillas de segregaciones cuarzofeldespáticas provenientes probablemente del complejo migmatítico Teotitlán. Se observa texturas metasomáticas alrededor de estas vetillas.

Mármol

Los mármoles afloran en gran parte de la unidad volcanosedimentaria intercalados con esquistos pelíticos y a veces en forma de lentes. Los mármoles presentan en ocasiones mica blanca en la matriz lo cual sugiere que son mármoles impuros; están intensamente cizallados y recrystalizados, y presentan bloques *aboudinados* de granito ricos en feldespato potásico y cuarzo que tienen una geometría de porfidoclasto tipo sigma (Figura 22). Los mármoles al encontrarse intercalados con metasedimentos y presentar mica blanca implican que probablemente correspondieron originalmente a margas.

Metarriolitas

Las metarriolitas afloran en forma de lentes al poniente de la comunidad de Pochotepec y en el camino de terracería que conduce de Los Cues a La Nopalera (Figura 6, mapa geológico en sobre). En los alrededores de la comunidad Las Minas, las metarriolitas presentan una estructura bandeada con espesores de 30 cm a 1m, y una textura porfídica relictiva con fenocristales de cuarzo y feldespato en una matriz afanítica deformada. Las metarriolitas están intercaladas con las rocas metapiroclásticas de grano fino y con los esquistos pelíticos.

Metagabros anfibolitizados

Los metagabros afloran cercanos de la población del Caracol y al poniente del río Chiquito. Su relación y geometría en campo no son muy claras, pero podría tratarse de cuerpos lenticulares. Los metagabros presentan una textura de grano medio con una mineralogía primaria de piroxena y plagioclasa. Los minerales metamórficos que se presentan son anfíbol, epidota, plagioclasa (andesina), epidota y clorita. Minerales de origen hidrotermal son sulfuros (calcopirita, pirita), y sericita.

En lámina delgada se observa una textura fanerítica relictiva de grano medio. La piroxena está pseudomorfizada por anfíbol y solo se preservan las formas cristalinas de la piroxena original. El anfíbol presenta formas subhedrales a euhedrales con hábito acicular, y está reemplazado por clorita y epidota en los bordes de los cristales. La plagioclasa presenta formas subhedrales con zoneamiento composicional, macla tipo albita, y los contactos intergranulares son lobulados y es reemplazada por sericita, La titanita se presenta en agregados pequeños con formas subhedrales a euhedrales y aparece creciendo alrededor de ilmenita.

III.2.1. Interpretaciones petrográficas

Las litologías distintas que constituyen a la formación Pochotepec muestran dos asociaciones mineralógicas asociados a eventos distintos de cristalización metamórfica. La primera está definida por anfíbol, plagioclasa, feldespato potásico, mica blanca (primera generación), biotita, titanita, cuarzo y molibdenita; este grupo implica metamorfismo y metasomatismo simultáneos de alta temperatura definido como M_{1p} . La segunda asociación M_{2p} está representada por dos zonas, una zona de biotita y otra de clorita. La zona de biotita presenta mica blanca (segunda generación), biotita, cuarzo, epidota, y la zona de la clorita presenta clorita, algo de mica blanca, albita y cuarzo. La asociación mineral M_{2p} sugiere condiciones de esquisto verde (Figura 45). También en las litologías diversas de la formación Pochotepec se reconocieron los minerales titanita, cuarzo, clorita, epidota y apatita con arreglos texturales que se interpretan como un evento hidrotermal posterior.

Los metagabros revelan una etapa temprana de cristalización ígnea primaria dominada por piroxeno y plagioclasa que fue afectada por el evento de cristalización M_{1p} , el cual está representado por anfíbol, plagioclasa (andesina) y epidota. La clorita y parte de cuarzo están relacionados con M_{2p} , y los sulfuros representan un hidrotermalismo postmetamórfico.

Los metabasaltos muestran una variedad abundante de texturas y estructuras metasomáticas asociadas al evento metamórfico M_{1p} , las cuales presentan abundancia de mica blanca, feldespato potásico y a veces biotita. Esto evidencia una gran actividad de fluidos alcalinos contemporáneos con una cizalla activa. La textura de crecimiento intergranular, que se forma entre anfíbol, plagioclasa y biotita, sugiere un control estructural de los fluidos metamórficos (Augustithis, 1990). El metasomatismo originó una zonación mineralógica compleja en la formación Pochotepec, pero parece claro que la temperatura condicionó las estructuras metasomáticas.

La heterogeneidad en la litología de la formación Pochotepec, y la temperatura parece que controlaron la dirección de reemplazamiento metasomático en la unidad. La presencia de la formación Pochotepec metasomatizada al oriente de la ciudad de Oaxaca (observación del autor) sugiere que el metasomatismo fue regional y además estructuralmente controlado.

Esto es consistente con el hecho de que la movilización plástica del material involucra la movilización de sustancia a escala microscópica (Augustithis, 1990), y de que las fallas son buenos canales conductores de fluidos, ya que la deformación aumenta la permeabilidad (Yardley, 1997). La abundancia de porfidoblastos de feldespatos que se presentan definiendo texturas poiquiloblásticas y que encierran en ocasiones a la matriz en los metabasaltos, evidencian importantes reemplazamientos metasomáticos de alta temperatura (Augustithis, 1990). La presencia de diques pegmatíticos afectando a la secuencia volcanosedimentaria sugiere que parte de la formación Pochotepec fue afectada por el proceso de fusión parcial y removilización metasomática relacionado con el complejo migmatítico Teotitlán.

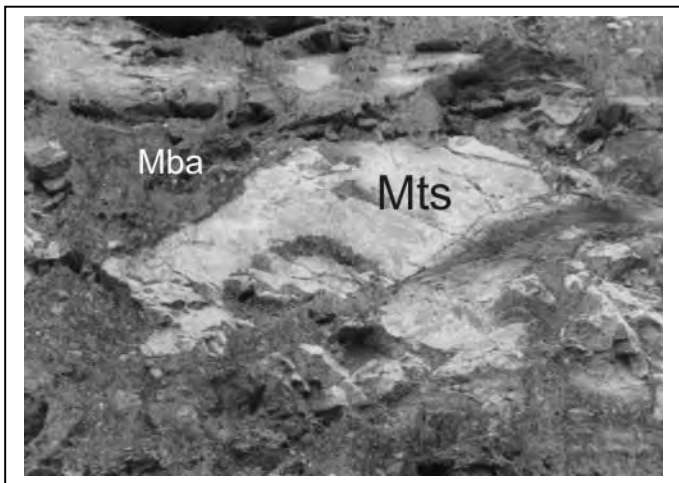


Figura 17. Sector metasomático (Mts) con geometría de lente en los metabasaltos (Mba). sugiriendo un control tectónico durante el metasomatismo

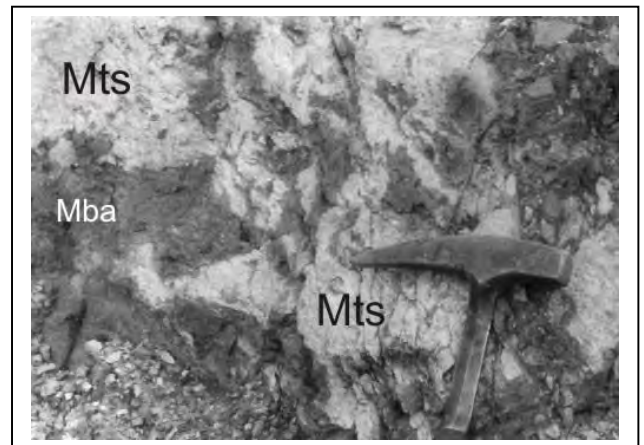


Figura 18. Sectores metasomáticos (Mts) ricos en feldespato potásico, mica blanca y cuarzo en los metabasaltos (Mba).



Figura 19. Bandas metasomáticas en las metandesitas que están afectadas por plegamiento asimétrico.

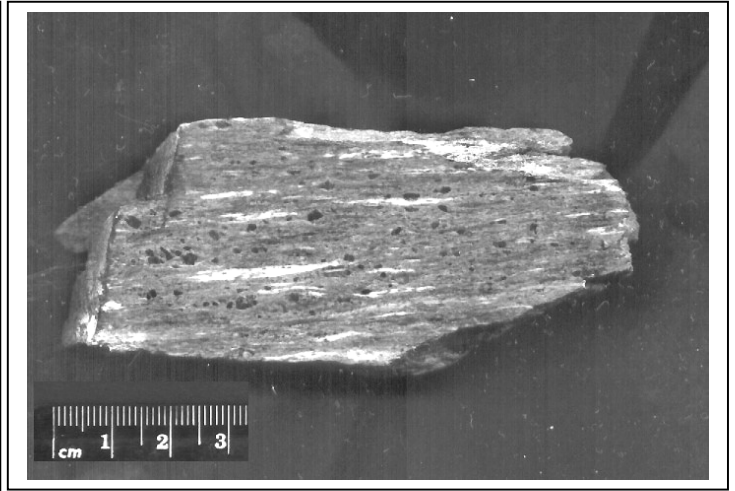


Figura 20. Roca metapiroclástica de composición intermedia de la Formación Pochotepec con una estructura de cizalla.



Figura 21. Roca metapiroclástica de grano fino afectadas por metasomatismo (Mts) previo al fallamiento inverso intenso en régimen frágil-dúctil.

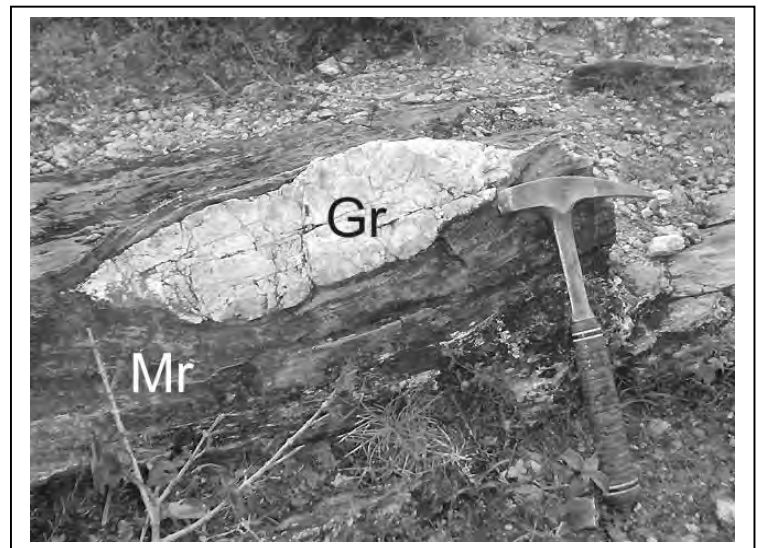


Figura 22. Bloque "aboudinado" de granito (Gr) en un mármol (Mr) de la Formación Pochotepec. El mármol presenta una foliación asociada con una cizalla.

III.3. Complejo migmatítico Teotitlán

El complejo migmatítico Teotitlán aflora en una franja con dirección NW-SE, dentro del área limitada por las localidades Potrero, Teotitlán, San Bernardino, San Vicente y Cacalotepec (Figura 6, mapa geológico en sobre). El complejo está constituido por gneises migmatíticos diorítico-tonalíticos, gneises cuarzdioríticos con granate, gneises de diopsida-plagioclasa, gneises migmatíticos graníticos, lentes de mesosomas pelíticos, diques metagraníticos, pegmatitas y aplitas. Las estructuras con *boudinage* son muy comunes en este complejo migmatítico (Figura 23). Los rasgos petrológicos y estructurales corresponden esencialmente a migmatitas bandeadas *estromáticas*, *flebíticas* y localmente sectores con estructura *agmatítica* (Figura 24). El contacto del complejo migmatítico con la formación Pochotepec es transicional, disminuyendo el grado de migmatización al alejarse del área de Teotitlán del Camino. El complejo está afectado por varios eventos de fallamiento posteriores frágil-dúctil, como son estructuras miloníticas, fallas laramídicas y fallas cenozoicas que se discuten en capítulo aparte. El contacto con la Formación Chivillas es por fallas laterales oblicuas y normales cenozoicas (Figura 6, mapa geológico).

Gneises migmatíticos diorítico-tonalíticos

Los gneises migmatíticos dioríticos-tonalíticos están formados de varias partes que varían en textura, mineralogía y estructura. Estas partes son paleosoma, melanosoma y leucosoma.

Paleosoma

El paleosoma está representado por algunos de los *boudines* que se presentan inmersos a veces en el mesosoma y otras veces en el melanosoma (Figuras 23, 25 y 26). Los *boudines* de paleosoma tienen una textura de grano fino con estructura foliada y se presenta en forma de lentes de anfibolita (Figura 23, 25 y 26), donde los más grandes, presentan un largo de hasta 4 m y un ancho de 2 m, mientras que los más pequeños son de 1 m de largo por 10 cm de ancho. La foliación que presentan es paralela con el bandeamiento del mesosoma y en ocasiones oblicua. Estos lentes en ocasiones están totalmente reemplazados por microclina + epidota + anfíbol (hornblenda), pero aún muchos

de estos conservan una apariencia textural que sugieren protolitos de rocas andesíticas y basálticas. La litología de las anfibolitas del esquisto La Nopalera se puede fácilmente confundir con los cúmulos lenticulares anfibolíticos del neosoma (Figura 24), pero en estos, los anfíboles se presentan en cristales mayores, con un color negro intenso y los bordes de los cúmulos son más redondeados y regulares. En la zona cerca del contacto con la Formación Chivillas, en la localidad de Vigastepec, se observó a las anfibolitas inmersas en cuerpos granodioríticos deformados, y afectados por inyecciones de magma de las migmatitas.

En el área cercana a Teotitlán del Camino el grado de fusión parcial es mayor, pero aún así se reconocieron algunos *boudines* granodioríticos de grano grueso rodeados por melanosoma de composición anfibolítica (Figura 27). Estos lentes granodioríticos presentan cúmulos magmáticos de composición más básica que sugieren un protolito de roca ígnea intrusiva. Así también, se reconoció un bloque inmerso en las migmatitas de unos gneises de anfíbol máficos y de gneises de biotita felsicos, intercalados, con bandas de espesores de 20 a 30 cm, y el bandeamiento está plegado isoclinalmente (Figura 28). El bandeamiento, la estructura y el tamaño de grano grueso, sugieren la presencia de un bandeamiento gnéisico previo en el protolito de este bloque.

Mesosoma

El mesosoma se maneja en este trabajo como la porción de la roca migmatítica que es intermedia en color entre el melanosoma y leucosoma (Figura 25), y no como un equivalente al paleosoma. El mesosoma presenta una textura fanerítica con un tamaño de grano fino a grueso, con una composición que varía de cuarzodiorítica a diorítica y un plegamiento y estructura gnéisica compleja. Presenta una textura bandeada y con *boudines* de paleosoma de anfibolitas (Figura 25) y granitoides (Figura 27). En ocasiones aparecen bandas ricas en anfíboles con espesores variables alcanzando hasta 40 cm de ancho, y los cristales de anfíbol llegan hasta 3 cm de tamaño (Figura 29). Estas bandas son más comunes en el área de Teotitlán del Camino y parecen corresponder a los mayores grados de fusión. El mesosoma presenta cúmulos ricos en anfíbol con forma de lentes que varían de 1 cm hasta 40 cm que se presentan orientados con el bandeamiento. La variación en la proporción de cristales de anfíbol, feldespato y cuarzo varía a lo largo de distancias de pocos centímetros sobre las bandas del mesosoma. El contacto del mesosoma con los *boudines* de paleosoma

es irregular y a veces muy anguloso, y el contacto es reconocido porque en el mesosoma aparece una cantidad mayor de bandas delgadas y listones de segregaciones ricas en feldespato y cuarzo con cantidad menor de anfíbol, con *pods* de agregados de feldespato en estructura de collar y *aboudinados*. El mesosoma es intrusionado por segregaciones de leucosoma granítico y por varias generaciones de diques metamonzoníticos y metagraníticos (Figura 25).

En lámina delgada el mesosoma tiene una mineralogía compuesta de anfíbol, plagioclasa (oligoclasa a andesina), feldespato potásico, albita, cuarzo, biotita, epidota, clorita, titanita, zircón y apatita (Figura 30). Presenta una textura granoblástica con la mayoría de la matriz con bordes de grano lobulados, con una foliación burda poco definida por cuarzo, anfíbol y plagioclasa que están elongados. El anfíbol presenta un color verde azulado claro, con formas xenoblásticas y con una orientación paralela a la foliación, y aparece creciendo también en las colas de porfidoclastos de plagioclasas, como granos intersticiales en la matriz granoblástica, y presenta inclusiones de cuarzo y plagioclasa lobulados. Los cristales de anfíbol están cortados por vetillas de minerales arcillosos y a veces es común encontrarlos reemplazados totalmente por clorita.

Hay dos generaciones de plagioclasa, la plagioclasa más reciente es oligoclasa en composición y presenta formas xenoblásticas, una extinción ondulante, con textura de zoneamiento composicional. Esta plagioclasa, que junto con el cuarzo forma agregados granoblásticos, desarrolla en algunos cristales macla polisintética de tipo albita y a veces de Carlsbad, y aparece reemplazando a otra plagioclasa más antigua que está reemplazada a su vez por sericita y epidota. La plagioclasa más antigua es andesina, presenta maclas deformadas y plegadas, y parte de esta aparece como inclusiones en anfíbol.

El feldespato potásico aparece en formas xenoblásticas, con bordes de grano lobulados y se presenta reemplazando a plagioclasa; presenta texturas poiquiloblásticas con inclusiones abundantes de cuarzo y plagioclasa. En algunos casos el feldespato está reemplazado parcialmente por sericita, también presenta texturas de exsolución a albita. La albita presenta formas anhedrales a subhedrales y está reemplazando a la plagioclasa (oligoclasa). El cuarzo presenta formas xenoblásticas en bandas granoblásticas con una extinción ondulante y bordes de grano lobulados. Hay cuarzo asociado con vetillas que está

también deformado, y como inclusiones en algunas plagioclasas. La biotita aparece en formas subhedrales orientadas con la foliación, su color de pleocroismo varía de pardo rojizo a pardo anaranjado, en ocasiones aparece en forma de colas en porfidoclastos de plagioclasa. La epidota aparece en varias generaciones: la primera se presenta reemplazando a la plagioclasa, mientras que otra generación aparece, a lo largo de planos de fracturas como vetillas cortando a la foliación. La clorita presenta formas anhedrales y aparece asociada a planos de cizalla frágil-dúctil; es común observarla reemplazando al anfíbol y a la biotita. La titanita aparece en dos generaciones, una con formas anhedrales y la otra con formas euhedrales en cristales más pequeños, esta última asociada a eventos hidrotermales posteriores a la migmatización. El zircón presenta formas euhedrales prismáticas, con formas alargadas que sugiere un origen magmático, y se presenta también dentro de apatita como inclusión.

Leucosoma

El leucosoma varía de monzonítico a granítico en composición y se presenta en formas diferentes: bandas con espesores variables (desde 1 mm hasta 2 m), paralelas al bandeamiento (Figura 31), lentes elongados, *boudines* con formas de collar y vetillas (Figura 32), y parches que cortan y bordean a los *boudines* anfíbolíticos (Figura 24). Las bandas de leucosoma presentan una textura de grano grueso, con cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa. Se observan contactos difusos con el mesosoma y el tamaño de los cristales se incrementa hacia las partes internas de las bandas. Los cristales de feldespato se observan creciendo en agregados de porfidoblastos con colas asimétricas y simétricas. El leucosoma se observa reemplazando a las zonas menos ricas en feldespatos y es paralelo al bandeamiento.

Los *boudines* se presentan en varios tamaños desde escala milimétrica a métrica en formas geométricas tipo sigma asimétrica y simétrica, en estructura de *boudinage*, de collar y de lentes alargados paralelos al bandeamiento (Figura 32). Los *boudines* están constituidos de plagioclasa, microclina y en ocasiones cuarzo. Es común encontrarlos en textura pseudomórfica en forma de *pods* alargados sustituyendo al mesosoma, siendo a veces muy clara esta sustitución. Las vetillas de leucosoma presentan un espesor variable y aparecen comúnmente intrusionando los *boudines* de paleosoma, pero también se presentan en las

partes anfíbolíticas melanosomáticas en las cuales asemejan a estructuras de brechamiento (*agmatíticas*) (Figura 24). Los parches de leucosoma granítico presentan una textura fanerítica con grano muy grueso, y se presentan comúnmente en la interfase de los *boudines* anfíbolíticos y la parte del mesosoma cuarzodiorítico, aunque también los parches se presentan en las partes más internas de algunos *boudines*. Los parches leucosomáticos parecen haberse desarrollado en los bordes de grano, lo que sugiere una gran actividad de fluidos magmáticos intergranulares (Figura 26).

Gneises cuarzodioríticos con granate

Los gneises cuarzodioríticos se presentan intercalados con los gneises migmatíticos de biotita-feldespato potásico y los gneises migmatíticos diorítico-tonalíticos. Los gneises cuarzodioríticos presentan un plegamiento dúctil complejo, y afloran ampliamente a lo largo de la franja NW-SE desde Teotitlán hasta Pochotepec. Estos gneises presentan un tamaño de grano medio a grueso, con bandas más ricas en anfíbol + plagioclasa, intercaladas con bandas más félsicas ricas en plagioclasa + cuarzo + feldespato potásico (Figura 33). Los espesores de las bandas anfíbolíticas varían desde varios milímetros hasta un metro.

En lámina delgada los gneises cuarzodioríticos presentan una mineralogía constituida por, anfíbol verde-azul, plagioclasa (andesina), granate, biotita, cuarzo, epidota, feldespato potásico, clorita, titanita, zircón y sulfuros. El anfíbol (hornblenda) presenta formas subhaciales a euaciales, con un pleocroísmo de color que varía de verde claro a verde azulado, un hábito acicular, presenta maclamiento paralelo al eje cristalográfico principal, y comúnmente contiene inclusiones de cuarzo y epidota. El anfíbol es reemplazado por biotita y clorita que en algunas muestras solo quedaron islas del anfíbol; cuando este está fracturado se observan óxidos de hierro y biotita dentro de estas fracturas. En algunas muestras se observó acompañando a agregados de plagioclasa y cuarzo en forma de lentes con abundantes contactos lobulados. La plagioclasa presenta formas xenoblásticas, extinción ondulante, con texturas en agregados con cuarzo, con cristales con bordes lobulados; aparece como porfidoblastos compuestos de agregados granoblásticos y definiendo texturas poikiloblásticas con inclusiones abundantes. La plagioclasa es reemplazada por epidota (saussuritización) y por feldespato potásico. La plagioclasa manifiesta maclas polisintéticas deformadas (Figura 34) que muestran plegamiento intenso y formas irregulares curvas; hay

otra generación de plagioclasa que no presentan maclas deformadas pero sí extinción ondulante.

El granate presenta formas xenoblásticas con estructura de manto y núcleo rodeado por cuarzo y plagioclasa recristalizadas, o bien textura de atolón con un crecimiento cristaloblástico entre los límites de granos (Figura 35), así como inclusiones abundantes lobuladas de cuarzo. El granate generalmente está reemplazado parcial o totalmente por biotita, clorita y cuarzo (Figura 35). Muchos granates están en forma de porfidoblastos con rabos compuestos de biotita, epidota y clorita. La biotita presenta formas xenoblásticas, orientada en una foliación. En algunas muestras la biotita está ausente, pero en otras es abundante y reemplaza, junto con la epidota, al anfíbol. La biotita aparece intercrecida con clorita y a veces reemplazada totalmente por ésta; su crecimiento es paralelo a una foliación y se presenta algunas veces como sombras de presión en epidota. El cuarzo presenta formas xenoblásticas, con extinción ondulante, con bordes de grano lobulados, y se observa una orientación paralela a la foliación predominante en forma de listones. Algunos granos de cuarzo aparecen como agregados granoblásticos. La epidota presenta formas subhedrales a euhedrales, a veces con crecimiento de macla paralela al eje longitudinal cristalográfico y con un zoneamiento composicional. La epidota aparece a veces rodeada por coronas de biotita y es reemplazada por clorita. En algunas muestras la epidota se observó definiendo una estructura *aboudinada*. El feldespato potásico es microclina en cristales xenoblásticos, con textura de tamiz y define texturas gráficas con el cuarzo. La distribución de microclina parece condicionada a las zonas donde hubo un grado mayor de fusión parcial y apareciendo siempre reemplazando a plagioclasas, La microclina en niveles estructurales más inferiores se observó con plagioclasa formando texturas de antipertita; en estos niveles se observó al feldespato potásico con macla de Carlsbad.

La clorita presenta formas subhedrales y aparece reemplazando al anfíbol, a la biotita, a la epidota y al granate. La titanita se presenta en dos generaciones: la primera con formas euhedrales a subhedrales abundante y con orientación preferencial paralela a la foliación; en algunas muestras está rodeando a núcleos de rutilo y de ilmenita. La otra generación de titanita está asociada con vetillas hidrotermales que cortan a la foliación. El zircón presenta cristales euhedrales con formas prismáticas alargadas y a veces redondeadas. Algunos sulfuros se observan creciendo sobreponiéndose a la matriz granoblástica.

Gneises de diopsida-plagioclasa

Los gneises de diopsida-plagioclasa están intercalados con los gneises cuarzodioríticos de granate, con bandas más claras ricas en feldespato potásico y cuarzo (Figuras 36 y 37), y bandas pegmatíticas deformadas con disseminaciones de molibdenita. Estos gneises se encuentran en los niveles estructurales inferiores y en el núcleo de una antiforma asociada al evento D_2 (ver capítulo de geología estructural), como se pudo observar en la barranca del Toro entre la comunidad del Mirador y Nogaltepec.

En lámina delgada los gneises de diopsida-plagioclasa presentan una mineralogía en equilibrio de diopsida, plagioclasa (andesina-oligoclasa), ortoclasa, cuarzo, titanita, turmalina, zircón y rutilo (Apéndice, Tabla 1). Una posterior asociación mineral esta dada por tremolita, microclina y calcita. La textura de los gneises es en general granoblástica con límites abundantes de granos de tipo lobulado, y reemplazamientos abundantes entre los minerales de la matriz. La diopsida se presenta en cristales subhedrales, reemplazada por tremolita y calcita, y comúnmente con sombras de presión de plagioclasa en forma de porfidoblastos (Figura 38). También creció en forma de cristaloblastos entre los límites de granos de la matriz definiendo texturas de atolón con a cristales de ortoclasa y cuarzo en su interior. La plagioclasa presenta formas anhedrales, extinción ondulante, bordes de grano de tipo lobulados y macla polisintética deformada de tipo ondulado y a veces de tipo carlsbad; es común observarla siendo reemplaza por feldespato potásico, y aparece reemplazando a microclina. La microclina posterior presenta formas subhedrales a anhedrales, es abundante, muestra zoneamientos, con extinción ondulante, una textura de tamiz característica, y sus bordes de grano son lobulados; es frecuente observarla reemplazada por plagioclasa y a veces pasando de ortoclasa a microclina. La ortoclasa presenta formas subhedrales, se diferencia claramente de la plagioclasa y microclina por sus propiedades ópticas, ya que presenta macla tipo carlsbad, y tiene una apariencia más sucia. El cuarzo muestra formas anhedrales que define en la matriz, en contacto con los feldespatos, una textura granoblástica con límites lobulados. El cuarzo, en corte paralelo a la lineación, se presenta formando listones y en cristales elongados paralelos a la foliación y algunos granos muestran gemelación *lamelar* debido a deformación intracristalina. La tremolita se presenta en formas subhedrales, es incolora, sus cristales están orientados paralelos a la lineación dominante, presenta un hábito acicular, se observa remplazando a la diopsida y a su vez es remplazada

por calcita. La titanita presenta formas euhedrales a subhedrales con núcleos de rutilo, se observa creciendo posterior a la matriz granoblástica principal de la roca, y es cortada por vetillas rellenas de calcita. La turmalina presenta formas euhedrales y se observa en crecimiento posterior a la foliación.

Gneises migmatíticos graníticos ricos en biotita

Los gneises migmatíticos graníticos están intercalados con los gneises cuarzodioríticos de granate, y ambos están plegados isoclinalmente. Los gneises migmatíticos graníticos son más abundantes en las porciones cercanas a la falla de Oaxaca, borde de la fosa de Tehuacán. Se componen de bandas irregulares de leucosoma y mesosoma cuarzofeldespático rico en biotita que varían en espesor de centímetros a metros (Figura 39).

El mesosoma presenta un tamaño de grano fino a medio, una textura granoblástica con un bandeamiento claro, y tiene una concentración mayor de biotita, a diferencia de las bandas de leucosoma. En lámina delgada se observa una mineralogía de biotita, plagioclasa (oligoclasa-andesina), feldespato potásico, cuarzo, apatita, zircón y óxidos de hierro (Apéndice Tabla 1). La biotita presenta un color pardo rojizo, con cristales de formas subhedrales a anhedrales, su crecimiento es paralelo al bandeamiento y está condicionado a los bordes de grano y en las colas de porfidoblastos de plagioclasa. En algunas muestras se observa biotita definiendo texturas de intersectales. La plagioclasa presenta cristales subhedrales a euhedrales, con extinción ondulante, macla polisintética plegada, y macla combinada de albita-carlsbad, definiendo una textura inequigranular lobulada. El feldespato potásico se presenta en cristales con formas anhedrales a subhedrales, y aparece comúnmente intercrecido con plagioclasas. Algunos cristales de feldespato tienen desarrollo de macla tipo carlsbad y texturas zoneadas composicionalmente. El cuarzo se presenta en formas anhedrales con extinción ondulante, con contactos lobulados y alargados en dirección paralela a la lineación dominante.

El leucosoma del gneis migmatítico granítico es de grano grueso dentro de bandas irregulares; la mineralogía en este caso es plagioclasa, cuarzo y biotita. La plagioclasa presenta cristales de hasta 4 cm de tamaño y la biotita tiene tamaños de cristales de hasta 2 cm. El leucosoma es paralelo al bandeamiento, pero también se presenta en forma de diques

intrusionando el bandeamiento temprano. El leucosoma forma lentes de agregados de cuarzo y feldespato potásico que orientan su eje mayor paralelo al bandeamiento.

Diques graníticos deformados, tonalíticos y pegmatitas.

En el complejo migmatítico Teotitlán se reconocieron cuatro pulsos magmáticos que ocurrieron antes del emplazamiento de rocas ígneas no deformadas posteriores a la migmatización. Aparentemente el paleogradiente térmico aumentó al poniente, hacia la falla de Oaxaca, y parece ser que coincide con el número mayor de intrusiones ígneas. La temporalidad relativa de emplazamiento fue determinado con base en relaciones de corte y litológicas. Las intrusiones son las siguientes, de la más antigua a la más joven: (1) diques graníticos con granate paralelos al bandeamiento, plegados, y lentiformes en algunos casos; (2) diques tonalíticos máficos; (3) diques graníticos leucocráticos; y (4) pegmatitas graníticas tardías deformadas.

Diques graníticos con granate

Estos diques graníticos se presentan en forma de lentes y bandas, cortan al bandeamiento tardíamente (Figura 40), y presentan estructura lineada tipo L. Es común encontrarlos a lo largo de todo el complejo migmatítico Teotitlán. Cuando están plegados las charnelas están engrosadas y los flancos adelgazados. La mineralogía de los diques que conforman una litología leucocrática con un grano de medio a grueso, consiste en plagioclasa, feldespato potásico, biotita, cuarzo, granate, mica blanca, zircón, apatita y óxidos de hierro.

En lámina delgada presentan una textura granoblástica con una foliación burda. La plagioclasa tiene formas xenoblásticas, con extinción ondulante y en forma de porfidoclastos definiendo estructuras de manto y núcleo, además de texturas de mortero. También se observa desarrollo de mirmequitas entre el cuarzo y la plagioclasa. Esta textura es muy común en los diques graníticos. En algunas muestras se observa plagioclasa (oligoclasa) con maclas de deformación y maclas de tipo combinada albita-carlsbad; se presenta también el desarrollo de albita. El feldespato potásico aparece en formas anhedrales a subhedrales en forma de porfidoblastos, y es común encontrarlo reemplazando a plagioclasa y con el desarrollo de macla tipo Carlsbad. La biotita presenta formas subhedrales a anhedrales con

un color de pleocroismo que varia de pardo-rojizo a pardo oscuro, los cristales están orientados con la foliación y a veces se presenta creciendo de forma intergranular. El cuarzo presenta formas anhedrales, extinción ondulante, y ocurre como granos recristalizados dinámicamente alrededor de plagioclasa y sus bordes presentan formas lobuladas; es común observarlo en contacto con la plagioclasa formando texturas mirmequíticas. El granate presenta formas xenoblásticas, con bordes de grano lobulados, y sin sombras de presión, ya que aparece creciendo de forma cristaloblástica y de forma intergranular, y a veces está reemplazado parcialmente por biotita. La mica blanca presenta formas subhedrales, no siempre está presente, y cuando aparece está en tamaños de cristales de escala centimétrica. El zircón y apatita son abundantes y aparecen en cristales pequeños.

Diques tonalíticos

Los diques tonalíticos presentan espesores variables de 1 m hasta 20 m, cortan a los diques graníticos, y presentan también una estructura lineada (Figura 41). La textura de grano es gruesa, con cintas en collar de agregados de feldespato y que llegan a alcanzar tamaños de hasta 3 cm visibles en afloramiento, así como porfidoblastos de plagioclasa con sombras de presión de cuarzo y feldespato recristalizados dinámicamente. En lámina delgada presentan una mineralogía dada por plagioclasa (oligoclasa), cuarzo, biotita, feldespato potásico, clorita y zircón. Estos diques manifiestan una estructura asimétrica de cizalla con abundante desarrollo de porfidoblastos, característica que se diferencia de la textura asimétrica granoblástica de los diques graníticos con granate. La plagioclasa (oligoclasa) se presenta en porfidoblastos con extinción ondulante, con sombras de presión de biotita, macla polisintética deformada y desarrollo de maclas de deformación. Se observan texturas de reemplazamiento de plagioclasa por feldespato potásico. El cuarzo presenta formas anhedrales, extinción ondulante, con límites de grano lobulados y aparece como porfidoblastos; también se presenta en forma de agregados de cuarzo y listones orientados con la foliación. La biotita es abundante, con un color pardo-anaranjado creciendo a lo largo de planos S-C, y aparece a veces reemplazada por clorita. El feldespato potásico presenta formas anhedrales, con extinción ondulante, y desarrollo de macla de Carlsbad en forma de porfidoblastos; en algunas muestras es muy escaso, mientras que en otras aumenta su contenido y el cuarzo disminuye, adquiriendo la roca una composición más monzonítica.

Diques graníticos

Los diques graníticos del tercer pulso magmático tardío presentan un tamaño de grano fino con una cantidad menor a nula de ferromagnesianos, a diferencia de los diques tonalíticos ricos en biotita. Los diques graníticos cortan a las generaciones anteriores de diques, y presentan una estructura también lineada tipo L. Su composición mineralógica es feldespato potásico, cuarzo y plagioclasa.

Pegmatitas tardías deformadas

Las pegmatitas tardías deformadas son abundantes en todo el complejo migmatítico Teotitlán, aunque aparecen con más claridad intrusionando a la Formación Pochotepec y al esquisto La Nopalera del complejo metamórfico Mazateco. Las pegmatitas presentan su textura típica de grano grueso con abundante feldespato potásico y cuarzo.

Los diques pegmatíticos deformados que intrusionan a los metabasaltos de la Formación Pochotepec, presentan plegamiento dúctil, con un tamaño de grano grueso, con formas irregulares, y con un espesor variable (Figura 42). Su mineralogía es cuarzo color azulado, plagioclasa, feldespato potásico y abundante molibdenita. Los diques graníticos del tercer pulso magmático tardío del complejo migmatítico Teotitlán también cortan a los basaltos en algunas localidades, y presentan tamaño de grano fino a medio, con terminaciones lenticulares y muestran una estructura foliada.

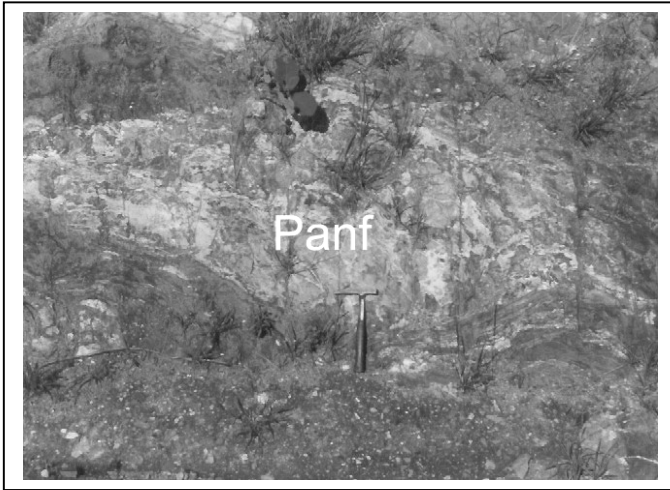


Figura 23. Lentes de anfibolita (Panf) de hasta 2 m de longitud. El protolito corresponde a roca ígnea volcánica de composición básica; presentan un intenso reemplazamiento por epidota, clorita y albita.

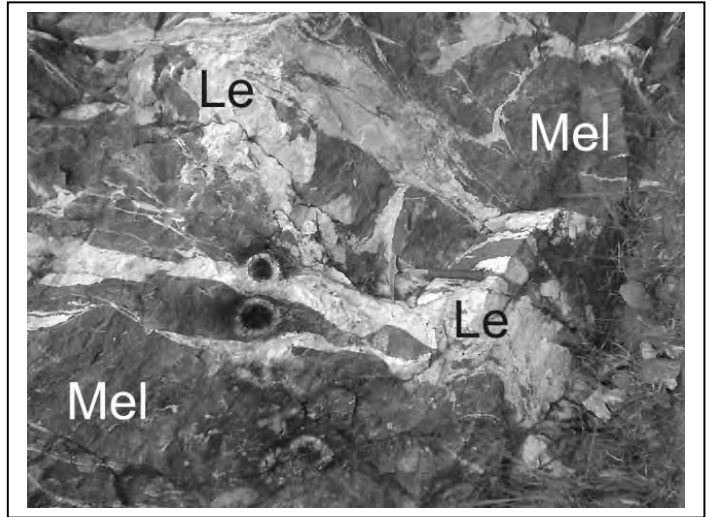


Figura 24. Estructura agmatítica donde se ven bloques de melanosoma anfibolítico (Mel) intrusivos por vetillas y segregaciones de leucosoma (Le).

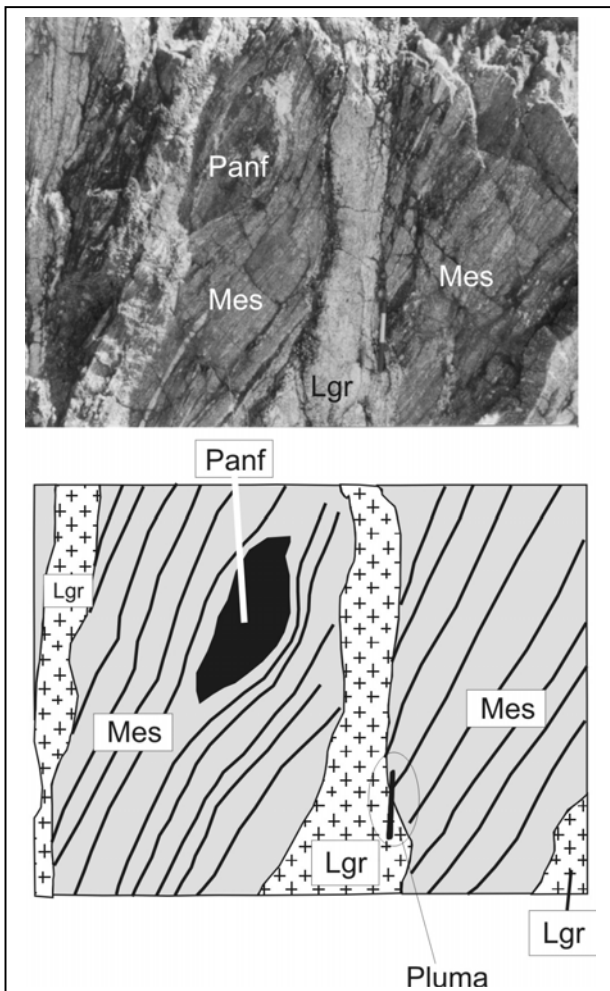


Figura 25. Inclusión de anfibolita (paleosoma) rodeada de un mesosoma de composición cuarzodiorítica (Mes) que a su vez es cortado por diques de leucosoma granítico (Lgr).

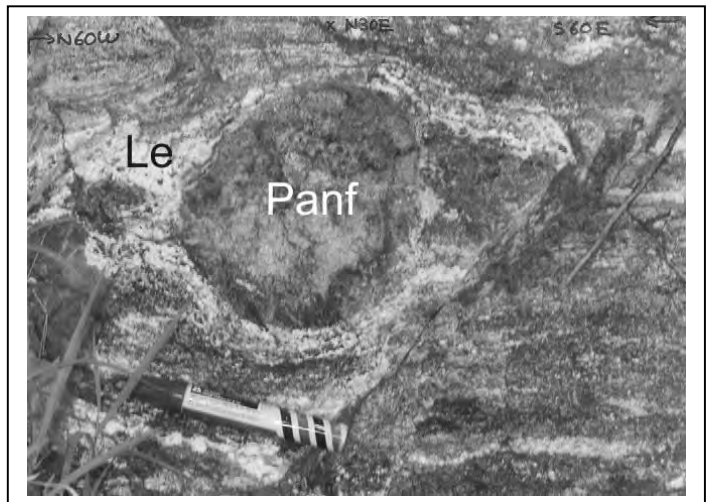


Figura 26. Parches de leucosoma (Le) en las zonas de menor presión de los boudines de anfibolita (Panf). Los boudines se presentan reemplazados por epidota y clorita.

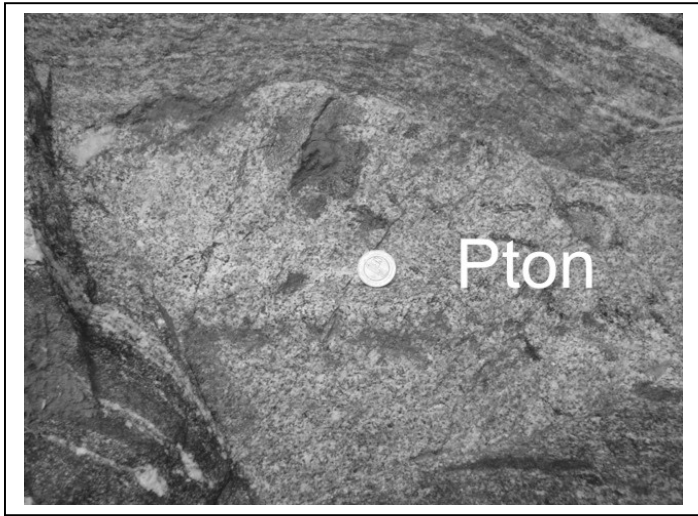


Figura 27- Inclusión de tonalita (Pton) con cúmulos de composición más máfica, rodeado por una matriz de composición diorítico-tonalítica. La tonalita refleja una estructura magmática relictas.

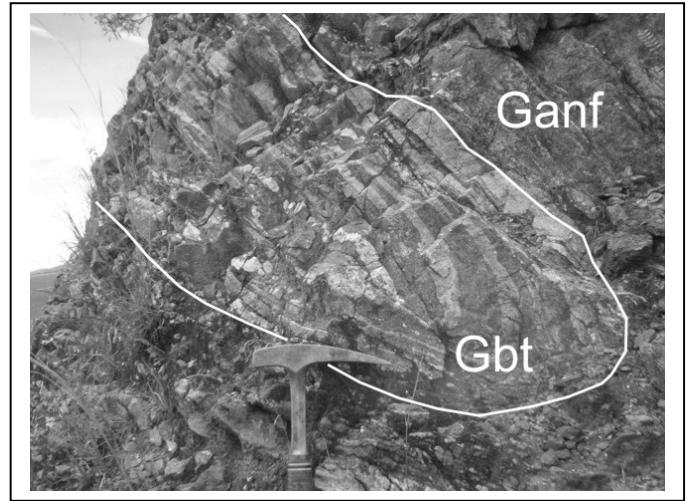


Figura 28. Intercalación de bandas de gneises de biotita-plagioclasa (Gbt) con gneises de anfíbol-plagioclasa (Ganf). Ambas unidades presentan rasgos de fusión parcial.

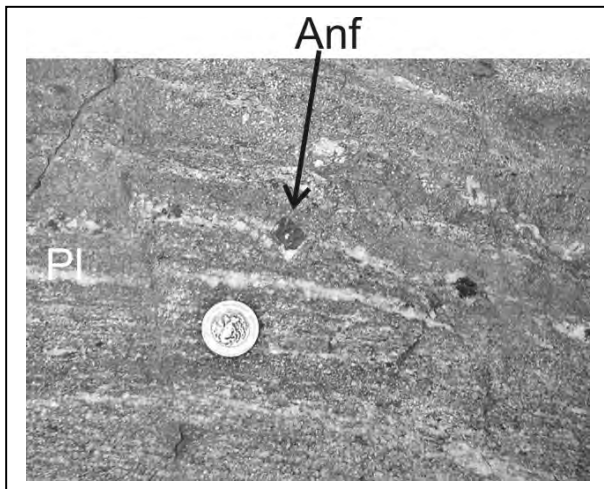


Figura 29. Porfidoblastos de anfíbol (Anf) de un 1 cm de tamaño que se presentan en secciones transversales y están rodeados de "halos" de plagioclasa (Pl).

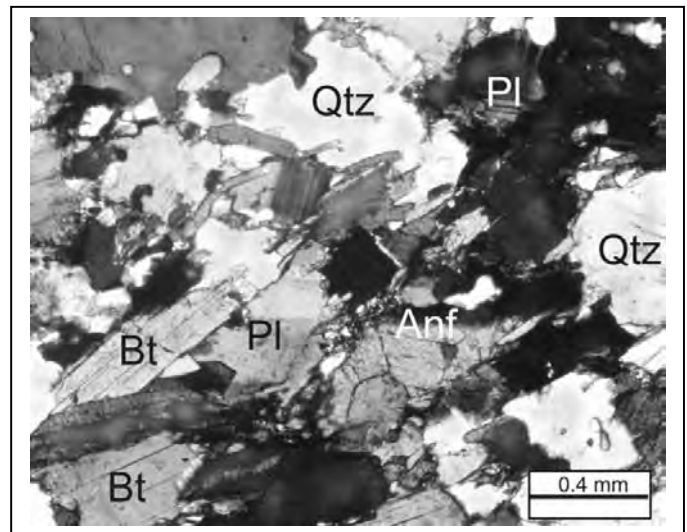


Figura 30. Relaciones microtexturales del mesosoma cuarzodiorítico que muestra una textura inequigranular con contactos lobulados. La biotita (Bt) y el anfíbol (Anf) están orientados definiendo a la foliación.

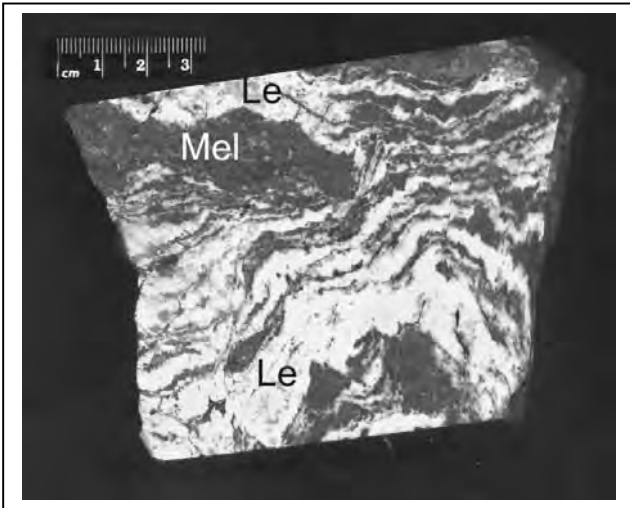


Figura 31. Leucosoma rico en plagioclasa (Le) en los gneises migmatíticos dioríticos, intercalado con bandas irregulares ricas en anfíbol (Mel).

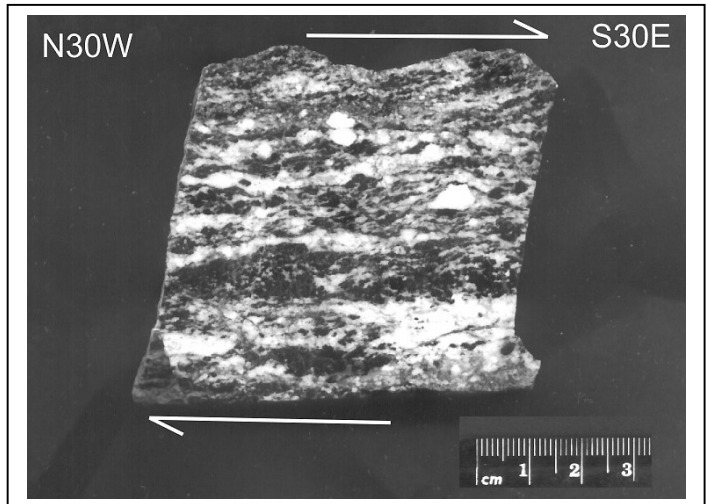


Figura 32. Bandas irregulares de leucosoma, y porfidoblastos de plagioclasa.

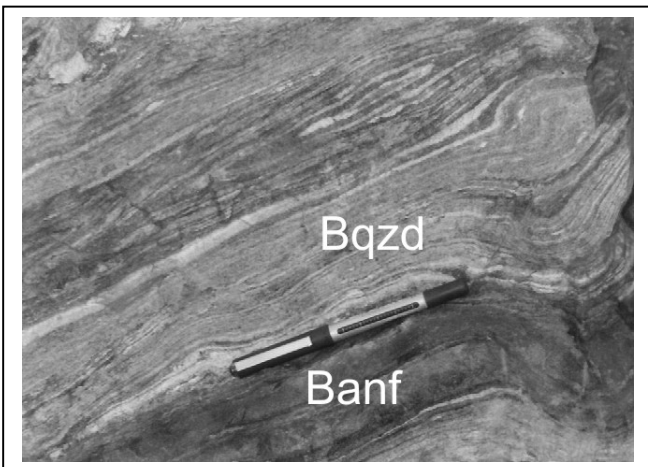


Figura 33. En los gneises cuarzodioríticos, se observa un plegamiento isoclinal definido por el bandeamiento. Bandas anfíbolíticas (Banf) y bandas cuarzodioríticas (Bqzd) están intercaladas.

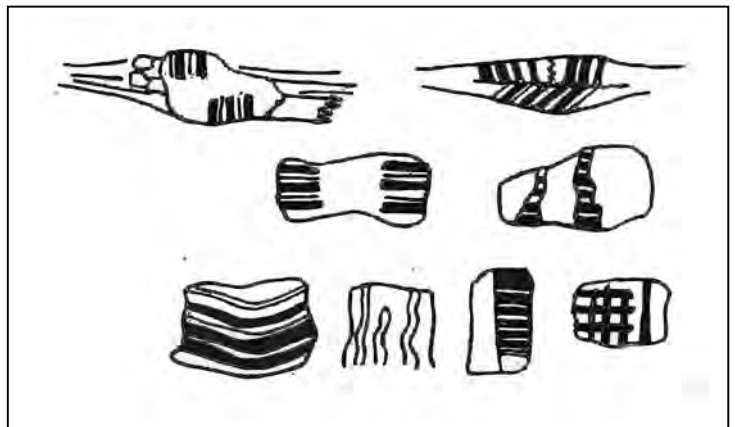


Figura 34. Tipos de maclas de deformación que se presentan en los porfidoclastos de plagioclasa en los gneises cuarzodioríticos.

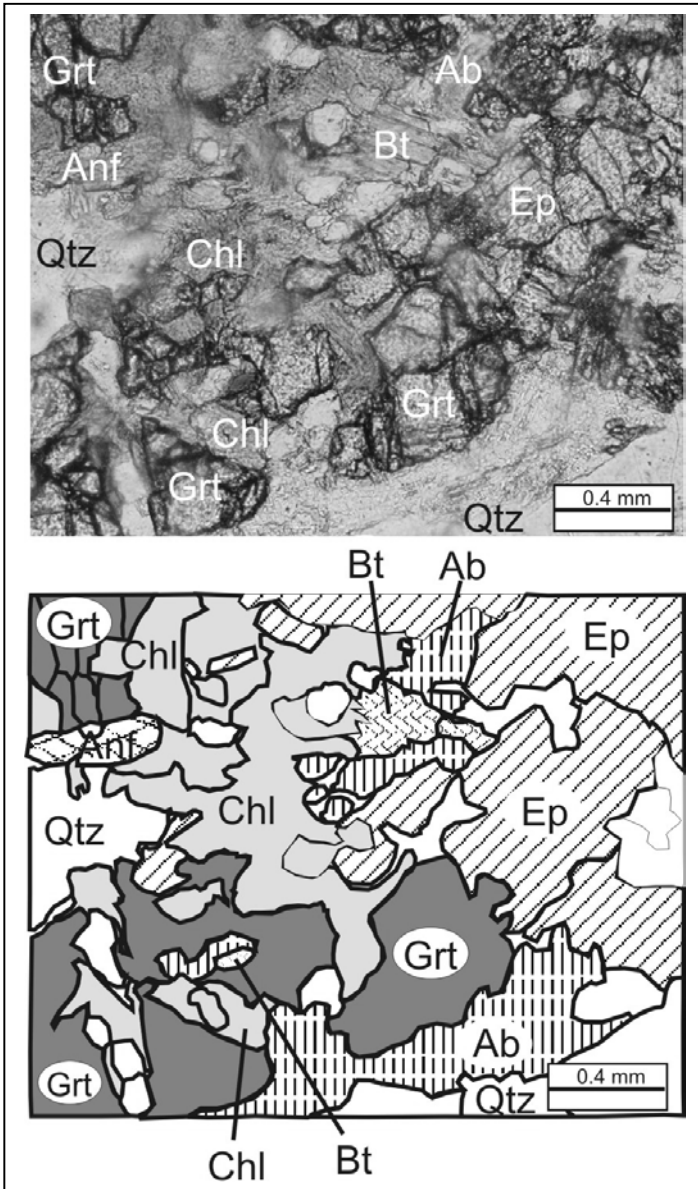


Figura 35. Relaciones microtexturales de los gneises cuarzodioríticos. El granate (Grt) está reemplazado por biotita (Bt) y clorita (Chl).

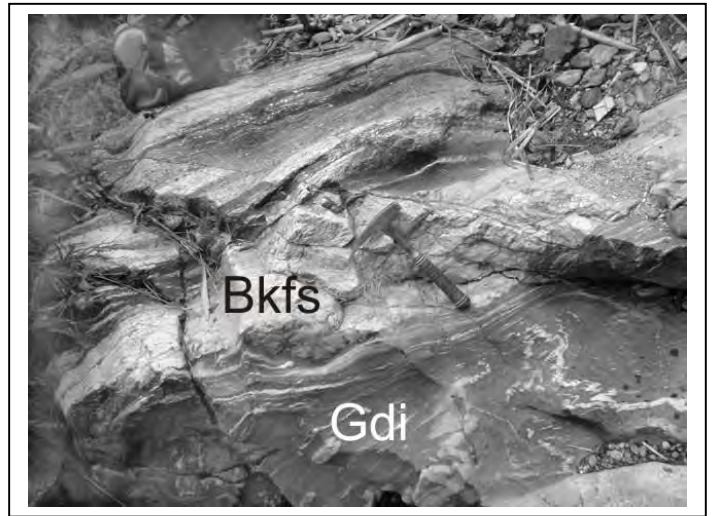


Figura 36. Gneises de diopsida-plagioclasa (Gdi) intercalados con bandas ricas en feldespato potásico y cuarzo (Bkfs).

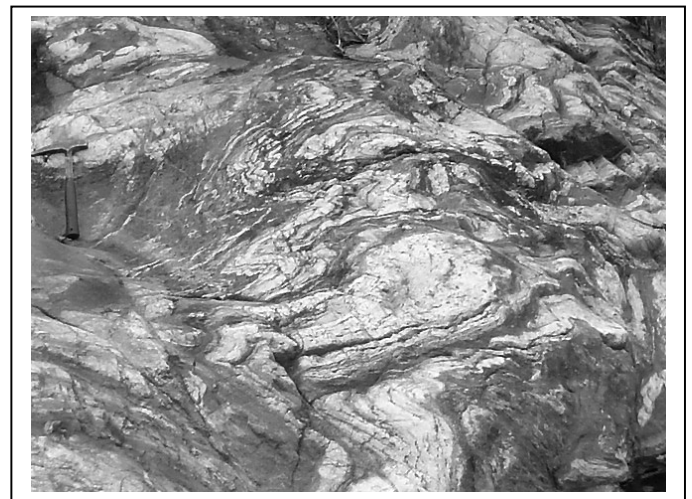


Figura 37. Plegamiento disarmónico definido por el bandeamiento en los gneises de diopsida-plagioclasa.



Figura 38. Porfidoblasto de clinopiroxena con sombras de presión de plagioclasa en bandas de los gneises de diopsida-plagioclasa-microclina.



Figura 40. Diques graníticos del primer pulso magmático de las etapas tardías del complejo migmatítico Teotitlán.

Figura 42. Diques pegmatíticos deformados de alta temperatura ricos en cuarzo azulado, feldespato potásico y molibdenita.

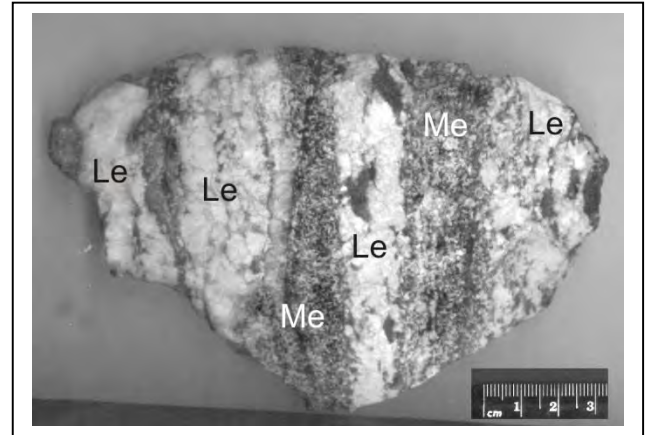


Figura 39. Bandas de mesosoma (Me) y leucosoma granítico (Le) en los gneises migmatíticos graníticos.

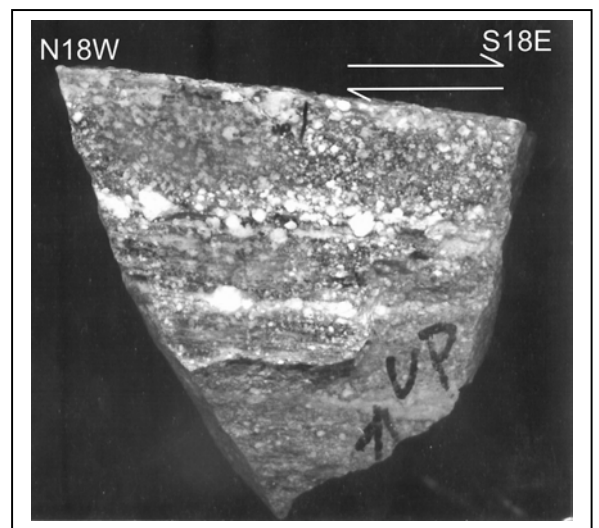


Figura 41. Muestra de mano de los diques tonalíticos, que presenta el desarrollo de porfidoblastos de plagioclasa a lo largo de una zona de cizalla con cinemática dextral de alta temperatura.



III.3.1. Interpretaciones petrográficas

En el complejo migmatítico Teotitlán, las generaciones distintas de diques, los crecimientos intergranulares del leucosoma tanto de los gneises migmatíticos graníticos como diorítico-tonalíticos, la abundancia de anfíbol en partes melanosomáticas y abundancia de diques pegmatíticos hacia las partes alejadas del complejo migmatítico, y la presencia de texturas metasomáticas en las rocas de la Formación Pochotepec, sugieren que hubo una gran actividad de fluidos metasomáticos indicando que el complejo migmatítico Teotitlán fue un sistema abierto en sí mismo y hacia las partes vecinas. El crecimiento intergranular de microclina, granate, diopsida y anfíbol sugieren también la presencia de fluidos de alta temperatura asociados con deformación contemporánea, y que la deformación posibilitó una alta permeabilidad para el movimiento de estos fluidos (e.g. Yardley, 1997).

Por otro lado, evidencias petrográficas y microtexturales en el complejo migmatítico Teotitlán tales como: (1), deformación intracristalina, así como evidencias de transferencia de masa en los feldespatos y cuarzo. (2), bandas elongadas de microclina y cuarzo paralelas al bandeamiento. (3), cuarzo y feldespatos con maclas de deformación abundantes, extinción ondulante y evidencias de maclamiento laminar. (4), movilidad alta de los límites de grano denotada por la migración de estos y abundantes reemplazamientos, todo ello sugiere que el flujo estructural ocurrió en condiciones submagmáticas y no magmáticas (Blenkinsop, 2000).

Las relaciones texturales y mineralógicas en las litologías distintas del complejo migmatítico Teotitlán permiten reconocer dos asociaciones minerales (M_{1t} y M_{2t}) que se desarrollaron en etapas tectonotérmicas diferentes. La primera asociación (M_{1t}) corresponde al desarrollo de diopsida, granate, microclina, plagioclasa (andesina-oligoclasa), anfíbol verde azulado, biotita (primera generación), titanita (primera generación) y turmalina (primera generación). Esta asociación define condiciones metamórficas en facies de anfíbolita y bajo un contexto de cizalla de temperatura alta. La segunda asociación (M_{2t}) presenta dos campos de estabilidad de temperatura, uno de biotita y otro de clorita, reconocidos por observaciones petrográficas. Con el que corresponde al campo de la biotita los minerales que coexisten son: biotita (segunda generación), mica blanca, tremolita, epidota, albita, cuarzo y turmalina (segunda generación). La asociación del campo de la clorita está definido por los minerales clorita, cuarzo, albita, que también muestra un desarrollo bajo condiciones dinámicas, La

asociación M_{2t} se desarrolló en condiciones metamórficas de facies de esquistos verdes, siendo diferenciable una disminución de temperatura retrógrada y asociada a condiciones dinámicas. Posteriormente al desarrollo de estas etapas de metamorfismo ocurren minerales tales como clorita, titanita, cuarzo, calcita y pirita, asociados a vetas hidrotermales.

El evento M_{1t} , evento tectónico de temperatura alta, está claramente registrado en las zonas de fusión parcial mayor (cerca de Teotitlán del Camino), y este fue un evento de cizalla con presencia de intrusiones sintectónicas, ya que es clara la evidencia de paralelismo de las segregaciones leucosomáticas paralelas al bandeamiento dominante. La ausencia de cambios bruscos en el metamorfismo del complejo migmatítico Teotitlán pasando de los campos de estabilidad de hornblenda (M_{1t}), luego biotita y clorita (M_{2t}) sugiere un metamorfismo continuo con deformación asociada y ligado a exhumación importante.

III.4. Formación Chivillas

La Formación Chivillas aflora a lo largo de una franja regional NW-SE desde la zona de Tehuacán hasta el oriente de la ciudad de Oaxaca. Sus contactos con el complejo metamórfico Mazateco y con otras unidades litológicas son tectónicos, por fallas de cabalgaduras laramídicas regionales. En el área de estudio la Formación Chivillas presenta una estratigrafía caracterizada por una intercalación de sedimentos y rocas volcánicas (Figura 6). La litología que se observó son lavas basálticas con estructuras almohadilladas (Figura 43) y masivas, diques basálticos (Figura 44), grauvacas feldespáticas, grauvacas arcósicas, areniscas calcáreas, lutitas negras y calcáreas, limolitas negras, conglomerados y margas. Esta unidad también está afectada, en menor grado, por fluidos metasomáticos. El espesor de la Formación Chivillas es grande e importante como lo sugieren sus extensos afloramientos, aunque están engrosados por las cabalgaduras laramídicas.

Lavas basálticas con estructura almohadillada

Las lavas basálticas almohadilladas afloran en varias localidades como son Matlahuacala, Yohualco, Potrero, y fuera del área de estudio en Cacaloc (ver mapa geológico). Aparecen intercaladas con grauvacas feldespáticas y lutitas. Las lavas presentan una textura afanítica con un color verde y almohadillas de hasta 60 cm de diámetro, aunque éste es variable. Presentan bordes de enfriamiento de grano más fino y abundantes vesículas (Figura 43). El material Intersticial entre almohadillas está compuesto de pedernal con una matriz criptocristalina y de cristales aislados de epidota, clinozoisita, anfíbol y calcita. Hay vetillas abundantes de minerales félsicos que cortan a la estructura almohadillada. Los diques basálticos cortan a las lavas basálticas y presentan textura afanítica con un color verde azulado, así como numerosas vetillas ricas en minerales félsicos; los espesores de estos diques varían de 6 cm a 20 cm.

Datos geoquímicos de elementos traza para lavas almohadilladas de la Formación Chivillas (Gallo y Ruiz, 1993) definen composiciones de basaltos alcalinos, basanitas y traquiandesitas, con enriquecimiento de elementos incompatibles Rb, Sr, y una anomalía positiva de Nb. Las lavas tienen un ligero enriquecimiento de tierras raras ligeras y en el diagrama de discriminación tectonomagmática Hf-Th-Ta algunas muestras caen en el campo de margen destructivo y otras en intraplaca. Estos resultados sugieren que las lavas de la

Formación Chivillas, con características alcalinas, estuvieron ligadas con un régimen tectónico extensional. Esta afinidad geoquímica es congruente con las evidencias estructurales y petrográficas documentados en este trabajo.

Grauvacas arcósicas

Las grauvacas arcósicas son abundantes en toda la unidad; presentan una matriz compuesta de mica blanca detrítica, cuarzo criptocristalino, sericita, minerales arcillosos y calcita. Los clastos que se reconocieron fueron cuarzo monocristalino y cuarzo policristalino que representa un porcentaje modal de 30%, clastos de granito y gneis granítico un 40%, cristales de plagioclasa y feldespato alcalino en un 20%, clastos de rocas sedimentarias en un 10%. Los clastos presentan bordes angulosos a subangulosos. Los clastos de granito están compuestos de una textura fanerítica con cuarzo, mirmequitas, feldespato potásico y plagioclasa. Los clastos de gneis granítico presentan plagioclasas con maclas de deformación y texturas de mortero, cuarzo con extinción ondulante, feldespato potásico con macla de carlsbad y una foliación. Hay monocristales de microclina en forma de grano sedimentario que presentan extinción ondulante, con texturas perfiticas y a veces aparecen con texturas de exsolución. El cuarzo monocristalino aparece con evidencia de deformación intracristalina. También se observan clastos de esquisto de mica blanca + albita y clastos de cuarcita. En algunas grauvacas arcósicas la proporción de los componentes de gneis granítico y granito varía, llegando a alcanzar un porcentaje de hasta 40% de estos clastos, y hasta un 10% de los clastos de esquisto.

Grauvacas líticas

Las grauvacas líticas presentan una matriz de cuarzo y minerales arcillosos, los clastos comprenden los siguientes porcentajes: rocas volcánicas, 20%; rocas ígneas intrusivas y metamórficas, 20%; cuarzo monocristalino, 30%; y feldespatos, 30%. Los clastos de roca volcánica comprenden andesita, basalto y dacita. Hay clastos de pedernal. Los clastos de roca metamórfica comprenden esquisto de albita-mica blanca, esquisto de clorita-mica blanca y cuarcita. La cuarcita presenta una estructura milonítica. Los cristales individuales como partículas sedimentarias son de cuarzo monocristalino que presenta extinción ondulante, plagioclasa con maclas de deformación, y feldespato potásico con macla de Carlsbad.

Lutitas y pizarras negras

Las lutitas y pizarras negras de la Formación Chivillas son comunes en la región; aparecen en contacto de falla inversa laramídica con esquistos verdes de la Formación Pochotepec a lo largo de la margen poniente del río Chiquito. Las lutitas están intercaladas con limolitas de color gris-parduzco que en ocasiones cambian a colores verdes. Las lutitas negras fueron recristalizadas a pizarras en las zonas cercanas a fallas inversas laramídicas.

Conglomerados

Los conglomerados se encuentran intercalados con las grauvacas líticas, derrames basálticos y limolitas verdes. Los conglomerados están soportados por matriz y presentan clastos subangulosos de granito, arenisca, feldespato y cuarzo. En el área de Vista Hermosa se encontraron conglomerados con clastos subredondeados a bien redondeados de cuarcita, cuarzo monocristalino, granito deformado, areniscas y lutitas, que difieren de los conglomerados que aparecen en otras escamas tectónicas, donde se observan con clastos más angulosos a subangulosos.

Areniscas calcáreas y margas

Las areniscas calcáreas se encuentran intercaladas con areniscas volcánicas, y presentan abundantes partículas de cuarzo monocristalino, feldespato, granito, cuarcita y grauvaca lítica. Las margas se presentan intercaladas con grauvacas arcósicas y limolitas, y presentan una matriz de calcita recristalizada. Los granos o partículas sedimentarias reconocidas son de gneis granítico, esquisto de clorita con plegamiento, cuarzo con extinción ondulante, granito con feldespato de textura peritítica y microclina, esquisto de mica blanca-feldespato, y gneis cuarzofeldespático con estructura milonítica.

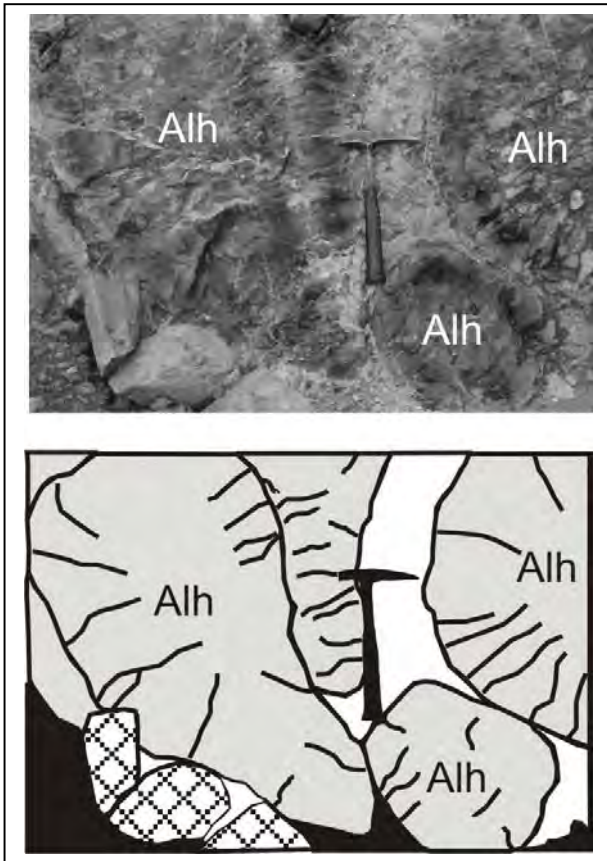


Figura 43. Estructuras de lavas almohadilladas (Alh) de la Formación Chivillas.



Figura 44. Dique basáltico que corta a grauvacas arcósicas (Aren) de la Formación Chivillas.

III.5. Granitos no deformados

Granito San Vicente

El granito San Vicente aflora al poniente de la población de San Vicente cerca de la falla de Oaxaca; su forma se aproxima a la de un tronco con dimensiones de 3 km en su longitud mayor y 2 km en su longitud menor (Figura 6, mapa geológico en sobre). El granito presenta una textura fanerítica con un tamaño de grano medio, y una mineralogía de cuarzo, feldespato potásico, cuarzo y mica blanca. El granito corta al complejo migmatítico Teotitlán y a la formación Pochotepec.

Diques graníticos

Los diques graníticos presentan espesores que varían desde 6 m hasta 100 m, y afloran principalmente en el borde de la falla de Oaxaca, a lo largo del camino de terracería que va de Los Cues a La Nopalera, y de Los Cues a Contlalco. Estos diques se diferencian fácilmente porque no están deformados dúctilmente y presentan un color rosa intenso. Los diques graníticos muestran texturas faneríticas de grano medio, con abundante ortoclasa y cortan a los diques asociados con el complejo migmatítico Teotitlán.

III.6. Rocas hipabisales y volcánicas cenozoicas

Las rocas ígneas hipabisales se encuentran en el área en forma de diques andesíticos que cortan al complejo migmatítico Teotitlán y a las formaciones Pochotepec y Chivillas. Los diques andesíticos están afectados por los fallamientos cenozoicos. En el cerro de Cuixtepec aflora un cuerpo hipabisal que presenta composición andesítica, con una textura porfídica y presenta xenolitos de gneis migmatítico cuarzodiorítico que pertenecen al complejo migmatítico Teotitlán.

III.7. Correlación de eventos metamórficos

Con base en las relaciones de campo, estructurales y texturales de cada unidad, se propone una correlación de los eventos metamórficos reconocidos. Así, el evento de cristalización metamórfica más antiguo es **M₁** que está representado por el metamorfismo del esquistos Mazatlán de Las Flores **M_{1m}**. Esta aseveración se basa en las relaciones de campo, y su correlación posible con el esquistos Chiquihuitlán considerado en trabajos previos de edad paleozoica (Charleston-Avilés, 1978) además de que el esquistos Mazatlán de Las Flores está afectado por metasomatismo. El evento metamórfico **M₂** está definido por **M_{1n}**, **M_{2m}**, **M_{1p}**, **M_{1t}**, ya que en cada unidad la asociación de minerales representa las mismas condiciones metamórficas de facies anfibolita. El evento metamórfico **M₃** está definido por **M_{2n}**, **M_{2p}**, y **M_{2t}**, con base en que en todas las rocas de cada unidad las condiciones de metamorfismo fueron en facies de esquistos verde, y debido a que los minerales que se desarrollaron bajo estas condiciones definen estructuras de deformación no coaxial en todas las unidades. Este evento **M₃** muestra, en algunas unidades como el esquistos La Nopalera, Formación Pochotepéc y el complejo migmatítico Teotitlán, que las condiciones en facies de esquistos verde pasaron del campo de la biotita a la clorita (Figura 45), y que este paso, debido a los reemplazamientos orientados, fue de manera gradual y bajo condiciones dinámicas. El último evento presente en las rocas del área de estudio es de carácter hidrotermal postmetamórfico, y aparece en vetillas cortando a la foliación predominante en muchas de las unidades. En la figura 45 se tabula la mineralogía metamórfica en cada unidad y su correlación con las fases principales de metamorfismo.

Unidad	Minerales	Protolitos	M ₁	M ₂	M ₃		Post-metamórfico
					Biotita	Clorita	
Esquisto La Nopalera	Anfíbol	Sedimentarios, volcánicos y granitos?	?	██████████			
	Granate			██████████			
	Plagioclasa			██████████			
	Biotita			██████████	██████████		
	Mica blanca			██████████	██████████		
	Albita			██████████		██████████	
	Epidota			██████████	██████████		
	Microclina			██████████			
	Turmalina			██████████			
	Cuarzo			██████████			
	Clorita			██████████			██████████
	Titanita			██████████			
	Sulfuros			██████████			
	Calcita			██████████			
Complejo migmatítico Teotitlán	Anfíbol azulado	Volcanosedimentarios, volcánicos, granitoides y gneises?		██████████	██████████		
	Granate			██████████	██████████		
	Diopsida			██████████	██████████		
	Plagioclasa			██████████	██████████		
	Biotita			██████████	██████████		
	Albita			██████████		██████████	
	Tremolita			██████████		██████████	
	Epidota			██████████		██████████	
	Microclina			██████████			
	Ortoclasa			██████████			
	Turmalina			██████████			
	Cuarzo			██████████			
	Clorita			██████████			██████████
	Titanita			██████████			
Sulfuros	██████████						
Hematita	██████████						
Calcita	██████████						
Formación Pochotepec	Anfíbol azulado	Volcanosedimentarios y volcánicos.		██████████	██████████		
	Plagioclasa			██████████	██████████		
	Biotita			██████████	██████████		
	Albita			██████████		██████████	
	Epidota			██████████		██████████	
	Ortoclasa			██████████			
	Mica blanca			██████████			
	Turmalina			██████████			
	Cuarzo			██████████			
	Clorita			██████████			██████████
	Titanita			██████████			
	Sulfuros			██████████			
	Hematita			██████████			
	Calcita			██████████			
Sericita	██████████						
Esquisto Mazatán de Las Flores	Actinolita	Basaltos, volcanosedimentarios	██████████	?			
	Clorita						
	Mica blanca						
	Cuarzo						
	Albita						
	Epidota						
	Titanita						
	Mineral opaco						██████████

Figura 45. Eventos de cristalización metamórfica y uno post-metamórfico en las diferentes unidades y su correlación.

IV. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

Metodología del análisis estructural

Dado que en el área de estudio se yuxtaponen tectónicamente diferentes niveles estructurales, se presentan variaciones complejas en los estilos de deformación y comportamiento reológico de las diferentes unidades. El análisis estructural se realizó en varias etapas y está basado tanto en los conceptos de Marshak y Mitra (1988) como en los de Hopgood (1999). A continuación se describe la metodología.

Se tomó como base la cartografía geológica y la definición de unidades y se realizaron las observaciones en afloramiento poniendo énfasis en las relaciones de sobreimposición entre las distintas estructuras, el tipo de litología en las cuales están presentes, y la mineralogía que en su caso define al elemento estructural en cuestión (foliación, lineación, pliegues, etc.). Paralelamente a esta actividad se tomaron muestras orientadas.

Se realizó una primera definición de las edades relativas de los distintos elementos estructurales a escala local, tomando en cuenta la unidad y la localidad en la cual se encuentran, y se etiquetaron con subíndices temporales, por ejemplo, para las foliaciones distintas presentes en los esquistos La Nopalera se manejan S_{1n} , S_{2n} , S_{3n} , etc.; mientras que para el plegamiento F_{1n} , F_{2n} , F_{3n} , etc., y así se procedió para cada una de las distintas unidades del trabajo presente.

Los datos estructurales colectados se agruparon en una base de datos clasificados con relación a la unidad en la cual se encontraron. Tomando en cuenta las relaciones de superposición observadas en campo, así como las relaciones observadas en la red estereográfica, se establecieron las relaciones geométricas entre los distintos elementos estructurales y su edad relativa.

Los resultados obtenidos del análisis estructural son los que se presentan a continuación para cada una de las unidades descritas en el capítulo anterior. Los datos posteriormente se agruparon con base en la correlación de los elementos estructurales. Los criterios (Marshak y Mitra, 1988; Hopgood, 1999) que se consideraron en esta correlación

son los siguientes: (a), las foliaciones que están definidas por la misma paragénesis metamórfica se formaron al mismo tiempo; (b), los minerales, aunque son diferentes para litologías distintas, pero se formaron bajo las mismas condiciones metamórficas y están definiendo un elemento estructural en particular, se formaron de forma contemporánea; (c) la orientación de los ejes de pliegues de escala kilométrica deberá ser paralelas a los ejes de pliegue parásitos de escala centimétrica (regla de Pumpelly) si pertenecen a la misma generación; (d) los pliegues que tienen el mismo estilo de plegamiento en distintas localidades pudieron en general haberse formado en el mismo evento y; (e), las condiciones de metamorfismo pueden ser distintas para el mismo evento de deformación si este afecta rocas de niveles estructurales diferentes.

Después de su descripción, los elementos estructurales distintos, en la correlación, fueron redefinidos en su nomenclatura y colocados en la posición relativa correcta con respecto al orden de la generación de estructuras, por ejemplo S_1 , S_2 , S_3 , F_1 , F_2 , L_1 , L_2 , etc. Esta redefinición está basada en los criterios distintos de correlación estructural mencionados en el párrafo anterior.

IV.1. Estructuras del complejo metamórfico Mazateco

IV.1.1 Estructuras del esquistos La Nopalera

IV.1.1.1 Estructuras 1n

Foliación S_{1n}

La foliación S_{1n} es cortada por la intrusión de metabasaltos de la Formación Pochotepec, y se observa que los fluidos metasomáticos afectaron tanto a los metabasaltos como a la foliación S_{1n} , ya que hay segregaciones ricas en feldespato potásico y cuarzo que cortan a metabasaltos y a la foliación S_{1n} ; esta relación de campo aflora a lo largo del camino de terracería entre las poblaciones de Cacalotepec y La Toma (Figura 46).

La foliación S_{1n} en los esquistos de biotita–granate \pm mica blanca está definida por el crecimiento de biotita, cuarzo recristalizado, y a veces mica blanca; es una foliación continua de grano grueso a escala microscópica, que no define una estructura de dominios debido a la recristalización metasomática intensa asociada con el evento tectonotérmico D_2 (discutido más adelante) y que provocó que a lo largo de los planos de foliación S_{1n} se desarrollara microclina y feldespato potásico dificultando el reconocimiento de esta foliación. La foliación S_{1n} es considerada la superficie más antigua de los esquistos La Nopalera, ya que esta presente con mayor claridad en los esquistos de biotita–granate \pm mica blanca.

En las anfibolitas microscópicamente no se puede diferenciar la foliación S_{1n} y la S_{2n} , ya que muestran una disposición plana. Por lo tanto la foliación observada en campo es una foliación compuesta S_{1n}/S_{2n} y está definida por el crecimiento de anfíbol y plagioclasa; además es una foliación continua a escala microscópica y muestra el desarrollo de anfíbol azulado y plagioclasa paralelos a la lineación mineral L_{2n} . A lo largo de los planos de esta foliación S_{1n}/S_{2n} se observan cintas de plagioclasa paralelas. La orientación de la foliación compuesta en la zona entre las poblaciones de Contlalco y La Nopalera es aproximadamente N-S con inclinaciones subverticales, pero hacia el SW de La Nopalera las inclinaciones cambian con tendencia al SSW.

En las cuarcitas se presenta el mismo caso que en las anfibolitas y la foliación que se observa en campo puede tratarse de S_{1n}/S_{2n} , y por ello se ha considerado también una foliación compuesta S_{1n}/S_{2n} siendo definida por el desarrollo de cuarzo elongado con menor

cantidad de mica blanca. La Foliación S_{1n}/S_{2n} está reorientada por pliegues asimétricos F_{3n} como se observó en un afloramiento ubicado entre las poblaciones de La Nopalera y La Toma.

Pliegues F_{1n}

En los esquistos de biotita–granate \pm mica blanca, los pliegues F_{1n} se observaron cerca de la población La Nopalera. Estos son pliegues de funda y pliegues isoclinales muy apretados que aparecen en los flancos de pliegues isoclinales F_{2n} , y se presentan comúnmente replegados por pliegues asimétricos parásitos asociados a F_{2n} (Figura 47). Los ejes de estos pliegues presentan direcciones preferenciales al $S70W$. Sin embargo, a nivel local en ocasiones el plegamiento es muy complejo, y son fácilmente confundibles con los pliegues de funda asociados a F_{2n} . Los pliegues F_{1n} se presentan rotados y es difícil determinar su dirección de flujo, ya que no se encontraron secciones en tres dimensiones que fueran adecuadas para este propósito.

En las anfibolitas los pliegues F_{1n} son isoclinales muy apretados con flancos paralelos a la foliación compuesta S_{1n}/S_{2n} (Figura 48). Estos pliegues se observaron a lo largo del río de los Cues entre las comunidades de La Nopalera y Contlalco. Los pliegues F_{1n} tienen ejes de pliegue paralelos con los ejes de pliegue F_{2n} con direcciones de $S10E$ a $S25E$, y este paralelismo sugiere una probable rotación importante de los pliegues F_{1n} reorientándose paralelamente a los ejes de pliegue F_{2n} .

IV.1.1.2 Estructuras $2n$

Foliación S_{2n}

La foliación S_{2n} en los esquistos de biotita–granate \pm mica blanca está definida claramente por el desarrollo de biotita, plagioclasa, microclina, porfidoblastos de granate, y a veces mica blanca. La foliación S_{2n} presenta una orientación en el rumbo que varía de N-S a $N10W$ con inclinación del echado de 80 a 90 grados; su actitud es paralela con los planos axiales y flancos de los pliegues isoclinales y de funda F_{2n} . La foliación S_{2n} es la foliación más clara y es penetrante a escala métrica. A escala de muestra de mano la foliación se presenta en zonas más ricas en biotita y otras más ricas en feldespato y cuarzo. Esta foliación en la zona de La Nopalera está afectada a escala centimétrica por los pliegues F_{3n} y

a escala métrica por F_{4n} (Figura 49). En las anfibolitas la foliación S_{2n} está definida por desarrollo de anfíbol y plagioclasa, y es paralela a los flancos de los pliegues isoclinales F_{2n} (Figura 47).

Pliegues F_{2n}

Los pliegues F_{2n} tanto en los esquistos de biotita–granate \pm mica blanca como en las anfibolitas son de tipo isoclinal apretado (Figuras 52A, 52B, y 52C), asimétricos, moderadamente buzantes e inclinados en general, de escala centimétrica, métrica y kilométrica. Estos pliegues se reconocieron con base en la cartografía geológica y por su presencia como pliegues parásitos menores (Figura 47). La actitud de estas estructuras cambia de pliegues inclinados cerca de La Nopalera a pliegues con planos axiales verticales y moderadamente buzantes en el tramo de Cacalotepec a La Toma debido a su posición con respecto a la estructura regional D_2 (ver correlación estructural). Los ejes de pliegue presentan direcciones que varían de N40W a N10W y son paralelos a la lineación mineral L_{2n} mientras que los rumbos de plano axial son al N40W a N10W. Los pliegues se desarrollaron en un régimen dúctil ya que presentan continuidad a lo largo de sus charnelas y una recristalización contemporánea, y muestran una relación geométrica con la foliación S_{2a} (ver correlación estructural). Los pliegues parásitos asociados a F_{2n} presentan geometrías “S” y “Z” y asimetrías que definen una componente dextral o sinistral, dependiendo en que parte se encuentren con respecto a los flancos de los pliegues de primer orden F_{2n} (Figura 50). Los pliegues asimétricos repliegan a los pliegues de funda F_{1n} y estos pliegues controlan la repetición litológica de las anfibolitas, los esquistos de biotita–granate \pm mica blanca y cuarcitas que se observa en los alrededores de La Nopalera y al NNW de Cacalotepec.

Lineación L_{2n}

La lineación L_{2n} en los esquistos de biotita–granate \pm mica blanca es una lineación mineral definida por el crecimiento de biotita, porfidoblastos de feldespato y cuarzo. Esta lineación presenta una dirección de SE10 con una inclinación que varía entre 45° y 10° . En las anfibolitas la lineación está definida por la orientación de anfíbol (hornblenda) con direcciones que varían de SE10 a SE30 con inclinación de 10° . La lineación L_{2n} es paralela a los ejes de pliegues isoclinales de escala métrica y centimétrica F_{2n} ; esta lineación también es subparalela a los pliegues de primer orden de escala kilométrica F_{2n} , los cuales definen

antiformas y sinformas a escala regional con ejes también paralelos a la lineación L_{2n} (Figura 50).

IV.1.1.3 Estructuras $3n$

Pliegues F_{3n}

Los pliegues F_{3n} son pliegues abiertos de tipo de caja y a veces policlinales con una amplitud variable. En estos pliegues no se desarrolló una foliación de plano axial asociada, aunque repliegan claramente a los pliegues isoclinales F_{2n} (Figura 51). Los planos axiales son subhorizontales y presentan direcciones de ejes de pliegue N-S. Estas relaciones geométricas implican un acortamiento vertical tardío y debido a su continuidad de las zonas de charnelas implican que se desarrollaron en un régimen dúctil. Estos pliegues F_{3n} se observan en la mayoría de litologías del esquisto La Nopalera. Asociados a estos pliegues se observaron en las cuarcitas pliegues asimétricos (F_{3n}) desarrollados en un régimen dúctil (Figura 52D).

Lineación L_{3n}

Una foliación S_{3n} no se desarrolló y la lineación L_{3n} está definida por las crestas de los pliegues policlinales. Esta lineación L_{3n} tiene una dirección N con inclinación de 0° .

IV.1.1.4 Estructuras $4n$

Foliación S_{4n}

La foliación S_{4n} tanto en los esquistos de biotita–granate \pm mica blanca como anfibolitas y cuarcitas se desarrolló en condiciones frágil–dúctil. S_{4n} es una foliación de plano axial asociada a los pliegues F_{4n} que presentan vergencias al NE (Figura 49), y también asociada a fallas inversas con vergencias al NE. La foliación S_{4n} aparece como foliación de tipo espaciada y a veces de crenulación a escala métrica, y está sobrepuesta a la foliación S_{2n} y al plegamiento F_{2n} y F_{3n} . S_{4n} muestra una orientación de N30W con inclinación variable de 45° a 30° al SW y está asociada a fallas inversas. En la zona cercana a la cabalgadura de escala kilométrica de La Toma-Buenos Aires, la foliación S_{4n} es paralela a las superficies

axiales de los pliegues asimétricos y de tipo chevron F_{4n} . La foliación S_{4n} se presenta de forma penetrante en las zonas de fallas inversas a escala centimétrica y métrica.

Las anfibolitas están en contacto con la Formación Chivillas por la falla de cabalgadura de escala regional denominada en este trabajo como La Toma-Buenos Aires. Esta falla con rumbo NW se une con otras cabalgaduras de escala también regional con direcciones NW-SE (ver mapa geológico), y está afectada por una reactivación lateral izquierda ya que sobre S_{4n} se observa desarrollo de estrías (L_{5n}) asociadas con fallamiento lateral.

En toda la unidad del esquisto La Nopalera las fallas inversas menores muestran reactivación a desplazamientos laterales oblicuos y a veces a desplazamientos de tipo normal, ya que aparecen dos generaciones de estrías sobre los planos S_{4n} de las fallas inversas.

Lineación L_{4n}

La lineación L_{4n} se presenta en todas las litologías de los esquistos La Nopalera asociada a las fallas inversas y cabalgaduras, y está definida por el desarrollo y orientación preferencial de minerales de óxido de hierro, calcita y minerales arcillosos; estos minerales se orientan con la dirección de deslizamiento principal y presentan una orientación de SW35 con inclinaciones de 30° . Las estrías muestran una dirección aproximadamente perpendicular a los ejes de pliegue (F_{4n}). Los indicadores cinemáticos como escalones incongruentes, y elementos estriadores sobre las superficies de las fallas inversas, sugieren direcciones de transporte del SW al NE (Figura 49).

Pliegues F_{4n}

Los pliegues F_{4n} se presentan en varios tipos y varían su geometría dependiendo de su cercanía a las zonas de fallas de cabalgaduras de escala regional y están presentes en las distintas litologías del esquisto La Nopalera. Los pliegues F_{4n} presentan formas de chevron en las anfibolitas en la zona cercana a la cabalgadura de La Toma (Figura 52E), y afectan a la foliación S_{2n} y a los pliegues F_{2n} . Los pliegues cambian a geometrías asimétricas con amplitudes más abiertas al alejarse de las zonas de falla y estos se observaron afectando a los esquistos de biotita-granate \pm mica blanca y anfibolitas en la localidad

Cacalotepec (Figura 49). Al alejarse de las zonas de cabalgadura es común que los pliegues no se observen a escala de afloramiento debido a que se presentan a escala kilométrica. Los pliegues F_{4n} muestran vergencias características al NE (Figura 52F), en las localidades cercanas a fallas inversas los pliegues también presentan superficies axiales con orientación paralela a las superficies de fallas inversas, sugiriendo que su formación fue contemporánea con las fallas inversas. Los pliegues F_{4n} presentan vergencias al NE con ejes de pliegue F_{4n} que muestran una orientación N40W, y sugieren direcciones de transporte al NE. Asociada a la falla de cabalgadura La Toma-Buenos Aires aparecen pliegues tipo *kink* a escala centimétrica (Figura 52G), cuyos planos axiales son paralelos a las superficies de falla inversa.

IV.1.1.5 Estructuras $5n$

Clivaje S_{5n}

El clivaje S_{5n} se desarrolló en condiciones frágiles; es un clivaje espaciado y normalmente se observa asociado a fallamiento lateral oblicuo. Este clivaje corta a la foliación S_{4n} , y en las zonas de falla principales, como en el caso de la de Duraznillo, pone en contacto a las anfibolitas con la Formación Chivillas (ver mapa geológico). En la zona de la falla La Toma, S_{5n} corta a las superficies S_{4n} y a veces los corrimientos laterales asociados a S_{5n} aprovechan las superficies S_{4n} generadas por las fallas inversas para moverse. Este clivaje S_{5n} aparece asociado también a fallas laterales oblicuas con rumbo NE-SW, un ejemplo es la falla que controla al río de los Cues que es una falla lateral derecha que afecta a los esquistos La Nopalera y provocó cierta reorientación de la foliación S_{2n} .

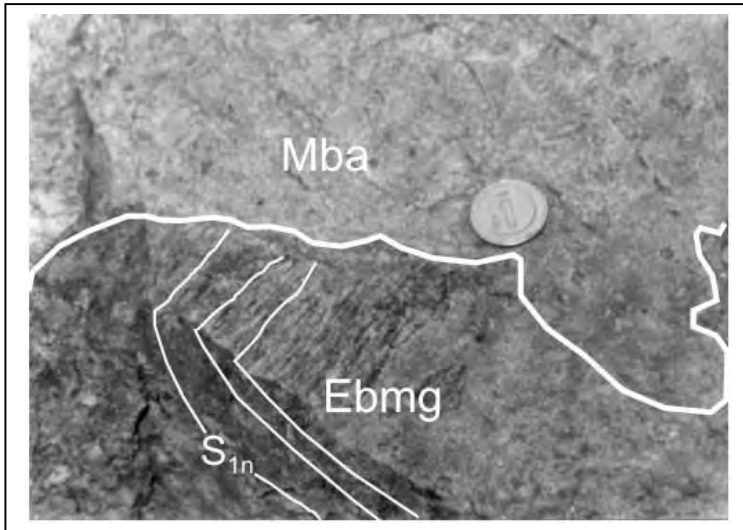


Figura 46. Foliación S_{1n} en esquistos de biotita + microclina + granate (Ebmg) cortado por metabasalto (Mba). Ambas litologías están afectadas por metasomatismo e intrusiones asociadas al complejo migmatítico Teotitlán.

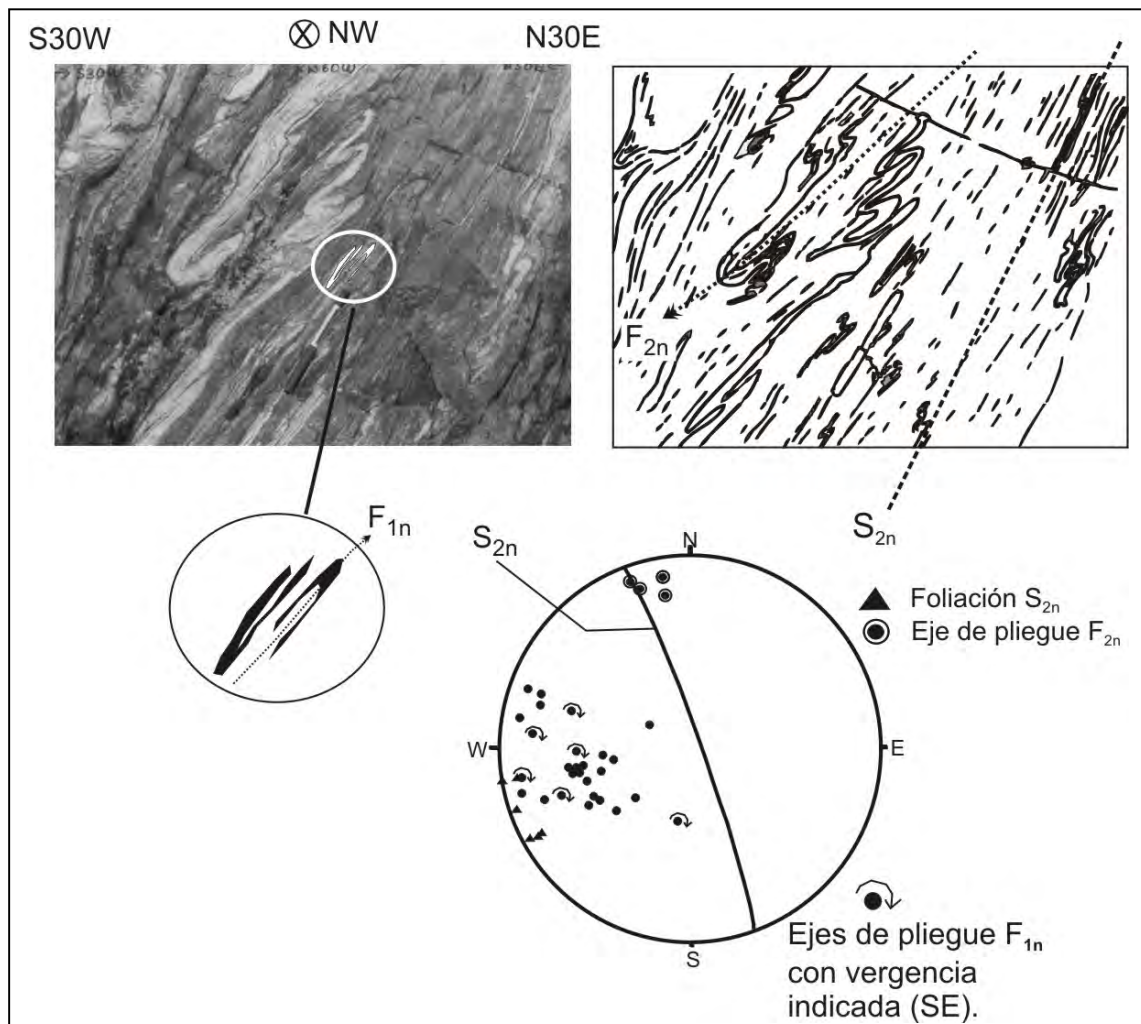
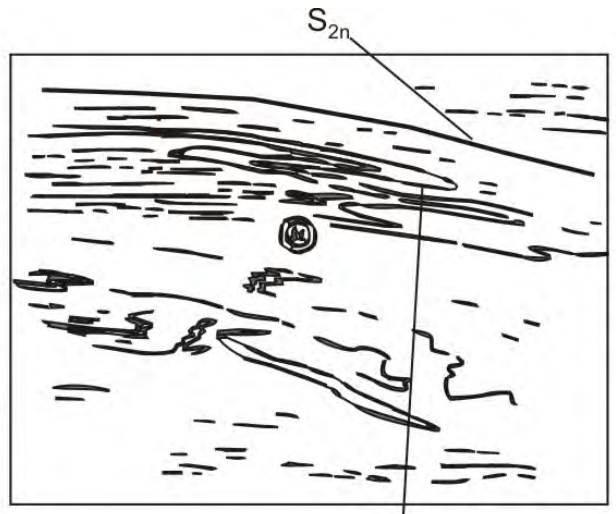
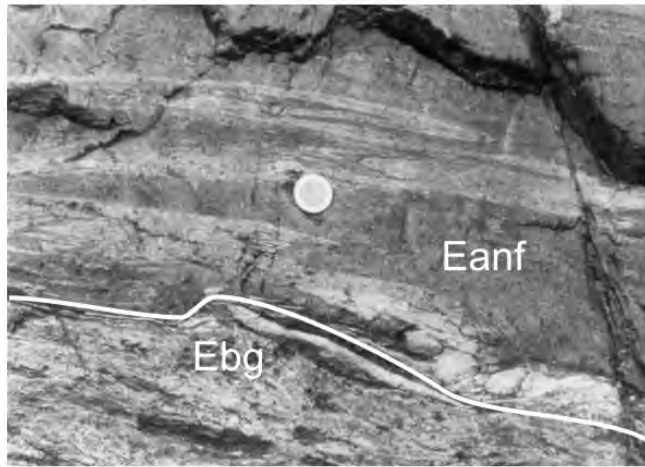


Figura 47. Esquistos de biotita-granate \pm mica blanca con pliegues isoclinales F_{1n} con charnelas sin raíz replegados por pliegues F_{2n} . Los ejes de pliegues F_{1n} muestran direcciones axiales al WSW y WNW.



Pliegue isoclinal apretado F_{2n}

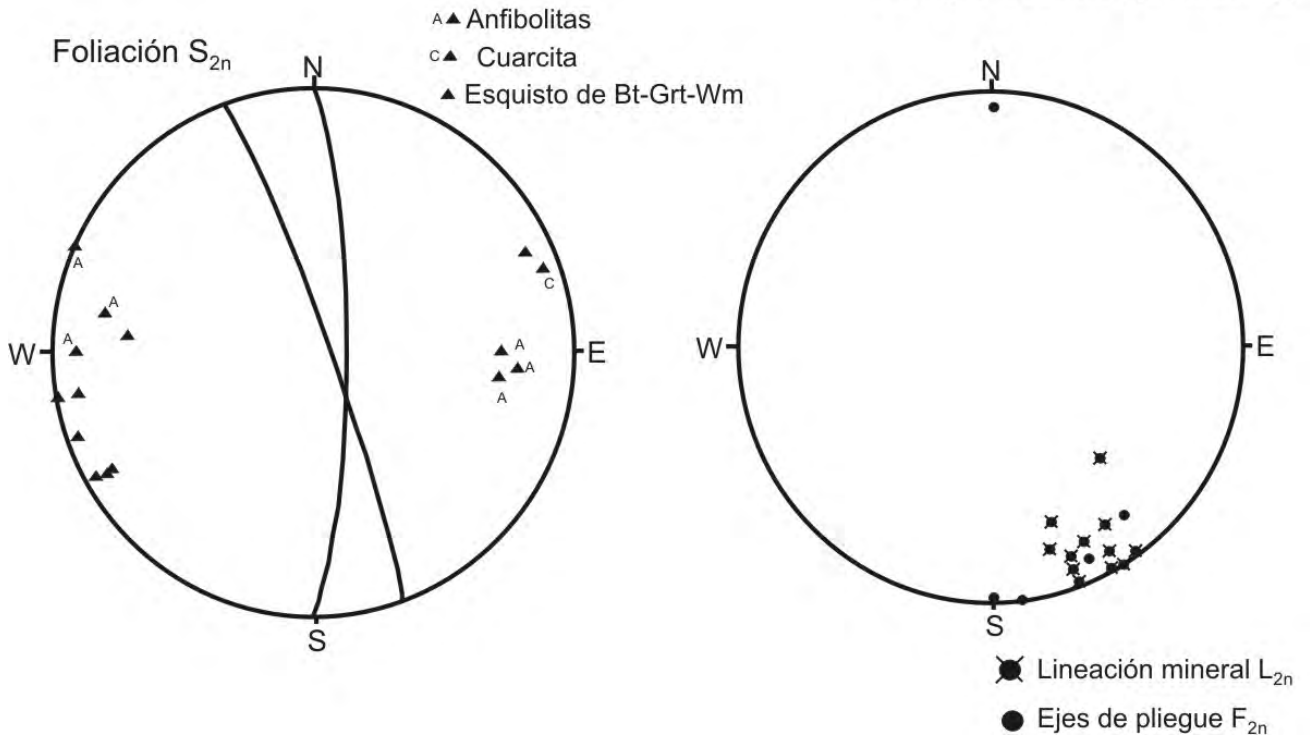


Figura 48. Anfibolitas (Eanf) intercaladas con los esquistos de biotita–granate ± mica blanca (Ebg), mostrando pliegues isoclinales muy apretados F_{2n} . Estos pliegues pueden corresponder a pliegues F_{1n} si se considera que hubo una rotación de estos durante la formación de los pliegues F_{2n} durante un proceso de deformación progresiva.

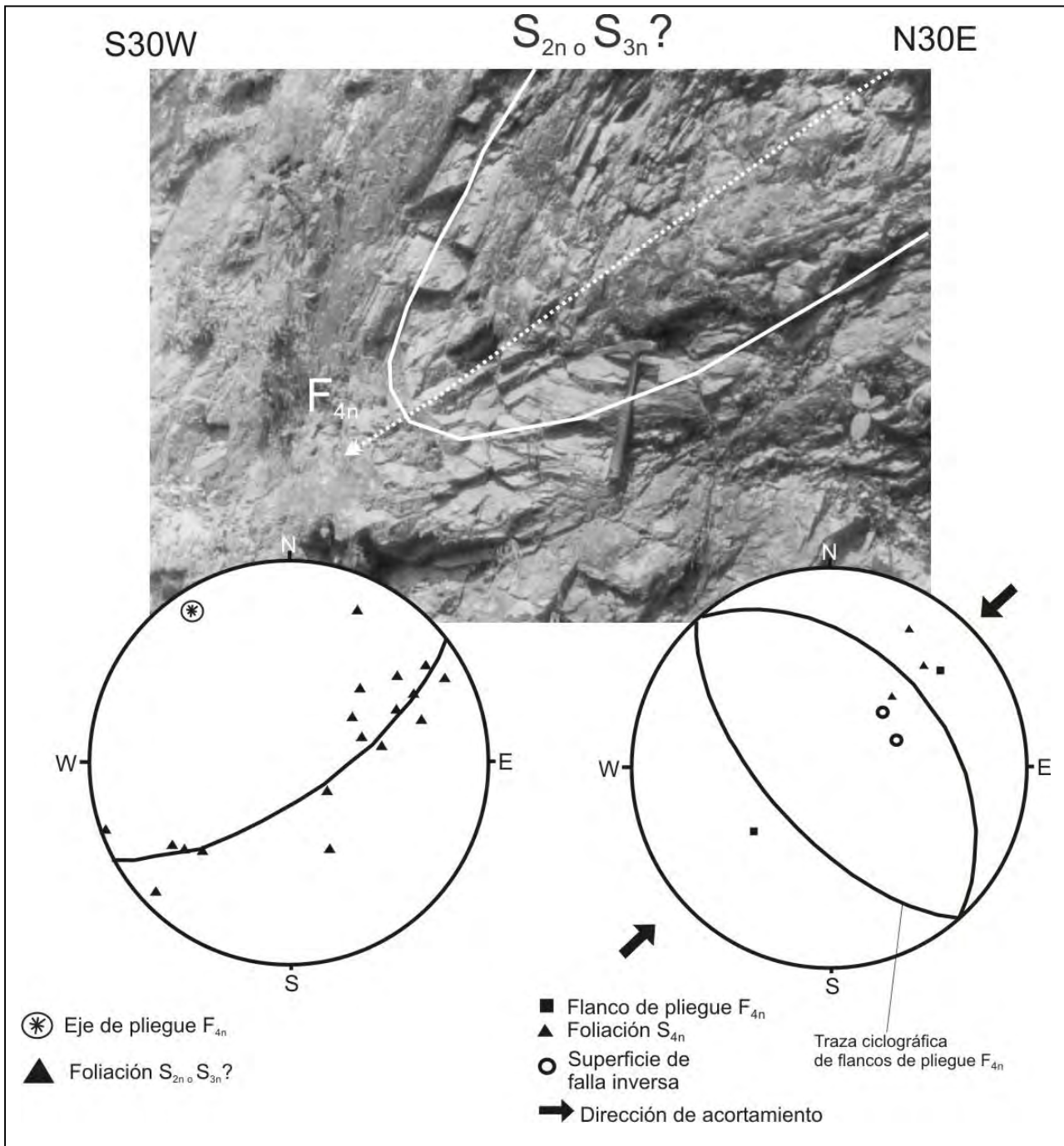


Figura 49. Esquistos de biotita–granate ± mica blanca (Ebg) con foliación S_{2n} afectada por pliegues F_{4n} . Los pliegues F_{4n} muestran vergencias al NE congruentes con una dirección de acortamiento SW-NE. El desarrollo de estos pliegues ocurrió en un régimen frágil – dúctil.

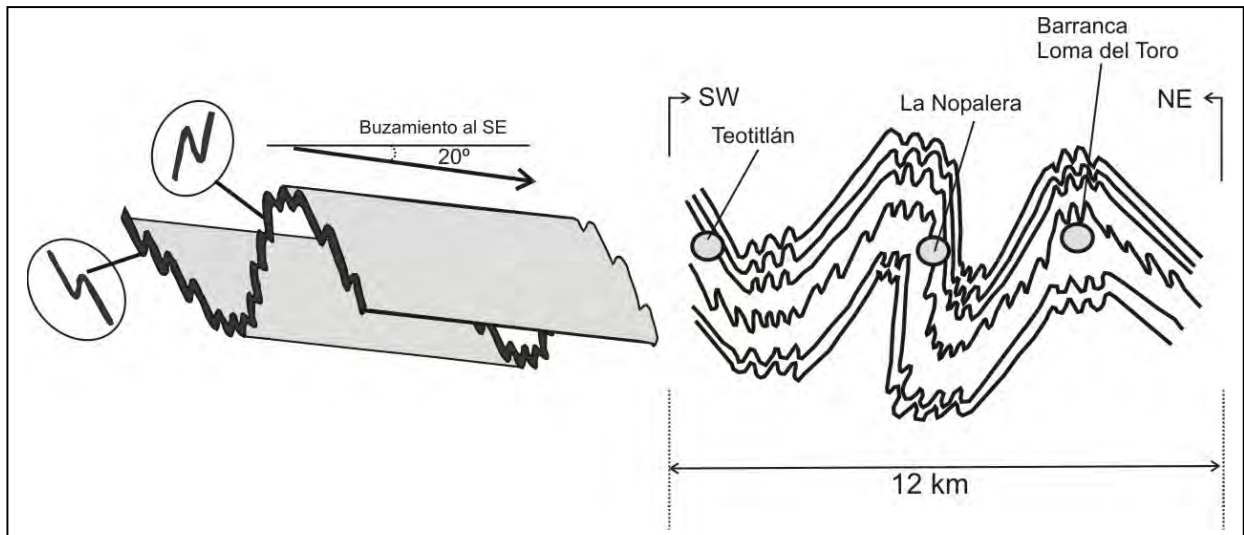


Figura 50. Estructura regional que afecta tanto al complejo migmatítico Teotitlán y al esquistos La Nopalera. Los pliegues de escala kilométrica corresponden a antiformas y sinformas con pliegues parásitos con geometrías “S”, “Z” y “M”. Los pliegues son equivalentes a los pliegues F_{2n} del esquistos La Nopalera y los pliegues F_{2t} del complejo migmatítico Teotitlán.

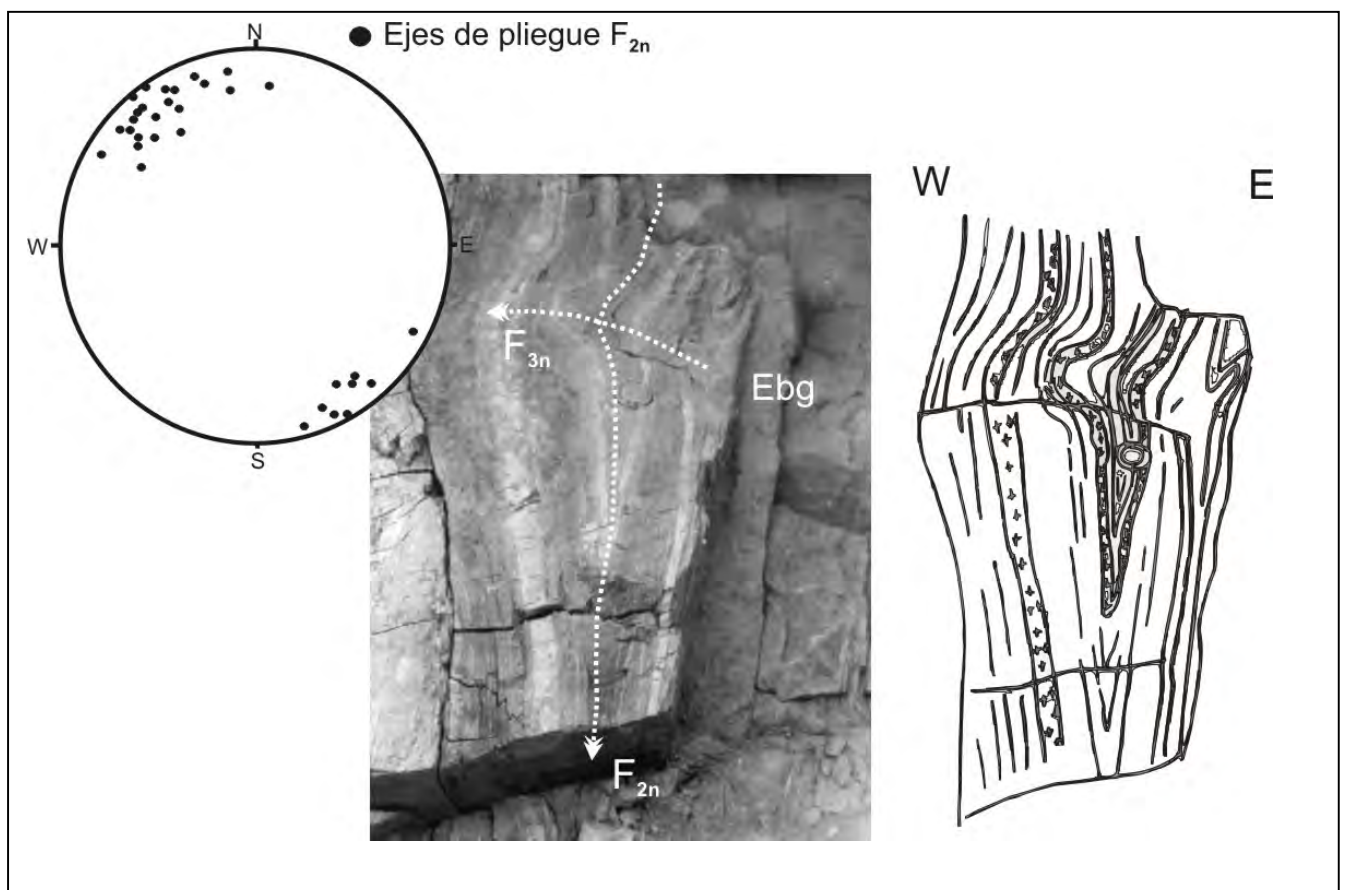


Figura 51. Esquistos de biotita – granate ± mica blanca (Ebg) afectados por pliegues F_{2n} . Los ejes de pliegues F_{2n} muestran direcciones NNW-SSE.

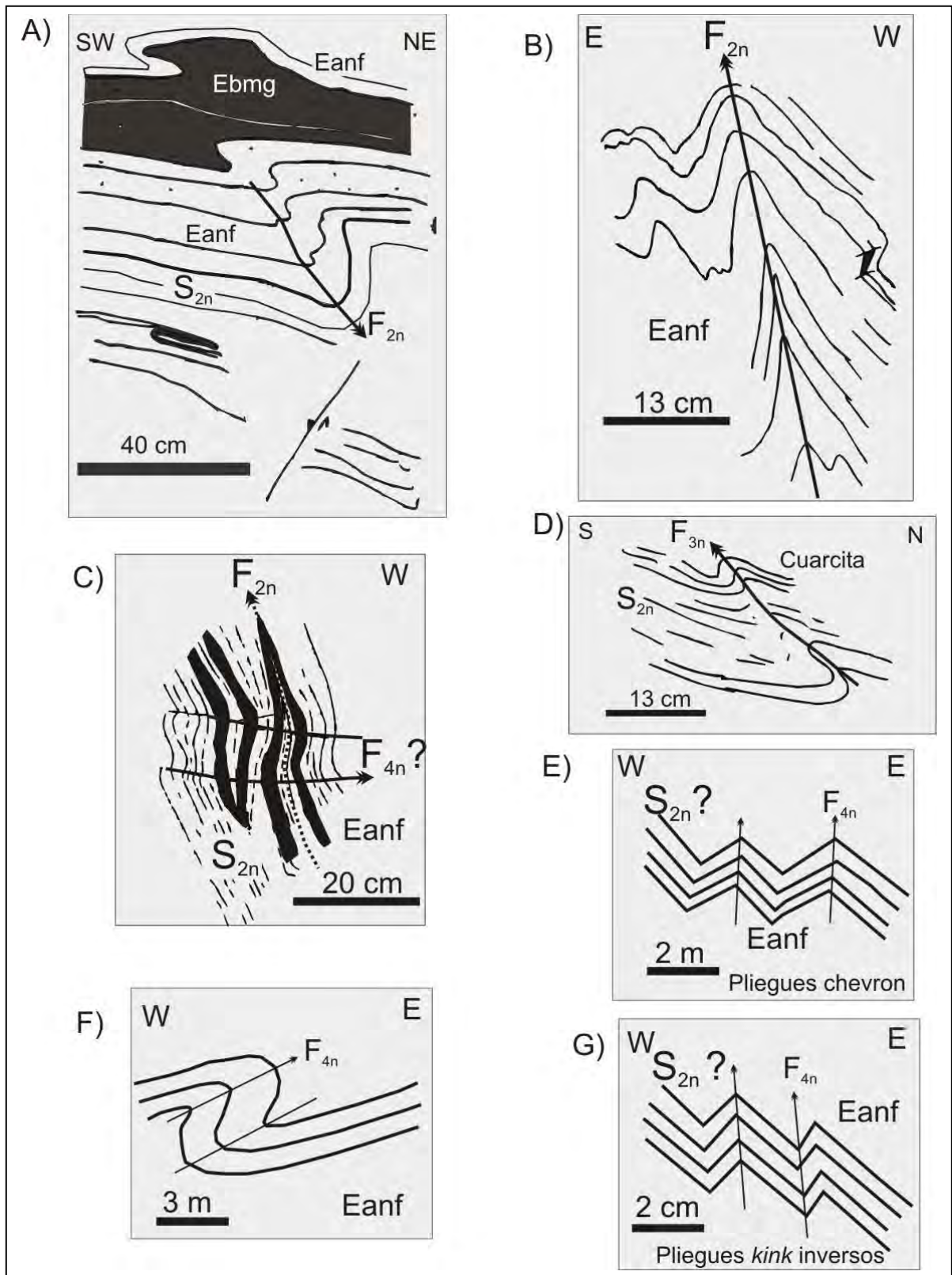


Figura 52. Algunas estructuras reconocidas en el esquist La Nopalera. A) Pliegues asimétricos F_{2n} ; B) Pliegues cerrados F_{2n} ; C) Pliegues isoclinales F_{2n} afectados por pliegues F_{4n} ; D) Pliegues asimétricos F_{3n} ; E) Pliegues tipo chevron F_{4n} ; F) Pliegues F_{4n} con vergencias al NE; G) Pliegues tipo kink inversos F_{4n} asociados a una falla de cabalgadura. Eanf = anfibolitas; Ebmg = esquistos de biotita – microclina – granate.

IV.1.2. Estructuras del esquistos Mazatlán de las Flores

IV.1.2.1 Estructuras 1m

Foliación S_{1m}

La foliación S_{1m} se define en los metabasaltos por el desarrollo de anfíbol, epidota y clorita, y es una foliación continua a escala microscópica; muestra en general una orientación S10W con 32° al W (Figura 53A). Las metalavas están intercaladas con esquistos de clorita y mica blanca en contacto paralelo a S_{1m} . Los esquistos de clorita y mica blanca presentan el desarrollo de S_{1m} definida por el crecimiento de clorita y mica blanca intercrecidas, y es una foliación continua a escala microscópica. En algunos afloramientos observados en la zona de Cacahuatlán, al sur del municipio de Mazatlán de las Flores, los esquistos muestran que esta foliación S_{1m} está asociada con zonas de cizalla, y presentan el desarrollo de cuarzo, clorita y mica blanca como minerales que definen la foliación de cizalla. En este trabajo no se reconocieron pliegues ni una lineación contemporáneas con el desarrollo de la foliación S_{1m} .

IV.1.2.2 Estructuras 2m

Pliegues F_{2m}

Los pliegues F_{2m} son de tipo *kink* asimétricos con vergencias al SSE, afectan a la foliación S_{1m} tanto en los esquistos de actinolita, como en los esquistos de clorita y mica blanca; sus planos axiales presentan orientaciones que varían de S60W a S80W con inclinaciones de 60° al NNW. En la localidad de Igualaja los esquistos de clorita y mica blanca muestran pliegues con planos N40E con inclinación de 20° al SE (Figura 53) que son muy cercanas a las direcciones de los pliegues *kink* reconocidos en la zona cercana a la localidad de Mazatlán de las Flores. La foliación S_{2m} asociada esta representada por los planos axiales de los pliegues F_{2m} .

IV.1.2.3 Estructuras 3m

Clivaje S_{3m}

El clivaje S_{3m} es un clivaje espaciado y anastomosado que se desarrollo en régimen frágil-dúctil y que afectó a las diferentes litologías del esquistos Mazatlán de Las Flores. En las zonas cercanas a las fallas inversas, S_{3m} se vuelve más penetrante a escala métrica ya que

es paralelo en su actitud con las fallas inversas. En la zona del río Chiquito los esquistos de clorita y mica blanca están en contacto por cabalgadura con las areniscas y pizarras negras de la Formación Chivillas, y en este lugar se observa un desarrollo de clivaje S_{3m} penetrante con orientaciones N30W e inclinación de 30° al SW (Figura 53B). Esta cabalgadura es paralela a varias superficies de falla inversa menores.

El esquisto Mazatlán de Las Flores está limitado por dos cabalgaduras que están asociadas a S_{3m} , la del río Chiquito y la falla cercana a la localidad de Igualeja. La geometría que define las fallas de cabalgaduras en el mapa geológico sugiere que estas fallas inversas de escala regional son cabalgaduras imbricadas y que el esquisto Mazatlán de las Flores se comportó como un cuerpo rígido durante el desarrollo de las mismas, ya que las cabalgaduras hacia los bordes del esquisto presentan un mayor transporte tectónico.

Lineación L_{3m}

La lineación L_{3m} está presente en las superficies de fallas inversas asociadas a S_{3m} , y está definida por el desarrollo de estrías que presentan orientaciones NE-SW. La dirección de transporte con base en algunos escalones congruentes presentes sobre las superficies de fallas inversas que definen una dirección de transporte del SW al NE.

IV.1.2.4 Estructuras 4m

Clivaje S_{4m}

El clivaje S_{4m} es un clivaje espaciado y disyuntivo asociado con fallas laterales oblicuas que forman zonas de brechamiento y de salbanda. A lo largo de algunas de las superficies de las fallas laterales oblicuas se reconoció el desarrollo y la cristalización de hematita en los esquistos de actinolita, que es cortada por algunas de estas fallas, lo cual sugiere una mineralización previa al desarrollo de algunas de estas estructuras. En forma paralela a S_{4m} se observa el desarrollo de vetillas con crecimiento de calcita, pirita y con menor cantidad de esfalerita. El clivaje S_{4m} presenta direcciones N-S con inclinación de 72° al E, y sobre estas superficies hay estrías que presentan 25° de *pitch* al sur.

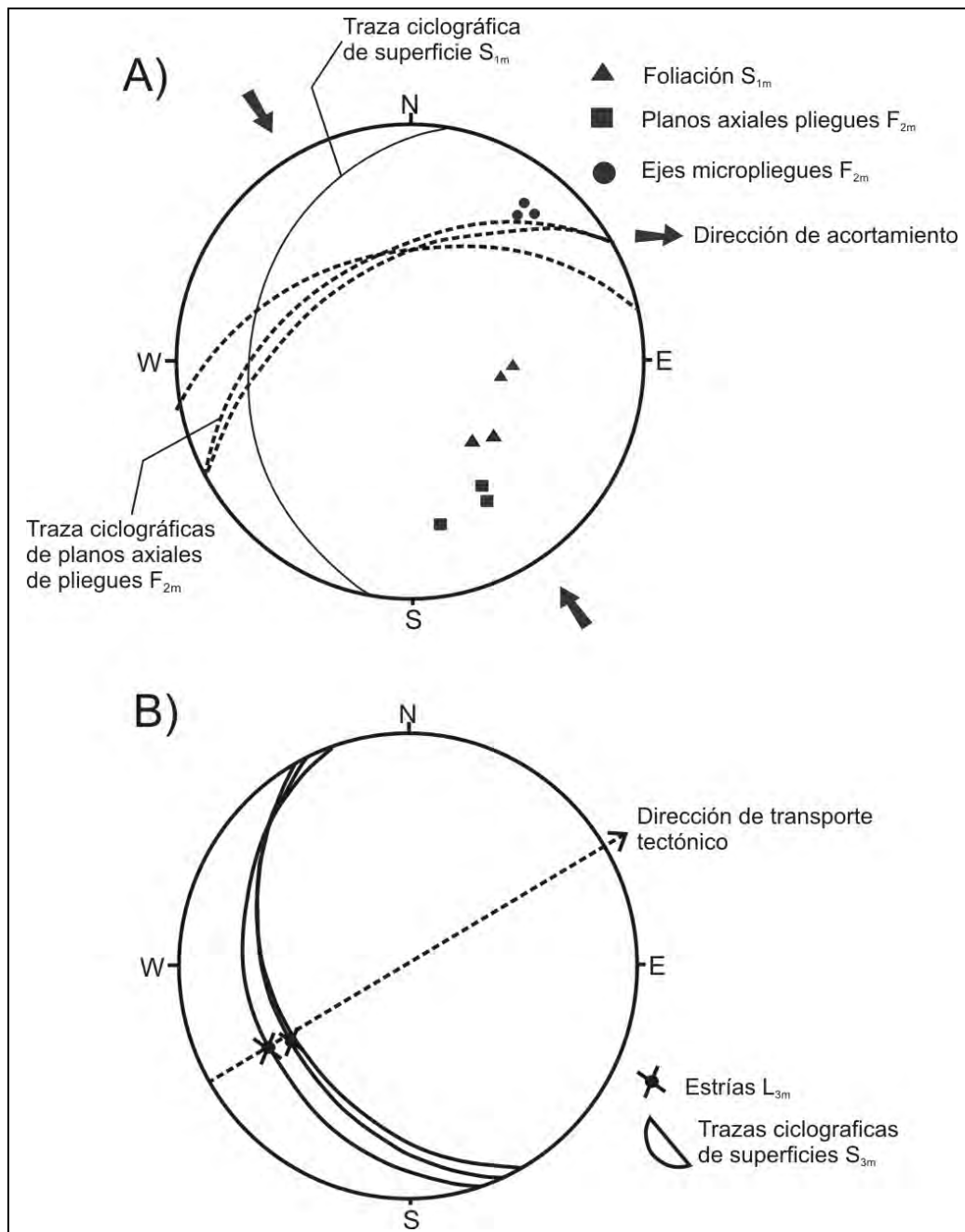


Figura 53. Relaciones geométricas entre estructuras en los esquistos de mica blanca-clorita y de actinolita del esquistó Mazatlán de Las Flores. A) La foliación S_{1m} muestra direcciones N-S. La línea segmentada representa la traza ciclográfica de los planos axiales de los pliegues F_{2m} . B) Datos de la zona de contacto entre el esquistó Mazatlán de las Flores y la Formación Chivillas.

IV.2. Estructuras de la formación Pochotepec

IV.2.1 Estructuras 1p

Foliación S_{1p}

La foliación S_{1p} afectó a toda esta unidad, y aparece como una foliación bandeada composicional en donde la temperatura fue mayor, pero donde fue menor la foliación es de tipo continuo fina como en los esquistos. En los metabasaltos S_{1p} se presenta como foliación bandeada composicional definida por bandas metasomáticas (54A) más ricas en mica blanca, feldespatos potásicos y cuarzo intercalada con bandas ricas en anfíbol y plagioclasa (Figura 55A); se observaron zonas más máficas que no presentan mica blanca, pero sí abundancia de plagioclasa. La foliación S_{1p} presenta una orientación promedio que varía de N-S a N10W-S10E, sin embargo, a veces presenta orientaciones N30W en las partes más cercanas a las fallas de cabalgaduras mayores sugiriendo una posible reorientación por el plegamiento F_{4p} . S_{1p} es paralela a los planos axiales de pliegues isoclinales y está afectada por el plegamiento F_{2p} y F_{4p} . S_{1p} se observó en los metabasaltos, anfíbolitas, mármoles y esquistos pelíticos. En las zonas cercanas al complejo migmatítico Teotitlán aparecen diques graníticos que intrusionan a metabasaltos y esquistos verdes, y que son paralelos a S_{1p} (Figuras 54B y 54F).

En los metagabros anfíbolitizados S_{1p} es composicional y definida por bandas intercaladas de anfíbol y plagioclasa (Figura 55B), con bandas ricas en plagioclasa y epidota. En las rocas metapiroclásticas S_{1p} está definida por el desarrollo de biotita, mica blanca (metasomática), feldespatos potásicos (metasomático), epidota y a veces granate. En el mármol la foliación S_{1p} está definida por el desarrollo de calcita recristalizada y esta foliación en ocasiones es ondulada y de tipo compuesta S-C, rodea a porfiroclastos de granito, que definen una dirección de flujo estructural al SSE. En los esquistos verdes la foliación S_{1p} no se reconoció, pero debido al paralelismo de estos con los mármoles, seguramente los esquistos fueron afectados por la deformación relacionada con S_{1p} .

Lineación L_{1p}

La lineación L_{1p} se presenta en los metabasaltos como una lineación de estiramiento definida por la orientación preferencial del anfíbol y plagioclasa en las partes anfíbolíticas,

mientras que a lo largo de las superficies metasomáticas ricas en feldespato potásico y mica blanca, L_{1p} está definida por la orientación preferencial de mica blanca, feldespato potásico, y en ocasiones cuarzo. En los metagabros anfibolitizados, L_{1p} es una lineación definida por el desarrollo de anfíbol y plagioclasa orientados; L_{1p} presenta una dirección SE10 con inclinación promedio de 20° (Figura 55B). En los metapiroclastos L_{1p} no es clara ya que la lineación L_{3p} predomina.

Pliegues F_{1p}

Los pliegues F_{1p} se presentan en dos tipos: a) pliegues isoclinales y b) pliegues abiertos de presencia local. Los pliegues isoclinales F_{1p} están presentes en los metabasaltos y metagabros anfibolitizados (Figura 55B), pero no se observaron en las rocas metapiroclásticas, metarriolitas y esquistos verdes. F_{1p} presentan ejes de pliegue que varían de N30W-S30E a N-S con inclinaciones al NW. Los pliegues F_{1p} abiertos que se reconocieron afectando a los mármoles, a las rocas metapiroclásticas y a los esquistos verdes; presentan orientaciones axiales N-S (Figura 56A), y con base en su orientación paralela a los pliegues isoclinales podrían ser ligeramente tardíos, pero esto no es claro.

IV.2.2 Estructuras 2p

Pliegues F_{2p}

Los pliegues F_{2p} son estructuras asimétricas de condiciones dúctiles ya que presentan continuidad; se observaron en los metabasaltos que presentan bandas metasomáticas plegadas definiendo a estos pliegues (Figura 55A). F_{2p} presenta vergencia al SSE y sugieren un flujo estructural en esta dirección. No se reconoció una foliación S_{2p} .

IV.2.3 Estructuras 3p

Foliación S_{3p}

La foliación S_{3p} está asociada con zonas de cizalla que parecen pasar de condiciones dúctiles a frágil-dúctil. En los metabasaltos y esquistos verdes S_{3p} está definida por el desarrollo de clorita, albíta y a veces cuarzo. S_{3p} en los metabasaltos a lo largo de las zonas de cizalla presentan una geometría anastomosada definiendo estructuras S-C, y se observa

que corta a la foliación S_{1p} . En el área de Pochotepec S_{3p} muestra aparentemente un cambio transicional a condiciones más cataclásticas, ya que las superficies de foliación definida por clorita, albita y cuarzo, son subparalelas con las superficies con geometrías cataclásticas anastomosadas.

En el mármol no es clara la diferencia entre S_{1p} y S_{3p} , debido a que presentan paralelismo y es necesario un análisis más detallado. En las cercanías de la población Las Minas S_{3p} está asociada a una cizalla lateral derecha que afecta a un mármol con inclusiones tectónicas de granito; estas inclusiones definen una cinemática dextral y sugieren una condición transicional frágil-dúctil para la cizalla.

S_{3p} en rocas metapiroclásticas y los esquistos verdes está definida por clorita, albita, y en ocasiones actinolita; esta asociación mineral está presente en superficies anastomosadas que definen estructuras S-C. Los porfidoclastos en los metapiroclastos comprenden anfíbol y feldespatos, mientras que en las zonas de cizalla de esquistos verde se reconocieron porfidoclastos de epidota y plagioclasa; las relaciones geométricas definen un flujo estructural al SSE.

Las estructuras de *boudinage* relacionadas a S_{3p} se observaron afectando a bandas metasomáticas de composición graníticas en metalavas y granitos que están rodeados por una matriz más cizallada compuesta de clorita y epidota. Los desplazamientos de algunas estructuras de *boudinage* en bloques definen estructuras de “libros rotados”, bandas de cizalla, y estructuras S-C. Estas estructuras asimétricas muestran un paralelismo en orientación de los planos que las definen con S_{3p} y definen una cinemática dextral al SSE.

Lineación L_{3p}

La lineación L_{3p} es de estiramiento y está definida por la orientación de epidota, clorita y albita, y por los ejes mayores de los porfidoclastos de epidota y anfíbol en los metabasaltos. En las rocas metapiroclásticas la lineación L_{3p} está definida por clorita y albita desarrolladas sobre S_{3p} . En los esquistos verdes la L_{3p} está también definida por la orientación de clorita y albita. La orientación de L_{3p} varía de SE25 a SSE con inclinaciones de 15°. En los mármoles

L_{3p} está representada por la orientación preferencial de la calcita recristalizada y por los ejes mayores de los porfidoclastos de granito que están dentro del mármol.

IV.2.4 Estructuras 4p

Clivaje S_{4p}

S_{4p} es un clivaje espaciado a escala de afloramiento, formado en condiciones frágil-dúctil, y está asociado a fallas inversas y fallas de cabalgaduras (Figuras 56B y 54C). El clivaje S_{4p} afectó a S_{1p}, S_{2p} y S_{3p}, y está presente prácticamente en todas litologías de la formación Pochotepec. S_{4p} presenta una orientación que varía de N45W a N30W con inclinaciones de 20° a 30° al SW; su orientación es paralela con las superficies axiales de F_{4p} a escala kilométrica y con fallas de cabalgadura regionales. En las zonas de cizalla asociadas a cabalgaduras S_{4p} es penetrante y subparalelo con las superficies de corrimiento.

La formación Pochotepec está cabalgando a la Formación Chivillas en las cercanías de la barranca del río Chiquito a lo largo de superficies S_{4p}, y es común observar abundantes zonas de despegue internas que afectaron a la Formación Pochotepec. Las cabalgaduras presentan rumbos al NW con inclinaciones promedio de 30° al SW, y en las zonas de cizalla se observan estructuras desarrolladas en un régimen frágil.

Lineación L_{4p}

La lineación L_{4p} esta presente como: a) lineación de ejes de pliegue de crenulación, y b) estrías asociadas con fallas inversas y de cabalgaduras. Estas lineaciones se han agrupado como L_{4p} ya que los rumbos de los planos de pliegues de crenulación y sus ejes muestran paralelismo con los rumbos de las superficies de fallas inversas sobre los que están las estrías. La lineación de ejes de pliegue de crenulación está presente en las cercanías de las zonas de mayor deformación asociada con las fallas inversas, presenta direcciones NW30 con inclinación subhorizontal. Las estrías se desarrollaron sobre las superficies S_{4p}, y es común observarlas en las zonas de cizalla asociadas a las fallas inversas. Las estrías están definidas por el crecimiento de minerales de óxido de hierro, en ocasiones calcita o cuarzo.

Pliegues F_{4p}

F_{4p} son pliegues abiertos, recumbentes, asimétricos con vergencias al NE, y varían de escala métrica a kilométrica (Figura 54D). F_{4p} está relacionado a S_{4p} y afecta a las anteriores foliaciones S_{1p} , S_{2p} y S_{3p} . Las superficies axiales de F_{4p} son subparalelas a las zonas de cizalla asociadas a las cabalgaduras.

IV.2.5 Estructuras 5p y 6p

Clivaje S_{5p} y S_{6p}

S_{5p} es un clivaje espaciado y disyuntivo a escala de afloramiento, desarrollado bajo un régimen frágil. S_{5p} está asociado a fallas laterales oblicuas (Figura 54E), ya que muestra una orientación paralela a estas fallas. S_{5p} afecta a todas las litologías de la Formación Pochotepec y presenta orientaciones N-S, NW-SE y NE-SW dependiendo de su relación con las fallas laterales mayores. Las fallas laterales oblicuas muestran desarrollo de zonas de brechamiento y flujo cataclástico, con fragmentos de roca alterados y abundante alteración argílica. En lámina delgada se observa texturas cataclásticas típicas.

El clivaje S_{6p} está también espaciado y presenta evidencia estructural de desarrollo frágil, como son zonas de brechamiento y salbanda, desarrollo de estrías sobre las superficies en las zonas de falla y abundantes fragmentos subangulosos. S_{6p} está asociado a fallas normales como lo sugiere su paralelismo con estas, y corta a S_{5p} .

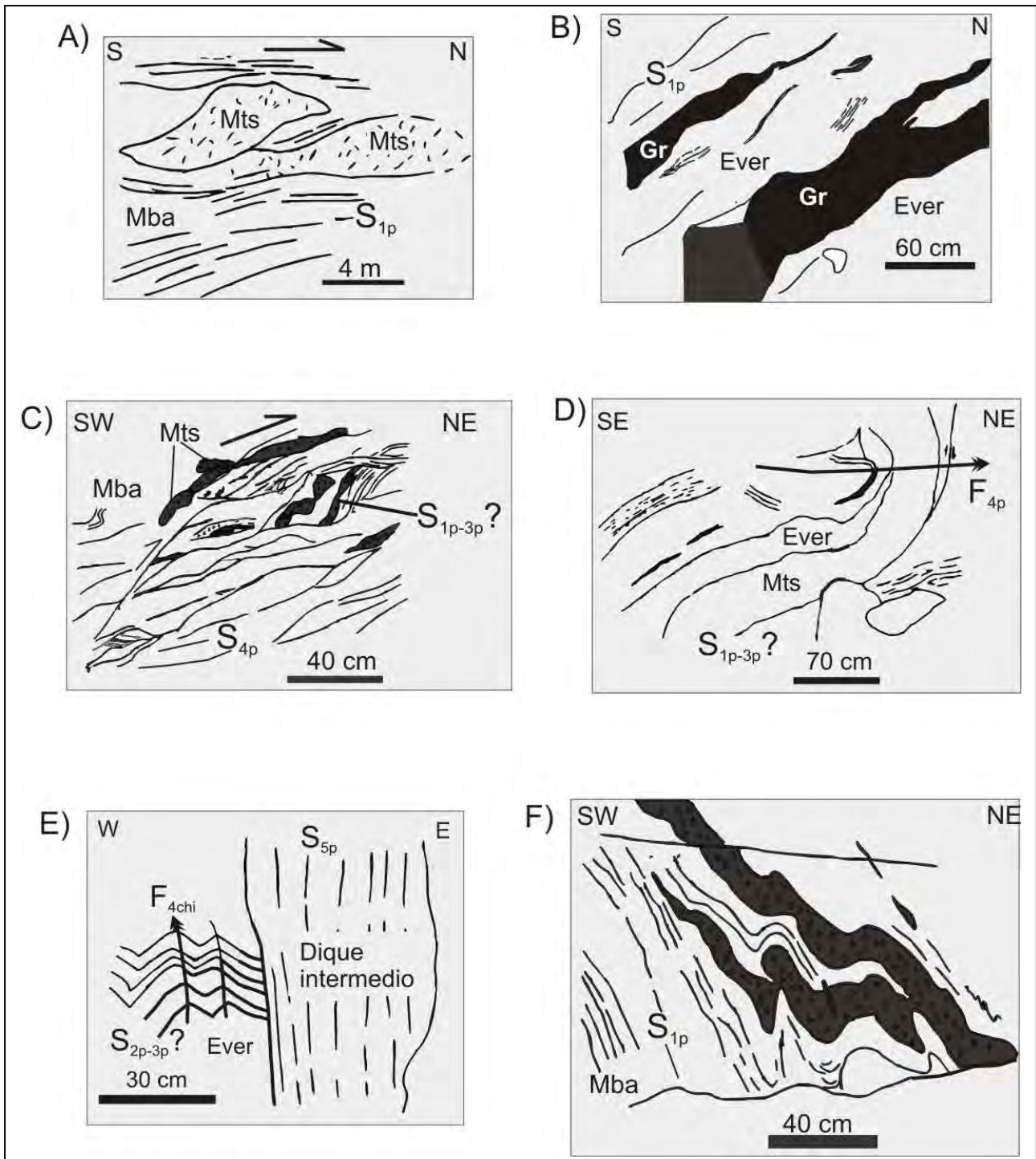


Figura 54. Estructuras de la formación Pochotepec. A) Sectores metamórficos (Mts) controlados estructuralmente y definen una cinemática dextral; B) Diques graníticos paralelos a la foliación S_{1p} de los esquistos verdes (Ever); C) Clivaje S_{4p} que se sobrepone a diques graníticos (Gr) y la foliación de los esquistos verdes; D) Pliegues abiertos F_{4p} que presentan vergencia al NE y están asociados a fallas de cabalgadura de escala regional; E) Pliegues de crenulación F_{4p} que afectan una foliación anterior; estos pliegues están afectados por diques no deformados de composición intermedia que a su vez están afectados por un clivaje frágil S_{5p} ; F) Metabasaltos afectados por intrusiones graníticas que son paralelas a la foliación S_{1p} .

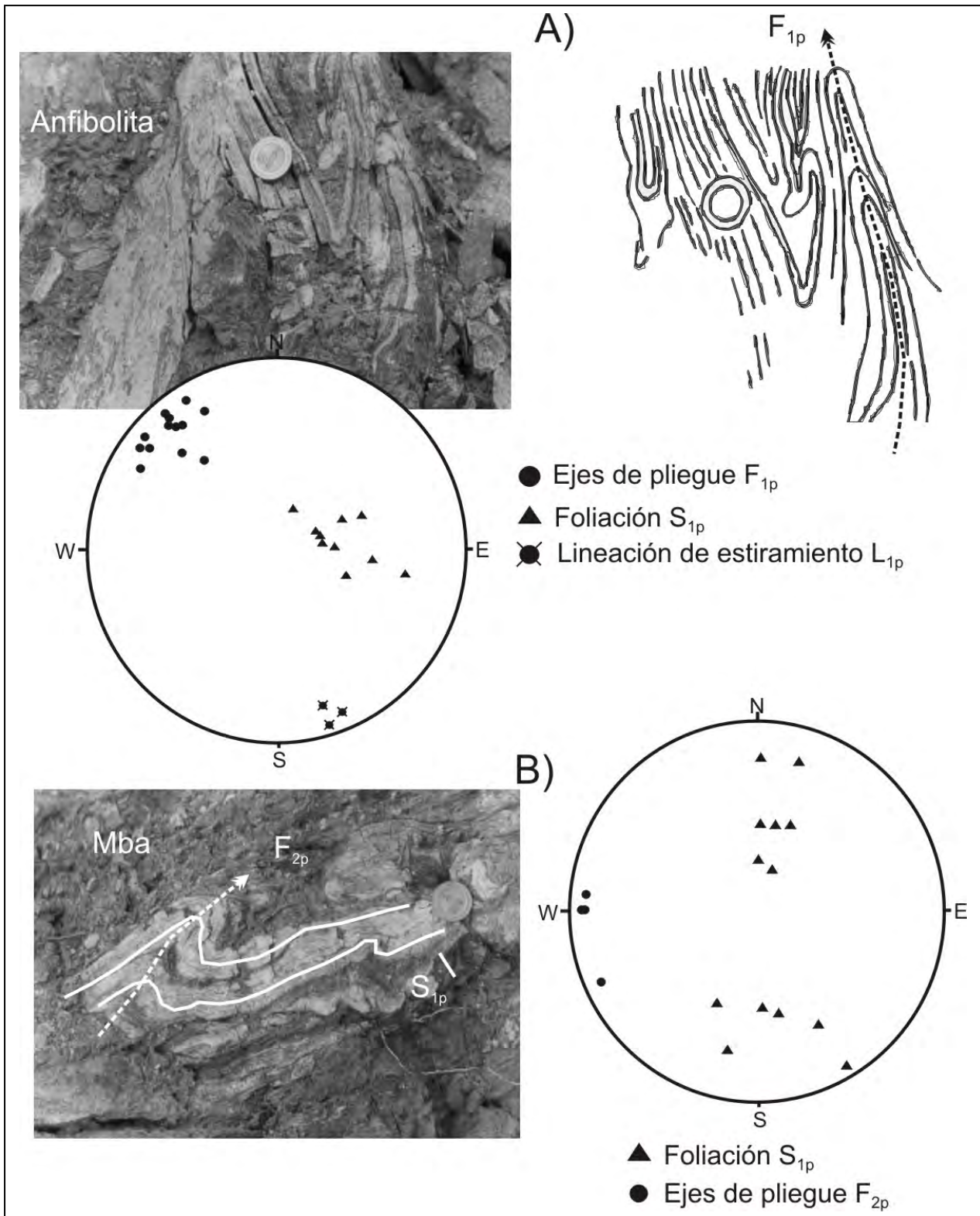


Figura 55. Estructuras de metagabros anfibolitizados y metabasaltos con zonas metasomáticas. A) Pliegues isoclinales apretados F_{1p} , con relaciones geométricas mostradas en la red estereográfica; B) Pliegues asimétricos F_{2p} que afectan a los metabasaltos (Mba) con bandas metasomáticas.

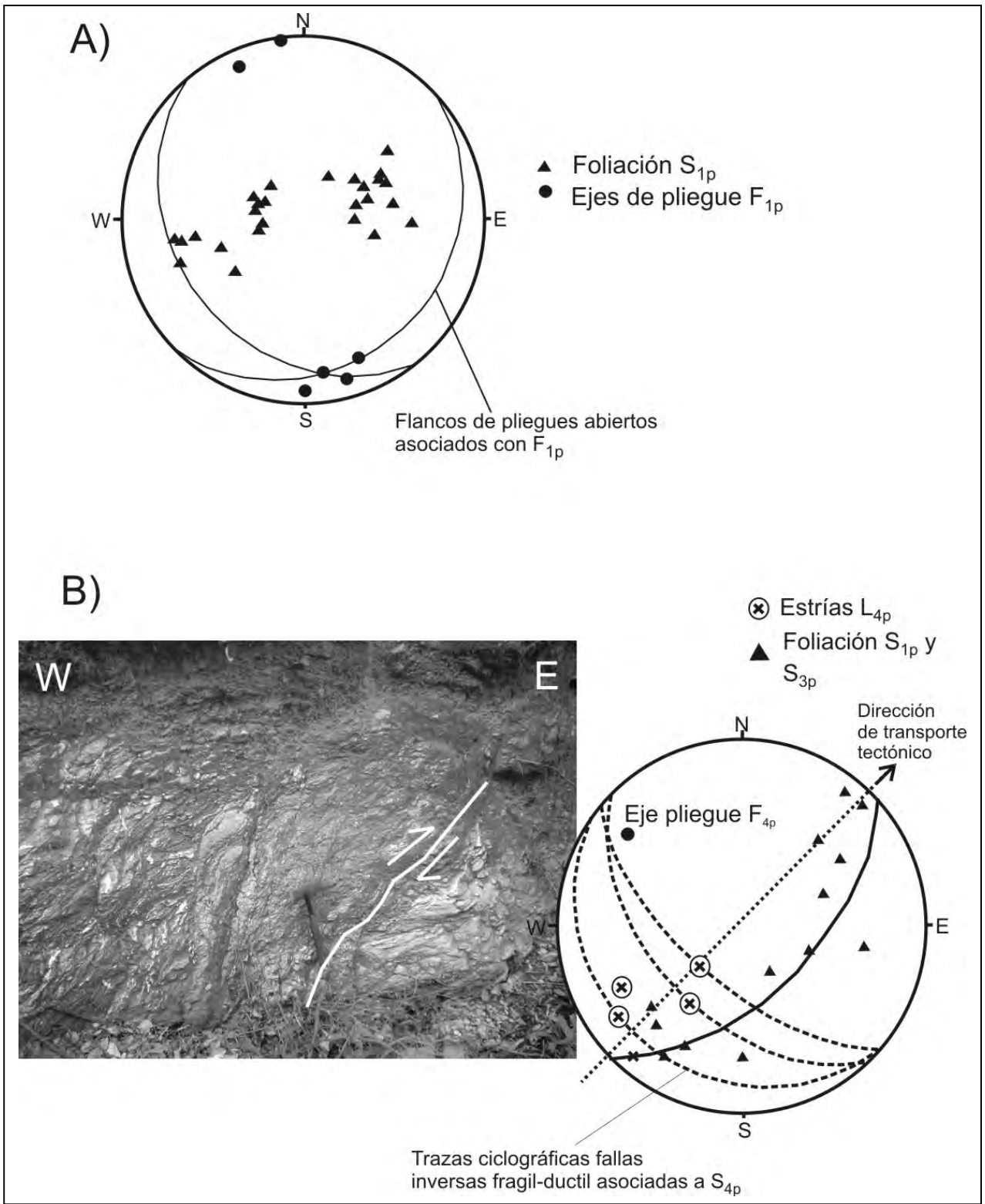


Figura 56. Estructuras de la formación Pochotepec. A) Pliegues abiertos F_{1p} que afectan a los metasedimentos. B) Falla de cabalgadura asociada con una dirección de compresión SW-NE y con el desarrollo del clivaje frágil-dúctil S_{4p} .

IV.3. Estructuras del complejo migmatítico Teotitlán

IV.3.1 Estructuras 1t

Foliación S_{1t}

La foliación S_{1t} está presente en la parte paleosomática de los gneises migmatíticos diorítico-tonalíticos y en *boudines* anfibolíticos (Figuras 57 y 58A). S_{1t} está definida por el desarrollo de anfíbol y plagioclasa, y muestra una relación oblicua con respecto a la foliación S_{2t} que se presenta en la parte del mesosoma. No se reconocieron pliegues asociados con esta foliación y tampoco una lineación, ya que probablemente fue borrada durante el desarrollo de las estructuras asociadas a la foliación S_{2t} .

IV.3.2 Estructuras 2t

Foliación gnéisica S_{2t}

La foliación gnéisica S_{2t} de la parte melanosomática de los gneises migmatíticos diorítico-tonalíticos es de tipo composicional y definida por el desarrollo de anfíbol y plagioclasa (Figura 55B). El mesosoma presenta también esta foliación gnéisica S_{2t} definida por bandas más ricas en plagioclasa y cuarzo intercaladas con bandas con mayor contenido de anfíbol. El leucosoma granítico es paralelo a S_{2t} del mesosoma (Figuras 57, 58C y 58D). S_{2t} es paralela a los flancos de los pliegues isoclinales apretados F_{2t} , y presenta una orientación N10W a N20W e inclinaciones que varían de 90° a 50° al SSW (Figuras 59 y 58C).

En los gneises cuarzodioríticos con granate S_{2t} es definida por bandas más ricas en anfíbol y plagioclasa intercaladas con bandas cuarzofeldespáticas con biotita; el espesor de las bandas es variable desde escala milimétrica a centímetrica y es común que el granate esté disperso y sea abundante en las zonas de transición de estas bandas. En estos gneises S_{2t} presenta una orientación promedio N10W a N20W que varían de 90° a 50° al SW.

En los gneises de diopsida–plagioclasa S_{2t} está definida por el desarrollo de bandas ricas en plagioclasa y porfidoblastos de diopsida intercaladas con bandas con desarrollo de anfíbol, microclina y plagioclasa de otra generación (Figura 60A y 60B). Es común encontrar en estos gneises porfidoblastos de granate rodeados por sombras de presión de plagioclasa

y cuarzo. La foliación gnéissica presenta una orientación promedio que varía de N10W a N20W con inclinaciones de 65° a 90° al SSW.

En los gneises migmatíticos graníticos ricos en biotita, en la parte del mesosoma, S_{2t} es de grano grueso definida por biotita, cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico en algunas bandas, y en otras el feldespato potásico y el cuarzo predominan. El leucosoma granítico es paralelo al bandeamiento S_{2t} definido por biotita, feldespato potásico y cuarzo en texturas de grano grueso. En ocasiones solo bandas de cuarzo aparecen paralelas a las bandas del mesosoma (figura 61A).

Los diques graníticos deformados del primer pulso magmático no presentan un claro desarrollo de foliación gnéissica, pero cortan tardíamente a S_{2t} , y es común que presenten una estructura lineada L_{2t} (Figuras 57, 59, 58E y 58F). Los diques tonalíticos cortan a los diques graníticos y a su vez son cortados por diques graníticos leucocráticos, y estos diques tonalíticos también presentan una estructura lineada L_{2t} (Figura 58F). Las pegmatitas tardías deformadas se presentan algunas veces con desarrollo paralelo a S_{2t} , pero otras veces cortan a esta foliación, y a veces aparecen en las zonas de charnelas de los pliegues F_{2t} siendo paralelas a los planos axiales de estos pliegues (Figura 58G).

En general S_{2t} es la foliación predominante en esta unidad desde Teotitlán del Camino hasta San Vicente y aparece en las distintas litologías del complejo migmatítico. Las orientaciones varían entre N-S a N20W y presenta inclinaciones de 90° a 60° al NE o al SW, y es paralela a los flancos de los pliegues isoclinales F_{2t} .

Estructuras S-C (foliación compuesta) asociadas con S_{2t} , son comunes observarlas en el mesosoma de los diferentes gneises migmatíticos y siempre están presentes en las superficies perpendiculares a S_{2t} (Figura 57). Es importante notar que cuando se observa la parte del flanco poniente de una sinforma define un sentido dextral, mientras que al observar el otro flanco y viendo al poniente se observa una dirección sinistral; en una antiforma sucede lo mismo. La cinemática observada fue confirmada con el apoyo de muestras orientadas a escala microscópica en todas las litologías del complejo migmatítico Teotitlán.

Las estructuras S-C también están muy bien definidas en las partes del mesosoma de los gneises migmatíticos, y en general en los demás tipos de gneises. En los gneises migmatíticos diorítico-tonalíticos las estructuras S-C están definidas por la orientación preferencial de bandas ricas en anfíbol con plagioclasa y cuarzo, y asociados aparecen abundantes porfidoblastos ricos en plagioclasa y cuarzo que presentan geometría tipo sigma (Figura 58H). En los gneises cuarzodioríticos hay abundantes *boudines* anfíbolíticos como inclusiones que definen una cinemática derecha al igual que las estructuras S-C (Figuras 57 y 58B).

Lineación L_{2t}

La lineación L_{2t} está definida en los gneises migmatíticos diorítico-tonalíticos por minerales elongados de anfíbol y plagioclasa en la parte del melanosoma; esta lineación también está definida en ocasiones por el desarrollo de porfidoblastos de plagioclasa y por los ejes mayores de los *boudines* anfíbolíticos y estructura de *boudinage* en el mesosoma. L_{2t} es paralela a la lineación de las crestas de los pliegues isoclinales F_{2t} que afectan a los gneises migmatíticos diorítico-tonalíticos (Figuras 57, 59 y 62). En el leucosoma la lineación está definida por los ejes mayores de las colas de porfidoblastos de feldespato y cuarzo.

L_{2t} en los gneises cuarzodioríticos con granate está definida por la orientación del anfíbol y plagioclasa en las bandas anfíbolíticas, mientras que en las bandas cuarzofeldespáticas por la orientación de biotita, feldespato y cuarzo. L_{2t} se observó a escala centimétrica replegada por los pliegues F_{3t} en el trayecto del camino de Cacalotepec a San Vicente. L_{2t} es paralela a las crestas de los pliegues isoclinales F_{2t} y además llega a alcanzar un valor de 45° su relación angular con respecto a los ejes de pliegues F_{3t} (Figura 63A).

En los gneises de diopsida–plagioclasa, L_{2t} está definida por la orientación de plagioclasa, microclina y tremolita en las bandas más claras, pero en las bandas más máficas está definida por anfíbol y a veces biotita. L_{2t} también está definida por los ejes más largos de las colas de porfidoblastos de diopsida y a veces de granate. L_{2t} es paralela a los ejes de los pliegues isoclinales F_{2t} como claramente se observó en la zona de la barranca del Toro al oeste de la población de Nogaltepec (Figura 60A y 60B).

En el mesosoma de los gneises migmatíticos graníticos ricos en biotita, L_{2t} está definida por la orientación de biotita, feldespato potásico y cuarzo elongado; la lineación de estos minerales es paralela a la orientación de los pliegues F_{2t} presentes en los gneises migmatíticos graníticos (Figura 61A). En la parte de leucosoma L_{2t} está definida por el desarrollo de porfidoblastos de feldespato potásico y cintas con estructura de *boudinage* de agregados de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa.

Los diques graníticos del primer pulso magmático muestran una estructura lineada L_{2t} definida por el feldespato potásico elongado, plagioclasa y cuarzo, así como a veces la orientación de biotita. Los diques tonalíticos también muestran porfidoblastos de plagioclasa y cristales elongados de esta.

Plegamiento F_{2t}

En los gneises migmatíticos diorítico-tonalíticos y los graníticos ricos en biotita se presentan varios tipos de pliegues F_{2t} con geometrías variadas, que son: a) pliegues asimétricos parásitos de escala métrica; b) pliegues isoclinales apretados con geometrías S y Z de escala centimétrica; c) pliegues similares cilíndricos y d) pliegues isoclinales con charnelas redondeadas y flancos adelgazados. Los pliegues asimétricos parásitos de escala métrica muestran geometrías “S” y “Z” con ejes de pliegue con direcciones N30W a N10W con buzamiento que es variable de 10° a 30° al SE; estos pliegues presentan geometrías “M” en las crestas (Figuras 50 y 57), y en ocasiones los diques pegmatíticos cortan en estas zonas a estos pliegues. Los pliegues F_{2t} están presentes en las distintas litologías del complejo migmatítico Teotitlán y no son exclusivos de los gneises migmatítico diorítico-tonalíticos. Los pliegues F_{2t} muestran una vergencia en la zona cercana a la población de Teotitlán hacia el oeste y geometrías “Z”, mientras que un poco antes del cerro Molinillo tienen geometrías “S”, y en la zona cercana al Mirador tienen geometrías “Z” para cambiar a geometrías de forma de “S” bajando hacia la barranca del Toro. Los pliegues isoclinales apretados con geometrías S y Z de escala centimétrica se presentan en la parte de mesosoma y en bandas de leucosoma granítico (Figura 58C) es común observarlos en superficies orientadas NE-SW. Los pliegues similares cilíndricos muestran una continuidad en las bandas, a lo largo de la zona de charnela, y algunos muestran compresión en las partes internas del pliegue mientras en las externas algo de extensión (Figura 58I). Los pliegues isoclinales de charnelas redondeadas se desarrollaron en la parte del mesosoma de

los gneises migmatíticos diorítico-tonalíticos (Figuras 58G y 58J), y es común encontrar este tipo de pliegues en las zonas de mayor fusión.

En la parte oriente de la barranca del Toro los gneises migmatíticos diorítico-tonalíticos muestran pliegues de escala métrica y con el desarrollo asociado de isoclinales más apretados de dimensiones menores. Los pliegues de escala métrica presentan estructura de *boudinage* paralelamente a los ejes de pliegues, y en los flancos del lado poniente muestra estructuras de tipo sigma con cinemática dextral. La orientación de los ejes de estos pliegues varía de N-S a N10W-S10E y la inclinación es casi vertical (Figura 58K).

En los gneises cuarzodioríticos con granate aparecen los siguientes tipos de pliegues F_{2t} : a) pliegues asimétricos parásitos de escala métrica, b) pliegues de funda intrafoliales, y c) pliegues isoclinales intrafoliales. Los pliegues asimétricos parásitos ya fueron descritos en la parte anterior. Los pliegues de funda intrafoliales presentan una reorientación en algunas partes de la zona (Figura 61B), ya que fueron replegados por el plegamiento F_{3t} ; al ser restaurados definen una dirección de flujo hacia el SE, y narices principales siendo subparalelas a paralelas con la lineación L_{2t} . Los pliegues de funda intrafoliales presentan flancos paralelos a la foliación gnéisisca S_{2t} y ejes de pliegue con orientaciones promedio que varían de N20W a N10W y que son paralelos a la lineación mineral L_{2t} . Estos pliegues también en algunos afloramientos se observan reorientados por el plegamiento F_{3t} .

Los gneises de diopsida–plagioclasa muestran también varios tipos de pliegues F_{2t} los cuales son: a) pliegues tempranos isoclinales con charnelas flotantes, b) pliegues tardíos con geometrías “M”, y c) pliegues asimétricos tardíos asociados con los pliegues “M”. Los pliegues tempranos isoclinales aparecen en formas intrafoliales, con flancos adelgazados y flotando, y presentan ejes con orientaciones promedio de N10W a N con inclinaciones subverticales; estos pliegues no tienen continuidad con los pliegues de geometrías “M” (pliegues tardíos), y estas relaciones implican un flujo estructural progresivo que se desarrollo aprovechando la foliación gnéisisca S_{2t} . La presencia de pliegues asimétricos e isoclinales en planos subhorizontales y foliación gnéisisca subvertical también implica una cinemática dextral tardía a la generación de los pliegues “M” tardíos. Los pliegues con geometrías “M” muestran, a nivel local, geometrías muy parecidas a los pliegues asimétricos de escala métrica. Los ejes de pliegues presentan direcciones N30W a N10W con

buzamiento de 10° al SE y esta dirección es paralela a los ejes de los pliegues isoclinales desenraizados (Figura 60A y 60B). Los pliegues asimétricos aparecen en las caras de los afloramientos con orientaciones NW-SE y la vergencia de estos es hacia el SSE sugiriendo una dirección de flujo hacia el SSE.

Los diques graníticos deformados del primer pulso magmático presentan varios tipos de pliegues F_{2t} muy similares a los pliegues de las anteriores litologías, pliegues asimétricos con geometrías S y Z asociados con F_{2t} (Figuras 57, 58E, 58F y 59). Estos pliegues también están afectados por pliegues con charnelas engrosadas y flancos adelgazados. En las zonas donde predominan los pliegues con geometrías "M" aparecen los diques afectados por pliegues asimétricos con vergencias al SE; la orientación de los ejes de pliegue en estos diques graníticos difiere un poco de los ejes de pliegue en los gneises migmatíticos diorítico-tonalíticos. Los diques tonalíticos también muestran un plegamiento F_{2t} caracterizado por pliegues con charnelas engrosadas y flancos adelgazados.

IV.3.3 Estructuras $3t$

Foliación S_{3t}

Una foliación S_{3t} no se reconoció, ya que sobre la base de observación de campo y la restauración estructural del plegamiento F_{3t} , es más probable una reorientación de la foliación S_{2t} por el plegamiento F_{3t} que el desarrollo de S_{3t} .

Lineación L_{3t}

La lineación L_{3t} es una lineación de crestas de pliegues F_{3t} , que define direcciones N25E-S25W a E-W. Una lineación mineral L_{3t} no se observó en ninguna de las litologías del complejo migmatítico Teotitlán.

Pliegues F_{3t}

Los gneises cuarzodioríticos con granate están afectados por un plegamiento asimétrico F_{3t} desarrollado en condiciones dúctiles. F_{3t} está definido por la intercalación de bandas ricas en plagioclasa y cuarzo intercaladas con bandas ricas en anfíbol, y presenta vergencia al SSE y direcciones de ejes de pliegue que varían de N25E a E-W (Figura 63A). Los pliegues F_{3t} son de escala centimétrica a métrica. Estos pliegues reorientaron la foliación

S_{2t} y la lineación mineral L_{2t} , ya que la foliación S_{2t} presenta direcciones NE-SW y la lineación mineral en la parte de los flancos más largos muestra direcciones casi E-W. Los pliegues de funda asociados a los pliegues F_{2t} también fueron reorientados por el desarrollo de F_{3t} , ya que al restaurar el plegamiento F_{3t} la lineación L_{2t} presenta una dirección N10W-S10E y los pliegues de funda muestran cierres al SSE (Figura 61B).

Los gneises de diopsida–plagioclasa presentan también este tipo de pliegues F_{3t} pero en escala centimétrica y aparecen replegando la foliación gnéssica S_{2t} . Los pliegues F_{3t} presentan formas de “S” y “Z”, y definen sentido de flujo estructural al SSE. F_{3t} muestran una continuidad en el bandeamiento S_{2t} y a lo largo de las charnelas presenta desarrollo en condiciones dúctiles. A nivel local los pliegues F_{3t} fueron replegados por pliegues más abiertos, de tipo cilíndrico y con orientaciones N70W-S70E. Estos pliegues debido a que no parecen tener una amplia distribución y por la falta de mayores datos estructurales con relación a F_{3t} no se consideran como una generación de pliegues aparte (Figura 63B).

IV.3.4 Estructuras 4t

Foliación S_{4t}

La foliación S_{4t} en los gneises migmatíticos diorítico-tonalíticos y los gneises cuarzdioríticos con granate está definida por el desarrollo de clorita, epidota, albita y cuarzo, a lo largo de superficies de cizalla. S_{4t} es de tipo compuesta S-C y muestra una geometría ondulada con características de un régimen transicional entre condiciones dúctiles en facies de esquisto verde a un régimen frágil. S_{4t} se puede considerar una foliación espaciada, y en los dominios de clivaje es común observar a la foliación S_{2t} afectada por rotaciones (Figura 64A). La orientación de S_{4t} es subhorizontal y las superficies S-C definen un sentido de cizalla hacia el SSE. En el área de Pochotepec hay un intenso reemplazamiento por óxidos de hierro y calcita a lo largo de las superficies S_{4t} que sugiere fluidos hidrotermales tardíos posteriores. S_{4t} se vuelve más penetrante y presenta un desarrollo más claro hacia la zona de Pochotepec y Coyula.

A lo largo del río de los Cues se observaron varias superficies de cizalla frágil-dúctil subverticales que muestran el desarrollo de clivaje S-C, en los que los dominios están definidos por filita de clorita y los microlitones por feldespatos con geometrías sigma. En la zona de Pochotepec a lo largo de las zonas de cizalla, S_{4t} en ocasiones es paralela con una

foliación cataclástica y está asociada a estructuras S-C, y a bandas de cizalla tipo C', lo cual sugiere una transición de condiciones de deformación cristaloplástica en facies de esquisto verde a condiciones frágil en un régimen cataclástico (Figura 64A). Estructuras de "libros rotados" son observadas frecuentemente (Figura 58L), y los bloques rotados comprenden a partes de las bandas ricas en plagioclasa y cuarzo de los gneises cuarzodioríticos de granate. En los gneises migmatíticos de diopsida-plagioclasa, gneises migmatíticos graníticos ricos en biotita, y diques deformados, no se reconoció S_{4t} .

Lineación L_{4t}

La lineación L_{4t} está definida sobre superficies de foliación milonítica por el desarrollo de clorita y cuarzo orientados. L_{4t} presenta direcciones que varían de NW 15 con inclinaciones de 20° a direcciones N con inclinaciones de 0° (Figura 64).

Pliegues F_{4t}

Los pliegues F_{4t} se reconocieron en los gneises cuarzodioríticos y son estructuras de escala centimétrica, asociadas con las zonas de cizalla frágil-dúctil. Los pliegues están limitados entre superficies C' de las zonas de cizalla. En las zonas de cizalla los porfidoclastos muestran evidencias de fracturamiento, y las fracturas no afectan a la foliación S_{4t} .

IV.3.5 Estructuras $5t$

Clivaje S_{5t}

El clivaje S_{5t} se presenta como un clivaje espaciado de plano axial, y como clivaje penetrante cerca de fallas de cabalgaduras (Figura 62) y fallas de transferencia. S_{5t} se desarrolló en condiciones frágil-dúctil, ya que presenta estructuras como fracturas *en echelon*, clivaje de crenulación y microbrechamiento asociados. En las diferentes litologías del complejo migmatítico Teotitlán S_{5t} aparece asociado con fallas inversas como un clivaje espaciado y ondulado con orientaciones en promedio N30W-S30E con inclinaciones de 30° hacia el SW; también aparece sobreimpuesto a la foliación gnéisica S_{2t} y a la foliación frágil-dúctil S_{4t} , como clivaje de crenulación S_{5t} . S_{5t} está asociado y es paralelo a los planos axiales de los pliegues F_{5t} .

Lineación L_{5t}

La lineación L_{5t} es una lineación definida por estrías en fallas inversas de escala métrica y fallas de escala kilométrica (cabalgaduras). Las estrías presentan orientaciones N65E-S65W y desarrollada sobre las superficies de fallas inversas. Estas estrías en ocasiones están sobreimpuestas por estrías asociadas a fallas normales y fallas laterales formadas en régimen frágil.

Pliegues F_{5t}

Los pliegues F_{5t} se presentan en todas las litologías del complejo migmatítico Teotitlán, y son pliegues desarrollados en un régimen frágil-dúctil. Los pliegues se presentan como: a) pliegues abiertos y asimétricos; b) pliegues de crenulación y c) pliegues tipo chevron. Los pliegues abiertos F_{5t} son de escala métrica a escala kilométrica, y presentan vergencias hacia el NE con direcciones de ejes de pliegue que varían de N45W a N30W con inclinaciones subhorizontales. En ocasiones estos pliegues se presentan en forma recumbente y es claro que afectan al bandeamiento gnéisico S_{2t} . Los pliegues abiertos presentan superficies axiales subparalelas con las fallas de cabalgadura de escala regional, por lo que es clara su relación. Los pliegues de crenulación se observaron en las zonas más intensamente deformadas de los gneises migmatíticos diorítico-tonalíticos y presentan direcciones N30W-S30E. Los pliegues chevron se observaron cerca de las cabalgaduras mayores, generalmente en el bloque de techo, y afectaron al bandeamiento gnéisico S_{2t} ; estos pliegues muestran tamaños de escala métrica.

IV.3.6 Estructuras $6t$

Clivaje S_{6t}

El clivaje S_{6t} es un clivaje formado en condiciones frágiles asociado con fallas laterales oblicuas que presentan zonas cataclásticas y brechamiento intenso. S_{6t} afectó a todo el complejo migmatítico Teotitlán y su orientación varía de direcciones N-S, NW-SE y direcciones E-W, coincidiendo con las de las fallas laterales oblicuas principales. S_{6t} es espaciado y disyuntivo, corta al clivaje S_{5t} , S_{4t} , pliegues F_{3t} y a la foliación gnéisica S_{2t} .

IV.3.7 Estructuras 7t

Clivaje S_{7t}

El clivaje S_{7t} es un clivaje disyuntivo y espaciado formado en condiciones frágiles debido a su asociación y paralelismo con fallas normales. S_{7t} corta a S_{6t} y S_{4t} , y presenta direcciones N-S que varían a NW-SE y afecta a todo el complejo migmatítico Teotitlán.

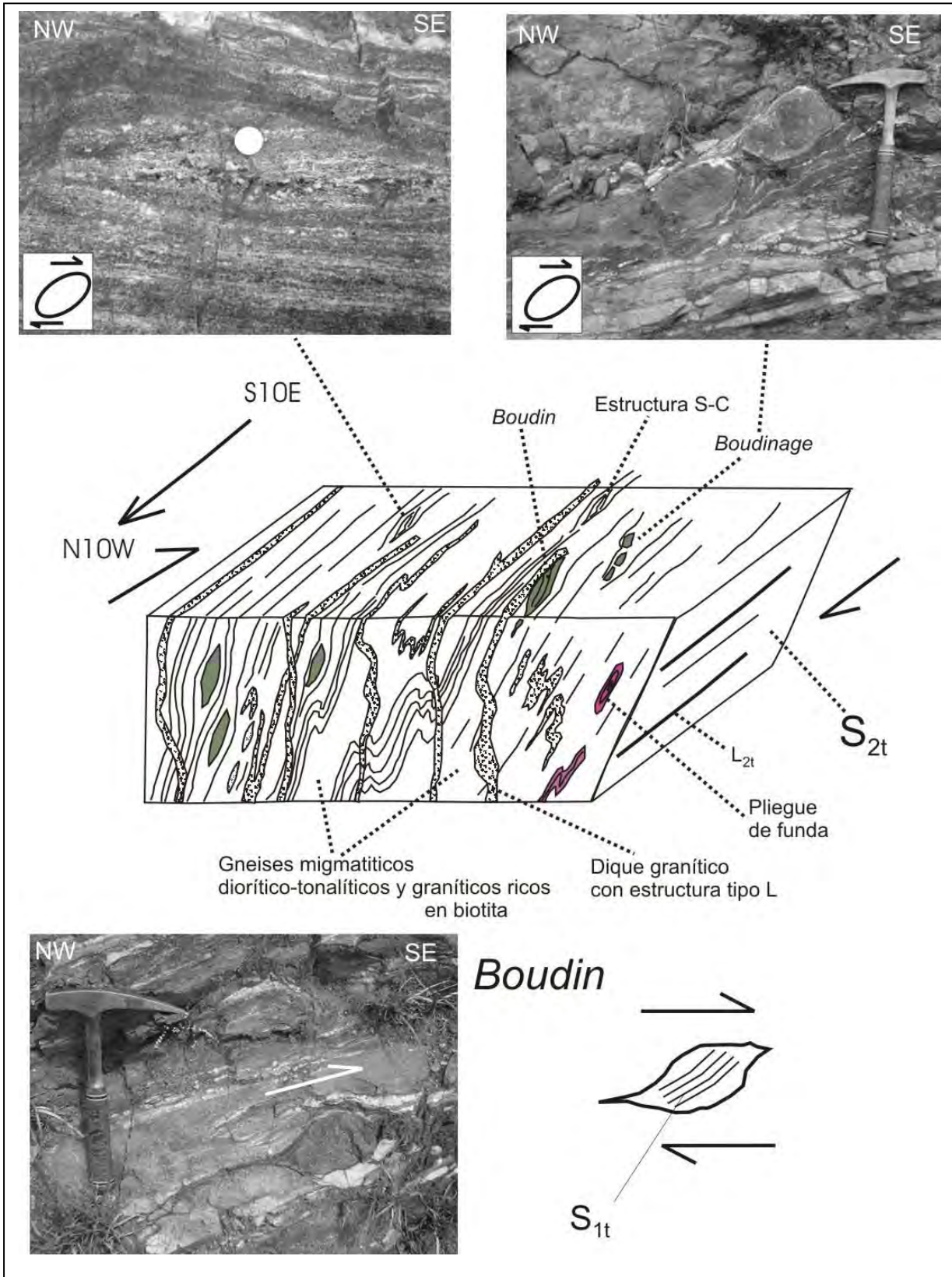


Figura 57. Estructuras del complejo migmatítico Teotitlán resumidas en un bloque diagramático. Se muestran algunas fotografías de estructuras específicas relacionadas con una cizalla lateral derecha. Obsérvese las distintas relaciones estructurales entre pliegues, intrusiones, migmatitas y boudines.

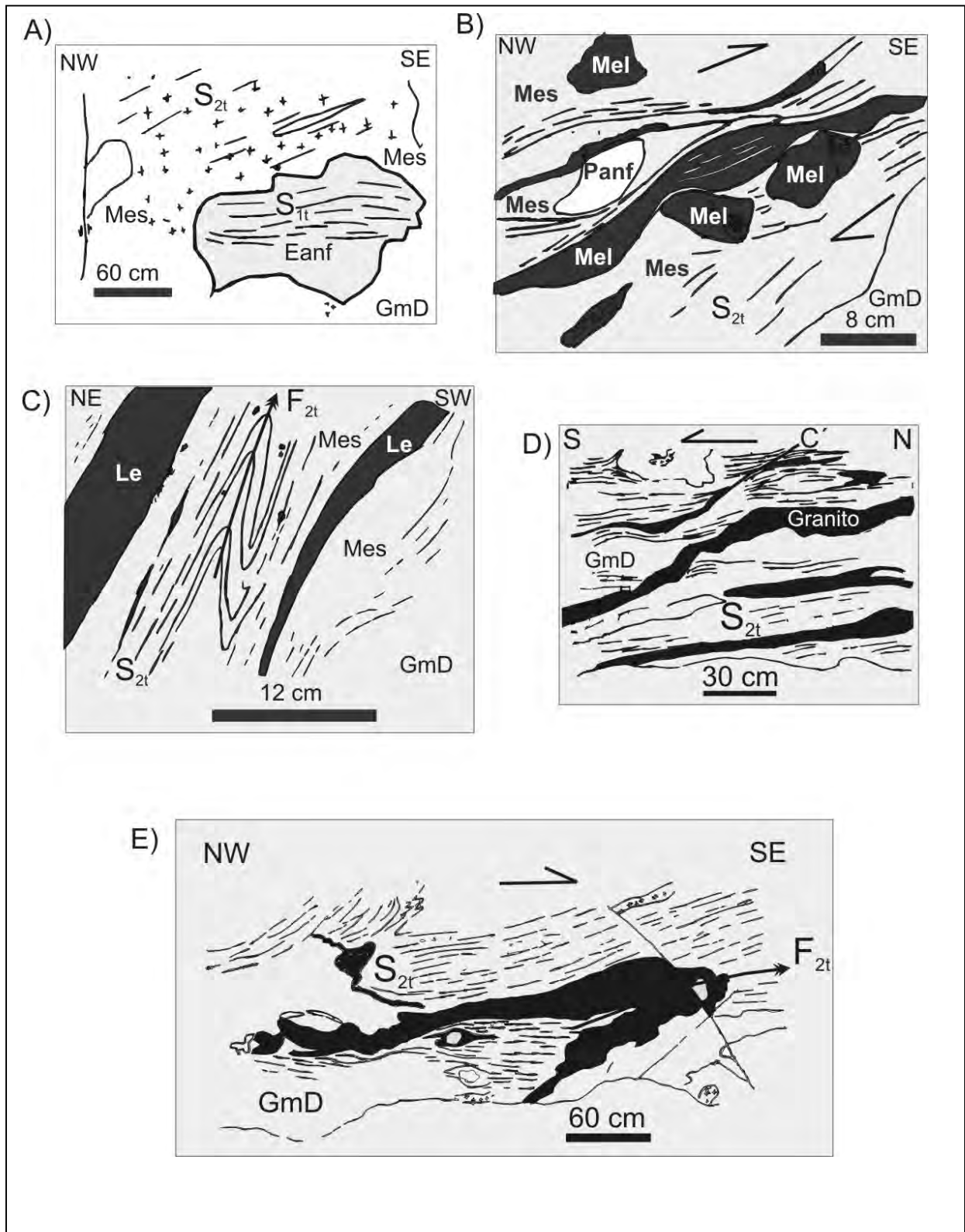


Figura 58. Estructuras reconocidas en el complejo migmatítico Teotitlán. A) Bloques paleosomáticos de esquistos anfibolíticos. B) Relaciones estructurales entre paleosoma, mesosoma y leucosoma. C) pliegues isoclinales F_{2t} con flancos paralelos al leucosoma granítico. D) Estructuras de bandas de cizalla tipo C' con leucosoma granítico inyectado de forma paralela con estas estructuras. E) Diques graníticos leucosomáticos plegados con charnelas engrosadas. GmD = gneis migmatítico diorítico-tonalítico; Eanf = anfibolita; Mes = mesosoma; Le = leucosoma; Mel = melanosoma; Panf = paleosoma anfibolítico.

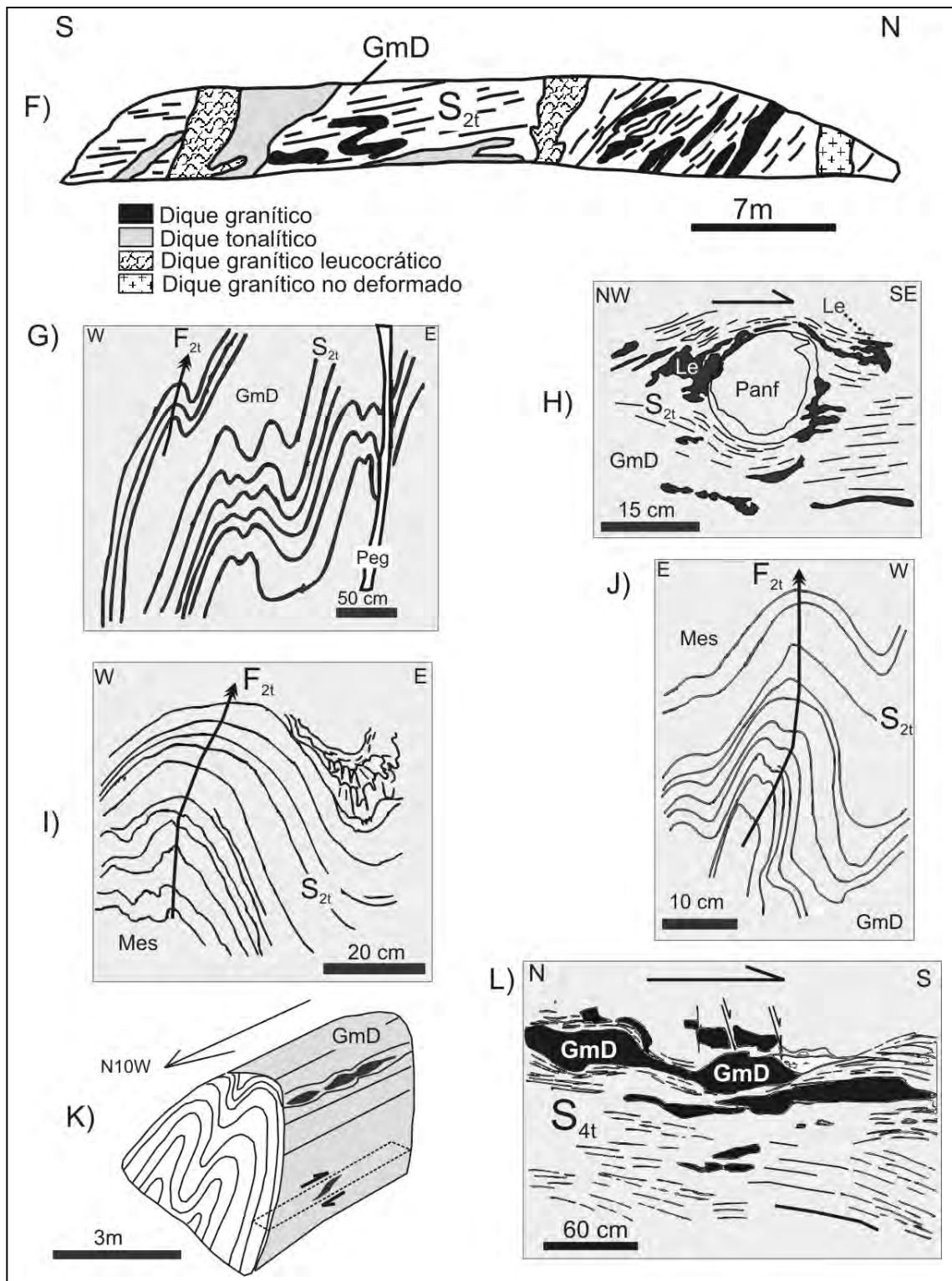


Figura 58 (continuación). F) Relaciones estructurales de entre los diferentes pulsos de intrusiones. G) Pliegues asimétricos con pegmatitas tardías. H) Boudin paleosomático de un esquisto anfibolítico que presenta segregaciones de leucosoma granítico alrededor de su periferia. I) Pliegues cilíndricos F_{2t} con compresión en las partes internas. J) Pliegues con charnelas redondeadas en la parte del mesosoma cuarzodiorítico. K) Pliegues isoclinales F_{2t} de la localidad de Nogaltepec con estructura de boudinage paralela a la dirección de lineación de estiramiento L_{2t} . L) Foliación S_{4t} desarrollada en condiciones transicionales dúctiles a frágiles con geometría ondulada y rodeando a porfidoclastos de gneises migmatíticos diorítico-tonalíticos. GmD = gneis migmatítico diorítico-tonalítico; Mes = mesosoma; Le = leucosoma granítico; Panf = paleosoma anfibolítico.

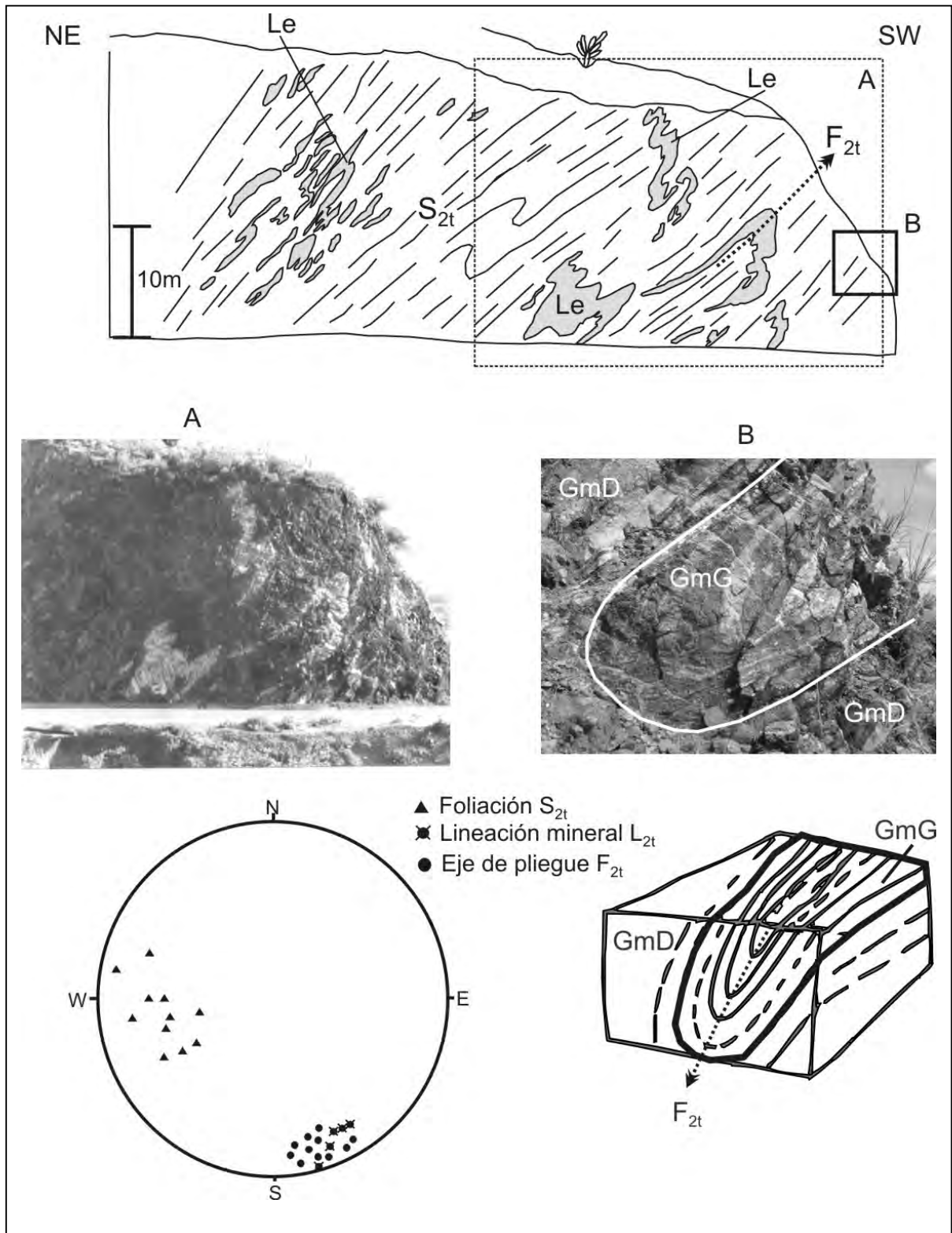


Figura 59.A) Bandeamiento S_{2t} de los gneises migmatíticos diorítico-tonalítico (GmD) y gneises migmatíticos graníticos ricos en biotita (GmG). Los diques graníticos leucosomáticos (Le) se presentan plegados y con engrosamiento de las charnelas. En la fotografía B se muestra la intercalación de los gneises migmatíticos cuarzdioríticos (GmD) con los gneises migmatíticos graníticos (GmG).

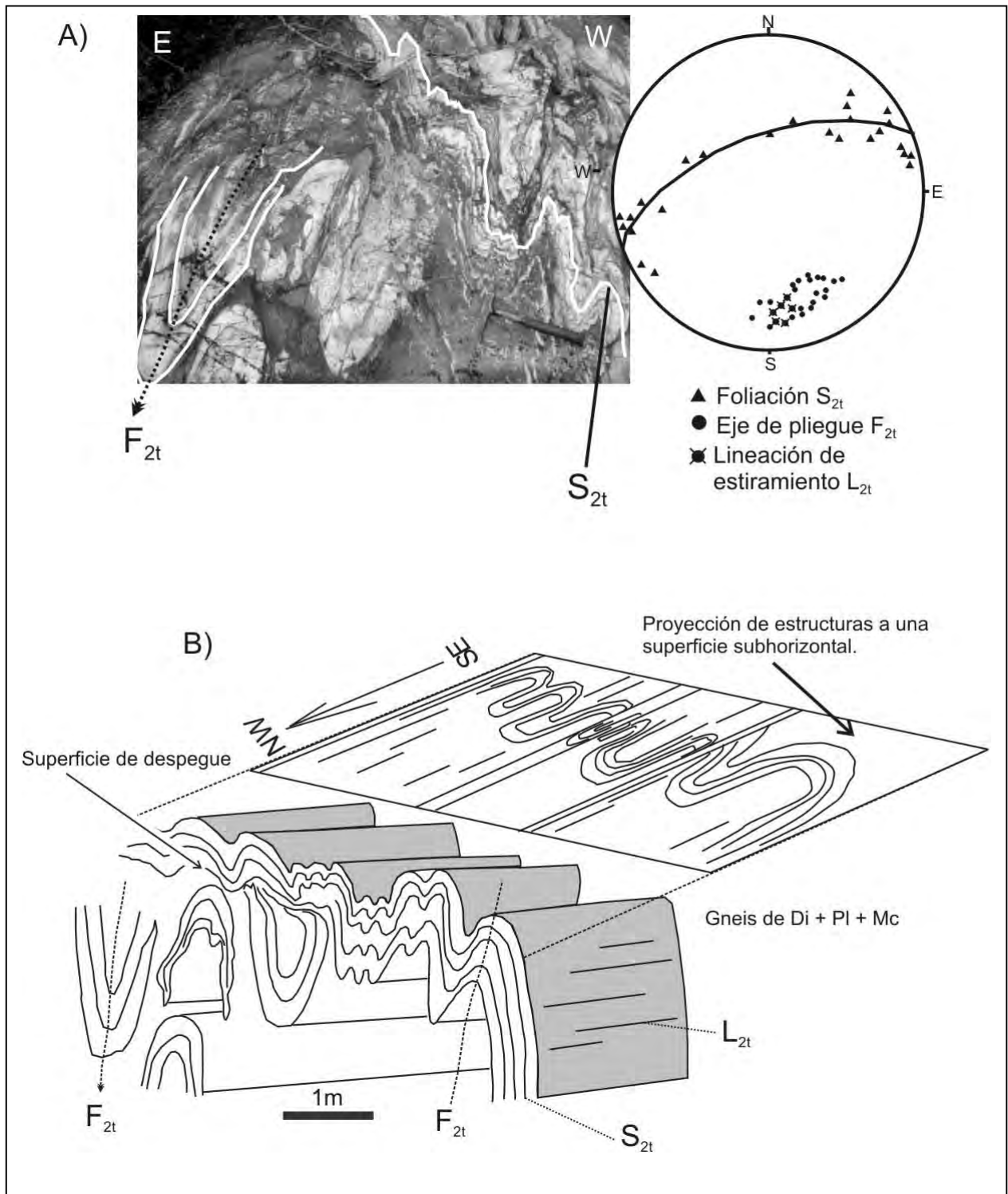


Figura 60. Estructura de los gneises de diopsida – plagioclasa a escala métrica en la localidad de barranca del Toro cerca de Nogaltepec. A) Relaciones geométricas en la red estereográfica. B) Esquema en 3D de los elementos estructurales proyectados a una superficie subhorizontal, mostrando las trazas de las estructuras sobre esta superficie, que es equivalente a una cara del afloramiento.

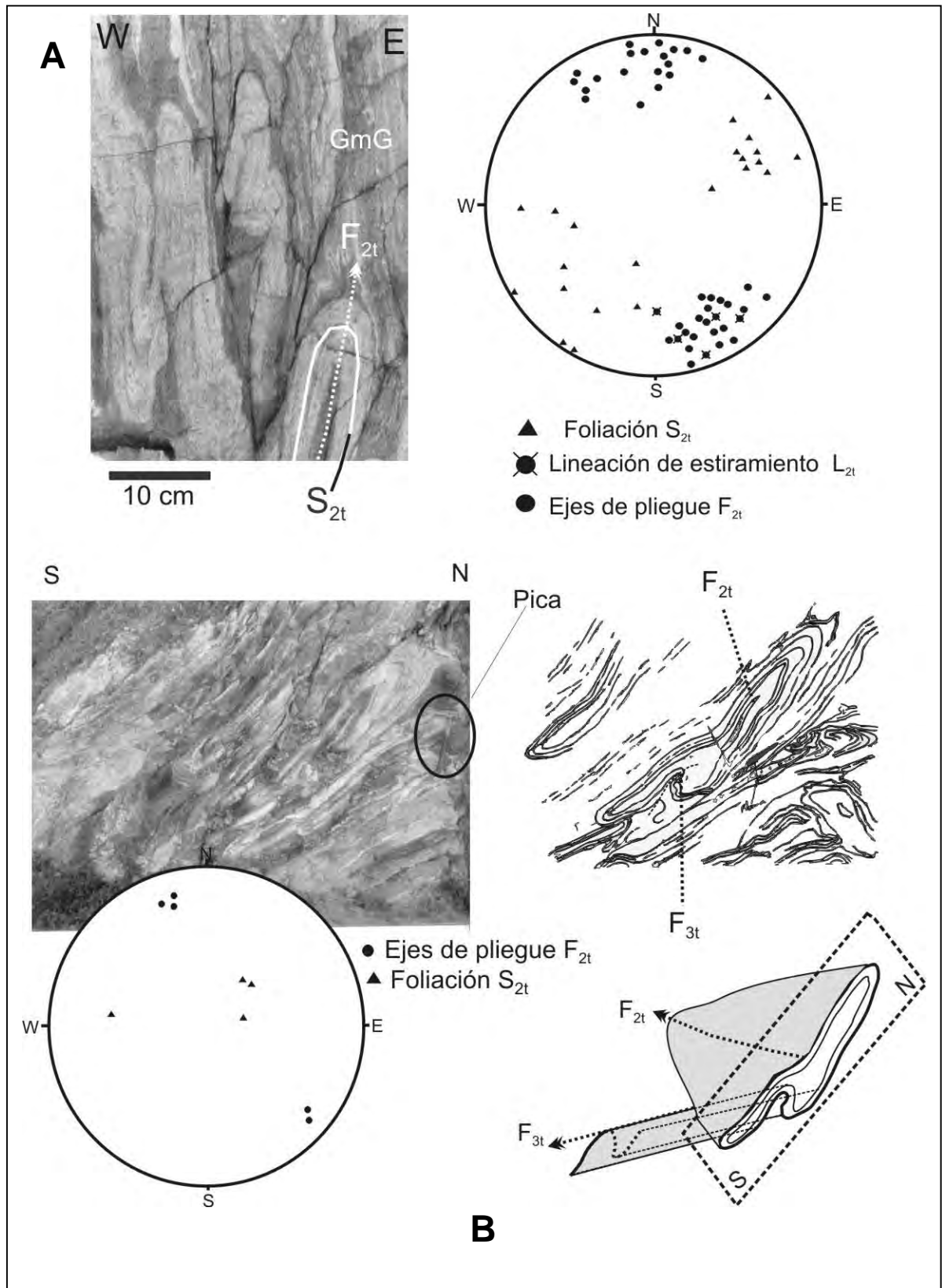


Figura 61 Estructuras de los gneises migmatíticos graníticos ricos en biotita (GmG) y gneises cuarzdioríticos con granate. A) Relaciones geométricas entre la foliación S_{2t} con los ejes de pliegue F_{2t} y la lineación de estiramiento L_{2t} . B) Pliegues de funda F_{2t} en los gneises cuarzdioríticos con granate reorientados por los pliegues F_{3t} .

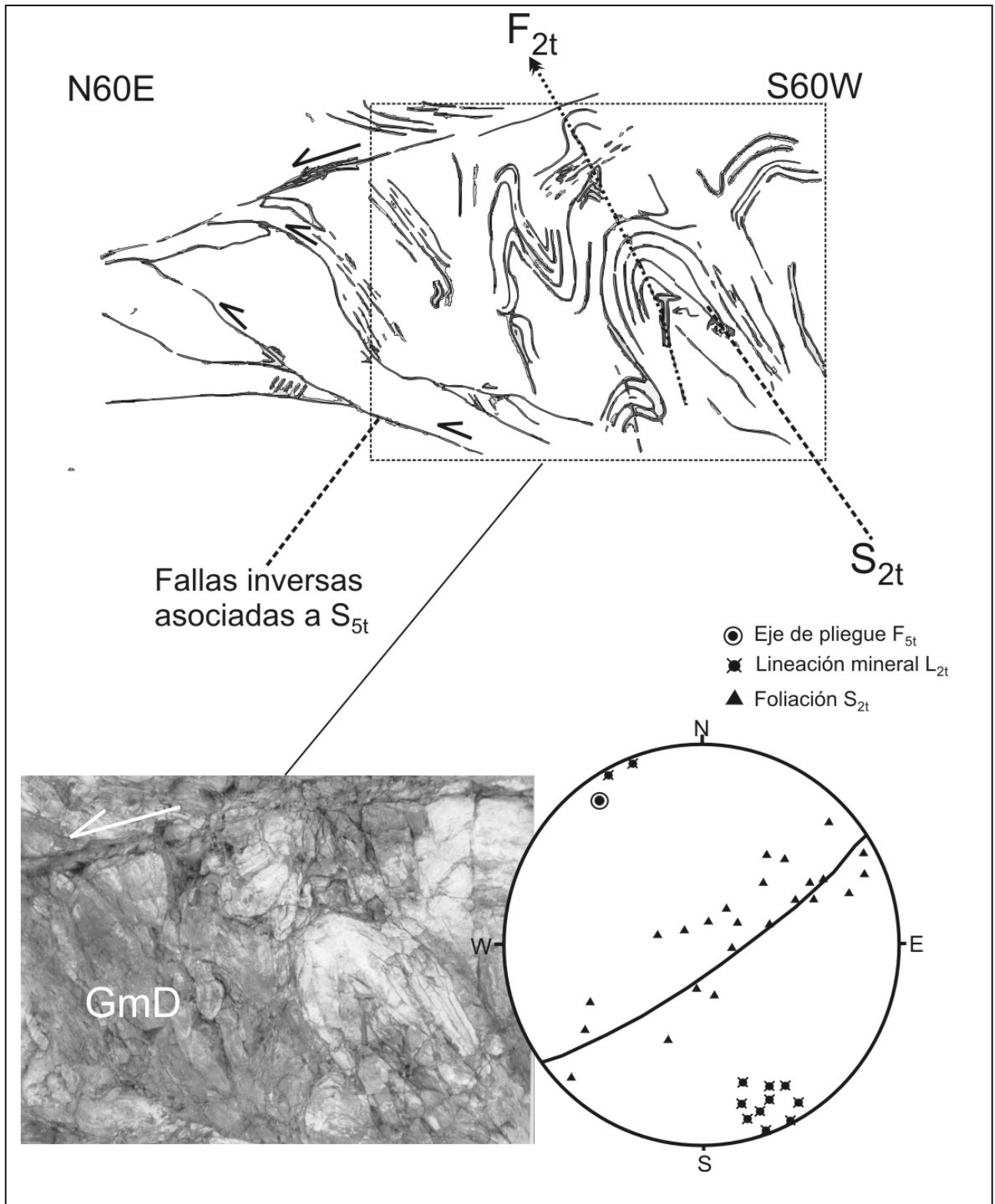


Figura 62. Pliegues F_{2t} en los gneises migmatíticos cuarzodioríticos (GmD) afectados por fallas inversas asociadas con el desarrollo de la foliación S_{5t} . En la red estereográfica se aprecian las relaciones geométricas entre la lineación mineral L_{2t} , foliación S_{2t} y ejes de pliegue F_{5t} (frágil-dúctil).

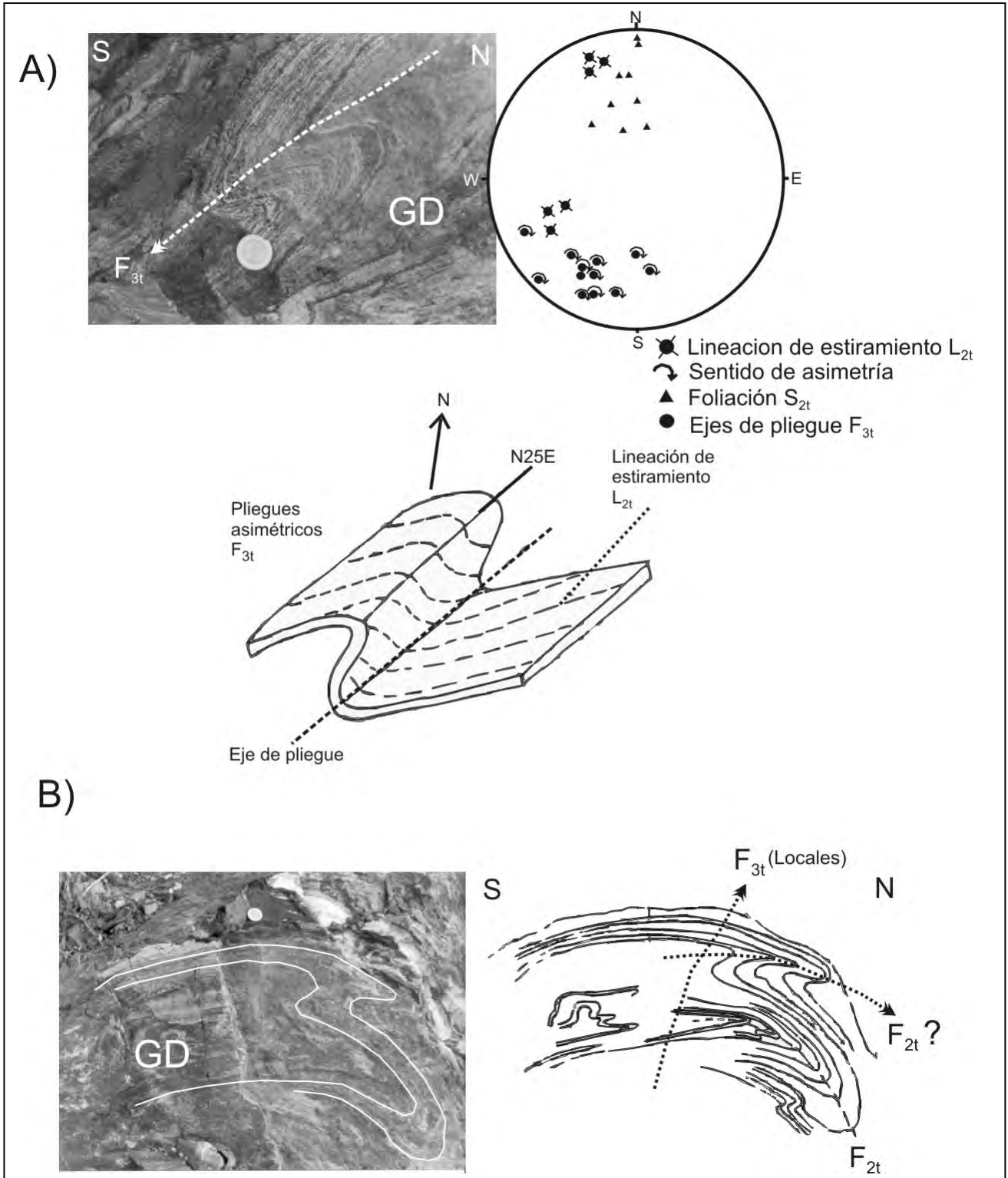


Figura 63. Estructuras de escala centimétrica y métrica en los gneises cuarzodioríticos con granate (GD). A) Pliegues asimétricos que reorientaron al bandeamiento gnéisico S_{2t} y a la lineación L_{2t} . B) Replegamiento a escala métrica de los pliegues F_{2t} por los pliegues F_{3t} .

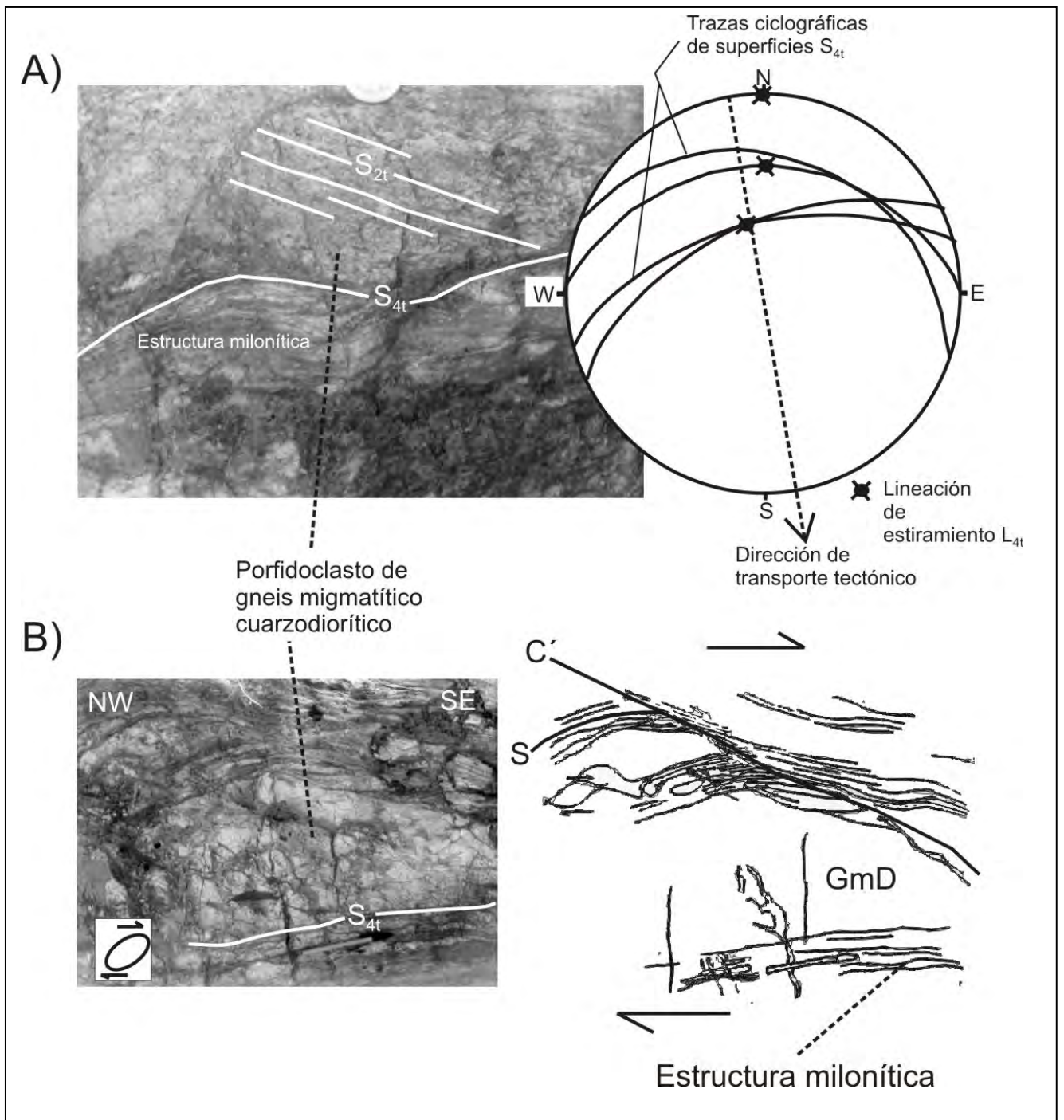


Figura 64. Gneises migmatíticos diorítico-tonalítico (GmD) que muestran relaciones estructurales entre dos foliaciones desarrolladas en distinto tiempo. A) Foliación S_{2t} cortada por zonas de cizalla asociadas con la foliación S_{4t} . B) Estructuras de banda de cizalla tipo C' que definen una cinemática dextral y que son contemporáneas a la foliación S_{4t} .

IV.4 Estructuras de la Formación Chivillas

IV.4.1 Estructura 0ch

Estratificación S_{0ch}

La estratificación S_{0ch} es reconocible todavía en la Formación Chivillas, debido que en el área solo fué afectada por un metamorfismo ligero (Figura 65A). La S_{0ch} está definida por capas interestratificadas de lutitas negras, grauvacas arcósicas, conglomerados poligmíticos ricos en cuarzo, lavas basálticas y margas. En la zona de Loma Celosa la estratificación presenta orientaciones promedio de S58E con inclinación de 32° al SW. S_{0ch} está afectada por pliegues asimétricos F_{1ch} con vergencias al SE y por pliegues F_{2ch} . S_{0ch} en algunos afloramientos también se observa afectadas por clivajes S_{2ch} y S_{3ch} asociados a fallas inversas y a fallas laterales oblicuas con direcciones NW-SE respectivamente. La sobreposición del plegamiento origina que los polos de estratificación en proyección estereográfica, se concentren hacia el centro, formando una estructura compuesta en forma de domo estructural (Figura 65A).

IV.4.2 Estructuras 1ch

Clivaje S_{1ch}

S_{1ch} es un clivaje de plano axial asociado a un régimen frágil que muestra paralelismo con los planos axiales de los pliegues F_{1chs} y afecta a toda la formación. S_{1ch} tiene una orientación NE-SW con inclinación promedio de 45° SSE y otras veces al NNW. En el área de Loma Celosa S_{1ch} también se observó como un clivaje de crenulación N35E con inclinación de 40° al NNW (Figura 65B) y afecta a limolitas y lutitas, pero no a areniscas.

Pliegues F_{1ch}

Los pliegues F_{1ch} son elementos asimétricos de escala métrica a kilométrica con vergencias al SE que afectan a toda la unidad. Los ejes de pliegue de F_{1ch} varían de N55E a E-W (Figura 65B) con buzamientos de 10° al NE.

IV.4.3 Estructuras 2ch

Clivaje S_{2ch}

S_{2ch} es un clivaje espaciado y disyuntivo desarrollado bajo un régimen frágil-dúctil, y presenta orientaciones promedio de N30W con inclinaciones variables, aunque en general de 30° al SW. S_{2ch} muestra una orientación paralela con los planos axiales de los pliegues F_{2ch} , y con las superficies de fallas inversas de escala métrica y fallas de cabalgaduras regionales (Figura 66).

En el área de Loma Celosa las fallas de cabalgadura que afectan a toda la Formación Chivillas, son fallas inversas de tipo *duplex* con vergencias al NE, y rumbos N30W con inclinaciones promedio de 30° al SW. En las zonas de cizalla asociadas a cabalgaduras aparecen estrías con direcciones NE-SW, y también claramente porfidoclastos desarrollados que, con base a su geometría, definen una dirección de transporte tectónico del SW al NE (Figura 66). A lo largo de algunas superficies de fallas inversas de escala métrica se observa corrimientos de reactivación lateral.

Lineación L_{2ch}

La lineación L_{2chs} se presenta como estrías asociadas a las fallas inversas. La lineación definida por las estrías está en las superficies de fallas inversas, presentando direcciones promedio de SW40 con inclinaciones de 30°, compatibles con una dirección de acortamiento SW-NE; las estrías están definidas por el desarrollo de cuarzo, calcita y a veces minerales arcillosos, como también asperitas (grano de cristal o fragmento de roca que deja un surco sobre una superficie de falla).

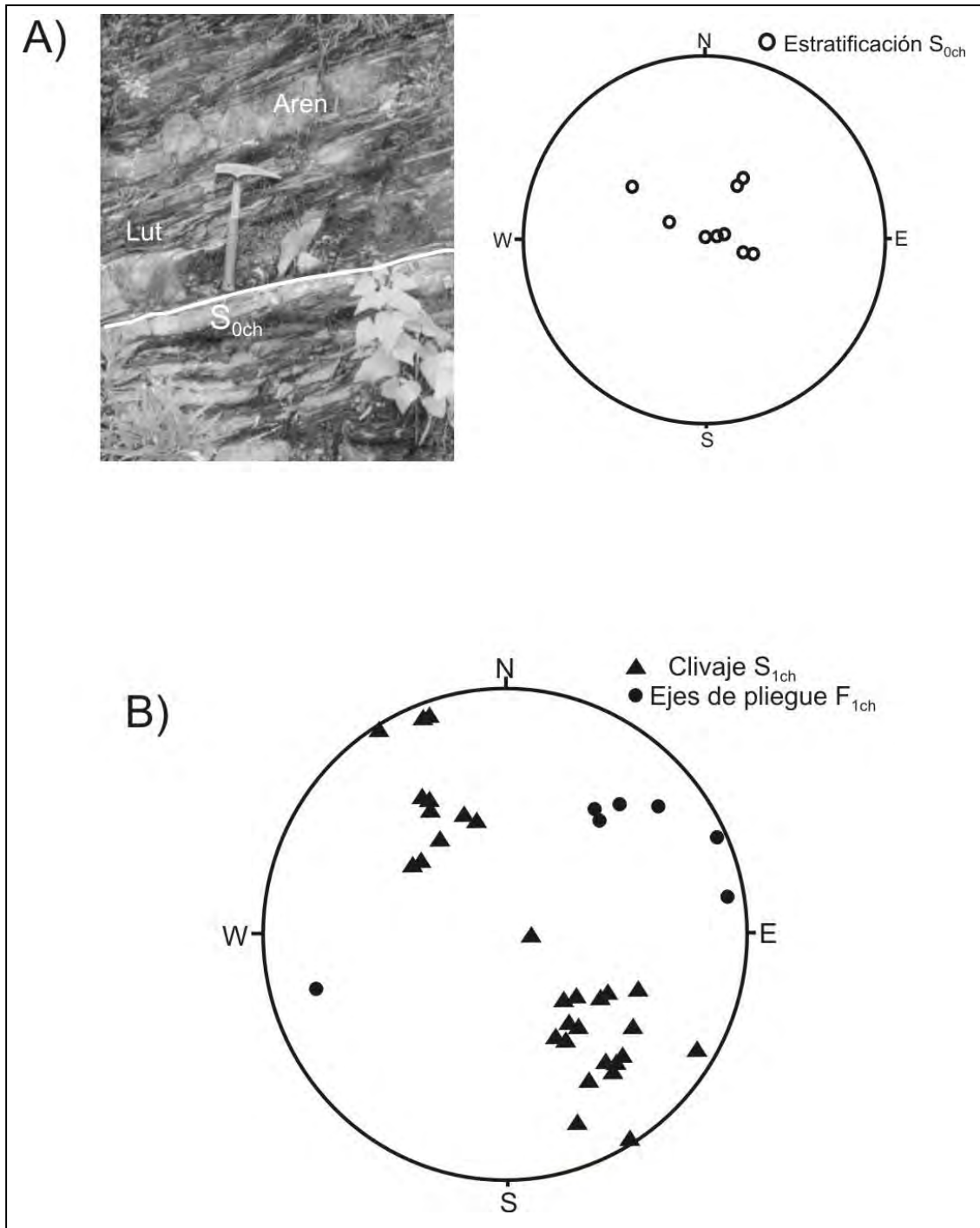
Pliegues F_{2ch}

Los pliegues F_{2ch} son estructuras abiertas y asimétricas con vergencias al NE, con orientaciones promedio que varían de N25W a N60W con planos axiales en ocasiones paralelos a las superficies de las fallas inversas. Los pliegues F_{2ch} son cortados por fallas laterales oblicuas frágiles. La asimetría de F_{2ch} sugiere una dirección de acortamiento SW-NE que afectó y plegó a las estructuras F_{1ch} .

IV.4.4 Estructura 3ch

Clivaje S_{3ch}

S_{3ch} es un clivaje espaciado a escala de afloramiento y desarrollado bajo condiciones frágiles. S_{3ch} presenta un rumbo N-S y a veces E-W, que son concordantes con la orientación de las fallas laterales oblicuas que afectan a toda la formación. Las fallas laterales oblicuas asociadas con S_{3ch} cortan a S_{2ch} , siendo común observar que las fallas inversas asociadas con S_{2ch} fueron reactivadas por corrimientos relacionados a las fallas laterales oblicuas.



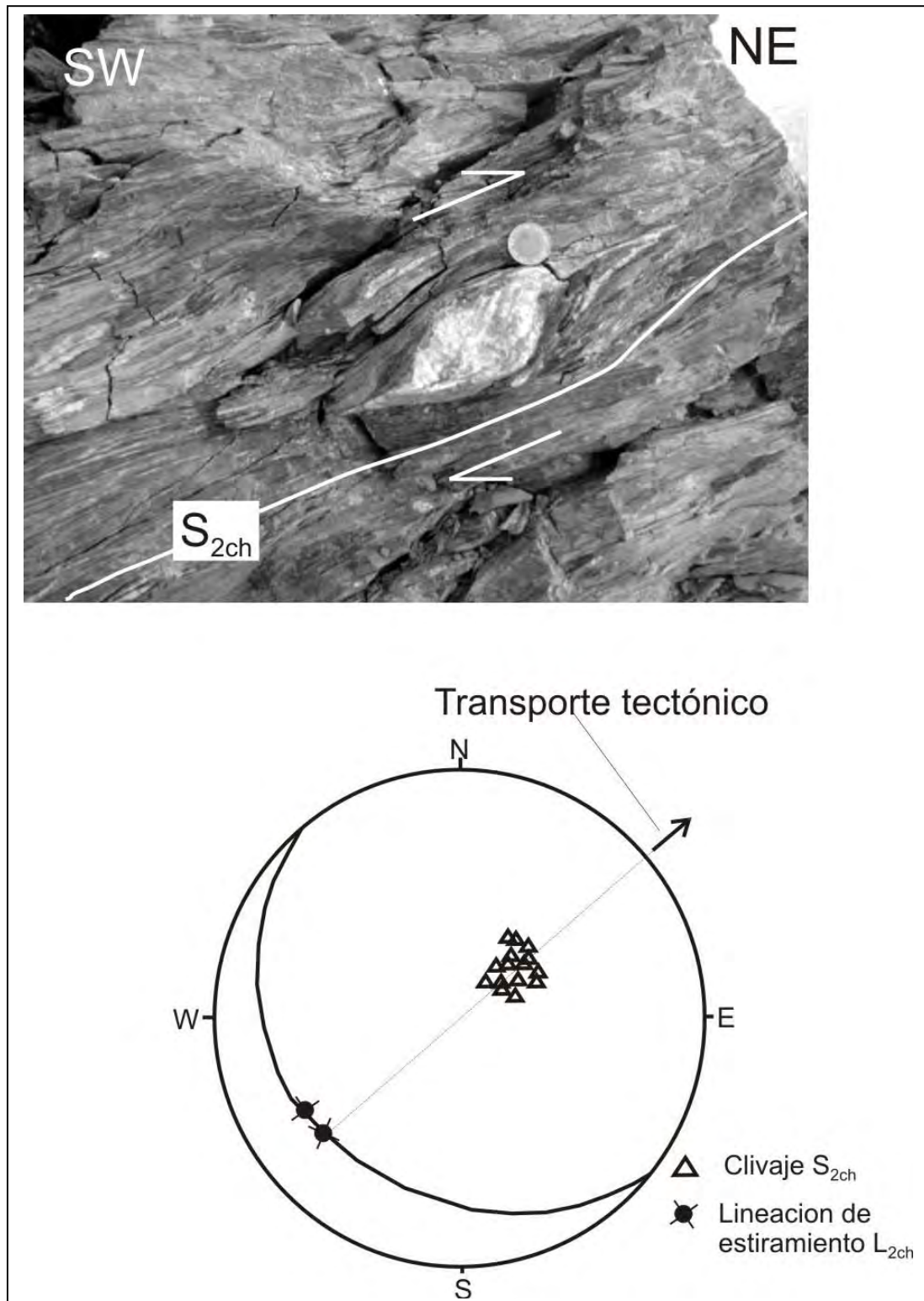


Figura 66. Zona de cizalla asociada a cabalgadura con cinemática dextral definida por porfiroclastos tipo sigma, y también deducido por estrías. Estos rasgos definen una dirección de transporte del SW al NE.

IV.5. Correlación de estructuras y fases de deformación

A partir del análisis estructural se reconocieron siete generaciones de estructuras que corresponden a cinco eventos principales de deformación (D_1 , D_2 , D_3 , D_4 , D_5). Los diversos elementos estructurales y su correlación y agrupación en los eventos de deformación se encuentran esquematizados en las figuras 67A y 67B. D_1 está registrada en el esquisto La Nopalera y en los *boudines* del complejo migmatítico Teotitlán (Figura 67B); esta fase de deformación se desarrolló en un régimen dúctil. D_2 se desarrolló en un régimen cristaloplástico en facies de anfíbolita evolucionando a una deformación cristaloplástica en facies de esquisto verde y a una deformación cataclástica en distintos niveles estructurales. D_2 quedó registrada en la formación Pochotepec, esquisto La Nopalera y en el complejo migmatítico Teotitlán. D_2 es considerada una fase de deformación progresiva en la que, por relaciones de superposición y condiciones metamórficas, se reconocieron tres generaciones de plegamiento (F_{2a} , F_{2b} , y F_{2c}), dos generaciones de foliación (S_{2a} y S_{2c}) y tres de lineación (L_{2a} , L_{2b} y L_{2c}). D_3 está sobrepuesta a D_1 y D_2 , y es un evento de acortamiento laramídico desarrollado en un régimen frágil-dúctil con direcciones de acortamiento NE-SW, con fallas de cabalgadura y pliegues con vergencias al NE. A las fases anteriores de deformación D_1 , D_2 , D_3 , están sobrepuestas dos fases de deformación cenozoicas, D_4 y D_5 , que se desarrollaron en un régimen frágil, correspondiendo respectivamente a un sistema de fallamiento lateral oblicuo sinistral (D_4) y un fallamiento normal (D_5).

IV.5.1. Fase de deformación D_1

La fase de deformación D_1 fue definida a partir de la correlación y agrupación de las siguientes estructuras: foliación S_1 definida por S_{1n} y S_{1t} ; y pliegues F_1 definidos por F_{1n} . La correlación y la agrupación esta basada en que las inclusiones de anfíbolitas en el complejo migmatítico Teotitlán presentan S_1 (S_{1t}) definida por anfíbol y plagioclasa, la cual es similar a la foliación S_{1n} y esta última es cortada por metabasaltos con evidencias de fluidos metasomáticos. Los pliegues de funda F_1 (F_{1n}) se consideran contemporáneos al desarrollo de S_1 (S_{1n} y S_{1t}) con base en que están replegados por pliegues asimétricos parásitos de condiciones dúctiles asociados a F_2 (más adelante discutidos). Los pliegues de funda F_1 (F_{1n}) se reconocieron en los esquistos La Nopalera y se desarrollaron en condiciones dúctiles con

aparentes vergencias al SW. Una lineación L_1 no se reconoció, y si existió probablemente fue borrada durante el evento D_2 .

La fase de deformación D_1 fue desarrollada en un evento de cizalla con dirección y sentido desconocidos. La única evidencia de esta cizalla es la presencia de los pliegues de funda (Figura 67B). Las condiciones metamórficas bajo las cuales se desarrolló este evento son también desconocidas debido a la sobreimposición del metamorfismo de alta temperatura asociado al evento D_2 , aunque se reconocieron algunos restos de plagioclasa (andesina) en los esquistos de biotita–granate \pm mica blanca no es concluyente que previamente haya habido rocas cuarzo-feldespáticas con metamorfismo en facies de anfíbolita.

IV.5.2. Fase de deformación D_2

La fase de deformación D_2 fue definida a partir de la correlación de las estructuras siguientes: foliaciones, S_{2n} , S_{2t} , S_{4t} , S_{1p} , S_{3p} y S_{1ch} , que se agrupan en S_2 , lineaciones L_{2n} , L_{2t} , L_{3t} , L_{4t} , L_{1p} y L_{3p} ; que se agrupan en L_2 , pliegues F_{2n} , F_{3n} , F_{2t} , F_{3t} , F_{4t} , F_{1p} , F_{2p} y F_{1ch} que se agrupan en F_2 . Los resultados nos permitieron a su vez subdividir S_2 en dos generaciones de foliaciones progresivas S_{2a} (S_{2n} , S_{2t} y S_{1p}) y S_{2c} (S_{4t} y S_{3p}), F_2 en tres generaciones de pliegues desarrollados progresivamente F_{2a} (F_{2n} , F_{2t} y F_{1p}), F_{2b} (F_{3n} , F_{2m} , F_{3t} , F_{2p} y F_{1ch}) y F_{2c} (F_{4t}), y la lineación L_2 subdividida en tres generaciones de rasgos lineales L_{2a} (L_{2n} , L_{2t} y L_{1p}), L_{2b} (L_{3t}) y L_{2c} (L_{4t} y L_{3p}). A continuación se establecen los criterios de manera específica para la definición de D_2 . Las foliaciones que corresponden a S_{2a} (Figuras 67A y 67B) se desarrollaron bajo condiciones metamórficas similares de alta temperatura y baja presión. Las foliaciones que definen a S_{2c} se consideran contemporáneas, formadas en facies de esquistos verde, y están asociadas a una cizalla dextral regional que corta tardíamente a S_{2a} y a los pliegues agrupados en F_{2b} . Las lineaciones de L_{2a} se desarrollaron al mismo tiempo, ya que presentan una orientación similar, y están definidas por biotita, anfíbol, plagioclasa, feldespato potásico, que implican lineaciones de alta temperatura.

La lineación L_{2b} (L_{3t}) está definida por las crestas de los pliegues F_{2b} (que más adelante se definen). Las lineaciones que corresponden a L_{3c} (Figuras 67A y 67B) son de estiramiento definidas por la orientación de clorita, epidota, mica blanca y porfidoclastos. L_{3c}

está asociada a una cizalla desarrollada en facies de esquistos verdes que parece pasar localmente a condiciones cataclásticas. Los pliegues F_{2a} fueron contemporáneos y desarrollados bajo las mismas condiciones dúctiles, contemporáneos con la migmatización, y por lo general son isoclinales apretados, sin transposición tectónica. Los pliegues F_{2b} se desarrollaron de manera contemporánea y en condiciones dúctiles, ya que presentan una geometría semejante y vergencia al SE. Aunque los pliegues F_{2b} en la Formación Chivillas presentan evidencias de que se desarrollaron en condiciones frágil-dúctil. Los pliegues F_{2c} (F_{4t}) se desarrollaron de manera local y están asociados a cizalla en facies de esquistos verdes y la foliación S_{2c} .

La deformación D_2 , con base en la correlación anterior, está caracterizada por el desarrollo de las estructuras tempranas S_{2a} , F_{2a} , L_{2a} , seguidas de un plegamiento asimétrico F_{2b} que provocó la reorientación de S_{2a} , F_{2a} y L_{2a} , y por el desarrollo de S_{2c} , F_{2c} y L_{2c} tardíamente (Figuras 67A y 67B). A continuación se establecen las relaciones geométricas de estas estructuras.

Las estructuras tempranas S_{2a} , F_{2a} y L_{2a}

Las estructuras tempranas S_{2a} , F_{2a} y L_{2a} están asociadas a una variedad enorme de estructuras menores como pliegues de funda, pliegues disarmónicos, pliegues isoclinales, pliegues similares, pliegues con geometrías "S" y "Z", estructuras de *boudines* asimétricos paralelos con los ejes de pliegues isoclinales, formación de estructuras migmatíticas, intrusiones de varias generaciones de diques con estructura de tectonita L (Figura 68).

La lineación L_{2a} asociada a esta etapa temprana es de carácter regional definida por el crecimiento mineral de anfíbol verde azulado, y la elongación de porfidoblastos de plagioclasa, cuarzo y feldespato alcalino. La lineación fue reorientada por los pliegues F_{2b} asimétricos en algunas localidades del complejo migmatítico Teotitlán. Al restaurar la lineación L_{2a} se definió una orientación S10E con una inclinación de 10° , y es paralela a los ejes de pliegues isoclinales apretados F_{2a} . La foliación S_{2a} es paralela a los planos axiales isoclinales F_{2a} en la formación Pochotepec.

Una gran cantidad y variedad importante de indicadores cinemáticos a nivel de afloramiento, y corroborados en lamina delgada, sugieren que el flujo estructural fue dextral del NNW al SSE, durante las etapas tempranas de esta cizalla regional (desarrollo de S_{2a} , F_{2a} y L_{2a}). Este flujo estructural se desarrolló en condiciones submagmáticas de acuerdo a observaciones petrográficas, e involucró un estiramiento intenso en la dirección N10W-S10E y una dirección de acortamiento ENE-WSW. La lineación de estiramiento L_{2a} es paralela a los ejes de pliegue de segundo orden que muestran geometrías “S”, “Z” y “M”, y que están asociados a pliegues (antiformas y sinformas) de escala kilométrica de primer orden, y formados contemporáneamente a esta cizalla. En la zona de Teotitlán la vergencia de los pliegues es hacia el oeste y presentan geometrías de tipo “Z”, mientras que en la zona de Molinillo la vergencia es hacia el oriente y presentan geometrías tipo “S”. Los pliegues en la barranca del Toro, en Nogaltepec, son estructuras tipo “M” (Figuras 50 y 67B).

Es importante señalar que la cizalla regional relacionada a D_2 representa en realidad niveles diferentes de despegue plegados (F_{2a}) y que el sentido de la cizalla puede malinterpretarse si se analiza aisladamente en los flancos de estos pliegues, cuyos ejes tienen una dirección NNW-SSE en el área estudiada. Por ejemplo, en el flanco oriental de una sinforma (o flanco occidental de antiforma) el sentido de la cizalla o flujo estructural es lateral izquierdo, mientras que en el flanco occidental de la sinforma (o flanco oriental de antiforma) es lateral derecho (Figuras 68 y 69). Sin embargo, al analizarse en conjunto los rasgos estructurales se deduce un flujo estructural hacia el SSE en niveles estructurales diferentes (Figuras 68 y 69).

El origen de los pliegues F_{2a} pudo haberse iniciado a partir del plegamiento de un bandeamiento temprano S_{2a} , y posteriormente la amplificación de las amplitudes de los pliegues (Figura 69A); sin embargo, otra opción que parece más acorde con las evidencias estructurales y la cinemática observadas en el área de estudio, es que los pliegues F_{2a} se generaron contemporáneamente con el desarrollo de superficies de despegue con direcciones al SSE (Figura 69B).

Las observaciones de lámina delgada y el análisis estructural permitieron definir la estructura regional del área para las etapas tempranas del evento de deformación D_2 que tiene una inclinación hacia el sureste (Figura 68), y que implica una exhumación de la parte

norte–noroeste de las rocas de la zona de estudio. La definición de una estructura regional con inclinación hacia el sureste implica una transtensión ya que el bloque de techo cae hacia el sureste y el bloque de piso se levanta hacia el noroeste, e implica que el lado al oeste de la falla de Oaxaca se levantó para este tiempo como consecuencia del movimiento de *despegue* extensional hacia el sureste, con un flujo estructural dextral y oblicuo con una componente de acortamiento en la dirección E-W.

Las condiciones metamórficas bajo las cuales se desarrolló este evento de cizalla fueron de temperatura alta y presión baja en la facies de anfibolita, como se demuestra por el crecimiento de minerales como granate, diopsida, plagioclasas en gneises, así también, el desarrollo de granate en diques graníticos y gneises dioríticos. La fase de deformación **D₂** se caracteriza también por metasomatismo de temperatura alta con abundantes intrusiones ígneas. Este metasomático afectó también a la formación Pochotepec, en los metabasaltos de esta formación aparecen parches asimétricos ricos en feldespatos.

Los pliegues F_{2b}

Los pliegues F_{2b} se desarrollaron posteriormente a la formación de la foliación S_{2a} y la lineación L_{2a} replegando a pliegues isoclinales y de funda F_{2a}, y reorientando a la lineación L_{2a}. La vergencia de F_{2b} es al SSE y presentan geometrías asimétricas que sugieren una dirección de transporte del NNW al SSE. Los pliegues se desarrollaron en condiciones dúctiles y no hay una foliación asociada; la lineación L_{2b} está definida por las crestas de estos pliegues. Los pliegues F_{2b} en el complejo migmatítico Teotitlán, esquisto La Nopalera y la formación Pochotepec, muestran zonas de charnela que no presentan evidencias de estructuras transicionales o de régimen frágil, y es común ver que la foliación gnéisica S_{2a} está afectada por este plegamiento. Las condiciones de deformación bajo las cuales se desarrolló F_{2b} en el esquisto La Nopalera, formación Pochotepec y el complejo migmatítico Teotitlán fueron en la parte alta de la facies de esquisto verde. Esto es sugerido por remplazamiento de granate por biotita en el esquisto, y granate y anfíbol por biotita en gneises cuarzodioríticos del complejo migmatítico Teotitlán.

F_{2b} en el esquisto Mazatlán de Las Flores y en la Formación Chivillas (F_{2m} y F_{1ch}, respectivamente) se desarrolló en condiciones frágiles, con longitudes de onda mayores, siendo pliegues más abiertos.

Estructuras tardías S_{2c} , F_{2c} y L_{2c}

Las estructuras S_{2c} , F_{2c} , y L_{2c} se desarrollaron en las etapas finales del evento D_2 (Figura 67A y 67B). La foliación S_{2c} presenta direcciones N-S con echado que varía al oeste 20° y a veces al este 30° , como se había mencionado anteriormente. La foliación S_{2c} se desarrolló en condiciones de dúctiles a frágiles con una tasa de deformación rápida como lo evidencian algunas zonas de cizalla con estructuras miloníticas. La foliación S_{2c} corta a la foliación S_{2a} , y está definida por el desarrollo de clorita, mica blanca, epidota y albita asociado a zonas de cizalla. Rasgos asociadas a las zonas de cizalla son estructuras de "libros rotados", estructuras tipo C', estructuras S-C y bloques rotados y a veces *boudinados*; estas estructuras sugieren una dirección de transporte del N al S con un sentido dextral. La foliación S_{2c} en algunas partes se observa que pasa transicionalmente a zonas cataclásticas, donde los microlitones presentan fracturamiento que no corta a la foliación, sugiriendo estructuras de cizalla asociadas a un régimen transicional dúctil-frágil.

Con base en lo anterior, las condiciones de deformación fueron en la parte baja de la facies de esquistos verde, evidenciado por el remplazamiento de biotita por clorita y epidota en gneises cuarzodioríticos. En metapiroclastos de la formación Pochotepec también se observó una foliación milonítica definida por clorita, mica blanca y cuarzo, y porfidoclastos tipo sigma definiendo un sentido de cizalla dextral.

$$D_5 \text{ --- } S_5 = S_{7t}, S_{6p}$$

$$D_4 \text{ --- } S_4 = S_{5n}, S_{4m}, S_{6t}, S_{5p}, S_{3ch}$$

$$D_3 \left\{ \begin{array}{l} L_3 = L_{4n}, L_{3m}, L_{5t}, L_{4p}, L_{2ch} \\ F_3 = F_{4n}, F_{3m}, F_{5t}, F_{4p}, F_{2ch} \\ S_3 = S_{4n}, S_{3m}, S_{5t}, S_{4p}, S_{2ch} \end{array} \right.$$

$$D_2 \left\{ \begin{array}{l} L_2 \left\{ \begin{array}{l} L_{2c} = L_{4t}, L_{3p} \text{ (tardías)} \\ L_{2b} = L_{3t} \\ L_{2a} = L_{2n}, L_{2t}, L_{1p} \text{ (tempranas)} \end{array} \right. \\ F_2 \left\{ \begin{array}{l} F_{2c} = F_{2m}?, F_{4t} \text{ (tardías)} \\ F_{2b} = F_{3n}, F_{3t}, F_{2p}, F_{1ch} \\ F_{2a} = F_{2n}, F_{2t}, F_{1p} \text{ (tempranas)} \end{array} \right. \\ S_2 \left\{ \begin{array}{l} S_{2c} = S_{4t}, S_{3p} \text{ (tardías)} \\ S_{2a} = S_{2n}, S_{2t}, S_{1p} \text{ (tempranas)} \end{array} \right. \end{array} \right.$$

$$D_1 \left\{ \begin{array}{l} F_1 = F_{1n}? \\ S_1 = S_{1n}, S_{1t} \end{array} \right.$$

Figura 67A. Cuadro sinóptico que muestra la correlación y agrupación de todos los elementos estructurales descritos en el área de estudio.

Fase de deformación		Esquisto La Nopalera	Esquisto Mazatlán de Las Flores	Complejo migmatítico Teotitlán	Fm. Pochotepec	Fm. Chivillas	Condiciones de deformación
D ₅	S ₅	?	?			?	Frágil
D ₄	S ₄						Frágil
D ₃	S ₃ L ₃ F ₃						Frágil - dúctil
D ₂	S _{2e} L _{2c} F _{2c}	?				?	Dúctil - frágil
	L ₂ F _{2b} F ₂						Dúctil, excepto en la Fm. Chivillas
	S _{2a} L _{2a} F _{2a}		?				Dúctil, excepto en la Fm. Chivillas
D ₁	S ₁ F ₁ ?						Dúctil

Figura 67B. Esquema de correlación y agrupación de los distintos elementos estructurales descritos para cada unidad definida en el presente trabajo.

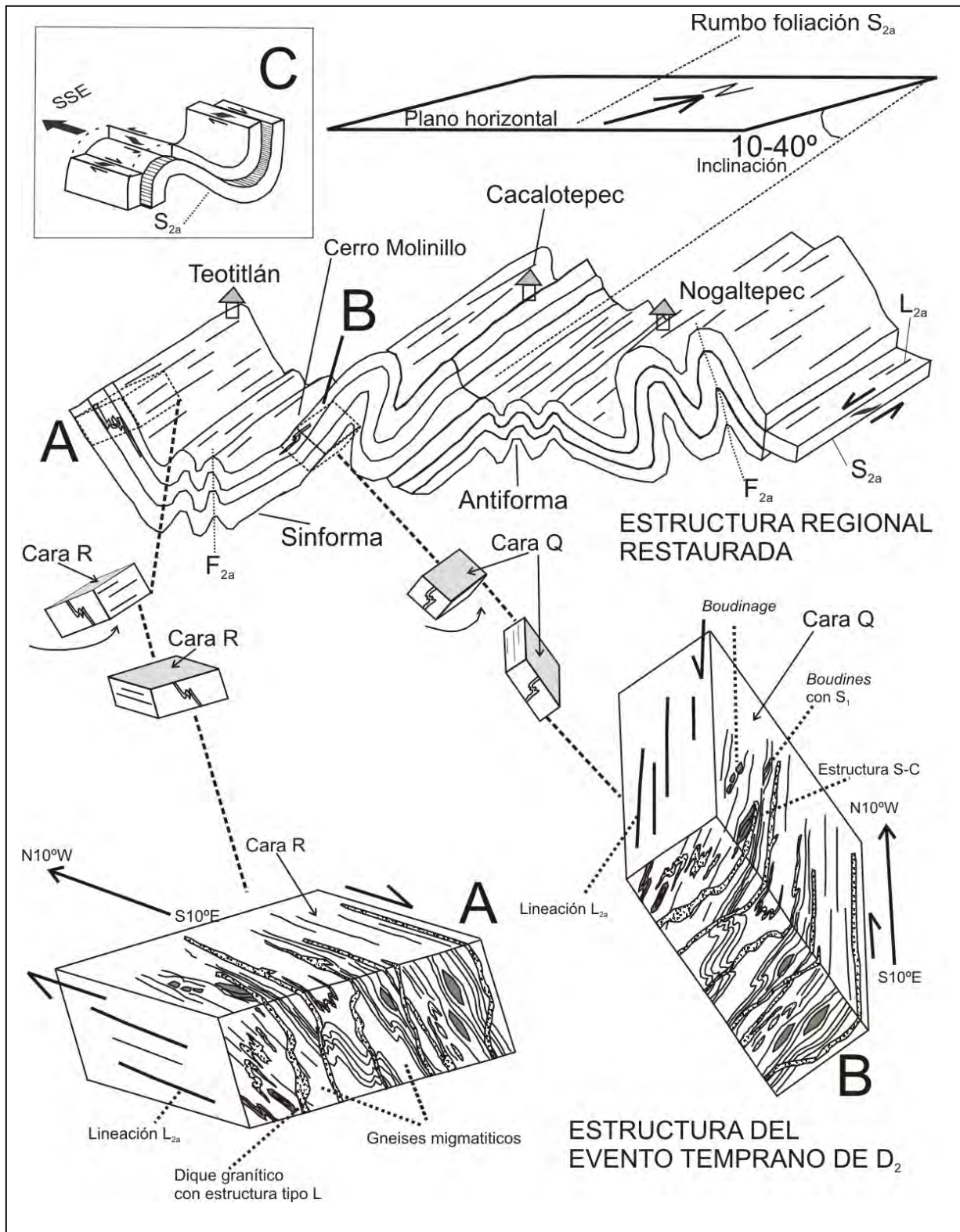


Figura 68. Estructura regional (D_2) del complejo migmatítico Teotitlán y el esquist La Nopalera interpretada a partir del trabajo geológico de campo y análisis estructural. A) Bloque extraído del flanco poniente de una sinforma que define sobre la cara R una cinemática dextral. B) Bloque extraído del flanco oriente de la sinforma que muestra sobre la cara Q una cinemática sinistral. C) Pliegues F_{2a} desarrollados contemporáneamente con la foliación gnésica S_{2a} que definen una superficie de despegue con un movimiento hacia el SSE (figura modificada de Chauvet y Séranne, 1994)

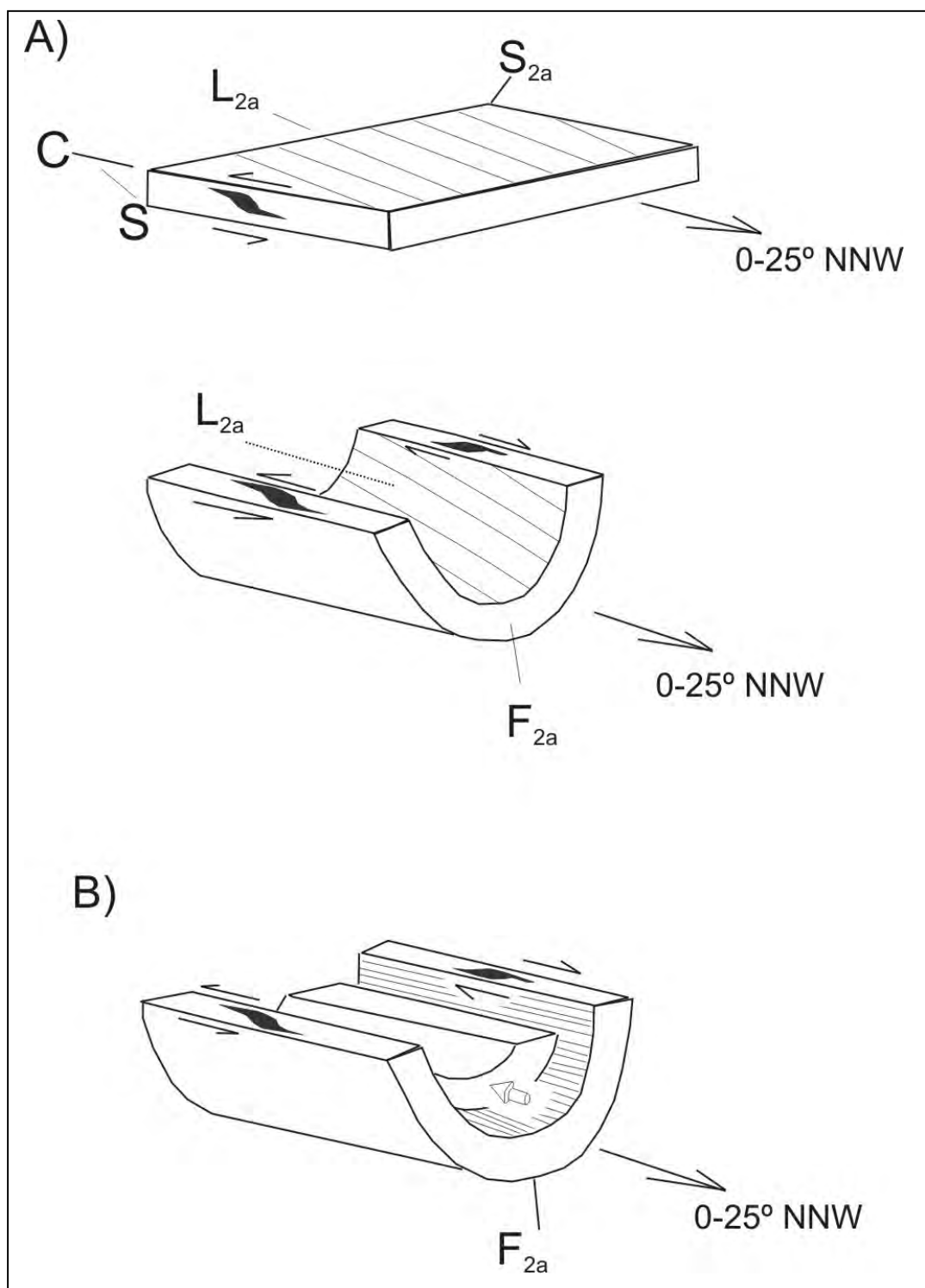


Figura 69. Relación entre la foliación gnéissica S_{2a} y los pliegues F_{2a} (figura modificada de Chauvet y Séranne, 1994). A) Interpretación que muestra que los pliegues F_{2a} se pudieron haber formado posteriormente al desarrollo de la foliación gnéissica S_{2a} . Sin embargo, en este caso la lineación L_{2a} tendría que mostrar relaciones angulares importantes con respecto a los ejes de pliegue F_{2a} lo cual no se observa en campo. B) Superficie de despegue contemporánea con el desarrollo de los pliegues F_{2a} , la lineación L_{2a} y la foliación gnéissica S_{2a} ; esto es más congruente con los datos estructurales del presente trabajo.

D₂ asociada a un régimen transtensional progresivo; discusión.

En general la deformación transtensional progresiva está poco estudiada, trabajos sobre cizalla simple abundan, pero no propiamente de transtensión o transpresión. En este trabajo se aplicaron las ideas de Dewey (2002) a las observaciones estructurales relacionadas con **D₂** para argumentar que este evento de deformación estuvo ligado a un régimen transtensional progresivo.

La convergencia oblicua de placas en una zona de subducción, el desplazamiento lateral a escala regional entre bloques litosféricos, y la divergencia oblicua entre placas tectónicas, son marcos propicios para el desarrollo de transtensión. La transtensión y transpresión son definidas como deformaciones de deslizamiento lateral que se desvían de una cizalla simple, ya que presentan una componente de acortamiento o extensión ortogonal a la zona de deformación (Dewey *et al.*, 1998). Es importante notar que un evento transtensional no implica enteramente una cizalla simple, y que en los casos de transtensión y transpresión hay una serie de parámetros (Figura 70A y 70B) que, para los propósitos de esta tesis, es necesario discutirlos.

En la definición de zona transtensional, la zona está definida por los límites entre los bloques involucrados, que pueden ser dos terrenos tectonoestratigráficos adyacentes o dos placas litosféricas. El ángulo transtensional α (Figura 70A), es el ángulo formado por la perpendicular a la zona límite y la dirección del vector de "dirección de transporte" denominado DT, que corresponde al "atractor" en la deformación (Paschier y Trouw, 1996). Los ejes X_i , Y_i y Z_i , son los ejes instantáneos de la deformación y los ejes X, Y y Z son los ejes del elipsoide de deformación finita; la letra S (Figura 70B) representa la foliación y K es el parámetro de Flinn (1962) para representar el estado deformado. Así, $K = a-1/b-1$, donde $a = X/Y$, $b = Y/Z$. A partir de estos diagramas (Figura 70A y 70B) tenemos que cuando el ángulo transtensional α varía desde 0° a 360° , implica que el vector DT va cambiando de dirección y va pasando por distintas etapas, determinando, por ejemplo, si hay un acortamiento coaxial que es cuando $\alpha = 0^\circ$, como en zonas de transpresión; o cuando hay extensión coaxial entonces $\alpha = 180^\circ$ y hay cizalla pura, como en las zonas de *rift* oceánico. Este cambio en la

dirección de DT también determina si el sentido es sinistral o dextral, y como puede verse, igualmente ocurren cambios en la orientación de los ejes X_i , Y_i y Z_i a lo largo de esta variación del ángulo α y las relaciones geométricas. Una transtensión dextral, de acuerdo a los diagramas de Dewey (2002), se presentará entre los valores del ángulo transtensional 180° a 270° (Figura 70B). Los estados de deformación, de acuerdo a Flinn (1962), están representados también en este diagrama, por ejemplo, cuando $K = 0$ la forma de la elipse de deformación es oblada, es decir, de aplanamiento puro, que solo se puede dar en transpresión; cuando $K = 1$, el elipsoide tiene la forma de un “cigarro”, y este tipo de estructuras solo se presentan en deformaciones transtensionales.

Al aplicar los conceptos de Dewey (2002) al área de estudio, estos sugieren que la zona es un límite de cizalla transtensional y las unidades geológicas definidas en el trabajo presente fueron afectadas por este tipo de deformación. En el análisis se considera que el otro límite transtensional correspondería al límite entre el terreno Cuicateco y el bloque de la Mixtequita. Aunque un límite importante puede también estar entre la cuenca cuicateca y el Macizo de Chiapas (Figura 71). La dirección de transporte (DT) es definida como la lineación L_{2a} , y X_i se determinó a partir de la perpendicular a las zonas de algunas fallas dúctiles sintéticas y la distribución de metabasaltos en la zona, asociada contemporáneamente con el desarrollo de S_{2a} . A partir de estas consideraciones se determinó un ángulo transtensional de $\alpha = 255^\circ$ (Figura 71). Este valor implica que X_i fue horizontal y que la foliación dominante, en este caso S_{2a} , tiene la tendencia a pasar de horizontal a vertical, lo cual concuerda con las evidencias estructurales de este trabajo. La relación del vector DT con X_i y el ángulo α para el área de estudio, define un comportamiento transtensional dextral. Las evidencias estructurales, como son la foliación compuesta S-C, los indicadores cinemáticos, los ejes de pliegue F_{2a} paralelos a la lineación L_{2a} , la presencia de diques con estructura lineada (los cuales sugieren que hubo estado de deformación $K = 1$ con constricción), la formación de las sinformas y antiformas de los pliegues de primer orden asociados a F_{2a} , los corrimientos paralelos a las superficies S_{2a} , la orientación de los afloramientos de los metabasaltos y serpentinitas de la formación Pochotepec, así como la de los cuerpos intrusivos asociados al complejo migmatítico Teotitlán, son compatibles con las geométricas entre el vector DT y X_i , apoyando un estado de deformación transtensional con sentido dextral, y superficies de despegue con flujo al SSE. Hay ejemplos bien documentados de áreas con despegue

(*detachment*) transtensional sinistral (Krabbendan y Dewey, 1998; Dewey, 2000), que presentan relaciones estructurales muy semejantes a las del presente estudio. Más aún, se han descrito ejemplos parecidos en los Alpes Suizos y en el Valle de la Muerte en E.U.A. (Mancktelow y Pavlis, 1994). Esto fortalece la idea de que en el área operó un estado transtensional dextral progresivo asociado a una zona de despegue de bajo ángulo durante **D₂**.

En la argumentación de que **D₂** fue una deformación progresiva (Figura 72), es posible establecer las relaciones estructurales que se fueron dando desde el desarrollo de **S_{2a}**, **F_{2a}**, **L_{2a}**, y **F_{2b}**, hasta la formación de **S_{2c}**, **L_{2c}**, y **F_{2c}**. Si consideramos el primer estado no deformado, los pliegues **F_{2a}** presentan una relación angular mayor con respecto a **Xi**, y cuando viene la primera deformación instantánea se forman fallas tensionales perpendiculares a **Xi**. Los diques basálticos o graníticos tal vez aprovecharon estas zonas de debilidad y fueron emplazados con direcciones paralelas al fallamiento normal. Al continuar la deformación, los diques graníticos fueron plegados y las fallas normales originales rotadas; posteriormente los pliegues de arrastre **F_{2b}** fueron generados con vergencias acordes con la dirección de transporte (DT), y estos replegaron a los pliegues **F_{2a}** y reorientaron a la lineación **L_{2a}** formada en etapas tempranas, mientras que algunos de los pliegues **F_{2a}** sufren *boudinage*. La deformación fue continua con exhumación, a la que se puede relacionar el desarrollo de **S_{3c}**. Esta se desarrolló aparentemente bajo los mismos esfuerzos transtensionales pero en niveles corticales más someros.

El análisis de Dewey (2002) fue para un ángulo $\alpha = 253^\circ$ a niveles corticales distintos, valor muy cercano al de 255° para el presente trabajo, por lo que los conceptos de Dewey se pueden aplicar muy bien para los niveles estructurales distintos (Figuras 73 y 74) y las estructuras generadas en el área de estudio. Aunque es importante tener en cuenta que el área no muestra niveles corticales tan profundos como en el modelo de Dewey (2002). El complejo migmatítico Teotitlán y la formación Pochotepec muestran evidencias de que evolucionaron en las zonas R1, R2 y R3 de acuerdo al modelo de Dewey, y que corresponden a las estructuras **S_{2a}**, **L_{2a}** y **F_{2a}**. Estas estructuras probablemente después sufrieron exhumación pasando a las zonas Q3 o Q4 del modelo de Dewey (2002), que implican un nivel estructural más somero (formación de estructuras **S_{2c}**, **L_{2c}** y **F_{2c}**). La transición entre el nivel R (más profundo) y el nivel Q (más somero) podría estar

representada por el desarrollo de los pliegues F_{2b} . La Formación Chivillas presenta los pliegues F_{2b} en condiciones transicionales, como ya se describió, e implica que durante el desarrollo de este plegamiento la transtensión la sedimentación y el vulcanismo continuaron. Los pliegues F_{2a} (Figura 69B), contemporáneos con el desarrollo de la foliación gnéissica, se pueden explicar de la siguiente manera: al tener desarrollada la superficie de foliación S_{2a} , y al continuar la deformación, se acrecentaba el plegamiento conforme se formaba una nueva superficie S_{2a} , y cada una de estas superficies era una zona de despegue a escala de afloramiento (Figuras 75A, 75B y 75C), y también a escala regional (e.g. Chauvet y Séranne, 1994; Dewey, 2002). Los ejes de pliegues F_{2a} paralelos a la lineación L_{2a} se pueden explicar si la deformación estuvo en el campo constrictional (Krabbendam y Dewey, 1998).

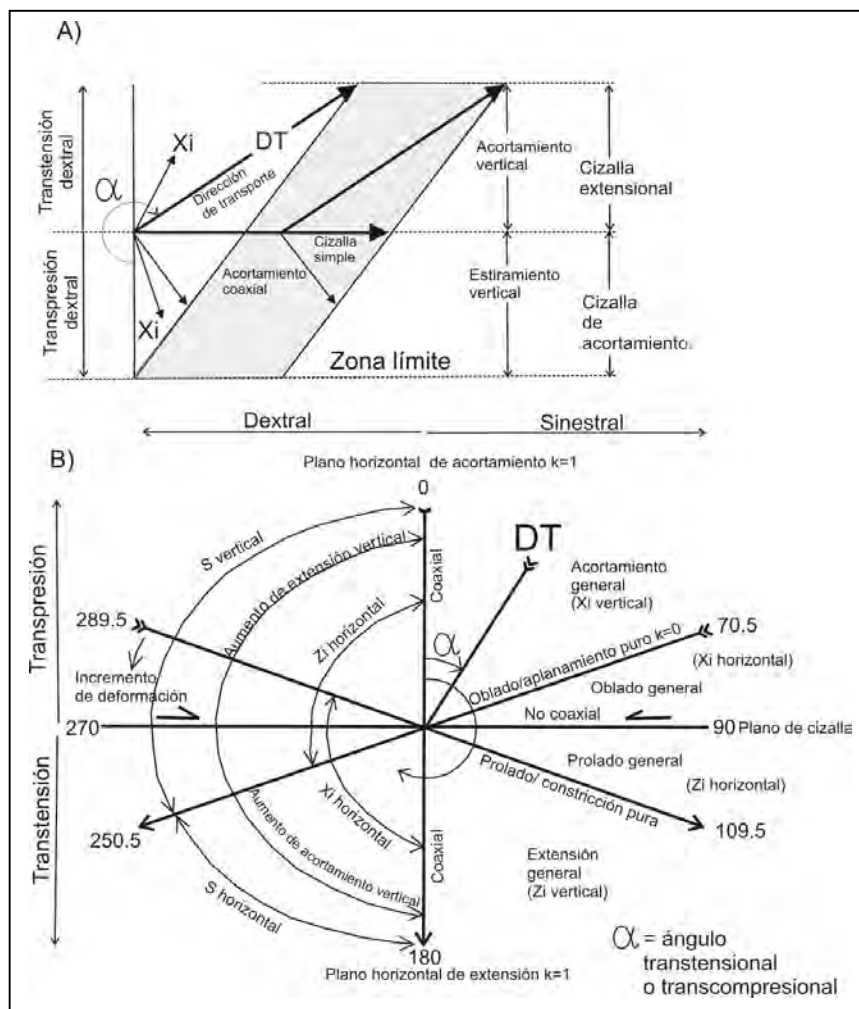


Figura 70. Definición de los elementos geométricos y estructurales de la transtensión y transpresión (Dewey, 2002). A) Transtensión/transpresión en un plano horizontal, DT = dirección de transporte, α es el ángulo entre DT y la ortogonal a la zona límite y, Xi es la dirección de estiramiento o acortamiento instantáneo en transtensión o transpresión. B) Campos de la transtensión y transpresión con relación con las estructuras asociadas.

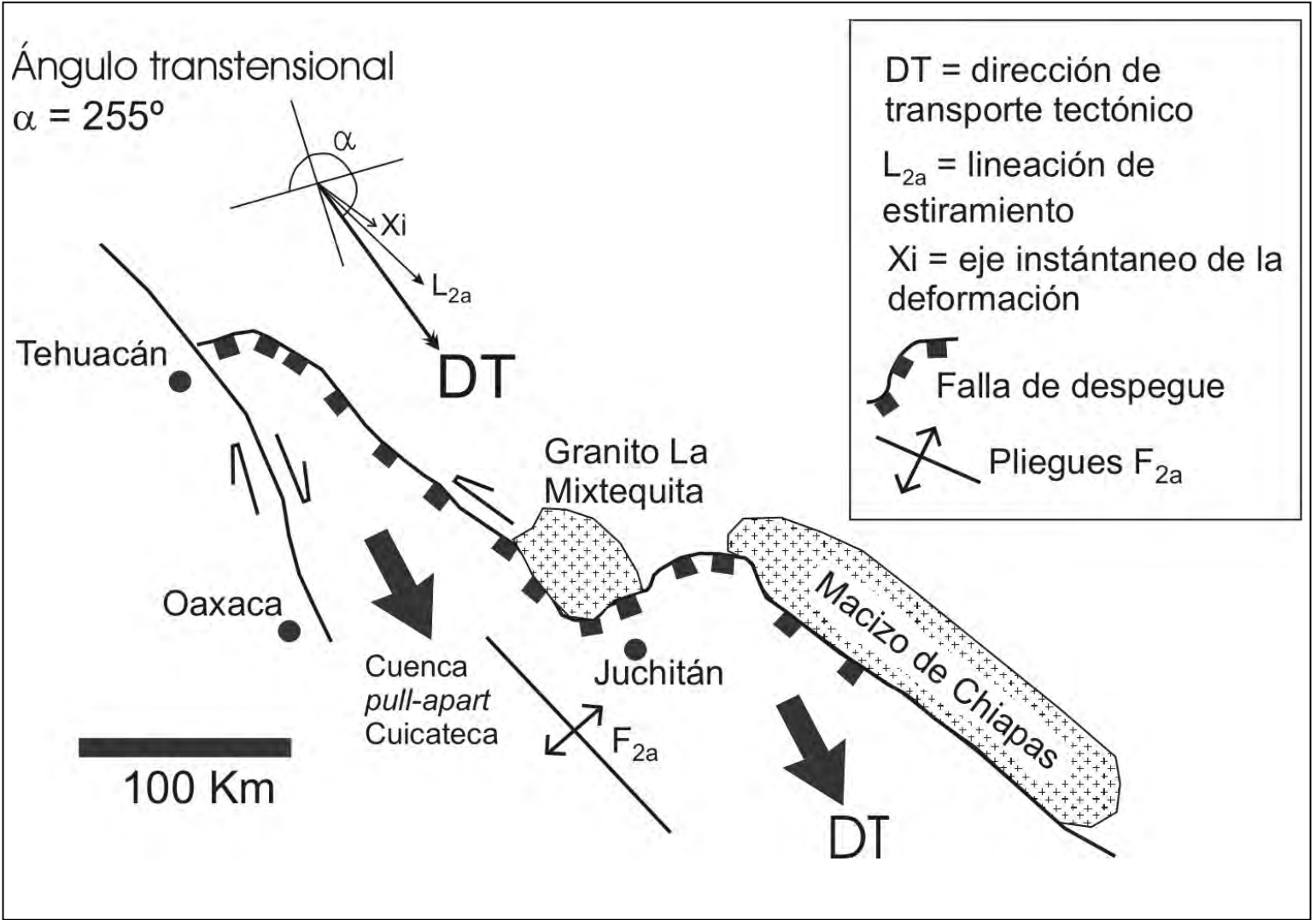


Figura 71. Aplicación de los elementos geométricos y estructurales de la transtensión y transpresión de Dewey, (2002) e integración de datos estructurales del presente trabajo a la cuenca cuicateca. Las estructuras regionales se desarrollaron bajo una tectónica transtensional, y probablemente tanto el granito La Mixtequita como el Macizo de Chiapas ejercieron un control en la deformación durante el evento D₂ documentado en el presente trabajo.

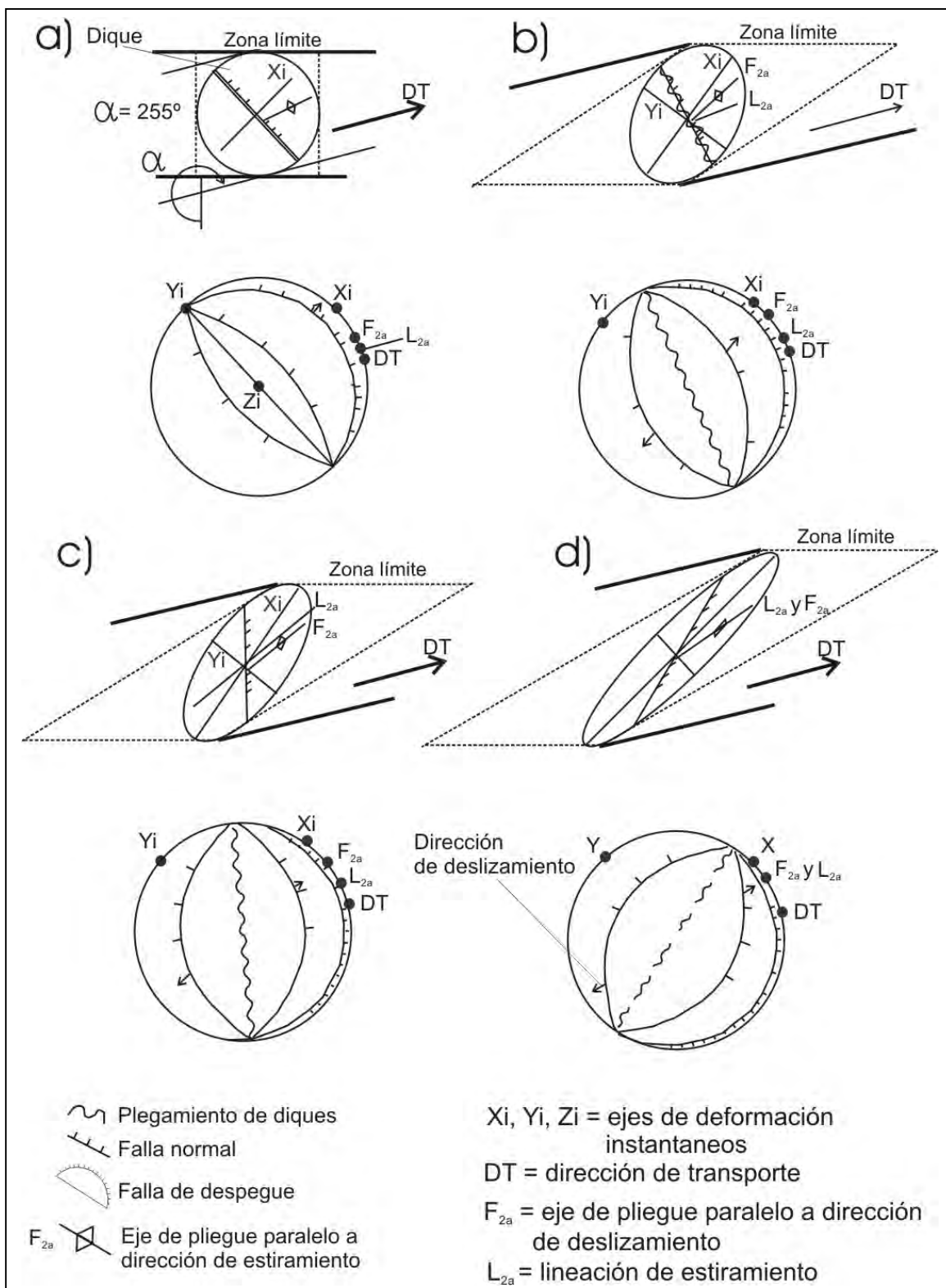


Figura 72. Argumentación del desarrollo progresivo de la foliación S_{2a} , lineación L_{2a} y pliegues F_{2a} del área estudiada. Esta explicación está basada en los conceptos de Dewey (2002) para una transtensión progresiva.

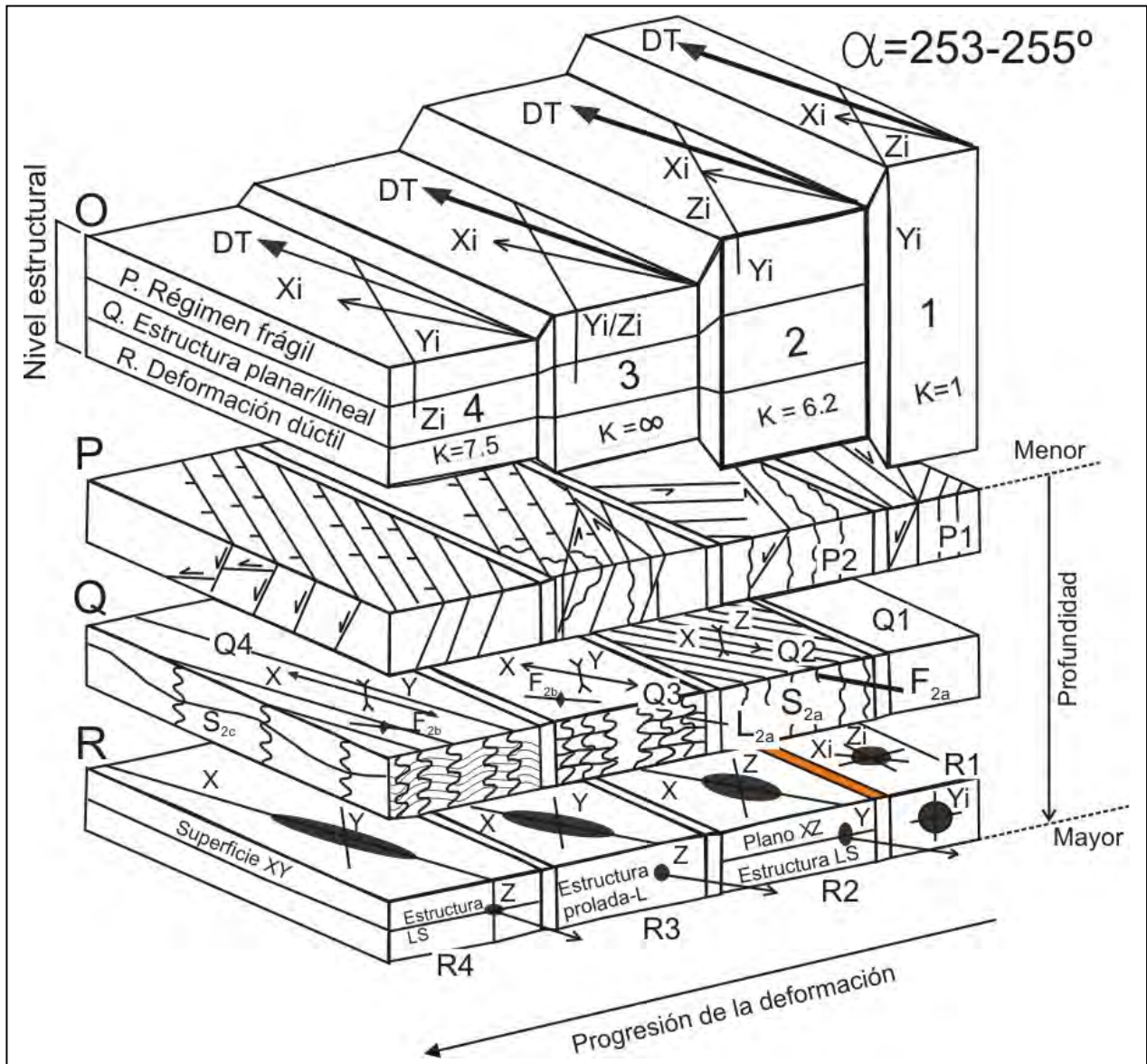


Figura 73. Estructuras que se desarrollan de modo progresivo (1, 2, 3, 4) para una transtensión con un ángulo transtensional α entre 253° y 255° (Dewey, 2002). Este modelo explica que algunos diques graníticos leucosomáticos presenten estructura L, diferente a la estructura S-C presente en los gneises migmatíticos diorítico-tonalítico; también explica la variación en el estilo estructural de las diferentes estructuras que se presentan en el complejo migmatítico Teotitlán, formación Pochotepec y Formación Chivillas.

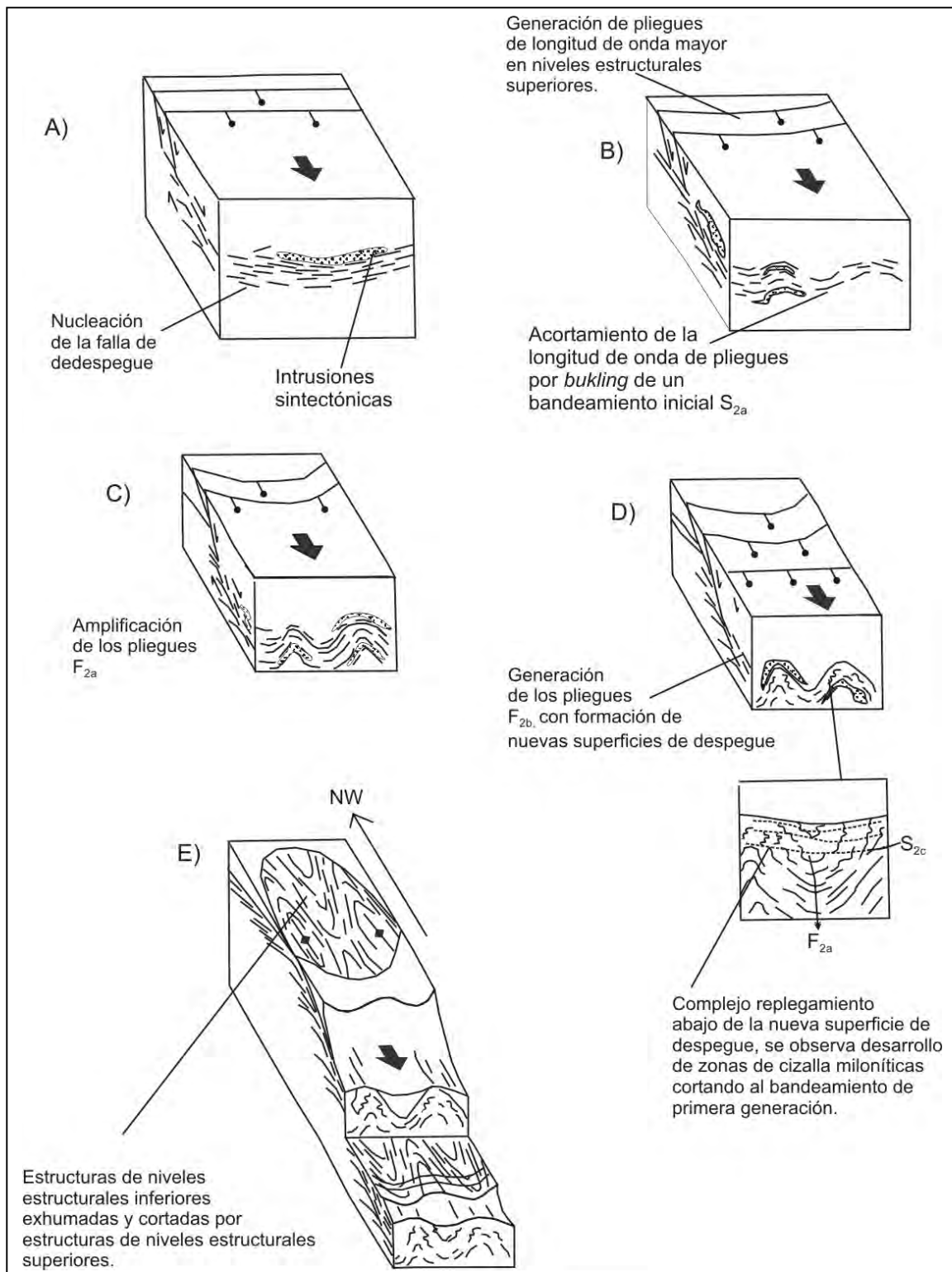


Figura 74. Desarrollo progresivo de las foliaciones S_{2a} , S_{2c} , lineaciones L_{2a} , L_{2c} y pliegues F_{2a} , F_{2b} y F_{2c} , a lo largo de superficies de despegue y con exhumación asociada (figura modificada de Mancktelow y Pavlis, 1994). La exposición de los niveles más profundos provoca que las estructuras S_{2a} , L_{2a} y S_{2a} sean sobreimpuestas por las estructuras F_{2b} en condiciones dúctiles y por S_{2c} , F_{2c} y L_{2c} en condiciones frágil-dúctil, lo que implica una exhumación rápida asociada a transtensión.

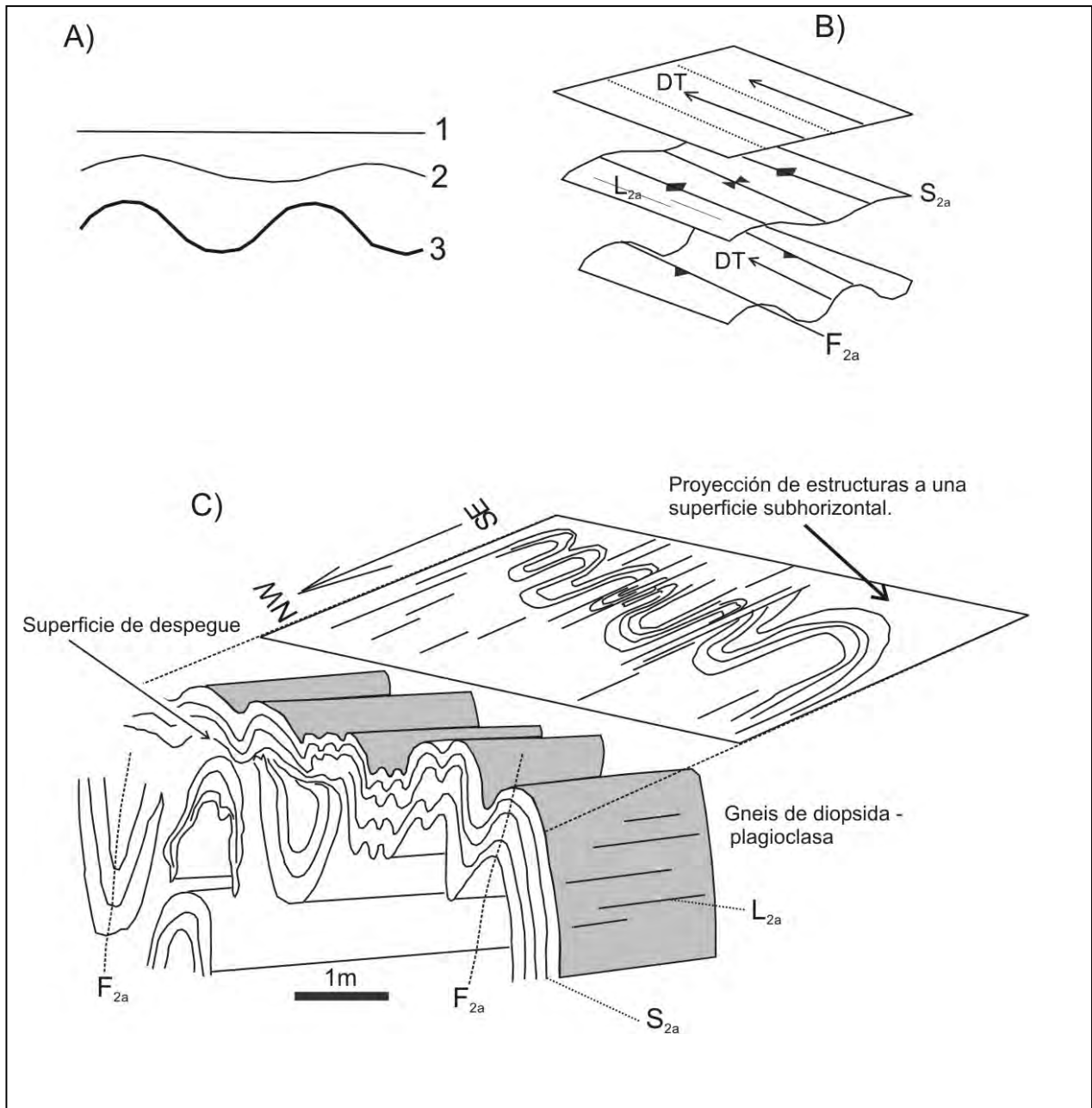


Figura 75. Estructuras de despegue presentes en el complejo migmatítico Teotitlán y esquistos La Nopalera asociadas al evento D_2 . A) La deformación progresiva en la transtensión condicional origina que los pliegues F_{2a} aumenten su amplitud en función de la progresión (Dewey, 2002). B) Los pliegues F_{2a} asociados a una zona de despegue en el campo constriccional pueden hacer que la superficie S_{2a} aumente su rugosidad (Dewey, 2002). C) Superficies de despegue en los gneises de diopsida-plagioclasa-microclina que originan pliegues isoclinales sin raíz y superficies de despegue a escala métrica, que son una evidencia directa de que la deformación D_2 estuvo dentro de un campo transtensional progresivo.

IV.5.3. Fase de deformación D_3

La fase de deformación laramídica D_3 está representada por las estructuras S_{4n} , L_{4n} , y F_{4n} del esquistos La Nopalera; S_{3m} , F_{3m} , y L_{3m} del esquistos Mazatlán de Las Flores; S_{5t} , L_{5t} , y F_{5t} del complejo migmatítico Teotitlán; S_{4p} , L_{4p} , y F_{4p} de la formación Pochotepec y, S_{2ch} , L_{2ch} , y F_{2ch} de la Formación Chivillas. El clivaje S_3 está definido por S_{4n} , S_{3m} , S_{5t} , S_{4p} , y S_{2p} . La correlación de estos clivajes está basada en que en todas las unidades el clivaje es de tipo plano axial, y es un clivaje con una dirección N30W e inclinaciones de 30° al SW. El clivaje es de presión-disolución en condiciones frágil-dúctil y comúnmente está asociado a fallas de cabalgaduras. El clivaje S_3 (S_{4n} , S_{3m} , S_{5t} , S_{4p} , y S_{2p}) es subparalelo a los planos de fallas inversas y de cabalgaduras, y es más penetrante en las zonas de cizalla asociadas a las cabalgaduras. S_3 es paralelo a las superficies axiales de los pliegues F_3 . En el mapa geológico se puede ver la geometría de estas cabalgaduras que controlan la actual distribución de las unidades a escala regional. S_3 y S_4 corta a las foliaciones anteriores S_1 , S_{2a} y S_{2c} .

La lineación L_3 está definida por las lineaciones L_{4n} , L_{3m} , L_{5t} , L_{4p} y L_{2ch} . L_3 es una lineación definida por estrías NE-SW asociada a las fallas de cabalgaduras con vergencias al NE, y la lineación se desarrolló sobre planos de fallas inversas asociadas a S_3 .

Los pliegues F_3 están representados por F_{4n} , F_{5t} , F_{4p} , y F_{2ch} . Estos pliegues se correlacionan con base en que presentan orientaciones de ejes de pliegue que varían de N40W a N30W con inclinaciones subhorizontales, y se desarrollaron en condiciones frágil-dúctil con presencia de clivaje S_3 de plano axial asociado. Los pliegues F_3 presentan vergencia al NE, son de escala kilométrica, y están asociados a fallas de cabalgadura importantes NW-SE. Los pliegues F_3 se presentan en la formación Pochotepec con longitudes de onda más cortas, a diferencia de lo que ocurre en la Formación Chivillas, en la que muestran longitudes de onda más largas.

En las fallas de cabalgadura se observó a escala de afloramiento, un clivaje más penetrante S_3 y a veces pliegues tipo chevron asociados a F_3 . Las vergencias de estas cabalgaduras, las direcciones de estrías L_3 , los indicadores tipo sigma en las zonas de cizalla asociadas, las estructuras regionales de cabalgaduras tipo duplex y la vergencia de los

pliegues F_3 sugieren claramente una dirección de acortamiento máximo que coincide con la dirección de transporte tectónico al N30E durante D_3 . Las geometrías de las fallas de cabalgaduras asociadas con D_3 sugieren que el esquisto Mazatlán de Las Flores se comportó como un bloque rígido que ya estaba expuesto o cercano a la superficie cuando se desarrollaron las cabalgaduras (Figura 76). La abundancia de cabalgaduras en la zona de Loma Celosa implica un mayor corrimiento en esa zona. Esto comúnmente se ha reconocido en otros cinturones de pliegues y cabalgaduras (Macedo y Marshak, 1999).

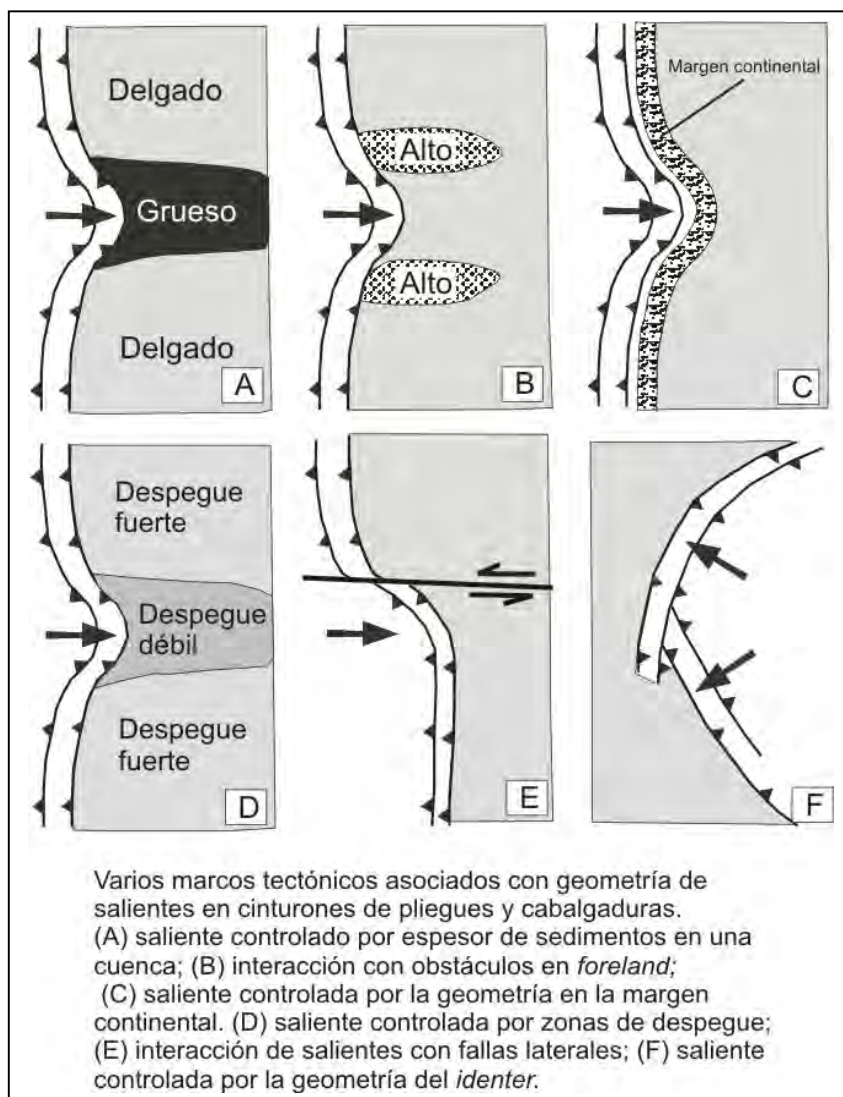


Figura 76. Las estructuras de salientes asociadas a cabalgaduras del evento D_3 , podrían ser explicadas bajo distintos marcos tectónicos para salientes propuestos por Macedo y Marshak (1999). El esquisto Mazatlán de Las Flores pudo haber funcionado como un alto estructural de acuerdo al modelo B. La barranca Vigas al norte de Teotitlán pudo haber sido una falla lateral asociada con las fallas de cabalgadura durante el evento D_3 de acuerdo al modelo E.

IV.6.-Eventos de deformación cenozoica

La deformación cenozoica corresponde a dos eventos de fallamiento, **D₄** y **D₅**, desarrollados bajo condiciones frágiles que afectaron a todas las unidades.

IV.6.1. Fase de deformación **D₄**

D₄ está representado por el desarrollo del clivaje **S₄** definido por las estructuras **S_{5n}**, **S_{4m}**, **S_{6t}**, **S_{5chi}**, y **S_{3chs}**. Esta correlación está basada en que en la mayoría de las unidades este clivaje es un elemento asociado a fallamiento lateral oblicuo desarrollado en condiciones frágiles. A lo largo de las fallas laterales oblicuas asociadas se reconocen comúnmente estrías. Al analizar las relaciones geométricas de las fallas asociadas a este evento se reconoció que este fallamiento podría estar asociado a un sistema transtensional? NW-SE con sedimentación asociada, y presenta fallas maestras laterales oblicuas definiendo fallas **R**, **P** y **R'** asociadas, así como fallas normales asociadas al mismo sistema. Localmente las fallas laterales oblicuas afectaron a la foliación de los eventos anteriores ocasionando rotación local. Las fallas mayores del sistema **D₄** muestran características de zonas importantes de cataclasitas con microbrechamiento intenso. En los planos de falla mayores las estrías son espectaculares y se observan hasta tres generaciones. Una característica importante de este sistema de estrías es que los *pitches* de estos varían entre 30 a 10° al SSE.

IV.6.2. Fase de deformación **D₅**

El evento de fallamiento normal **D₅** está definido por el desarrollo del clivaje **S₅** representado por **S_{7t}** y **S_{6chi}**. Aunque es claro que afecta a todas las unidades descritas en el presente trabajo, solamente se describe a detalle afectando al complejo migmatítico Teotitlán y la Formación Pochotepec. **S₅** (**S_{7t}** y **S_{6p}**) es un clivaje frágil asociado a fallamiento normal que corta claramente a las fallas laterales anteriores del evento **D₄**. Las fallas normales presentan rumbos N-S que varia a NW-SE con echados de 70° a 60° hacia el oeste. Estas fallas en ocasiones aprovecharon las superficies de las fallas inversas asociadas a **D₃** para acomodar el desplazamiento, como se pudo constatar en campo, ya que la actitud de la superficie de falla muestra concordancia con las fallas de cabalgadura, pero sobre esta se desarrollaron escalones congruentes que indican desplazamientos de falla normal. Las fallas

normales también aprovecharon algunas superficies de fallas laterales asociadas al evento **D₄**, ya que en afloramiento se observaron hasta dos generaciones de estrías, unas más antiguas de fallamiento lateral oblicuo sobreimpuestas por estrías de componente normal. La falla más importante y espectacular asociada a este evento **D₅** es la Falla de Oaxaca, que a lo largo de toda su traza es posible ver una sedimentación clástica conglomerática que parece ser contemporánea a este fallamiento. La falla que controla la barranca Vigas parece tratarse de una falla de transferencia asociada a la falla normal de Oaxaca, sin embargo, la falla de barranca Vigas podría ser más antigua, ya que parece tener una relación geométrica, como falla de transferencia lateral, con las cabalgaduras que se encuentran cerca de Chichiltepec (Figura 6) que están asociadas al evento laramídico **D₃**. La intensidad de la deformación **D₅** se acentúa en las cercanías a la traza principal de la falla de Oaxaca.

V.- GEOCRONOLOGÍA

V.1. Datos previos

Una serie de datos geocronológicos K-Ar y Ar/Ar relacionados con las rocas de la región fueron compilados (Apéndice, Tabla 2). Los datos se pueden agrupar en cuatro épocas: Paleozoico tardío, Jurásico Temprano-Medio, Jurásico Tardío-Cretácico Temprano y edades del Cretácico tardío-Paleoceno. Las edades paleozoicas K-Ar (muscovita) se han relacionado con la orogenia apalachiana o con el emplazamiento del batolito de La Mixtequita (Vázquez *et al.*, 1989), aunque también pueden interpretarse como edades de enfriamiento asociadas a un evento metamórfico del Carbonífero-Pérmico. Estas edades corresponden a rocas que se ubican hacia las partes más internas del terreno Cuicateco. Una de estas rocas es el esquisto Chiquihuitlán, que aflora a 10 Km al SE del área de estudio, al que se le interpretó una edad del Paleozoico tardío (Charlestón-Avilés, 1978; Araujo, 1981). Debido a su semejanza litológica y petrográfica con el esquisto Mazatlán de las Flores, se infiere que este último puede ser de edad paleozoica.

Las edades K-Ar del Jurásico Temprano-Medio sugieren un evento térmico para este tiempo; las edades son de enfriamiento y pueden estar asociadas a eventos magmáticos de extensión cortical relacionados con la abertura del Golfo de México (Vázquez *et al.*, 1989). Las edades K-Ar de biotita y hornblenda del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano se interpretan como edades de enfriamiento asociadas a un evento térmico importante en el terreno Cuicateco asociado con transcurrancia (Vázquez *et al.*, 1989). Estos datos son comparables con los obtenidos en el trabajo presente y que corresponden al evento tectonotérmico **D₂**, como se discute más adelante. Las edades del Cretácico Tardío-Paleoceno de roca total se pueden interpretar como edades de rehomogenización isotópica asociadas a los corrimientos de fallas de cabalgaduras imbricadas con cierta recristalización en las zonas de falla.

V.2. Datos nuevos

Para los propósitos del trabajo presente las rocas que se fecharon son las siguientes: un esquistos de biotita–granate–mica blanca (muestra COX-4, mica blanca), un gneis migmatítico granítico (muestra COX-3, mica blanca), un granito de mica blanca plegado (muestra COX-4A, mica blanca), un gneis migmatítico de composición diorítica-tonalítica (muestra ME0503-21, hornblenda) y un granito gnéisico leucosomático (muestra ME0503-20, zircón). La muestra COX-4 corresponde a rocas del esquistos La Nopalera y complejo metamórfico Mazateco, las demás muestras son rocas del complejo migmatítico Teotitlán. Las muestras COX-3, COX-4 y COX-4A fueron colectadas sobre el tramo de carretera Coxcatlán – Pala, 10 km al NNW del área cartografiada. Las muestras ME0503-20 y ME0503-21 fueron colectadas sobre la carretera Teotitlán del Camino – Vigastepec, y su ubicación precisa se señala en el mapa geológico. La muestra ME0503-20 fue procesada para análisis U-Pb en zircones por medio de microsonda iónica sensitiva de alta resolución (*SHRIMP*, por sus siglas en inglés), mientras que las demás muestras fueron procesadas para su análisis termocronológico $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en mica blanca y hornblenda. La muestra COX-4A además se analizó por K-Ar en mica blanca. Las relaciones de campo de las muestras del complejo migmatítico Teotitlán fechadas en este trabajo, se presentan de manera esquematizada en la Figura 77.

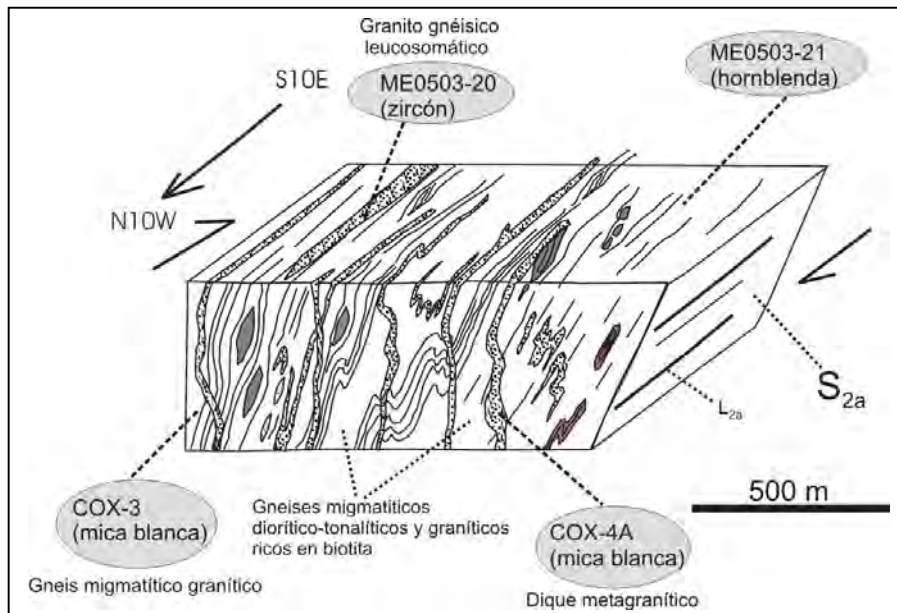


Figura 77. Ubicación esquemática de las muestras del complejo migmatítico Teotitlán que se fecharon en el presente trabajo. La muestra COX-4, que pertenece al complejo metamórfico Mazateco, no está representada en este esquema.

V.2.1. Datos U-Pb

Metodología U-Pb

Los procedimientos en la preparación de la muestra y el análisis con microsonda iónica sensitiva de alta resolución (*SHRIMP*, por sus siglas en inglés) fueron realizados por Alejandro Iriondo, y a continuación se resume el procedimiento. Los cristales de zircón fueron separados usando los métodos convencionales. La muestra fue molida, pulverizada y tamizada (usando malla menor a $150\mu\text{m}$), lavada y después separada magnéticamente. El zircón fue concentrado empleando líquidos pesados y después se realizó una separación manual. El procedimiento de la técnica *SHRIMP* son los mismos que los indicados en el trabajo de Williams (1998). Los zircons fueron montados en resina y abrasionados con diamante en suspensión. Se tomaron varias fotos de luz transmitida y reflejada de los zircons montados, así como imágenes de catodoluminiscencia, para ver los zoneamientos internos de los cristales secundarios y evitar áreas que son problemáticas para fechamiento.

Los análisis U-Pb de *SHRIMP* se realizaron con un equipo *SHRIMP-RG*, en *Green Hall* en la Universidad de Stanford, California. El haz iónico primario de oxígeno operó a 2-4nA en un área de 25 a 30 micrómetros y a una profundidad de un micrómetro. Se realizaron un total de 21 puntos de análisis y los datos de cada punto se recolectaron en varios escaneos. Los resultados de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ fueron normalizados a zircons estándar. Los resultados de estos análisis se presentan en el apéndice de este trabajo, Tabla 3.

Fechamiento U-Pb

La muestra ME0503-20 analizada por U-Pb (*SHRIMP*) es un granito gnéisico leucosomático del complejo migmatítico Teotitlán. De acuerdo a las imágenes de catodoluminiscencia de las bandas de crecimiento (Figura 78), los zircons presentan en general bandas euhedrales desarrolladas a partir de un núcleo antiguo. Las bandas de crecimiento euhedrales presentan un zoneamiento fino oscilatorio y las márgenes de los núcleos son euhedrales sin bandas redondeadas. El zoneamiento oscilatorio en zonas distintas presenta sectores bastante regulares con bordes euhedrales (Figura 78). En algunos zircons se observan trazas de disolución en forma de bahías que afectan el zoneamiento de la corona sugiriendo reabsorción por magma (Hanchar y Miller, 1993). Los

núcleos presentan formas redondeadas (Figura 78B) lo que sugiere varios periodos de crecimiento metamórfico (Hanchar y Miller, 1993). Las formas redondeadas en los núcleos también pueden ser interpretadas como una reabsorción por fluidos o magma (Hanchar y Miller, 1993). Cuatro puntos de análisis en los núcleos dieron edades que varían de 893 Ma a 1067 Ma, mientras que 16 puntos de análisis de los bordes dieron edades entre 131 Ma a 150 Ma (Figura 79, Tabla 3).

Interpretación de las edades U-Pb

Las edades U-Pb de las bandas de crecimiento de los zircones del granito gnésico leucosomático de 131 Ma a 150 Ma están relacionadas con el zoneamiento concéntrico interno de los cristales, y pueden ser interpretadas en su conjunto como un evento de recristalización importante. Las relaciones de campo, petrológicas y estructurales indican que este evento corresponde a migmatización y magmatismo sintectónico con gran actividad metasomática. La edad promedio de 140.6 ± 1.5 Ma (límite entre el Berriasiano y Valanginiano, Gradstein *et al.*, 2004) puede considerarse como la edad principal de este evento (Figura 79A y 79B).

Los núcleos de zircones proterozoicos, algunos de los cuales muestran bordes redondeados, implican una historia metamórfica y/o magmática antigua. Estas edades coinciden con eventos tectonotérmicos grenvillianos del Complejo Oaxaqueño septentrional (Solari *et al.*, 2003). Esto sugiere que unidades metasedimentarias migmatizadas y afectadas por fusión parcial en el área, contienen remanentes de zircones detríticos procedentes del Complejo Oaxaqueño adyacente. En la curva de concordia (Figura 79A y 79B) están graficados los datos que claramente reflejan que las coronas se formaron en un evento de cristalización muy distinto a los núcleos, y las edades entre 131 Ma y 150 Ma cuyo promedio es de 140.6 ± 1.5 Ma, se interpretan como un evento magmático-migmatítico, mientras que los puntos de edad proterozoica corresponden a los núcleos heredados de zircones grenvillianos.

V.2.2. Datos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Metodología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Las muestras para análisis $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ fueron molidas en el taller de molienda del Instituto de Geología de la UNAM, posteriormente se tamizaron y se separó manualmente la mica y la hornblenda en el laboratorio de separación de minerales. Este proceso fue realizado por Consuelo Macías Romo. Las muestras ya separadas de anfíbol y mica blanca se enviaron a la Dra. Amabel Ortega quién realizó un concentrado y limpieza de las fracciones enviadas. Los granos minerales se seleccionaron por medio del microscopio binocular en fracciones con tamaño de malla, se hicieron paquetes envueltos en hojas delgadas de aluminio y fueron irradiadas junto con 3 gramos de Hb en el reactor nuclear de McMaster en Ontario, Canadá. Los análisis de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ se realizaron empleando técnicas estándar de calentamiento por pasos en el laboratorio de investigación geocronológica de la Universidad de Kingston en Ontario, Canadá. Los datos resultantes fueron corregidos por diferentes factores como: los blancos, la discriminación de masa e interferencias inducidas por neutrones. Los datos que se presentan en el espectro de edad y correlación isotópica tienen una precisión analítica de $\pm 2\sigma$. Los resultados de los análisis se presentan en el apéndice, Tabla 4.

Fechaamientos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

La muestra COX-4 (mica blanca) que se analizó es de un esquistos de biotita-granate \pm mica blanca que se interpreta como parte del complejo metamórfico Mazateco y que se encuentra como lente inmerso en los gneises graníticos y cuarzodioríticos migmatíticos. La edad de meseta para mica blanca es de 132.18 ± 0.66 Ma (Figura 80) y una edad integrada de 131.79 ± 0.71 Ma con 98.8% de argón liberado.

La muestra ME0503-21 de gneis migmatítico diorítico-tonalítico dió una edad (hornblenda) de meseta de 144.91 ± 1.50 Ma con 86.1% de argón liberado (Figura 80), y una edad integrada de 149.70 ± 2.06 Ma. El gneis granítico migmatítico COX-3 (mica blanca) dió una edad de meseta de 131.94 ± 1.86 Ma con 98.9 % de ^{39}Ar liberado (Figura 81), y una edad integrada de 131.48 ± 1.92 Ma. La muestra COX-4 (mica blanca) de dique metagranítico plegado dió una edad de meseta de 133.31 ± 0.68 Ma con 98.5% de liberación de ^{39}Ar (Figura 81) y una edad integrada de 132.69 ± 0.73 Ma.

Interpretación de edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Las edades de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en el gneis granítico migmatítico, el dique metagranítico y la del esquistos de biotita-granate ± mica blanca son muy similares, y se interpretan como edades de enfriamiento del evento tectonotérmico de migmatización. La similitud de las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ del esquistos de biotita-granate ± mica blanca del complejo metamórfico Mazateco y del gneis migmatítico granítico implica que el evento tectonotérmico afectó a rocas del complejo metamórfico Mazateco. La edad de los diques graníticos deformados del primer pulso que presentan granate es muy cercana con la edad de los gneises migmatíticos graníticos implicando que casi fue simultánea la formación del bandeamiento S_{2a} en los gneises y la intrusión de los diques metagraníticos con granate. Las edades de los gneises migmatíticos graníticos son más jóvenes que la edad para los gneis migmatítico de composición diorítico-tonalítico debido a la diferencia en la temperatura de cierre para retención de ^{40}Ar radiogénico de la hornblenda ($530 \pm 40^\circ\text{C}$, Harrison, 1981) y de la mica blanca (350°C - 400°C , Hames y Bowring, 1994). Al comparar la edad U-Pb (zircón) de ~140 Ma del granito leucosomático, interpretada como la edad del evento magmático-migmatítico, con la edad de enfriamiento $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (hornblenda) de ~145 Ma para los gneises migmatíticos diorítico-tonalíticos se evidencia una inconsistencia al ser esta última ligeramente mayor. Esto puede explicarse por exceso de Ar en el anfíbol, lo que es consistente con el metasomatismo y movilización de fases fluidas y volátiles en el área. Aunque en parte, por ser edades similares, considerando los rangos de error, podrían reflejar también un período de enfriamiento muy rápido. Por otro lado, excluyendo la edad de la hornblenda, y si se considera que la cristalización del zircón del granito leucosomático y de la mica blanca en los granitos leucocráticos ocurrió hace ~140 Ma y ~132 Ma (edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$), y a temperaturas aproximadas de 700°C y 375°C , respectivamente, se puede deducir una tasa de enfriamiento de $\sim 40^\circ\text{C}/\text{Ma}$ para el complejo migmatítico Teotitlán.

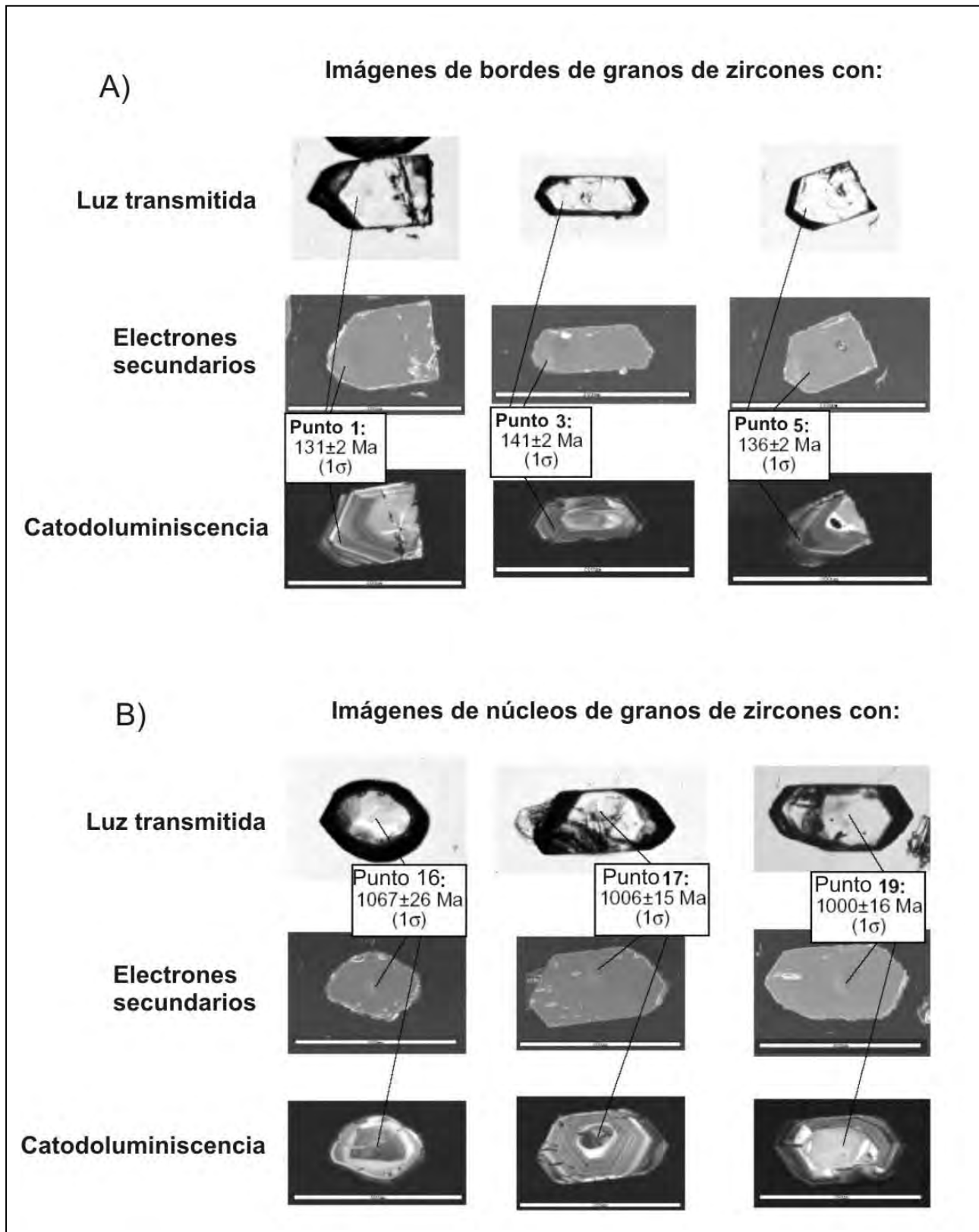


Figura 78. Zircones de la muestra ME0503-20 de un granito gnéisico leucosomático del complejo migmatítico Teotitlán. A) Imágenes que muestran las bandas de crecimiento de los zircones y sus edades; B) Imágenes que muestra las edades de los núcleos de los zircones.

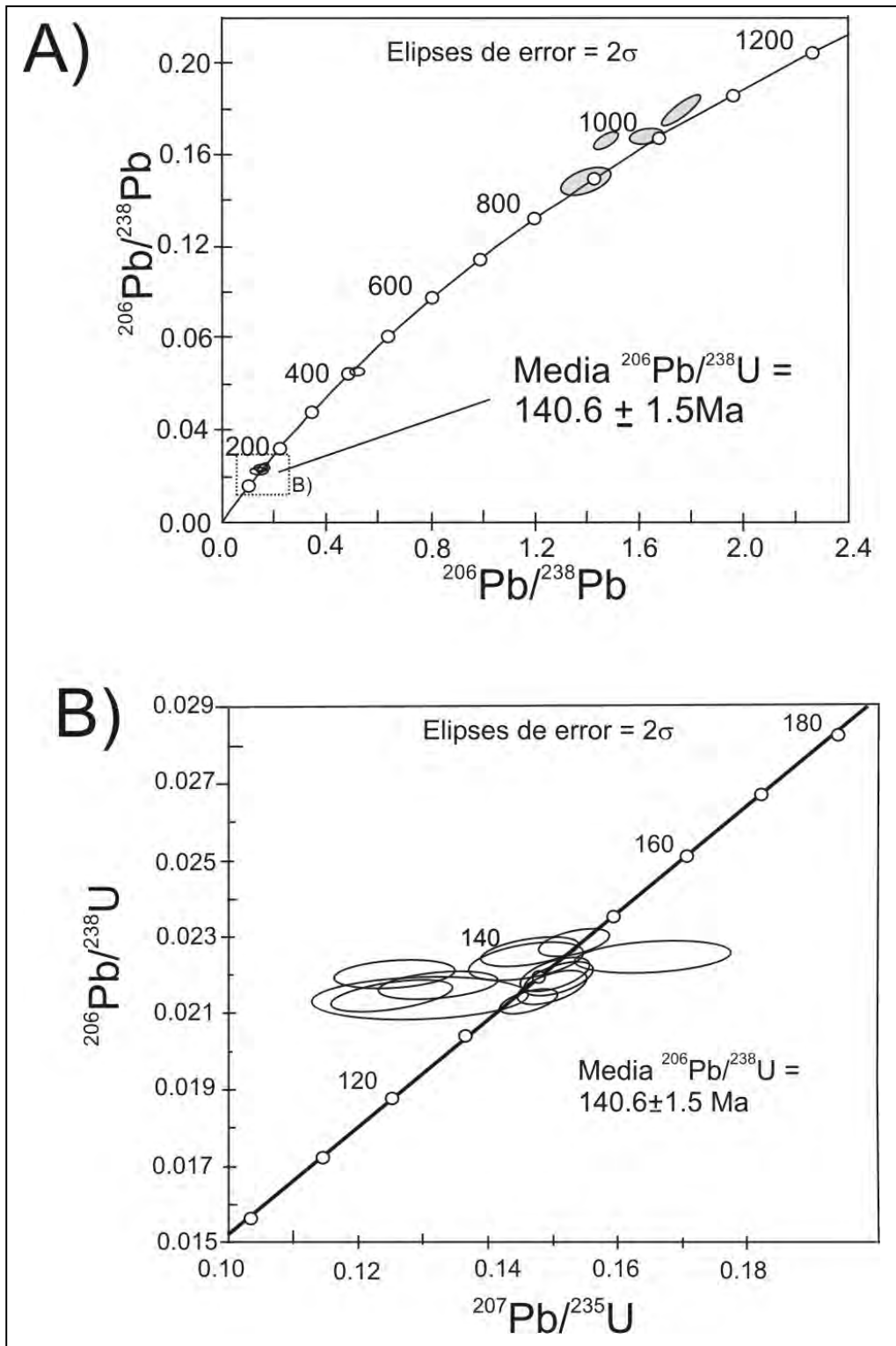


Figura 79. Diagrama concordia de U-Pb para los datos de la muestra ME0503-20. A) El diagrama muestra elipses que están alrededor de 1000 Ma y que se interpretan como componentes grevillianas; B) Detalle del recuadro B) donde se observa las edades de borde de grano mostrando una edad media de $140.6 \pm 1.5 \text{ Ma}$, interpretada como edad de la migmatización durante el evento transtensional D_2 .

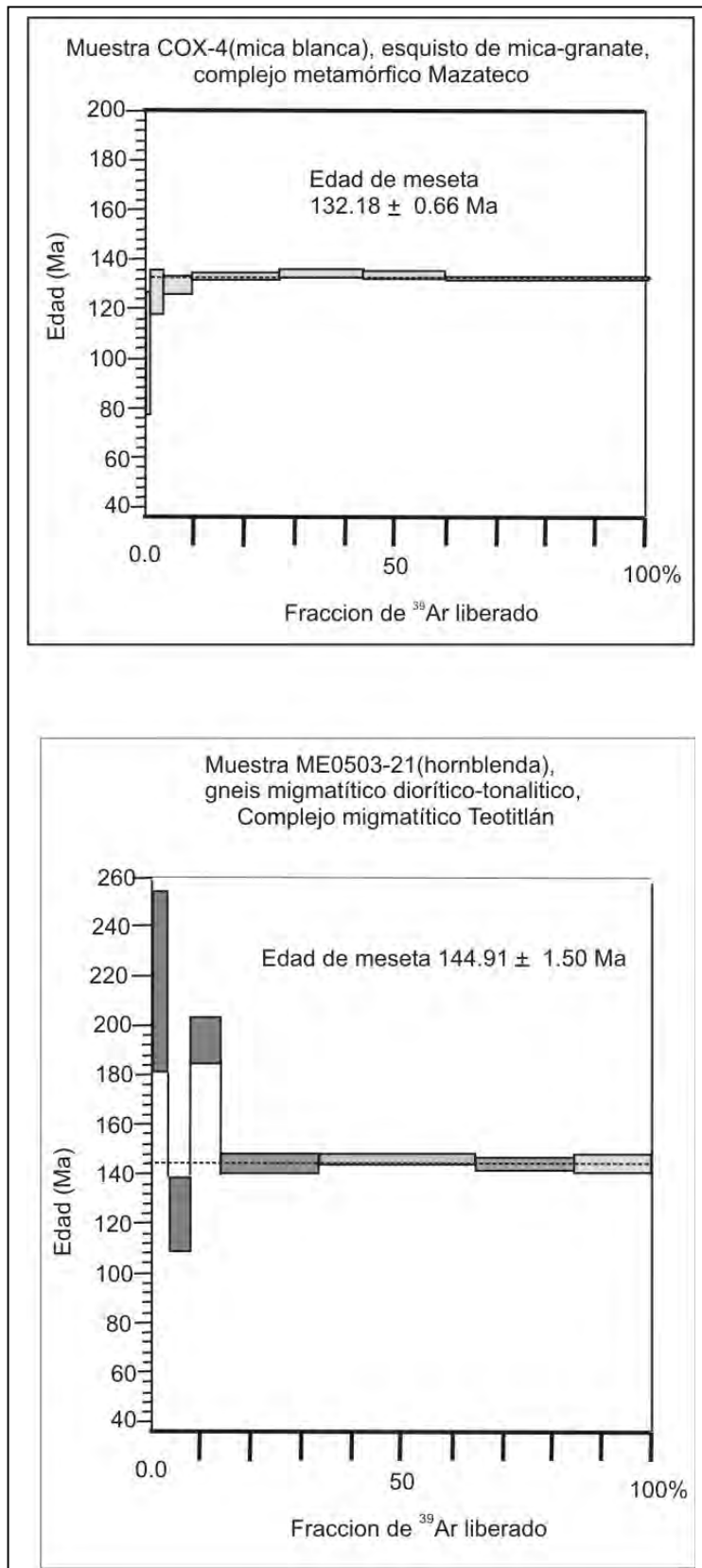


Figura 80. Espectro de edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para mica blanca en esquisto de biotita-granate \pm mica blanca del complejo metamórfico Mazateco y para hornblenda de un gneis migmatítico diorítico-tonalítico del complejo migmatítico Teotitlán.

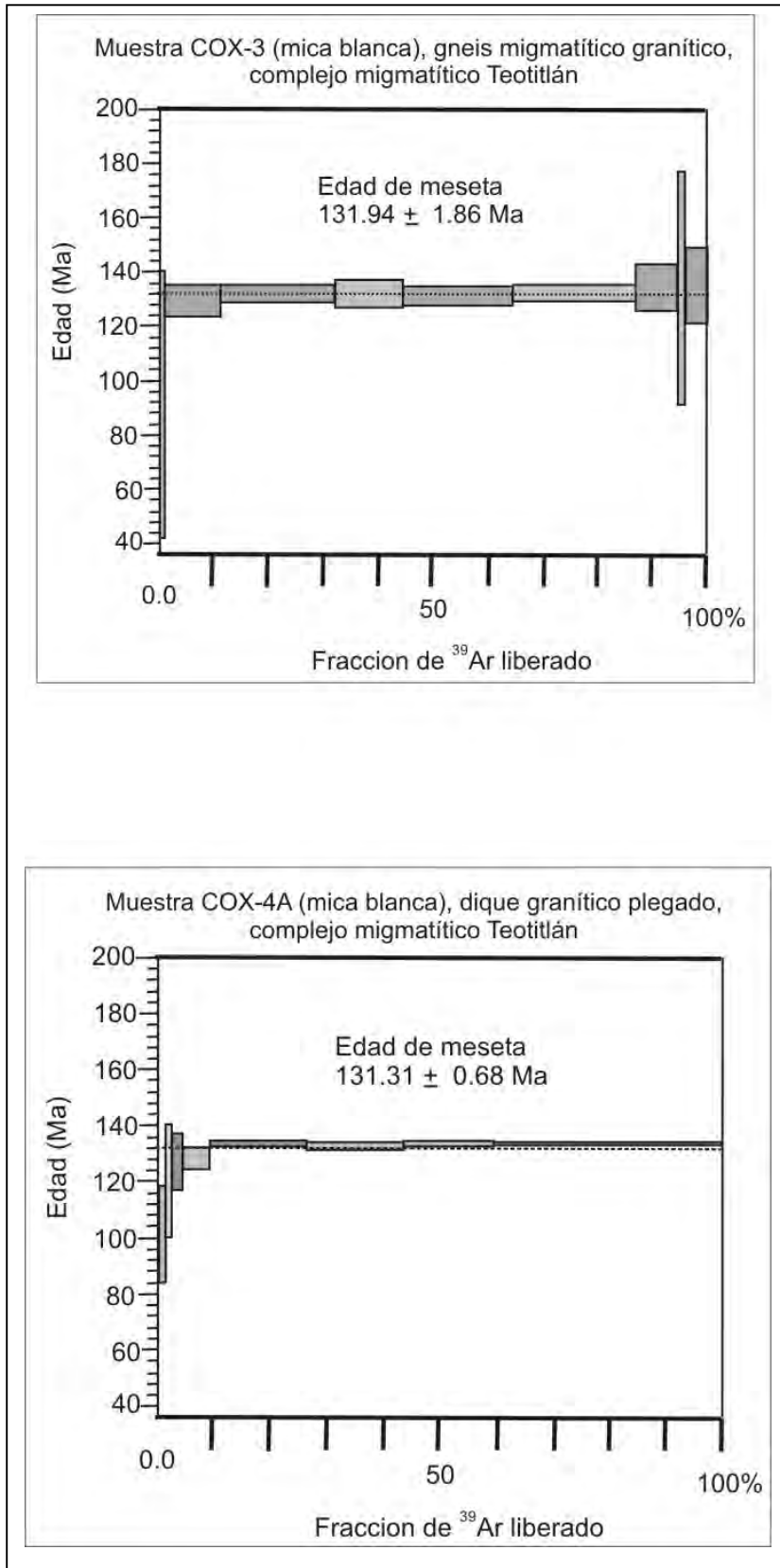


Figura 81. Espectro de edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para mica blanca en gneis migmatítico granítico y dique granítico leucosomático del complejo migmatítico Teotitlán.

V.2.3 Datos K-Ar

Metodología K-Ar

La muestra para el análisis K-Ar (COX-4A) fue preparada y analizada por el Dr. Jesús Solé Viñas en el Instituto de Geología de la UNAM. La mica fue separada manualmente. El potasio fue obtenido siguiendo el método de Solé y Enrique (2001), el cual brevemente se describe a continuación: 100 mg de la muestra fueron fundidos junto con 50% de metaborato de litio y 50% de tetraborato de litio. La perla obtenida del anterior procedimiento fue medida posteriormente con un espectrómetro XRF 3000.

El argón fue medido por dilución isotópica (^{38}Ar traza) con un espectrómetro de masas de gases nobles VG1200B el cual se opero a modo estático. Una cantidad de 2mg de la muestra COX-4A fueron fundidos con un láser de CO_2 a una potencia de 50W y dentro de una cámara de ultravacío. Las constantes recomendadas por Steiger y Pager (1977) fueron usadas a través de todo el proceso anterior.

Fecha de K-Ar

La muestra COX-4A (mica blanca) que se analizó es de un dique metagranítico del complejo migmatítico Teotitlán. La edad para mica blanca es de 131.7 ± 2.3 Ma (Apéndice, Tabla 4A). Esta edad es muy cercana a la obtenida para la misma muestra pero usando el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

V.4.- Deformación, geocronología y metamorfismo

En esta parte del trabajo se hace una integración de los datos estratigráficos, estructurales, petrográficos, y geocronológicos (Figura 82), sin implicar el significado y contexto tectónicos, ya que estas se tratarán en el capítulo siguiente.

Evento de deformación D_1

El evento de deformación D_1 no se fechó directamente en el trabajo presente, sin embargo, con base en los resultados geocronológicos y las relaciones de campo, es claro que se trata de un evento de deformación pre-Tithoniano ya que el esquisto La Nopalera es sobreimpreso por el evento tectonotérmico progresivo D_2 , fechado en 140 ± 1.5 Ma (edad de cristalización) en el trabajo presente, y abarca desde el Tithoniano al Hauteriviano. La presencia de pliegues de funda F_1 sugiere que el evento pudo estar asociado a una cizalla dúctil, y las condiciones metamórficas no son claras, ya que el esquisto La Nopalera fue afectado por metasomatismo y fusión parcial del evento D_2 , provocando que los minerales y las relaciones texturales originales fueran reemplazadas. D_1 en el esquisto La Nopalera puede ser del Jurásico Medio debido a que se ha documentado una cizalla de esta edad al oriente de la ciudad de Oaxaca (Alaniz-Álvarez *et al.*, 1992), o bien, puede ser Paleozoico si se correlaciona con el esquisto Mazatlán de Las Flores y por su afinidad volcanosedimentaria de los protolitos.

El evento D_1 en el esquisto Mazatlán de Las Flores se ha considerado de edad paleozoica con base en la correlación con el esquisto Chiquihuitlán, expuesto fuera del área de estudio, que muestra metaconglomerados con clastos de rocas metamórficas más antiguas (observaciones del autor) y protolitos volcanosedimentarios similares a los elementos del Paleozoico del este de México.

Evento de deformación progresivo D_2

La edad promedio U-Pb (zircón) de 140 ± 1.5 Ma, edad de cristalización del gneis granítico leucosomático, es un poco más antigua que las edades de enfriamiento $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (mica blanca) del dique metagranítico (131.31 ± 0.68 Ma) y gneis migmatítico granítico (131.94 ± 1.86 Ma), lo que sugiere una tasa de enfriamiento del orden de $40^\circ\text{C}/\text{Ma}$. Este evento está

ligado con la exhumación tectónica controlada por la deformación transtensional progresiva (formación de las estructuras F_{2a} , L_{2a} , S_{2a} , F_{2b} , F_{2c} , L_{2c} y S_{2c}). Los pliegues F_{2b} se desarrollaron un poco después de las estructuras asociadas a F_{2a} , y parecen haberse desarrollado contemporáneamente con el metamorfismo M_2 (Figura 82). La vergencia de las estructuras hacia el sureste, la característica asimétrica de los pliegues, las relaciones geométricas entre el vector DT y la dirección del máximo estiramiento ξ , sugiere que este evento está ligado a una tectónica transtensional con cizallas y fallas de despegue hacia el sureste, y puede indicar las etapas iniciales de exhumación de los niveles corticales más profundos en la parte noroeste.

. Las características de los zircones con sus bordes recrystalizados son consistentes con las observaciones petrológico-estructurales y relaciones de campo y con la interpretación de que D_2 fue un evento con migmatización, fusión parcial, metasomatismo y deformación transtensional. El evento D_2 se caracteriza por varios pulsos magmáticos sintectónicos con abundantes indicadores cinemáticos y plegamiento que implican una cinemática dextral con flujo estructural al SSE. Las observaciones petrográficas implican que las estructuras de los niveles profundos para este evento se desarrollaron en condiciones submagmáticas.

Las asociaciones minerales en conjunto con las relaciones estructurales en las rocas del complejo migmatítico Teotitlán, formación Pochotepec y Formación Chivillas, implican que las condiciones metamórficas fueron cambiando en función de la evolución de las fallas de despegue asociadas a la transtensión. El complejo migmatítico Teotitlán muestra la sobreimpresión de asociaciones minerales en facies anfibolita (evento metamórfico M_2) asociadas a las estructuras F_{2a} , L_{2a} y S_{2a} , por asociaciones minerales formadas en facies de esquisto en el campo de la biotita y clorita (M_3) asociadas con las estructuras F_{2c} , L_{2c} y S_{2c} . La formación Pochotepec presenta las estructuras F_{2a} , L_{2a} , y S_{2a} formadas en facies anfibolita (M_2) que son sobreimpresas por estructuras desarrolladas en facies de esquisto verde (M_3). La Formación Chivillas muestra una cinemática similar aunque las estructuras formadas no están asociadas a metamorfismo.

Los eventos metamórficos M_2 y M_3 , se pueden visualizar claramente como una disminución de temperatura conforme la deformación progresiva continuaba (transtensión) y al mismo tiempo ocurría la exhumación.

La gran cantidad de fluidos metasomáticos de temperatura alta que afectaron a la formación Pochotepec, de acuerdo a las relaciones de campo, estuvieron ligados a las generaciones distintas de diques sintectónicos del complejo migmatítico Teotitlán. La presencia de varios pulsos de intrusiones de diques graníticos y zonas metasomáticas en la formación Pochotepec implica que hubo una gran movilidad de fluidos y que se podría considerar a la zona de estudio un sistema termodinámico abierto.

La presencia de abundantes *podcs*, manchones metasomáticos ricos en mica blanca y feldespato potásico en los metabasaltos de la formación Pochotepec sugieren una actividad importante de fluidos asociados al magmatismo relacionado con el evento transtensional con cinemática dextral. La presencia dispersa de lentes de serpentinita y metagabro se podrían interpretar como *podcs* de magma ultrabásico emplazados tectónicamente que parecen haber estado ligados con el adelgazamiento cortical extremo a lo largo de las fallas de despegue.

La edad paleontológica de la Formación Chivillas que define un rango de edad del Tithoniano al Barremiano (Alzaga-Ruiz y Pano, 1989), coincide con las edades geocronológicas de este trabajo y de algunos datos K-Ar previos. Esto implica que durante el evento **D₂** hubo sedimentación y magmatismo sintectónicos en los niveles estructurales superiores, representados por el depósito de esta formación.

En resumen el evento **D₂** es un evento tectonotérmico transtensional del Tithoniano-Barremiano asociado a adelgazamiento cortical, migmatización, magmatismo con ciertas características alcalinas, sedimentación y exhumación tectónica.

Evento de deformación **D₃**

El evento **D₃** comprende el desarrollo de estructuras laramídicas con formación de pliegues frágil-dúctil muy abiertos con vergencias al noreste. La edad de esta deformación está bien establecida, y ocurrió entre el Maastrichtiano y el Eoceno inferior (Mossman y Viniegra, 1976). Durante el desarrollo de estas estructuras, los esquistos La Nopalera y Mazatlán de Las Flores se comportaron como bloques rígidos, ya que la cartografía de las fallas inversas y cabalgaduras coinciden con un sector compresivo intenso en la zona límite

de, por ejemplo, el bloque del esquisto Mazatlán. Las estructuras laramídicas afectaron y modificaron a las estructuras del evento **D₂**.

Eventos de deformación del Cenozoico

El evento **D₄** es un evento asociado probablemente con el desarrollo de fallas normales y laterales oblicuas ya discutido en el apartado de geología estructural, y debido a que corta a las estructuras del evento **D₃**, y afecta a rocas con edades entre 19 a 20 Ma (Urrutia-Fucugauchi y Ferrusquía-Villafranca, 2001), es posible que este sistema de fallamiento sea del Mioceno medio, sin embargo recientes datos estratigráficos de Dávalos-Álvarez (2006) sugieren que este evento pudo haber empezado su actividad desde el Eoceno, bajo esta consideración **D₄** es equivalente a D1, D2, y D3 definidos por Dávalos-Álvarez (2006) en su trabajo. El evento **D₅**, como se ha discutido, está asociado a fallamiento normal con sedimentación asociada (Centeno-García, 1988), y se considera que es un evento que ha durado desde finales del Mioceno hasta el Holoceno.

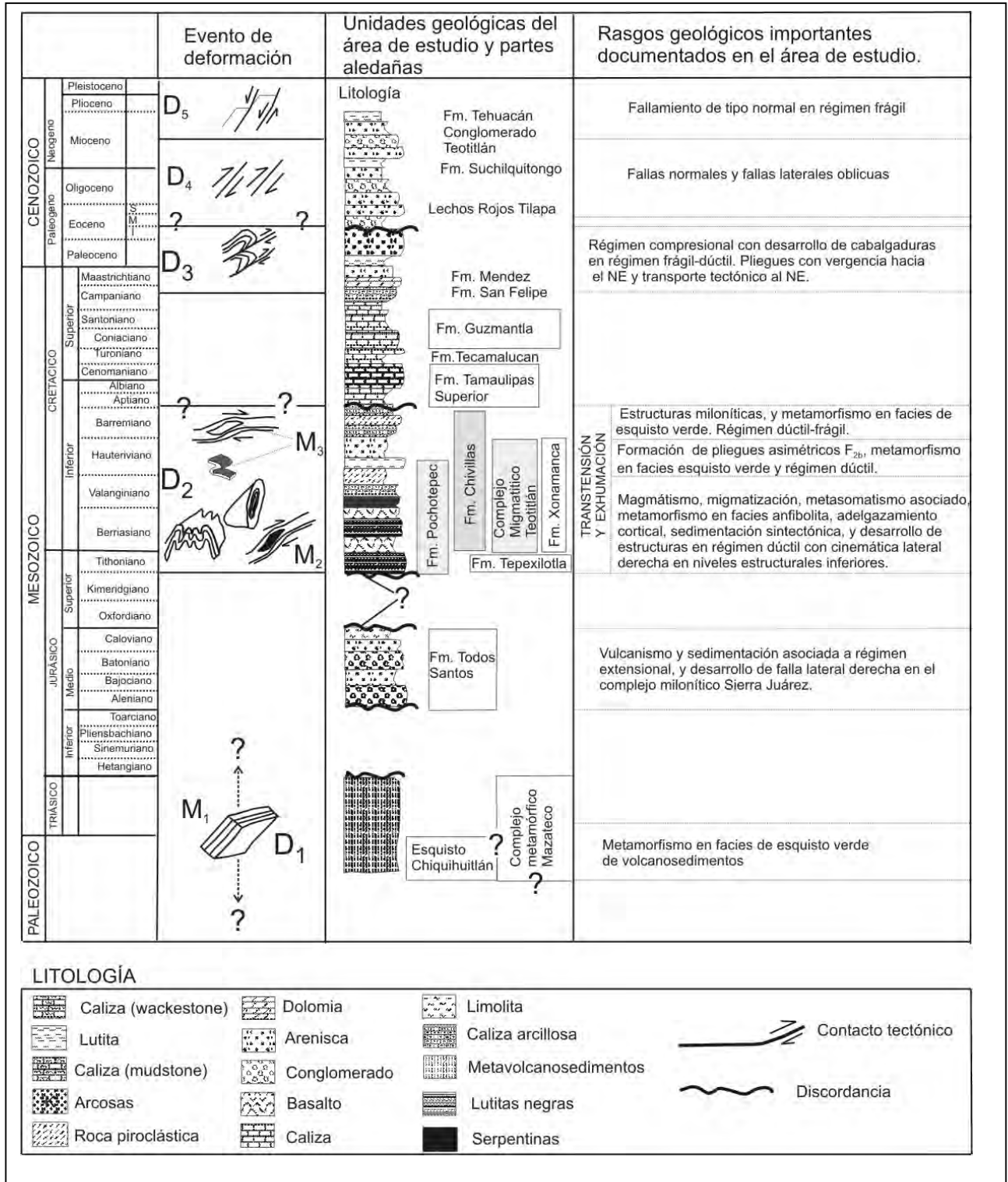


Figura 82. Integración e interpretación tectonoestratigráfica de los datos estratigráficos, estructurales, petrográficos, y geocronológicos del área de estudio.

VI.- DISCUSION E INTERPRETACIÓN TECTÓNICA

Las rocas del área de estudio presentan variaciones importantes en las condiciones de deformación representadas en las distintas estructuras que se desarrollaron a profundidades diferentes y bajo condiciones diferentes de metamorfismo. El complejo migmatítico Teotitlán, formación Pochotepec y Formación Chivillas presentan evidencias de un evento de deformación transtensional D_2 con una exhumación rápida asociada, y posteriormente las diferentes unidades fueron afectadas y yuxtapuestas tectónicamente por los eventos D_3 , D_4 y D_5 .

El complejo migmatítico Teotitlán representó los niveles profundos durante el evento transtensional D_2 en el Tithoniano-Barremiano; los niveles de mayor grado de metamorfismo (Figura 74) parece que se localizaron en los núcleos de antiformas asociadas con el plegamiento F_{2a} y bandeamiento S_{2a} , como es el caso en la barranca Loma del Toro, donde aparecen bandas de rocas máficas y ultramáficas intercaladas con gneises de diopsida-plagioclasa-microclina. Si la estructura regional de antiformas y sinformas asociadas a D_2 se extrapola hasta la fosa de Tehuacán, ya cerca del límite con el Complejo Oaxaqueño, implicaría que una antiforma, con una foliación eminentemente vertical, se desarrolló en el lugar donde actualmente se encuentra esta fosa. El complejo migmatítico Teotitlán fue sobreimpreso por estructuras desarrolladas bajo un metamorfismo bajo condiciones diferentes de presión y temperatura (eventos M_2 y M_3), como sugieren los datos petrográficos y estructurales.

En los flancos de las antiformas y en los núcleos de las sinformas, asociadas con el desarrollo de las estructuras S_{2a} , F_{2a} y L_{2a} , aparecen niveles estructurales representados por la Formación Pochotepec, la cual contiene zonas metasomáticas y zonas de anfibolitización de las rocas basálticas. La Formación Pochotepec muestra un grado menor de metamorfismo (M_2) con zonas locales en facies de anfibolita; sin embargo, la mayoría de las rocas de esta unidad muestran metamorfismo en facies de esquisto verde (M_2). Al igual que el complejo migmatítico Teotitlán, la Formación Pochotepec muestra relaciones de sobreimpresión de estructuras asociadas a una cizalla transtensional en condiciones metamórficas de más bajo grado (M_3). En el área de Coyula, al poniente del río Chiquito, la

presencia de lentes ultramáficos en esta unidad sugiere que hubo ascenso de material del manto debido a un adelgazamiento contemporáneo con la transtensión (evento **D₂**, Figura 74).

La Formación Chivillas representa los niveles estructurales superiores del área de estudio. Esta unidad no muestra evidencias de la formación de una foliación **S_{2a}**, pero sí el desarrollo de los pliegues **F_{2b}**, que se originaron en condiciones dúctil-frágil, implicando que en la Formación Chivillas **D₂** se manifestó bajo condiciones de presión y temperatura más bajas, a diferencia de los niveles más profundos representados por el complejo migmatítico Teotitlán y la Formación Pochotepec.

Las interpretaciones anteriores se pueden explicar si durante la transtensión se desarrollaron fallas de despegue de bajo ángulo (Figura 74), con una exhumación rápida como consecuencia de un adelgazamiento cortical, y así, niveles estructurales profundos pasaron a niveles más someros donde las condiciones de metamorfismo fueron de más bajo grado, y las estructuras, como el bandeamiento dúctil, fué sobreimpreso por estructuras desarrolladas en régimen dúctil-frágil.

En trabajos previos (Alaniz-Álvarez *et al.*, 1994, 1996) se consideró que la exhumación de las rocas del complejo migmatítico Teotitlán ocurrió esencialmente debido al desarrollo de la falla cenozoica de Oaxaca; sin embargo, a partir de los resultados de este trabajo se interpreta que hubo una exhumación importante asociada con el evento transtensional lateral derecho **D₂** durante el Tithoniano-Barremiano. Se desconoce hasta que grado contribuyó en la exhumación del complejo migmatítico Teotitlán y la Formación Pochotepec los levantamientos posteriores relacionados con **D₃**, **D₄** y **D₅**.

VI.1 Evolución tectónica y paleogeografía

VI.1.1 Pre-Tithoniano

Pérmico-Triásico

En la literatura está documentado que durante el Pérmico-Triásico hubo varios terrenos paleozoicos al este de México como el arco delicias en Coahuila (López, 1997, 2001); la Formación Guacamaya (Carrillo, 1961), otras unidades sedimentarias paleozoicas, y el esquisto Granjeno (Ramírez-Ramírez, 1978; Stewart et al., 1999) en el anticlinorio de Huizachal; la Formación Tuzancoa en el anticlinorio de Huayacocotla (Rosales-Lagarde, 2002), los complejos miloníticos Xucayucan y la Soledad en Teziutlán (Angeles-Moreno *et al.*, 2000, 2003; Angeles-Moreno y Sánchez-Martínez, 2002), el basamento del terreno Maya, y un arco magmático continental (Torres-Vargas *et al.*, 1999). Estos terrenos volcanosedimentarios y volcánicos paleozoicos, de alguna forma, ya sea como cuencas trasarco o arcos volcánicos, tuvieron influencia de rocas precámbricas grenvillianas. El esquisto Mazatlán de Las Flores, correlacionado con el esquisto Chiquihuitlán, presenta protolitos volcanosedimentarios paleozoicos. El esquisto Mazatlán de Las Flores estuvo posiblemente involucrado con un evento metamórfico del Paleozoico tardío, y parte de esta historia fué rehomogenizada y obliterada durante el evento transtensional y tectonotérmico **D₂** que ocurrió en el terreno Cuicateco.

Los distintos lineamentos tectónicos del evento Pérmico-Triásico asociados con la consolidación de Pangea (Figura 83) tuvieron una influencia importante en la evolución tectónica posterior, condicionando en cierta medida la evolución del terreno Cuicateco, y el desarrollo de estructuras tales como la falla Vista Hermosa y la fosa de Tehuacán (Figuras 83 y 84). Las estructuras desarrolladas posteriormente, como las del evento **D₂**, probablemente estuvieron condicionadas por escenarios anteriores, implicando una dependencia de estructuras previas, como límites tectónicos reactivados bajo diferentes regímenes de esfuerzos (e.g. Sengör *et al.*, 1985). Así, la fosa de Tehuacán probablemente se desarrolló en una zona de debilidad antigua, como lo sugiere la presencia de bloques paleozoicos como el esquisto Mazatlán de Las Flores, el esquisto Chiquihuitlán y otras rocas

metavolcanosedimentarias al oriente, y la presencia de granitos deformados del Jurásico Medio cerca de la ciudad de Oaxaca (Alaniz-Álvarez *et al.*, 1996).

El Complejo Oaxaqueño y los bloques paleozoicos del terreno Cuicateco fueron fuente de los sedimentos que alimentaron la cuenca desarrollada durante el evento **D₂** (Figura 85 y 86). Esto es apoyado por la presencia de zircones detríticos del precámbrico en rocas del complejo migmatítico Teotitlán, y fragmentos de esquistos pelíticos, esquistos verdes y gneises en la Formación Chivillas.

La configuración paleogeográfica para el Pérmico-Triásico implicó la amalgamación y acreción de terrenos volcanosedimentarios de afinidad gondwánica a lo largo del oriente de Oaxaquia (Figura 83). Parte de estos bloques son basamento del terreno Cuicateco como se infiere en el trabajo presente. Alaniz-Álvarez *et al.* (1994) sugirió la existencia de una cabalgadura del Complejo Oaxaqueño sobre el terreno Cuicateco para este tiempo.

Jurásico Temprano - Medio

La evolución tectónica del este y sureste de México estuvo ligada con la abertura del Golfo de México, y con la formación incipiente de *rifts* entre América del Sur y América del Norte (Meschede y Frisch, 1998). La Formación Huayacocotla en el centro-oriente de México presenta características estratigráficas y estructurales que sugieren el desarrollo de un aulacógeno durante el Jurásico Temprano (Schmidt-Effing, 1980). Así, la Formación Huayacocotla registró la etapa asociada con el rompimiento de la corteza transicional del centro-oriente de México previa a la abertura del Golfo de México.

En el Jurásico Medio hubo un evento de tectónica extensional en el noreste, centro-este y sureste de México (Figura 84). Este evento quedó registrado en la estratigrafía de la Formación Todos Santos en el sureste (Contreras y Castillón, 1960; Bello Navarro, 1983; Herrera Soto y Estavillo, 1991; Michaud et Fourcade, 1989; Murillo, 1994; Blair, 1988); en secuencias sedimentarias de lechos rojos en el anticlinorio de Huizachal-Peregrina (Carrillo, 1961); en la Formación Cahuascal y Tenexcate en Teziutlán (Angeles-Moreno y Sánchez-Martínez, 2002) y en el anticlinorio de Huayacocotla (Ochoa-Camarillo, 1997). Estas secuencias muestran ambientes sedimentarios asociados con abanicos aluviales, sistemas fluviales, zonas de entrada de agua de mar con formación de evaporitas, y una gran

abundancia de conglomerados con clastos de rocas volcánicas. Un magmatismo estuvo activo para el Jurásico Medio y hay varias evidencias de esto. En el terreno Mixteco se tiene registro de un evento magmático que afectó al Complejo Acatlán (Keppie *et al.*, 2004) y que fue interpretado como una pluma débil; en los Reyes Metzontla, Puebla, hubo intrusiones de diques y dique-estratos riolíticos (Torres *et al.*, 1986); en el área de Oaxaca, el complejo milonítico de la Sierra de Juárez contiene granitos sintectónicos del Jurásico Medio que fueron asociados con la abertura del Golfo de México (Alaniz-Álvarez *et al.*, 1994); en el sureste de México se reconocieron rocas volcánicas andesíticas en la base de la Formación Todos Santos (Castro-Mora *et al.*, 1975). En el trabajo presente no se encontraron muchas evidencias de este evento, pero la presencia de clastos abundantes de granitos y de esquistos dentro de las areniscas de la Formación Chivillas implica que rocas metamórficas estaban expuestas y que parte de los clastos pueden corresponder a los metagranitos que reporta Alaniz-Álvarez *et al.* (1994) en el área de la ciudad de Oaxaca.

Varios modelos paleogeográficos se han propuesto para la región del Caribe y México en el Jurásico Medio (Pindell, 1993; Marton y Buffler, 1994; Pindell y Kennan, 2004; Dengo y Case, 1990). En estos modelos se infiere que el Golfo de México en el Jurásico Medio estaba en etapas incipientes de formación, y se empieza a abrir en el Calloviano-Oxfordiano (Marton y Buffler, 1994). De acuerdo a Pindell y Kennan (2004), esta abertura empezó en el Bathoniano. Yucatán se separó de la región de Texas (Figura 84) generando estructuras extensionales; en Florida y Las Bahamas había vulcanismo asociado a extensión; entre Yucatán y Venezuela existía una extensión y Yucatán rotaba en sentido antihorario (Pindell y Kennan, 2004; Pindell *et al.*, 2006). La posición de la parte sur Cuba no es muy clara ya que también se ha relacionado con la parte de corteza continental de las Bahamas, y parece que ambas regiones estaban al noreste de Guyana (Pindell *et al.*, 2006).

Los bloques paleozoicos en la región cuicateca y el bloque del complejo Guichicovi en la región del Istmo de Tehuantepec, probablemente sufrieron desplazamientos asociados con una tectónica extensional con componente lateral y con rotaciones asociadas. En este contexto tectónico, la Formación Todos Santos se depositó recibiendo detritos de bloques del Paleozoico ubicados dentro del terreno Cuicateco, esto es sugerido por su distribución paralela al límite oriental del terreno Cuicateco y la presencia de clastos de esquistos en conglomerados de la Formación Todos Santos en la región del Istmo de Tehuantepec.

VI.1.2 Tithoniano – Barremiano

El evento transtensional **D₂**, contemporáneo con el depósito y deformación de las formaciones Pochotepec y Chivillas y con el desarrollo del complejo migmatítico, implicó un magmatismo y vulcanismo en niveles estructurales distintos. El modelo tectónico para el terreno Cuicateco que integra razonablemente los datos estratigráficos, petrológicos, estructurales, geocronológicos tanto del trabajo presente como de estudios previos, se relaciona con la evolución de una cuenca *pull-apart* (Angeles-Moreno *et al.*, 2004) para el Tithoniano-Berriasiano. El modelo de cuenca *pull apart* (Figuras 85 y 86) es apoyado por las siguientes consideraciones:

La sedimentación y vulcanismo fueron contemporáneos y tienen una distribución NW-SE en el área de estudio. Gallo-Padilla y Ruiz Violante (1993) documentaron resultados geoquímicos de las lavas submarinas de la Formación Chivillas: Las rocas fueron clasificadas como basaltos alcalinos, basanitas y traquiandesitas; en diagramas de elementos traza muestran que las lavas basálticas presentan enriquecimiento de elementos incompatibles y una anomalía positiva de Nb, con enriquecimiento de tierras raras ligeras; en el diagrama de discriminación tectonomagmática Hf-Th-Ta algunas muestras caen en el campo de margen destructivo y otras tienen afinidad de basalto intraplaca. Estos resultados geoquímicos muestran que las lavas de la Formación Chivillas tienen características alcalinas y probablemente ligadas con un régimen tectónico extensional y no compresivo de arco volcánico (Figuras 86 y 87). Esto es congruente con las evidencias estructurales y petrográficas documentadas en este trabajo.

Las formaciones Pochotepec y Chivillas contienen rocas piroclásticas, lutitas verdes silíceas, grauvacas feldespáticas, lutitas negras, grauvacas arcósicas, derrames basálticos, diques basálticos, algunos cuerpos gabróticos, conglomerados ricos en feldespato, cuarzo y rocas volcánicas, esquistos, granitos deformados y no deformados, gneises, margas y calizas (Figuras 86 y 87). Estas litologías implican una cuenca inestable con actividad volcánica y fuentes diversas de sedimentos. Esta característica es similar a las de cuencas *pull-apart* que se han desarrollado asociadas a la falla de Anatolia, Turquía, en donde la cuenca recibe sedimentos también de varias fuentes (Sengör *et al.*, 1985).

En las cuencas *pull-apart*, grandes espesores de sedimentos asociados a tasas altas de subsidencia son rasgos característicos (Busby e Ingersoll, 1995). En el área de estudio se ha observado que las formaciones Pochotepec y Chivillas muestran espesores importantes de sedimentos. La presencia de espesores considerables de lutitas negras implican altas tasas de subsidencia, y como se ha señalado en algunos trabajos (Busby e Ingersoll, 1995), estas pueden ser mayores a las tasas de subsidencia de cuencas foreland o fosas de subducción.

La ausencia de rocas volcánicas basálticas en la margen oriental del terreno Zapoteco, cerca de la fosa de Tehuacán, implica que el vulcanismo estuvo concentrado en la zona del terreno Cuicateco y sugiere un control estructural (Figuras 86 y 87).

Las características sedimentarias de los depósitos descritos por Alzaga-Ruiz (1991) para el Tithoniano-Valanginiano, al oriente del terreno Zapoteco, sugieren la presencia de fallas tensionales con direcciones NW-SE desarrolladas en régimen frágil contemporáneas con la sedimentación (Figura 86).

Los trabajos distintos que se han realizado en la zona de Zongolica y en la zona Istmo (Contreras y Castellón, 1960; Bello Navarro, 1983; Carfantán, 1981, 1983, 1986; Herrera Soto y Estavillo, 1991; Michaud y Fourcade, 1989), en la zona de Xonamanca (Carrasco y Godoy, 1975; Mena, 1960), y en el borde oriental del terreno Zapoteco (Alzaga-Ruiz, 1991), documentan características estratigráficas muy cambiantes lateralmente en las facies sedimentarias, ya que por ejemplo, se describen zonas con facies de abanicos aluviales, otras de facies asociadas a flujo de detritos, o facies asociadas a deltas, o zonas que recibían poca influencia volcánica. Estos cambios abruptos en las facies sedimentarias son congruentes con la presencia de un control estructural y presencia de litologías distintas en los bordes y en el interior de la cuenca *pull-apart* (Figura 86).

En este trabajo se interpreta que flujos de calor altos fueron contemporáneos con fallas extensionales de despegue asociada a un régimen transtensional dextral (D_2). Estos flujos de calor originaron migmatización y metasomatismo parcial del complejo metamórfico Mazateco y la formación Pochotepec. El gradiente geotérmico alto probablemente estuvo relacionado con un ascenso relativo del manto astenosférico que generó adelgazamiento

cortical. Este adelgazamiento fue acomodado por fallas de despegue a diferentes niveles bajo un régimen transtensional derecho.

La exhumación de los niveles estructurales más profundos estuvo ligada al movimiento transtensional derecho, y con relación a la cuenca *pull apart*, las antiformal y sinformas fueron una consecuencia de la evolución estructural en el borde noroccidental de la cuenca cuicateca durante el Tithoniano-Barremiano.

La presencia de cuerpos gabróticos en parches con orientaciones NW-SE sugieren un adelgazamiento cortical importante, el cual pudo darse en un contexto con deformación constrictional y transtensiva. Los cuerpos gabróticos pueden interpretarse como diques asociados a extensión. Lo mismo se puede decir de los cuerpos de magma ultramáfico serpentinizados del área (Figura 86).

La ausencia de secuencias volcanosedimentarias del Jurásico Superior-Cretácico Inferior similares hacia el norte-noroeste implica que esta cuenca se cerraba en esa dirección. Por otro lado, la terminación abrupta de las unidades volcanosedimentarias en el Golfo de Tehuantepec implica que la cuenca fue fragmentada por eventos tectónicos posteriores en su porción sureste.

En un contexto paleogeográfico, la cuenca cuicateca *pull-apart* del Tithoniano-Barremiano se desarrolló a lo largo del límite entre los terrenos Zapoteco y Maya, es decir, entre el Complejo Oaxaqueño y el basamento del terreno Maya que está probablemente constituido de secuencias metavolcanosedimentarias paleozoicas. La región en la que se formó la cuenca cuicateca *pull-part* probablemente correspondió a una zona de corteza transicional y con una historia tectónica compleja compuesta con fallas de acreciones paleozoicas antiguas y fallas regionales del Jurásico Medio. Se desconoce el tipo de basamento de la cuenca cuicateca, sin embargo, los resultados y análisis de este trabajo sugieren probablemente corresponde a un basamento compuesto de bloques paleozoicos cercanos o adyacentes al Complejo Oaxaqueño.

La cuenca cuicateca estuvo ligada con un sistema de fallas transformes paralelas y relacionadas con la migración de América del Sur (Ross y Scotese, 1988; Pindell, 1993;

Pindell y Kennan, 2004). Trabajos recientes de refracción sísmica y gravimétricos muestran discontinuidades en las partes profundas del Golfo de México (Bird *et al.*, 2005), y una de estas anomalías coincide con la falla Tamaulipas-Golden Lane-Chiapas (Pindell, 1985; Marton y Buffler, 1994), y con una zona paralela al escarpe de Yucatán. Bird *et al.* (2005) sugiere que estas coincidencias están asociadas a la trayectoria de una pluma del manto hace 150 Ma. Si esto es correcto, implicaría también una relación con el régimen transtensional del área de estudio iniciando en el Tithoniano. Aunque esta trayectoria es dudosa, ya que atraviesa toda la parte central del Golfo de México, y no es clara la interpretación.

La evolución de la cuenca cuicateca parece no estar ligada directamente con la abertura del Golfo de México, ya que la formación del Golfo de México termina entre el Tithoniano y Berriasiano (Pindell, 1993; Pindell y Kennan, 2004; Marton y Buffler, 1993, 1994), y los datos del trabajo presente documentan edades que van desde 144.91 ± 1.50 Ma hasta 131.94 ± 1.86 Ma (Berriasiano al Hauteriviano) para la actividad magmática de la cuenca. En el modelo de Pindell y Kennan (2004) y de Meschede y Frisch (1998) sugieren que la actividad de las fallas transformantes asociadas a la cuenca cuicateca terminó entre el Tithoniano y Valanginiano, y que el bloque de Yucatán terminó su movimiento en el Valanginiano (Molina-Garza 1992; Pindell y Kennan, 2004). Carfantan (1984) sugirió que la cuenca cuicateca fue una interdigitación del Thetis como cuenca aulacógena oceánica o cuenca trasarco. Sin embargo, de acuerdo a los elementos discutidos en este trabajo, además de la ausencia de depósitos de sal del Tithoniano-Barremiano, y de una asociación estratigráfica típica de aulacógenos, permiten considerar que esta interpretación no tiene mucho sustento en la estratigrafía de la región.

Para el Tithoniano-Barremiano la mayoría de los modelos paleogeográficos relacionados con la región caribeña (Ross y Scotese, 1984; Burke *et al.*, 1984; Pindell, 1993; Meschede y Frisch, 1998; Pindell y Kennan, 2004) implican que existió una cuenca oceánica orientada NE-SW que comunicaba la cuenca oceánica del Atlántico. En este contexto tectónico, la geometría de la estructura regional transtensional con flujo estructural al SSE es compatible con el desarrollo de la cuenca cuicateca y con sistemas de fallas transformantes desarrollados en una corteza continental adelgazada, con una extensión importante y relacionada estrechamente con la evolución de la cuenca del proto-Caribe.

Secuencias estratigráficas similares a las del terreno Cuicateco se han descrito en la parte sur de Cuba (Hempton y Barros, 1993) y en la parte noroeste de América del Sur (Cordani *et al.*, 2000). Estas semejanzas han llevado a establecer una relación paleogeográfica estrecha de la parte meridional de Cuba con el terreno Cuicateco (Meschede y Frisch, 1998). Esta relación es fortalecida por la presencia de amonitas de la especie *Olcostephanus* en estas regiones (Rawson, 1980) y en la cuenca cuicateca (Mena-Rojas, 1960; Ortega-Gutiérrez y González-Arreola, 1985).

La actividad de la cuenca cuicateca *pull-apart* terminó, de acuerdo a los resultados del trabajo presente, a finales del Barremiano (Figura 87). Se infiere una discordancia que debe estar presente entre las rocas del Barremiano y Aptiano, sin embargo, en el trabajo presente no se reconoció. Esta discordancia debe existir ya que las rocas del Aptiano en la región reflejan facies sedimentarias de plataformas carbonatadas asociadas a una margen pasiva que aparentemente no fueron afectadas por el evento **D**₂. La mayoría de las cuencas *pull-apart* muestran un ciclo de abertura y cierre complejo, como un “ciclo Wilson” en pequeña escala (Busby, e Ingersoll, 1995).

VI.1.3. Orogenia Laramide

La orogenia Laramide fué registrada de forma muy espectacular en la zona de estudio por medio de cabalgaduras a escala regional NW-SE. Estas cabalgaduras fueron de tipo duplex y pusieron en contacto a las unidades distintas del complejo metamórfico Mazateco, el complejo migmatítico Teotitlán y a las formaciones Pochotepec y Chivillas. En la geometría de las trazas de cabalgaduras hay evidencias de que varios bloques se comportaron de manera rígida, tales como los del esquisto Mazatlán de Las Flores y el del esquisto La Nopalera (ver figura 6, mapa geológico). En estos bloques las trazas de las cabalgaduras sufrieron una compresión mayor y las escamas de duplex se hicieron más apretadas. Las partes entre los bloques sufrieron corrimientos fuertes hacia el noreste reflejándose en las salientes de las cabalgaduras. Estas geometrías en las cabalgaduras se han modelado en el laboratorio (Macedo y Marshak, 1999) y se pueden aplicar a las estructuras laramídicas en el área de estudio.

Las estructuras laramílicas (D_3) en la zona de la fosa de Tehuacán y en el área de estudio son complejas, ya que el bloque del complejo migmatítico Teotitlán y parte de la formación Pochotepec ya estaban exhumados cuando ocurrió la orogenia Laramide. El paralelismo geográfico entre algunos corrimientos laramílicos importantes cerca del área de estudio, como el del cerro Rabón, fallas de cabalgaduras tipo *duplex* de Loma Celosa y falla de cabalgadura de La Toma, y el complejo migmatítico Teotitlán, sugiere que hubo levantamiento importante en el área de estudio ocasionado por las cabalgaduras laramílicas. Esto llevado a escala más regional implica que la cuenca cuicateca *pull-apart* fue acortada considerablemente por las estructuras laramílicas.

Se ha considerado que el basamento cristalino fue involucrado en los cabalgamientos laramílicos en la región de Zongolica debido a los grandes acortamientos (Eguiluz *et al.*, 2000). Sin embargo, con base en los datos discutidos aquí se puede afirmar que el complejo migmatítico Teotitlán no es el basamento del terreno Cuicateco, aunque el esquisto Mazatlán de Las Flores y el esquisto Chiquihuitlán si controlaron las estructuras laramílicas (Figura 6), y sugieren que el basamento compuesto de varios bloques del Paleozoico en el terreno Cuicateco si fue afectado por esta orogenia. El grado de afectación de las rocas paleozoicas para la orogenia Laramide se desconoce.

VI.1.4. Paleógeno y Neógeno

En el Eoceno y parte del Mioceno la región fue afectada por unas fallas normales (Dávalos-Álvarez, 2006) y fallas laterales oblicuas en condiciones frágiles (D_4). La edad de D_4 es inferida a partir de que capas de rocas piroclásticas interestratificadas con sedimentos sintectónicos, ubicados dentro de la fosa de Tehuacan, fueron fechados por K-Ar (biotita) en 50.2 ± 1.4 Ma (Dávalos-Álvarez, 2006) y que las ignimbrita Etlá con edades de 19 a 20 Ma (Urrutia-Fucugauchi y Ferrusquía-Villafranca, 2001) están cortadas por fallas laterales (Centeno-García, 1998), y estas fallas se correlacionan con las estructuras asociadas a D_4 . Las fallas muestran superficies comúnmente con estrías oblicuas. Parte de este fallamiento en el Mioceno probablemente estuvo ligado con una deformación ocasionada por los cambios en la reorganización y velocidades de las placas del Pacífico para alrededor de los 12.5 Ma (Klitgord y Mammerickx, 1982; Atwater y Stock, 1998). El evento D_4 se correlaciona con el evento de deformación de la región con extensión NE-SW del Oligoceno - Mioceno

documentado recientemente por Nieto-Samaniego *et al.* (2006), evento que parece estar relacionado con el inicio de la fosa de Tehuacán.

Para finales del Mioceno superior–Holoceno se sobreponen fallas con desplazamientos normales predominantes (**D₅**) y sedimentación asociada dentro de la fosa de Tehuacán. En este evento continuó la actividad tectónica en la fosa. Esto implica que otro pulso de levantamiento afectó al complejo migmatítico Teotitlán y a la formación Pochotepec. **D₅** podría estar también relacionado a las fallas N-S que se han documentado en el Istmo de Tehuantepec, y que se asocian a una transición tectónica entre las partes norte y sur de la zona de fractura de Tehuantepec (Barrier *et al.*, 1998).

En resumen, la fosa de Tehuacán parece registrar una sedimentación sintectónica, con facies sedimentarias muy cambiantes (Centeno-García, 1988; Dávalos-Álvarez *et al.*, 2004; Dávalos-Álvarez, 2006), ligada a los dos últimos eventos de deformación (**D₄** y **D₅**) en la región.

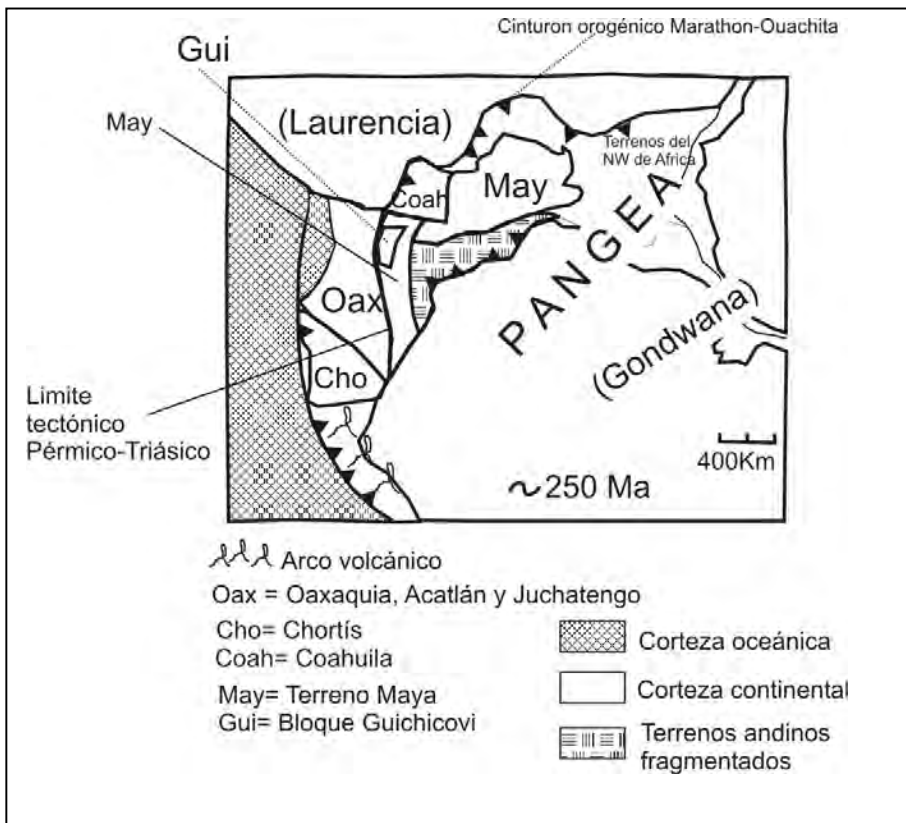


Figura 83. Modelo paleogeográfico del Pérmico-Triásico para el occidente de Pangea (modificado de Pindell y Dewey, 1982; Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002).

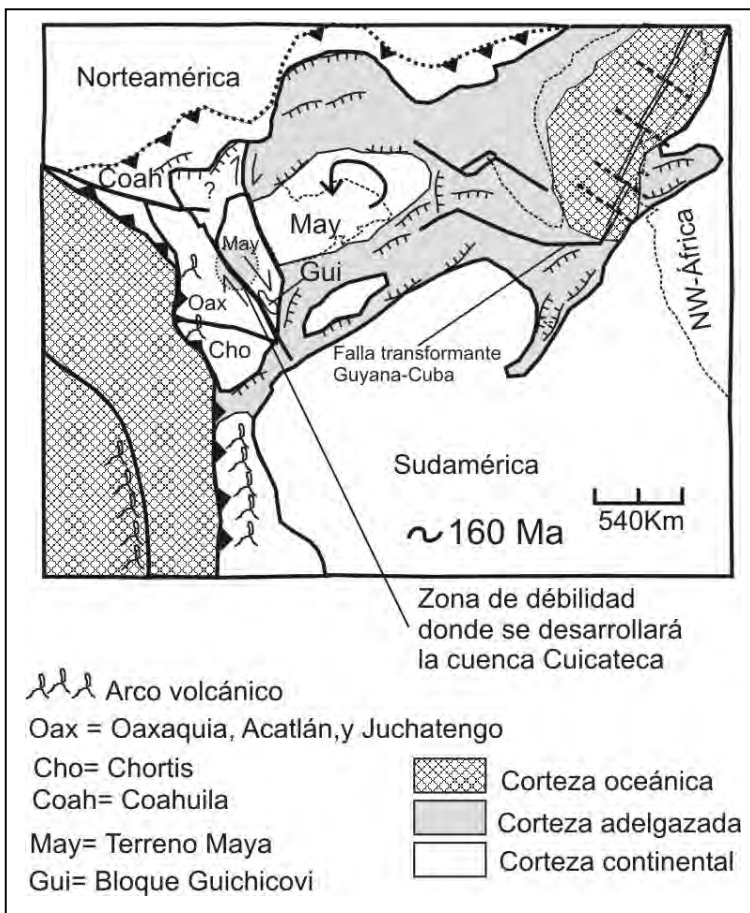


Figura 84. Modelo paleogeográfico del Jurásico Medio (modificado de Pindell y Kennan, 2004; Pindell et al., 2006).

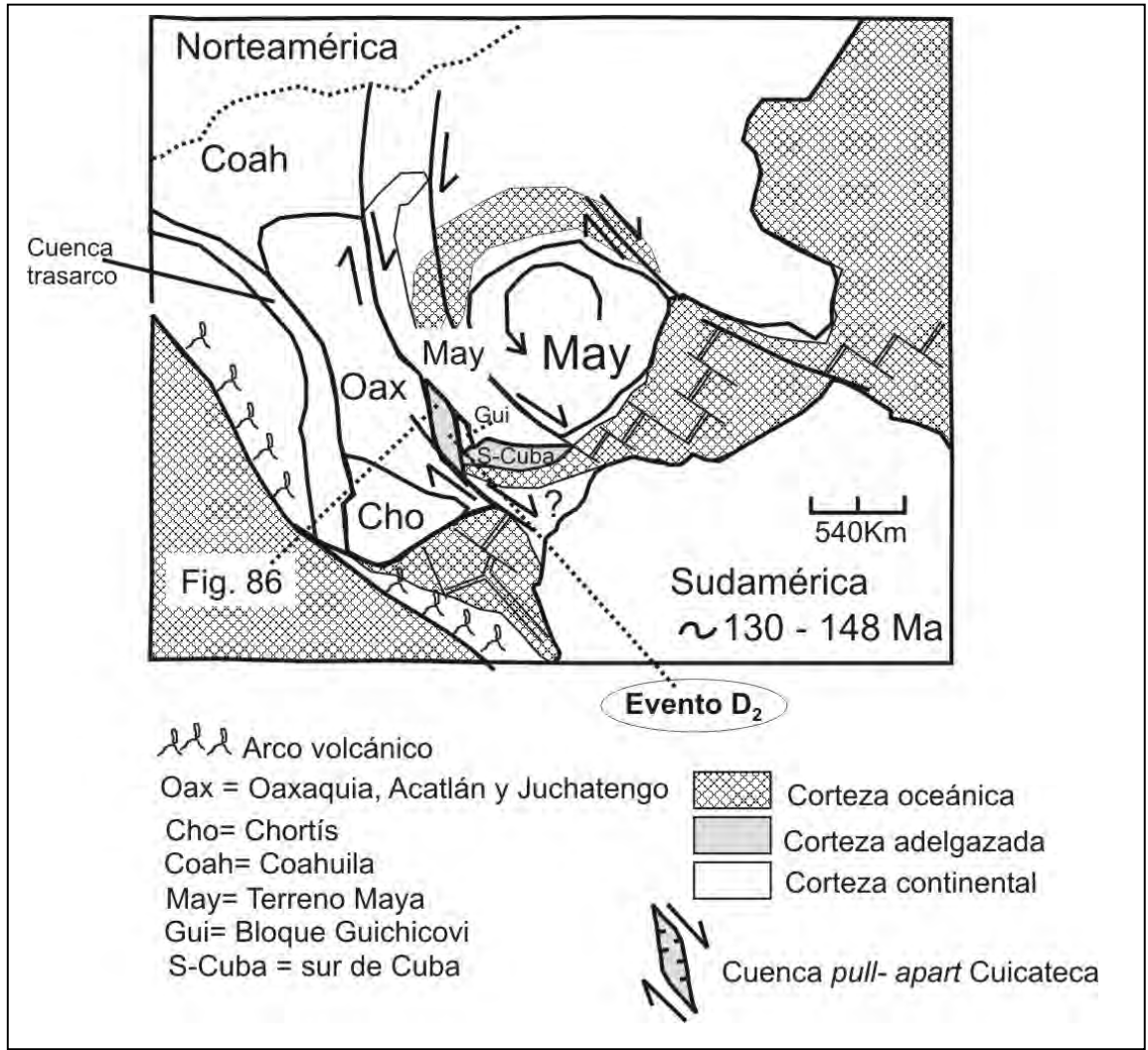


Figura 85. Modelo paleogeográfico del Tithoniano-Hauteriviano mostrando el contexto tectónico de la cuenca cuicateca pull-apart. Síntesis del modelo paleogeográfico de Pindell y Kennan, (2004).

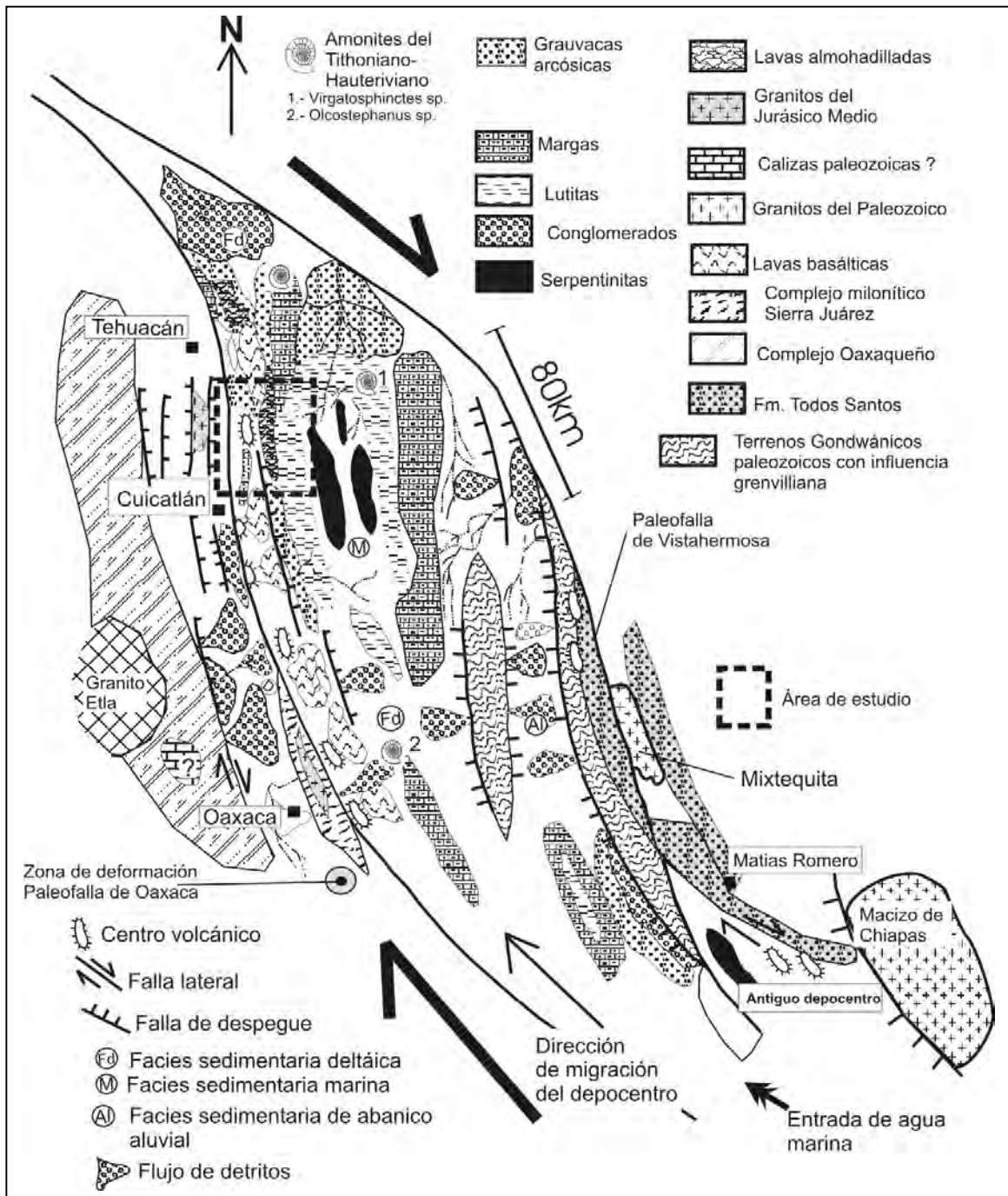


Figura 86. Modelo tectonoestratigráfico de la cuenca cuicateca, desarrollada como cuenca pull-apart durante el evento transtensional D_2 del Tithoniano-Barremiano. Trabajos considerados para la elaboración del modelo: Alaniz-Álvarez, et al. (1996); Alzaga-Ruiz, (1991), Alzaga-Ruiz y Santamaría (1989); Blair, (1988); Böse (1899); Carfantán (1981,1983,1986); Carrasco, (1978); Carrasco, et al.(1975); Delgado-Argote, (1988, 1989); Delgado-Argote, et al. (1992); Herrera-Soto y Estavillo, (1991); Mena-Rojas, (1960); Meneses-Rocha, et al. (1996); Moreno-Álvarez, (1980); Mugica, (1978); Murillo-Muñeton, et al. (1992); Murillo-Muñeton, (1994); Ortega-Gutiérrez y González-Arreola, (1985); Ortega-Obregón, et al. (2003); Ortuño, et al. (1992); Pacheco y Ortiz, (1983); Rodríguez, (1975); Sánchez-Barrera, (1981); Vázquez, et al. (1989); Velásquez, (1998); Weber y Köhler, (1999).

Figura 87. Síntesis de las hipótesis principales de este trabajo, así como sus evidencias y argumentos.

Hipótesis principales	Evidencias y argumentos
<p>Las rocas del área de estudio se desarrollaron en una cuenca <i>pull-apart</i>.</p>	<p>LITOLÓGICAS Y ESTRATIGRÁFICAS</p> <div style="display: flex; flex-wrap: wrap;"> <div style="width: 33%; border: 1px solid gray; padding: 5px; margin-bottom: 5px;">Las formaciones Pochotepec y Chivillas son secuencias volcanosedimentarias.</div> <div style="width: 33%; border: 1px solid gray; padding: 5px; margin-bottom: 5px;">La presencia de lutitas negras, espesores gruesos de areniscas de la Formación Chivillas implican altas tasas de subsidencia (Busby e Ingersoll, 1995).</div> <div style="width: 33%; border: 1px solid gray; padding: 5px; margin-bottom: 5px;">Los altos flujos de calor denotados por la presencia de migmatitas son una característica importante de cuencas <i>pull-apart</i> (Busby e Ingersoll, 1995).</div> <div style="width: 33%; border: 1px solid gray; padding: 5px; margin-bottom: 5px;">La composición y textura de los sedimentos de la Formación Chivillas muestra influencia de detritos provenientes de fuentes cercanas.</div> <div style="width: 33%; border: 1px solid gray; padding: 5px; margin-bottom: 5px;">El complejo migmatítico Teotitlán tiene protolitos de una secuencia volcanosedimentaria.</div> <div style="width: 33%; border: 1px solid gray; padding: 5px; margin-bottom: 5px;">La presencia de serpentinitas sugiere una extensión importante y un emplazamiento tectónico asociado a transtensión.</div> <div style="width: 33%; border: 1px solid gray; padding: 5px; margin-bottom: 5px;">Sedimentación y vulcanismo fueron contemporáneos al evento transtensional D_2.</div> </div> <p>ESTRUCTURALES</p> <div style="display: flex; flex-wrap: wrap;"> <div style="width: 33%; border: 1px solid gray; padding: 5px; margin-bottom: 5px;">La ausencia de rocas volcánicas basálticas del Cretácico Inferior en la parte poniente del valle de Tehuacán sugiere un control estructural en el vulcanismo.</div> <div style="width: 33%; border: 1px solid gray; padding: 5px; margin-bottom: 5px;">La migmatización y metasomatismo fueron sintectónicos al evento transtensional dextral (D_2).</div> <div style="width: 33%; border: 1px solid gray; padding: 5px; margin-bottom: 5px;">Las relaciones geométricas entre los distintos elementos estructurales muestran compatibilidad con un régimen transtensional con flujo estructural al SSE.</div> <div style="width: 33%; border: 1px solid gray; padding: 5px; margin-bottom: 5px;">La deformación fue de deslizamiento lateral con componentes importantes de extensión acomodadas a lo largo de superficies de despegue.</div> </div> <p>GEOQUÍMICAS</p> <p>Las lavas de la Formación Chivillas, de acuerdo a los datos de Gallo y Ruiz, (1993), muestran composiciones alcalinas, con enriquecimiento de elementos incompatibles y tierras raras ligeras. Una anomalía positiva de Nb y una afinidad tectonomagmática de intraplaca.</p>
<p>La deformación D_2 de las rocas del área se asociaron a un régimen transtensional con flujo estructural al SSE de escala regional.</p>	<p>ESTRUCTURALES</p> <p>Las relaciones geométricas entre la foliación compuesta S-C, los indicadores cinemáticos, los ejes de pliegue F_{2a} paralelos a L_{2a}, la presencia de diques graníticos deformados con estructura lineada, corrimientos paralelos a las superficies S_{2a}, y la distribución de los metabasaltos, todos ellos son elementos compatibles a un régimen transtensional.</p> <p>Las relaciones geométricas entre los elementos estructurales se ajustan al modelo transtensional de Dewey, (2002).</p>

Hipótesis principales	Evidencias y argumentos
<p>La cuenca <i>pull-apart</i> Cuicateca se desarrolló entre el Tithoniano y Barremiano</p>	<p>LITOLÓGICAS Y ESTRATIGRÁFICAS</p> <p>La Formación Chivillas parece estar en contacto discordante con el conglomerado Tecachil (Dávalos-Alvarez, 2006) considerado de edad barremiana-aptiana.</p> <p>La Formación Chivillas en otras localidades fuera del área de estudio presenta fósiles y microfósiles que sugieren un rango de edad de su sedimentación del Tithoniano- Barremiano.</p> <p>Las rocas carbonatadas del Aptiano en la región no fueron afectadas por el evento D_2.</p> <p>GEOCROLOGÍA</p> <p>El rango de edad de la migmatización y su enfriamiento, asociado a D_2 fue de 140.6 ± 1.5 (Berriasiano-Valanginiano) a 131.31 ± 0.68 Ma (Hauteriviano) (fechamientos isotópicos U-Pb, SHRIMP y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$).</p>
<p>La deformación D_2 fue una deformación progresiva</p>	<p>ESTRUCTURALES</p> <p>Las estructuras tempranas S_{2a1}, F_{2a} y L_{2a}; las estructuras F_{2b} y L_{2b1}; así como las estructuras tardías S_{2c1}, F_{2c} y L_{2c1} definen un mismo flujo estructural dextral del NNW al SSE.</p> <p>Las distintas generaciones de estructuras se desarrollaron bajo una metamorfismo continuo pasando de la facies anfibolita (M_2) a la facies de esquistos verde (M_3).</p> <p>El modelo de deformación transtensiva progresiva de Dewey (2002) explica una gran cantidad de las relaciones geométricas entre las distintas estructuras del evento D_2.</p>
<p>Una exhumación en el borde noroccidental del terreno Cuicateco fue sintectónica al evento D_2.</p>	<p>ESTRUCTURALES</p> <p>Hay diferencias en las condiciones de de formación de las estructuras en la Formación Chivillas a las del complejo migmatítico Teotitlán.</p> <p>Hay un desarrollo progresivo de las foliaciones S_{2a1}, S_{2c1}, lineaciones L_{2a1}, L_{2c1} y pliegues F_{2a1}, F_{2b} y F_{2c1}.</p> <p>Las estructuras de niveles estructurales inferiores son cortadas progresivamente por estructuras de niveles estructurales superiores como en el modelo de Mancktelow y Pavlis, (1994).</p>
<p>El complejo Oaxaqueño, esquistos paleozoicos, granitos y rocas sedimentarias, fueron fuentes de los sedimentos de la cuenca Cuicateca.</p>	<p>LITOLÓGICAS Y ESTRATIGRÁFICAS</p> <p>Los conglomerados, areniscas y margas de la Formación Chivillas presentan detritos de esquistos verde, granito deformado, cuarcita, areniscas y lutita.</p> <p>Los granitos gnéisicos leucosomáticos presentan núcleos de zircones proterozoicos que se interpretan en este trabajo como remanentes de zircones detríticos de unidades metasedimentarias migmatizadas.</p> <p>La cuenca Cuicateca estaba rodeada limitada por el complejo Oaxaqueño, rocas paleozoicas, y la Formación Todos Santos.</p>

Hipótesis principales	Evidencias y argumentos
<p>Cuenca marginal oceánica (rift abortado) que comunicaba con la cuenca oceánica del proto-Caribe (Carfantan, 1983,1986).</p>	<p>LITOLÓGICAS Y ESTRATIGRÁFICAS</p> <p>La secuencia estratigráfica de una cuenca tipo <i>pull-apart</i> y un aulacógeno es en general similar (Busby e Ingersoll, 1995) sin embargo en la estratigrafía de la cuenca Cuicateca no se han documentado depósitos evaporíticos del Tithoniano-Barremiano que serian compatibles con la estratigrafía en un aulacógeno..</p>
	<p>ESTRUCTURALES</p> <p>La sedimentación en un aulacógeno, en general, esta controlada por fallas asociadas a un régimen e tensional y no transtensional. Los cambios de facies laterales en un aulacógeno son menos complejos a los de una cuenca transtensional (Busby e Ingersoll, 1995).</p>
<p>Cuenca trasarco con una zona de subducción al poniente y polaridad al oriente (Pacheco y Ortiz, 1983; Alzaga y Santamaria, 1987; Alzaga y Pano, 1989; Delgado-Argote, 1989; Gallo y Ruiz, 1993).</p>	<p>LITOLÓGICAS Y ESTRATIGRÁFICAS</p> <p>Las migmatitas del complejo migmatítico Teotitlán fueron sintectónicas a un evento transtensional dextral (D_2) y de acuerdo a las evidencias petrográficas de este trabajo, no se formaron en condiciones magmáticas propias de un arco volcánico.</p>
	<p>ESTRUCTURALES</p> <p>No se documentaron estructuras asociadas a una deformación compresional las estructuras están asociadas a una transtensión con superficies de despegue a lo largo de las superficies de foliación.</p>
	<p>GEOQUÍMICAS</p> <p>El magmatismo presenta una composición calcialcalino o toleítico y no alcalino. No muestran una afinidad de intraplaca en diagramas de discriminación tectonomagmática. La anomalía de Nb es negativa y no positiva. El patrón en tierras raras es plano y con una baja concentración de estas.</p>
<p>La cuenca Cuicateca esta relacionada a la evolución tectónica del proto-Caribe</p>	<p>LITOLÓGICAS Y ESTRATIGRÁFICAS</p> <p>Secuencias estratigráficas similares, con edades del Tithoniano-Barremiano, de la cuenca Cuicateca se han descrito en la parte sur de Cuba (Hempton y Barros, 1993) y en la parte noroeste de América del Sur (Cordani et al., 2000).</p>
	<p>PALEONTOLÓGICAS</p> <p>Las amonitas de la especie <i>Olcostephanus</i> se han encontrado en la parte sur de Cuba, noroeste de Sudamérica (Rawson, 1980) y en la cuenca Cuicateca (Mena-Rojas, 1960; Ortega-Gutiérrez y González-Arreola, 1985). Estas amonitas sugieren una conexión marina de las anteriores localidades.</p>
	<p>ESTRUCTURALES</p> <p>La geometría de la estructura regional transtensional con flujo estructural al SSE es compatible con el modelo paleogeográfico de Pindell y Kennan, (2004) que sugiere que la separación de América del Sur de América del Norte fué acomodada por fallas transformantes NW-SE.</p>

VII.-CONCLUSIONES

El área de estudio se encuentra en un límite tectónico importante de vida larga que parece haber existido desde del Paleozoico tardío. Este límite se localiza en el borde noroccidental del terreno Cuicateco en contacto con el terreno Zapoteco.

En el área de estudio se reconocieron cinco eventos de deformación (**D₁**, **D₂**, **D₃**, **D₄** y **D₅**). **D₁** estuvo relacionada con un evento de metamorfismo de probable edad paleozoica; **D₂** fue un evento regional de transtensión derecha con deformación progresiva y estructuras de despegue a diferentes niveles corticales; **D₃** estuvo asociada con un evento de acortamiento laramídico desarrollado en un régimen frágil-dúctil; **D₄** se asocia a un evento lateral izquierdo en condiciones frágiles y, **D₅** estuvo relacionado a fallamiento normal frágil.

El evento **D₂** es el mejor caracterizado en este trabajo, y es un evento transtensional derecho que se originó a escala regional por el desarrollo de una cuenca *pull-apart* (cuenca cuicateca). En el área de estudio el evento **D₂** se manifestó a niveles estructurales profundos con magmatismo, formación de gneises, migmatización, y metasomatismo (complejo migmatítico Teotitlán). A niveles estructurales menos profundos este evento se manifestó por la recristalización y metasomatismo del complejo metamórfico Mazateco y la formación Pochotepéc. A niveles más superiores simultáneamente con **D₂** ocurrieron sedimentación y vulcanismo representado por la Formación Chivillas. El rango de edad de la sedimentación relacionada con este evento es del Tithoniano-Barremiano (edades paleontológicas), mientras que el rango de edad de la migmatización y su enfriamiento asociada este evento fue de 140.6 ± 1.5 Ma (Berriasiano-Valanginiano) a 131.31 ± 0.68 Ma (Hauteriviano) (fechamientos isotópicos U-Pb, *SHRIMP* y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$). La actividad del evento **D₂** no parece estar registrado en las formaciones carbonatadas del Aptiano-Albiano de la región.

El sistema *pull-apart* de la cuenca cuicateca aparentemente se estableció en zonas de sutura entre bloques cristalinos paleozoicos y el complejo Oaxaqueño. Este evento fue posterior a la abertura del Golfo de México, y estuvo ligado esencialmente con la separación de América del Sur de América del Norte y a la evolución del protocaribe.

La cuenca cuicateca *pull-apart* tuvo influencia de detritos provenientes del Complejo Oaxaqueño; y de rocas pretithonianas. Las fuentes de detritos consistieron de metagranitos, esquistos, gneises precámbricos, rocas volcánicas y rocas sedimentarias paleozoicas.

La orogenia laramide (**D₃** en este trabajo)) ocasionó un acortamiento importante en la región, y provocó levantamiento y yuxtaposiciones de diferentes niveles estructurales. Los eventos **D₄** y **D₅** ocasionaron también levantamientos posteriores de las rocas del área de estudio.

VIII.-REFERENCIAS

Alaniz-Álvarez, S.A., Van der Heyden, P., Nieto-Samaniego, A.F., Ortega-Gutiérrez, F., 1996. **Radiometric and kinematic evidence for middle Jurassic strike-slip faulting in southern Mexico related to the opening of the Gulf of Mexico.** *Geology* v. 24, no. 5, p. 443-446.

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, número 1, p. 26-37.

Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A. F., 1993. **The mylonite zone of the western Sierra de Juárez region** In: Ortega-Gutiérrez, F., Centeno-García E., Morán Zenteno, D.J., and Gómez-Caballero, A., (Eds). *Terrane geology of southern Mexico: UNAM Instituto de Geología, First circum-Pacific and circum-Atlantic conference, Guanajuato, Mexico. Guidebook of field trip B.*, p. 75-81.

Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Ortega-Gutiérrez, F., 1994. **Structural evolution of the Sierra de Juárez mylonitic complex, State of México;** *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 11, No. 2, p. 147-156.

Álvarez-Mena, A. 1975. **Estratigrafía del Cretácico de la Región Central de Chiapas.** Tesis profesional Instituto del Politécnico Nacional. México (inédito).

Alzaga-Ruiz, H., 1991. **Estratigrafía y Consideraciones Paleogeográficas de las Rocas del Jurásico tardío-Cretácico temprano, en el área de Tomellín-Santiago Nacaltepec, Oaxaca, México.** *Revista Instituto Mexicano del Petróleo* Vol. XXIII, Núm. 2, p. 17-27.

Alzaga-Ruiz, H., Pano A. A., 1989. **Origen de la Formación Chivillas y presencia del Jurásico tardío en la región de Tehuacan, Puebla, México.** *Revista Instituto Mexicano del Petróleo* Vol. XXI, Núm. 1, p. 5-15.

Alzaga-Ruiz, H., Santamaría, O. D., 1988. **La Formación Tecamalucan, Estado de Veracruz, México.** Revista Instituto Mexicano del Petróleo Vol. XX, Núm. 4, p. 5-12.

Alzaga-Ruiz H., Santamaría, O.D., 1987. **Estudio estratigráfico-sedimentológico de rocas del Cretácico en el prospecto Azumbilla, Puebla.** Proyecto C-3026 Instituto Mexicano del Petróleo. Inédito.

Angeles-Moreno, E., Sánchez-Martínez, S., 2002. **Geología, Geoquímica y Geología Estructural de las Rocas del Basamento del Macizo de Teziutlán, Estado de Puebla.** Tesis de Licenciatura. Facultad de Ingeniería. Universidad Nacional Autónoma de México.

Angeles-Moreno, E., Elías-Herrera, M., Sánchez-Zavala, J.L., Macías-Romo, C., Ortega-Rivera A., Iriondo A., 2004. **Terreno Cuicateco, sur de México: evolución tectónica de una cuenca pull-apart para 145-132 Ma.**, Libro resúmenes IV reunión nacional de ciencias de la Tierra Oct-Nov. Juriquilla, Querétaro, México. p. 66.

Angeles-Moreno, E., Sánchez-Martínez, S., Centeno-García, E., Mortensen, J. K., Solé-Viñas, J., Solis-Pichardo, G., Schaaf, P., 2003. **Geology, Geochemistry and Structural Geology of the mylonitic complexes of the Teziutlan Basement, Puebla state, in eastern Mexico.** Cordilleran section 99th Annual meeting Geological Society of America. No. 13.

Angeles-Moreno, E., Sánchez-Martínez, S., Centeno-García, E., 2000. **Geología preliminar de las rocas metamórficas del basamento del Macizo de Teziutlán.** Segunda reunión nacional de Ciencias de la Tierra Octubre 2000. Libro resúmenes y programa. GEOS. Unión Geofísica Mexicana. p. 310.

Araujo-Morales, O., 1981. **Prospecto Nochixtlán.**, Petróleos Mexicanos, I.G.N., 825 Z.S. Informe inédito.

Atwater, T., Stock, J., 1998. **Pacific-North America Plate Tectonics of the Neogene Southwestern United States: An update,** International Geology Review, 40., p. 375-402.

Augustithis, S.S., 1990. **Atlas of Metamorphic-metasomatic textures and processes.** Elsevier Science Publishers B.V. 228 p.

Barceló-Duarte, J., 1978. **Estratigrafía y petrografía detallada del área Tehuacán-San Juan Raya Estado de Puebla: México,** Universidad Nacional Autónoma de México. Facultad de Ingeniería. Tesis profesional. 143 p.

Barrera, T., 1931. **El temblor del 14 de enero de 1931.** Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología. Memorias, 40 p.

Barrier, E., Velasquillo, L., Chávez, M., Gaulon, R., 1998. **Neotectonic evolution of the Isthmus of Tehuantepec (southeastern Mexico).** Tectonophysics 287. p. 77-96.

Bello-Navarro, M.A., 1983. **Integración e interpretación geológico-geofísica de la cuenca de Veracruz.** Revista Instituto Mexicano del Petróleo vol. XV, No.2, p.15-33.

Bird, D.E., Burke, K., Hall, S.A., Casey, J.F, 2005. **Gulf of Mexico tectonic history: Hotspot tracks, crustal boundaries, and early salt distribution.** AAPG Bulletin, v. 89, No. 3, p. 311-328.

Blair, T. C., 1988. **Mixed siliciclastic-Carbonate Marine and continental syn-rift sedimentation, upper Jurassic-Lowermost Cretaceous Todos Santos and San Ricardo Formations, Western Chiapas, Mexico.** Journal of Sedimentary Petrology, Vol. 58, No. 4, p. 623-636.

Blenkinsop, T., 2000. **Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks.** Kluwer Academic Publishers. 150 p.

Bose, E., 1899., **Geología de los alrededores de Orizaba con un perfil de la vertiente de la Mesa central de México.** Boletín Instituto Geológico, México. No.13

Busby, C.J., Ingersoll, R.V., 1995 (eds)., **Tectonics of Sedimentary Basins.** Blackwell Science, 580 p.

Burckardt, C., 1930. **Etude Synthétique Sur le Mesozoique Mexicain.**, Societé Paleontologique Suisse Memoires., vols. 49, 50, 280 p.

Burke, K., Cooper, C., Dewey, J. F., Mann, P., Pindell, J. L., 1984. **Caribbean tectonics and relative plate motions.** In: Bonini, W., Hargraves R.B., Shagam R. (eds.), The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics. Geol. Soc. Am. Mem. 162, p. 31-63.

Campa-Uranga, M.F., Coney, P.J., 1983. **Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions of Mexico:** Canadian Journal of Earth Sciences, v.20. p. 1040-1051.

Carfantan, J.C., 1983. **Les ensembles Geologiques du Mexique meridional. Evolution Geodynamique durant le Mesozoique et le Cenozoique.** Revista Geofísica internacional vol. 22-1, p. 9-37.

Carfantan, J.C., 1986. **Du système cordillérain nord-américain au domaine Caraibe Étude géologique du Mexique méridional :** Chambéry, Université de Savoie, Ph.D. dissertation, 558p.

Carfantan, J.C., 1981. **Evolución estructural del sureste de México; Paleogeografía e Historia Tectónica de las zonas internas Mesozoicas.** Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología, Revista, Vol. 5. núm. 2, p. 207-216.

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

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

Carrillo, J., 1961. **Geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina, al NW de Ciudad Victoria, Tamaulipas**. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Vol. 13, p. 1-98.

Castro-Mora, J., Schlaepfer, C. J., Rodríguez, E. M., 1975. **Estratigrafía y microfacies del mesozoico de la Sierra madre del Sur, Chiapas**. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 27, p.1-95.

Centeno-García, E., Keppie, J.D., 1999. **Latest Paleozoic-early Mesozoic structures in the central Oaxaca Terrane of Southern Mexico: deformation near a triple junction**. Tectonophysics 301, p. 231-242.

Centeno-García, Elena, 1988. **Evolución estructural de la falla de Oaxaca durante el Cenozoico**. México, D.F. Universidad Nacional Autónoma de México Facultad de Ciencias. Tesis de Maestría, 156 p.

Centeno-García, E., Corona-Chávez, P., Talavera-Mendoza, O., Iriondo, A., 2003. **Geology and tectonic evolution of the western Guerrero terrane – a transect from Puerto Vallarta to Zihuatanejo, México**; in Geologic Transects across Cordilleran México, Guide book for field trips of the 99 th Annual Meeting of the Cordilleran Section of the Geological Society of America Bulletin, México, D.F., April 4-6, 2003: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Publicación Especial 1, Field trip 9, p. 201-228.

Charleston-Avilés, S., 1978. **Prospecto río Santo Domingo, Oaxaca**. Petróleos Mexicanos. I.G., No. 160 Z.P.R. (inédito).

Chauvet, A., Séranne, M., 1994. **Extension-parallel folding in the Scandinavian Caledonides: implications for late-orogenic processes**. Tectonophysics 238, p. 31-54.

Clark, A.H., Archibald, D.A., Lee, A.W., Farrar, E., Hodgson, C.J., 1998, **Laser Probe $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of early and Late-stage alteration assemblages, Rosario porphyry copper-molybdenum deposit, Collahuasi District, I Region, Chile**: Economic Geology, v.93, p. 326-337.

Contreras, V.H., Castellón, B. M., 1960. **Morfología y origen de los domos salinos del Istmo de Tehuantepec**. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros.

Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz, F. A., Campos, D.A. (Eds.). 2000. **Tectonic Evolution of South America**. 31 st International Geological Congress Rio de Janeiro Brazil. August 6-17.

Dávalos-Álvarez, O. G., Nieto Samaniego, A. F., Alaniz-Álvarez, S.A., Santa María D. A., Loza Aguirre, I., 2004. **Actividad Cenozoica del sector norte de la Falla Oaxaca**. . IV reunión nacional de ciencias de la tierra Oct.-Nov. 2004. Juriquilla Querétaro, México. Libro de resúmenes, p. 67.

Dávalos-Álvarez, O. G, 2006. **Evolución tectónica cenozoica en la porción norte de la falla de Oaxaca**. Tesis Maestría, Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Juriquilla, Querétaro.

Delgado-Argote, L.A., 1988. Geología **Preliminar de la secuencia volcanosedimentaria y serpentinas asociadas del Jurásico (?) del área de Cuicatlán - Concepción Pápalo, Oaxaca**., Universidad Nacional. Autónoma de México, Revista Instituto de Geología, vol. 7., núm.2, p.127-135.

Delgado-Argote, L.A., 1989. **Regional implications of the Jurassic-Cretaceous volcanosedimentary Cuicateco terrane, Oaxaca, Mexico**. Revista Geofísica Internacional Vol. 28-5, p. 939-973.

Delgado-Argote, L.A., López-Martínez, M., York, D., and Hall, C.M., 1992. **Geologic framework and geochronology of ultramafic complexes of southern Mexico**. Canadian Journal Earth Sciences Vol. 29. p. 1590-1604.

De la Rosa, Z., J.L., Eboli, M. A., Dávila, S. M., 1989. **Geología del Estado de Chiapas**. Subdirección de construcción. Unidad de estudios de ingeniería civil. Depto. de geología. Comisión Federal de Electricidad. p. 193.

Demant, A., 1978. **Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación**: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. Revista. Vol. 2., Núm. 2., p. 172-187.

Dengo, G., Case, J.E., 1990. **The Caribbean Region**. The Geology of North America, V. H., 528 p.

Dewey, F. J., 2002. **Transtension in Arcs and Orogens**. International Geology Review, Vol. 44, p. 402-439.

Dewey, J.F., Holdsworth, R.E., and Strachan, R. A., 1998. **Transpression and transtension zones**. Geological Society of London Special Publication, No. 135, p 1-14.

Eguiluz, De A.S., Aranda, G.M., Marte, R., 2000. **Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México.**, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Vol. LIII., p. 1-26.

Eguiza-Castro, M.H., 2001. **Geometría y cinemática del arco estructural Tecamachalco-Tehuacán-Calipam**. Tesis Licenciatura, Instituto del Politécnico Nacional. Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, ESIA. México, D.F.

Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., 2002. **Caltepec fault zone: An Early Permian dextral transpressional boundary between the Proterozoic Oaxacan and Paleozoic Acatlán complexes, southern Mexico, and regional tectonic implications**. Tectonics, Vol. 21, No. 3, p. 4-1 to 4-19.

Ferrusquía-Villafranca, I., 1990. **Biostratigraphy of the Mexican Continental Miocene: Part II, The southeastern (Oaxacan) Faunas**. Paleontología Mexicana No. 56. Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México. p. 57-109.

Flinn, D., 1962. **On folding during three-dimensional progressive deformation**. Geological Society of London Quaternary Journal, v. 118, p. 385-428.

Gallo-Padilla, I., Ruiz-Violante, A., 1993. **Investigación de los arcos magmáticos en la región centro sur de México** Fase V. Proyecto CAC-1101. Instituto Mexicano del Petróleo, México (Inédito).

Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., Bleeker, W., Lourens, L.J., 2004. **A New Geologic Time Scale with special referente to Precambrian and Neogene**: Episodes, 27 (2), p. 83-100.

Hames, W. E., Bowring, S.A., 1994, **An empirical evaluation of the argon diffusion geometry in muscovite**: Earth and Planetary Science Letters, 124, p. 161-167.

Hanchar, M. J., Miller, F. C., 1993. **Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images: Implications for interpretation of complex crustal histories**. Chemical Geology, 110. p. 1-13.

Harrison, T.M., 1981, **Diffusion of ^{40}Ar in Hornblende**: Contribution to Mineralogy and Petrology, 78, p. 324-331.

Hernández-Lascars, D., y Buitron, B.E., 1992., **Biostratigrafía del Cretácico inferior (Aptiano) en el Cerro Matzitzi, región de San Luis Atolotitlán, Estado de Puebla**. Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología, vol. 5, núm. 1, 1992, p. 55-69.

Hernández-Láscars, D., 2000. **Contribución al Conocimiento de la Estratigrafía de la Formación Matzitzi, área: Los Reyes Metzontla-Santiago Coatepec, Extremo Suroriental del Estado de Puebla**. Tesis de Maestría Instituto de Geología Universidad Nacional Autónoma de México.

Herrera-Soto, M.E., Estavillo, G. C. F., 1991. **Análisis estratigráfico y modelo de sedimentación de la formación Todos Santos en el área de alto Uzpanapa- Matías Romero, Oaxaca**. Revista Instituto Mexicano del Petróleo Vol. XXIII, núm. 1. p. 5-24.

Hempton, M.R., Barros, J. A., 1993. **Mesozoic stratigraphy of Cuba: depositional architecture of a southeast facing continental margin**. In: Mesozoic and early Cenozoic

development of the Gulf of Mexico and Caribbean Region. A context for hydrocarbon exploration. Edited by James L. Pindell and Bob F. Perkins. Soc. Of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation. p. 193 – 209.

Hopgood, M. A., 1999. **Determination of structural successions in migmatites and gneisses**. Kluwer Academic Publishers; Netherlands. 346 p.

Keppie, J.D., Ortega-Gutierrez, F., 1999. **Middle American Precambrian basement: A missing piece of the reconstructed 1-Ga origin**. In Ramos, V.A. and Keppie, J.D., eds., Larentia-Gonwana Connections before Pangea, Colorado, Geological Society of America Special Paper 336 p. 199-210.

Keppie, J.D., Nance, R.D., Dostal, J., Ortega-Rivera, A., Miller, B.V., Fox, D., Muise, J., Powell, J.T., Mumma, S.A., Lee, J.W. K., 2004. **Mid-Jurassic tectonothermal event superposed on a Paleozoic geological record in the Acatlán complex of Southern Mexico: Hotspot Activity during the Breakup of Pangea**. Gondwana Research, v.7, No. 1, p. 239-260.

Klitgord, K.D., Mammerickx, J., 1982. **Northern East Pacific Rise: Magnetic Anomaly and Bathymetric Framework**. Journal of Geophysical Research, Vol. 87, No. B8, p. 6725-6750.

Krabbendam, M., Dewey, J. F., 1998. **Exhumation of UHP rocks by transtension in the Western Gneiss Region, Scandinavian Caledonides**. In Holdsworth, R.E., Strachan R. A., and Dewey J. F., (eds) 1998. Continental Transpressional and Transtensional Tectonics. Geological Society, London, Special Publications, 135, p. 159-181.

Kretz, R., 1983. **Symbols for rock-forming minerals**. American Mineralogist. 68, p. 277-279.

Lawlor, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K.L., Ochoa-Camarillo, H., López, R., Sampson, D.E., 1999. **U-Pb geochronology, geochemistry, and provenance of the Grenvillian Huiznopala Gneiss of Eastern Mexico**. Precambrian Research 94. p. 73-99.

López R., 1997. **The Pre-Jurassic Geotectonic Evolution of the Coahuila terrane, Northwestern Mexico: Grenville Basement, a late Paleozoic arc, Triassic plutonism, and the events south of the Ouachita Suture.** PhD Thesis University of California Santa Cruz.

López, R., Cameron, K.L., Jones N.W., 2001. **Evidence for Paleoproterozoic, Grenvillian, and Pan-African age Gondwanan crust beneath northeastern Mexico.** Precambrian Research 107. p. 195-214.

Macedo, J., Marshak, S., 1999. **Controls on the geometry of fold-thrust belt salients.** GSA Bulletin., v. 111., No. 12., p.1808-1822.

Mancktelow, S. N., Pavlis, L. T., 1994. **Fold-fault relationships in low-angle detachment systems.** Tectonics, Vol. 13, No. 2, p. 668-685.

Marshak, S., Mitra, G., 1988. **Basic Methods of Structural Geology.** Prentice Hall , 446 p.

Marton, G., Buffler, R.T., 1993. **The southeastern Gulf of Mexico in the framework of the opening of the Gulf of Mexico Basin in Pindell J.L., and Perkins B.F.,eds. Mesozoic and early Cenozoic development of the Gulf of Mexico and Caribbean Region.** A context for hydrocarbon exploration. Soc. of Economic. Paleontologists and Mineralogists Foundation.

Marton, G., Buffler R.T., 1994. **Jurassic Reconstruction of the Gulf of Mexico Basin.** International Geology Review, Vol. 36. p. 545-586.

Mena-Rojas, E., 1960. **El Jurásico marino de la región de Córdoba.** Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. Vol. 12, nos. 7-8. p. 243-257.

Meneses-Rocha, J.J., 1986. **Tectonic evolution of the strike-slip fault province of Chiapas, Mexico,** The University of Texas at Austin. PhD. Thesis (Inédito).

Meneses-Rocha, J.J., Rodríguez-Figueroa D., Toriz-Gama J., Banda Hernández J., Hernández De la Fuente., Valdivieso Ramos V., 1996. **Excursión Geológica al Cinturón**

Plegado y Cabalgado de Zongolica; Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros-Petróleos Mexicanos, Exploración y producción.

Meschede, M., and Frisch, W., 1998. **A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate.** Tectonophysics 296. p. 269-291.

Michaud F., Fourcade E., 1989., **Stratigraphie et paléogéographie du Jurassique et du Crétacé du Chiapas (Sud-Est du Mexique).** Bull. Soc. Géol. France No. 3 p. 639-650.

Molina-Garza, S. R., Van Der Voo, R., Urrutia-Fucugauchi, J., 1992. **Paleomagnetism of the Chiapas Massif, southern Mexico: Evidence for rotation of the Maya Block and implications for the opening of the Gulf of Mexico.** Geological Society of America Bulletin, v. 104, p. 1156-1168.

Morán-Zenteno, D.J., Martiny, B., Tolson, G., Solís-Pichardo, G., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M.S., Macías-Romo, C., Martínez-Serrano, R.G., 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. V. LIII No. 1. p. 27-58.

Moreno-Álvarez G., 1980. **Geología del Área de Huautla de Jiménez, Oax.** Tesis Licenciatura, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura ESIA, Instituto del Politecnico Nacional, México. 45 p.

Mossman, R.W., Viniegra, F., 1976. **Complex fault structures in the Veracruz Province of Mexico.** AAPG Bulletin, V. 60. p. 379-388.

Mugica, M.R., 1978. **Estudio radiométrico de las rocas ígneas y metamórficas del prospecto Teotitlán del Camino, Oaxaca.** Proyecto C-1069. Instituto Mexicano del Petróleo., Subdirección Técnica de Exploración (Inédito).

Murillo-Muñeton, G., Navarrete-Rivera, O., 1992. **Integración petrológica-geocronológica del basamento ígneo-metamórfico del Istmo de Tehuantepec.,** Instituto Mexicano del Petróleo, proyecto CAO-2024 Tomo I. Informe inédito.

Murillo, M., 1994. **Petrologic and geochronologic study of Grenville-age granulites and post-granulite plutons from la Mixtequita area, state of Oaxaca in southern Mexico, and their tectonic significance.** M.Sc. Thesis., Univ. South California. Los Angeles.

Navarro-Santillán, D., Sour-Tovar, F., Centeno-García, E., 2002. **Lower Mississippian (Osagean) braquiopods from the Santiago Formation, Oaxaca, Mexico: stratigraphic and tectonic implications.** Journal of South American Earth Sciences., 15., p. 327-336.

Nieto-Samaniego, A., Alaniz-Álvarez, S.A., 2004. **Eventos principales de deformación en la parte oriental de la Sierra Madre del Sur y sus implicaciones en la tectónica cenozoica del centro de México.** . IV reunión nacional de ciencias de la tierra Oct.-Nov. 2004. Juriquilla Querétaro, México. Libro de resúmenes, p. 65.

Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Silva-Romo 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.** GSA Bulletin, v.118; no. 1/2; p. 238-252.

Ochoa-Camarillo, H.R., 1997 **Geología del anticlinorio Huayacocotla en la región de Molango, Hgo., Mexico.**, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra de la U.A.E.H. II Convención sobre la evolución geológica de México y recursos asociados, Pachuca, Hgo. Libro-guía de las excursiones geológicas, Excursión 1, p. 1-17.

Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L. M., Roldan-Quintana, J., Aranda-Gómez, J., Moran-Zenteno, D., Alaniz-Álvarez, S., Nieto-Samaniego, A., 1992. **Carta Geológica de la República Mexicana Escala 1: 2 000 000**, 5ta. Edición. Auspiciada por Consejo de Recursos Minerales y compilada por Instituto de Geología, UNAM.

Ortega-Gutiérrez, F., 1993. **Geology of the Oaxacan Complex-Nochixtlán-Oaxaca Area** in Ortega-Gutiérrez F., Centeno-García E., Morán Zenteno, D.J., and Gómez-Caballero, A., eds. Terrane geology of southern Mexico: UNAM Instituto de Geología, First circum-Pacific and circum-Atlantic conference, Guanajuato, Mexico. Guidebook of field trip B., p. 65-74.

Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., Centeno-García, E., 1995. **Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic.** *Geology* v. 23; no. 12; p. 1127-1130.

Ortega-Gutiérrez, F., Lawlor, P., Cameron, K.L., and Ochoa-Camarillo, H., 1997., **New studies of the Grenvillean Huiznopala Gneiss, Molango area, State of Hidalgo, Mexico-preliminary results.** Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo. II Convención sobre la evolución geológica de México y recursos asociados, Pachuca, Hgo. Libro-guía de las excursiones geológicas, Excursión 1, p. 19-25.

Ortega-Gutiérrez, F. González-Arreola C., 1985. **Una edad Cretácica de las rocas sedimentarias deformadas de la Sierra de Juarez, Oaxaca.** Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología, Revista, v.6, p. 100-101.

Ortega-Obregón, C., Keppie, J.D., Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F., 2003. **Geochronology and Geochemistry of the 917 Ma, Calc-alkaline Etna Granitoid Pluton (Oaxaca, Southern Mexico):** Evidence of Post-Grenvillian Subduction along the Northern Margin of Amazonia. *International Geology Review*, Vol. 45. p. 596-610.

Ortuño, A. S., Xavier, J. P., Delfaud, J., 1992. Análisis **tectónico-estructural de la cuenca de Zongolica a partir de satélite landsat MSS.** *Revista Instituto Mexicano del Petróleo* vol. XXIV, nùm. 1, p. 11-45.

Pacheco, G. A.C., Ortiz, U. A., 1983. **Estudio estructural de Tehuacán-Córdoba** Proyecto C-1161 Instituto Mexicano del Petróleo Subdirección de Tecnología de Exploración. Informe inédito.

Pantoja-Alor, J., Robinson, R.A., 1967. **Paleozoic sedimentary rocks in Oaxaca, Mexico.** *Scienza* 17, p. 1033-1035.

Pindell, J.L., 1985. **Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico**, Bahamas and proto-Caribbean. *Tectonics*, v. 4, p. 1-39.

Pindell, J.L., Dewey, J.F., 1982. **Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region**. *Tectonics*, v.1, p. 179-211.

Pindell, J.L., 1993. **Regional Synopsis of the Gulf of Mexico and Caribbean evolution** in in Pindell J.L., and Perkins B.F.,eds. *Mesozoic and early Cenozoic development of the Gulf of Mexico and Caribbean Region. A context for hydrocarbon exploration*. Soc. Of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation.

Pindell, J., Kennan, L., 2004. **Kinematic evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean**. AAPG Annual Meeting 2004.

Pindell, J., Kennan L., Stanek K.P., Maresch W.V., Draper, G., 2006. **Foundations of Gulf of Mexico and Caribbean evolution: eight controversies resolved**. *Geologica Acta*, Vol. 4, No. 1-2, p.303 – 341.

Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 1996. **Microtectonics**. Springer-Verlag Berlin Germany. 289 p.

Ramírez-Ramírez, C., 1978. **Reinterpretación Tectónica del esquisto Granjeno de Ciudad Victoria, Tamaulipas**. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología Revista vol.2 núm.1 p. 31-36.

Rawson, P.F., 1980. **Early Cretaceous Ammonite Biostratigraphy and Biogeography**. In: *Systematics Association Special Volume No.18, The Ammonoidea*”, edited by M.R. House and J.R. Senior, 1980, pp. 499-529. Academic Press, London and Nueva York.

Richards, H.G., 1963. **Stratigraphy of earliest mesozoic sediments in southeastern Mexico and western Guatemala**, Bulletin AAPG vol.47, No. 10.

Robinson, R., Pantoja-Alor, J., 1968, **Tremadocian trilobites from Nochixtlán region, Oaxaca, Mexico**: Journal of Paleontology, v.42, No.3, p.767-800.

Rodríguez D., 1975. **Prospecto Usila**. Petróleos Mexicanos, I.G. No. 127 Z.P.R. Informe inédito.

Rosales-Lagarde, L., 2002. **Estratigrafía y Geoquímica de la secuencia volcanosedimentaria Paleozoica del noreste del Estado de Hidalgo, México**. Tesis Maestría Universidad Nacional Autónoma de México. Posgrado en Ciencias de la Tierra.

Ruiz, J., Roberts, S.J., 1989. **Geochemistry of Exposed Granulite Facies Terrains and Lower Crustal Xenoliths in Mexico**. Journal of Geophysical Research, Vol. 94. No.B6. p. 7961-7974.

Ross, M.I., Scotese, C.R., 1988, **A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region**: Tectonophysics, v. 155, p.139-168.

Ruiz, J., Patchett, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., 1988. **Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies**. Geological Society of America Bulletin, v. 100, p. 274-281.

Sánchez-Barreda, L.A., 1981. **Geologic Evolution of the continental margin of the Gulf of Tehuantepec, in south-western Mexico**. The University of Texas at Austin. PhD. Thesis.

Sapper, K., 1899. **Informe sobre la geografía física y la Geología de los Estados de Chiapas y Tabasco**: México, Agricultura, Minería e Industria Boletín, v.3, no. 9, p. 187-211.

Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R.C., 1993. **Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico**: Geological Society of America, Special Paper, v.278, 153 p.

Sengör, A.M.C., Görür, N., Saroglu, F., 1985. **Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study**. In Biddle K. T., and

Christie-Blick N., 1985. Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Oklahoma, U.S.A. p. 227-264.

Schmidt-Effing, Reinhart, 1980. **The Huayacocotla Aulacogen in Mexico (Lower Jurassic) and the origin of the Gulf of Mexico**, in Pilger R. H., ed., The origin of the Gulf of Mexico and the early opening of the central North Atlantic Ocean: Barton Rouge, Louisiana, Louisiana State University, Symposium proceedings, p. 79-86.

Solari, L., 2001. **La porción norte del complejo Oaxaqueño, estado de Oaxaca: estructuras, geocronología y tectónica**. Tesis de Doctorado Posgrado en Ciencias de la Tierra Universidad Nacional Autónoma de México. 180 p.

Solé, J., Enrique, P., 2001. **X-ray fluorescence analysis for the determination of potassium in small quantities of silicate minerals for K-Ar dating**. Analytica Chimica Acta, 440. p. 199-205.

Spear, S. F., 1995. **Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths.**, Mineralogical Society of America, Washington. Monograph series, 799 p.

Steiger, R.H., Jäger, E., 1977. **Subcomission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology**. Earth Planetary Sciences Letters, vol 36. p. 359-362.

Stewart, J.H., Blodgett, R.B., Boicot, A.J., Carter, J.L., López, R., 1999. **Exotic Paleozoic strata of Gondwana provenance near Ciudad Victoria, Tamaulipas, México**. in Ramos V.A., and Keppie J.D. eds., Laurentia-Gondwana Connections before Pangea:Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 336. p. 1-16.

Toriz, G.J., 1983. **Informe geológico de actualización geológica del prospecto Chapulco-Atzompa**, IGPR 237 Petróleos Mexicanos. Informe inédito.

Torres, R., Murillo, G., Grajales, M., 1986. **Estudio petrográfico y radiométrico de la porción norte del límite entre los complejos Acatlán y Oaxaqueño.** Sociedad Geológica Mexicana. VIII Convención Geológica Nacional. Resúmenes, p. 148 -149.

Torres, R. Ruiz, J., Patchett P. J., Grajales, M., 1999., **Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: Tectonic implications for reconstructions of southern North America,** in Bartolini, C. Wilson, J.L., and Lawton, T. F., eds. Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico: Boulder Colorado, Geological Society of America, Special Paper 340, p.191-196.

Urrutia-Fucugauchi, J., Ferrusquía-Villafranca, I., 2001. **Paleomagnetic results for the Middle-Miocene continental Suchilquitongo Formation, Valley of Oaxaca, southeastern Mexico.** Geofísica Internacional, Vol. 40, Num. 3 p. 191-205.

Vázquez, M. M. E., Alzaga, R. H., Mugica, M. R., Sánchez, M. V., 1989. **Interpretación geológica regional en el prospecto Tomellín-Valle Nacional, Oaxaca.** Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología de Exploración, C-4016. Informe inédito.

Velázquez, V. J. C., 1998. **Análisis del plegamiento y la fracturación con la ayuda de la reconstrucción de paleo-esfuerzos en una porción de la cuenca de Zongolica, Sierra Madre Oriental.** Tesis Licenciatura Facultad de ingeniería Universidad Nacional Autónoma de México, México. p. 141.

Viniegra, O.F., 1965. **Geología del macizo de Teziutlán y de la Cuenca Cenozoica de Veracruz.** Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Vol. XVII, Núm. 7-12. p. 100-135.

Weber, B., Köhler., 1999. **Sm-Nd, Rb-Sr and U-Pb geochronology of a Grenville terrane in Southern Mexico: origin and geologic history of the Guichicovi Complex.** Precambrian Research, vol. 96, p. 245-262.

Weber, R., 1997. **How old is the triassic flora of Sonora and Tamaulipas and news on Leonardian floras in Puebla and Hidalgo, Mexico.** Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, volumen 14, número 2, p. 225-243.

Williams, I. S., 1998. **U-Th-Pb geochronology by ion microprobe.** In: McKibben, M.A., and Shanks, W.C. (Eds.) Application of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes: Reviews in Economic Geology, v. 7, p. 1-35.

Wilson, J.A., Clabaugh, S.E., 1970. **A new Miocene Formation, and description of volcanic rocks, northern Valley of Oaxaca, State of Oaxaca.** In: Excursión México-Oaxaca, Sociedad Geológica Mexicana, p. 120-128.

Yardley, B.W.D., 1997. **The evolution of fluids through the metamorphic cycle** in Jamtveit B., and Yardley B.W.D., eds. Fluid Flow and Transport in Rocks: Mechanisms and effects. Chapman and Hall first edition, p. 99-121.

APÉNDICE

Tabla 1.- Datos petrográficos del esquistos la Nopalera y Mazatlán de Las Flores, complejo migmatítico Teotitlán y formación Pochotepec.

Tabla 2.- Datos geocronológicos previos para rocas del terreno Cuicateco.

Tabla 3. Resultados analíticos de U-Pb obtenidos con microsonda iónica sensitiva de alta resolución (*SHRIMP*) para la muestra ME0503-20, granito gnéisico leucosomático del complejo migmatítico Teotitlán

Tabla 4. Resultados isotópicos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para muestras del complejo metamórfico Mazateco y complejo migmatítico Teotitlán

Tabla 4A. Resultado isotópico de K-Ar para la muestra COX-4A dique metagranítico del complejo migmatítico Teotitlán.

En sobre:

Figura 6. Mapa geológico

Figura 8. Secciones geológicas

Tabla 1.- Datos petrográficos del esquistos la Nopalera y Mazatlán de Las Flores, complejo migmatítico Teotitlán y formación Pochotepec.

Unidad	ESQUISTO LA NOPALERA										
Roca	Esquisto de Bt-Grt±Ms	Esquisto de Bt-Pl-Qtz	Esquisto de Bt-Grt-Pl	Esquisto de Mc-Bt-Qtz-Ms	Esquisto de Ms-Qtz	Esquisto de Bt-Grt-Ms	Cuarcita	Esquisto anfibolítico	Metagranito	Esquisto de Bt- Grt-Qtz	
Protolito	Sedimento	Granito	Sedimento	Sedimento	Granito	Sedimento	arenisca	Basalto	Granito	Granito	
Clave muestra	EAM-40	EAM-72a	TEO-280	TEO-269a	EAM-191	TEO-NOP	TEO-272b	TEO-252ap	EAM-202	TEO-252b	
Minerales:	X, p	X, m, p, (iOr), i(plg)	X, cb	X	X, m, p	X, m	X	x	X	X	
Granate	X, p	X, m, p, (iOr), i(plg)	X, cb	X	X, m, p	X, m	X	x	X	X	
Cuarzo	X, (iGrt), p, m	X, m, p, (iOr), i(plg)	X	X	X, m, p	X, m	X	x	X	X	
Albita					X, m, p				X		
Plagioclasa	X, p, m	X, m, p, (iOr)	X	X	X, m, p	X, m		X		X	
Ortoclasa	X, p	X, m, p	X		X, m, p	X, m			X		
Microclina				X							
Serpentina											
Biotita	X, m, p	X, m	X	X			s, H	x		X	
Actinolita											
Hornblenda								X			
Clorita				x		x	s, H	x			
Mica blanca	x, p, m		x	X	X, p	X	x			tz	
Epidota								X		x	
Tremolita											
Zoisita											
Clinozoisita											
Clinopiroxena											
Turmalina		x	x	x		x	x			x	
Calcita		a			s				s		
Leucoxeno								x			
Hematita	x								a, (iOr), (iQtz)		
Titanita	a, (iGrt), p	a						x			
Rutilo											
Pirita							s,H				
Ilmenita					x						
Apatito		a			a		s, H	a	a	a	
Zircón	a, (iBt)	a, (iBt)		a	a		a	a		a	

X = mayor; x = menor, a = accesorio, tz = traza; p = porfidoclasto; m = fase de la matriz; s = secundario; inclusión en zircón (iZrn), inclusión en granate (iGrt), i.inclusión en ortoclasa (iOr), inclusión en biotita (iBt), inclusión en plagioclasa (iPl),

Tabla 1 (continuación).

Unidad	ESQUISTO LA NOPALERA						ESQUISTO MAZATLÁN DE LAS FLORES		COMPLEJO MIGMATITICO TEOTITLAN			
	Esquisto de Bt-Pl-Or	Cuarcita	Esquisto de Bt-Pl-Grt	Esquisto anfibolítico	Esquisto de Bt-Or-Pl	Esquisto anfibolítico	Esquisto basico	Esquisto verde	Metagranito	Metatonalita	Mesosoma Qzdioritico	
Roca	Granito	arenisca	sedimento	basalto	granito	basalto	andesita	olcanosedimen	granito	Tonalita	basalto	
Protolito												
Clave muestra	EAM-72b	EAM-112a	EAM-99a	EAM-111c	EAM-99b	EAM-128a	EAM-141	EAM-141d	EAM-113a	EAM-114a	EAM-67d	
Minerales:	Granate		X, p, m	X, p	x	X, p, (iPl) , (iOr)	X, m	x, m, p.	X, p, m	X, m	X, p	X, (iHbl)
	Cuarzo	X, m, p, (iPl), (iOr)	X	X, p	x	X, p, (iPl) , (iOr)	X, m	x, m, p.	X, p, m	X, m	X, p	X, (iHbl)
	Albita											
	Plagioclasa	X, m, p, (iPl)		X, p, m	X, m	X, p,	X	X, m, p.	X, p	X, p, m.	X, p	X, (iPl)
	Ortoclasa	X, p	X	X, m	x	X, p				X		X
	Microclina											
	Serpentina											
	Biotita	X, m, (iPl), (i Qtz)		X, m		X, m						
	Actinolita								X, p			
	Hornblenda				X, m		X, m	X, p	X, p			X
	Clorita					a		x, m	x, m	x, m	x	
	Mica blanca							x, m	x, m	X, p, m.	x	
	Epidota		s		X, m		X, (iQtz), (iPl), m	X, m	X, m		s	
	Tremolita											
	Zoisita		x		x							
	Clinozoisita		x									
	Clinopiroxena											
	Turmalina											
	Calcita		s								s	
	Leucoxeno											
	Hematita		s								s	
	Titanita			a	X			x, p	x, p		x	
	Rutilo		a					x, p	x, p			
	Pirita											
	Ilmenita		x									
	Apatito	a		a, (iQtz)		a				a		
	Zircón			a, (iGrt)		a				a		a

X = mayor; x = menor, a = accesorio, tz = traza; p = porfidoclasto; m = fase de la matriz; s = secundario; inclusión en zircón (iZrn), inclusión en granate (iGrt), i.nclusión en ortoclasa (iOr), inclusión en biotita (iBt), inclusión en plagioclasa (iPl),

Tabla 1 (continuación).

Unidad		COMPLEJO MIGMATITICO TEOTITLAN												
Roca	Protolito	Gneis migmatítico cuarzdiorítico	Gneis migmatítico cuarzdiorítico	Gneis cuarzdiorítico	Esquisto Bt- Qtz- Pl-Ms	Gneis de Di- Mc-Pl	Gneis granítico	Gneis migmatítico Grt-Mc-Bt	Gneis migmatítico granítico	Gneis diorítico	Gneis migmatítico tonalítico	Esquisto de Bt-Or	Gneis diorítico	Gneis cuarzdiorítico
Clave muestra		EAM-71a	EAM-93a	TEO-445	EAM-80a	TEO-420	EAM-98a	TEO-396d	EAM-182a	EAM-182c	TEO-257	EAM-96a	EAM-182d	EAM-183a
Minerales:	Granate						X	X, cb						X
	Cuarzo	x, (iHbl), (i Pl)	X	x	X, p, m	X	X	X	X	X, m	X	X	x, (iPl)	X, m
	Albita													X, m
	Plagioclasa	X, (iHbl)	X, (iHbl)	X	X, p, m	X	X	X	X		X	X	X, m	
	Ortoclasa		x		x			X	X			X		
	Microclina			X		X		X						
	Serpentina													
	Biotita		x, (iOr)		X, p, m		x	X		X	x	X		X, (iPl)
	Actinolita		X							X, m				
	Hornblenda	X		X							X		X	X
	Clorita	s		X				x		X	X	x	s	x
	Mica blanca				x, p		a		X, (iQtz)				x, (iPl)	tz, (iPl)
	Epídota	x		x			a	x	x		x		x, m, (iPl)	X, (iPl)
	Tremolita					X								
	Zoisita													x
	Clinozoisita								x	x, (iPl)				x, (Pl)
	Clinopiroxena					X								x
	Turmalina				a, (iPl)	x								
	Calcita					s, H				s				
	Leucoxeno	x												x
	Hematita						s				s, H.			
	Titanita	a	x	X		x		x		x	x		x	
	Rutilo					a								x
	Pirita			s, H										
	Ilmenita													
	Apatito		a		a		a						a	a
	Zircón	a, (iAp)	a	a	x, (iOr), (i Qtz)	a		a						

X = mayor; x = menor, a = accesorio, tz = traza; p = porfidoclasto; m = fase de la matriz; s = secundario; inclusión en zircón (iZrn), inclusión en granate (iGrt), i.inclusión en ortoclasa (iOr), inclusión en biotita (iBt), inclusión en plagioclasa (iPl),

Tabla 1 (continuación).

	COMPLEJO MIGMATITICO TEOTITLÁN												
	Gneis diorítico	Gneis Tonalítico	Esquisto de Ms-Qtz-Pl	Gneis diorítico	Anfibolita	Gneis migmatítico granítico	Gneis cuarzdiorítico	metagranito	Esquisto de Qz-Pl-Hbl	Esquisto cuarzofeldes pático	Gneis diorítico	Gneis cuarzdiorítico	Gneis migmatítico cuarzdiorítico
	Basalto	Tonalita	Sedimento	Basalto	Gabro	granito	Andesita	Granito	Tonalita	Granito	Basalto	Andesita	Basalto
	EAM-180	EAM-132a	EAM-42a	EAM-195b	EAM-10a	TEO-288a	EAM-133a	EAM-81a	EAM-98bL	EAM-116c	EAM-195b	EAM-211c	EAM-43a
Granate		X, p											
Cuarzo		X,m	X			X	X	X, m	X, m	X,m, p		x	x
Albita	X, m									X, p		X	
Plagioclasa		X, m	X	X	X	X	X	X, m	X, m, p		X	X	X
Ortoclasa		tz	x				X	X, m	X	X			
Microclina							X						
Serpentina													
Biotita		x					X	x	X				
Actinolita	X, m										X		
Hornblenda	X, m	X, m		X	X		X					X	X
Clorita		s	x	x, H					x		s	X, s	
Mica blanca			X	x, H						X, m,p	s		
Epidota	x	s,m		X			x				x	X, (iPl), s	x
Tremolita													
Zoisita	s			X			x				s	x	
Clinozoisita	s											x, (iPl)	
Clinopiroxena													
Turmalina			x							x			
Calcita	s	s		x, H			s				s	s	
Leucoxeno													
Hematita									x	x, m	s		a
Titanita	X		a	x, H		x			x			x	X
Rutilo				x, H	(iHbl)						s		
Pirita													
Ilmenita										x			
Apatito		a			(iPl)				a	a			a
Zircón	a	a, (iQtz), (iHbl)	a			a			a	a			a

X = mayor; x = menor, a = accesorio, tz = traza; p = porfidoclasto; m = fase de la matriz; s = secundario; inclusión en zircón (iZrn), inclusión en granate (iGr), i.inclusión en ortoclasa (iOr), inclusión en biotita (iBt), inclusión en plagioclasa (iPl),

Tabla 1 (continuación).

Unidad	Roca	COMPLEJO MIGMATITICO TEOTITLAN			FORMACION POCHOTEPEC									
		Gneis cuarzo diorítico	Gneis de Di-Pl	Gneis migmatítico granítico	Metafelsita	Esquisto de Ms-Qtz-Pl-Chl	Metafelsita	Anfibolita	Esquisto de Chl-Qtz-Ms	Esquisto de Qtz-Chl-Ms	Esquisto de Ms-Or-Qtz	Esquisto de Chl-Qtz-Ms	Esquisto de Act-Pl-Ep	Esquisto de Ms-Qtz-Or
Protolito		Andesita	Basalto	Granito	Riolita	Arenisca	Riolita	Gabro	Volcanosedimento	Volcanosedimento	Arenisca	Sedimento	Basalto	Arenisca
Clave muestra		EAM-102	EAM-113c	EAM-67c	EAM-115a	EAM-109a	EAM-124b	TEO-382a	EAM-229c	EAM-209a	EAM-222a	TEO-343	TEO-351	EAM-132a
Minerales:	Granate													
	Cuarzo	x, (iPl), (iHbl)	x, m, p		X, p, m	X	X		X, m, p	X, m, p	X	X	x	X, p
	Albita					x	X			X, p	x			
	Plagioclasa	X	X, m, p	X	X, p, m			X				X	X	X, p
	Ortoclasa			X	X, p, m	x	X			tz, m	X			X, p
	Microclina	X												
	Serpentina													
	Biotita	X, (iPl)		X									x	
	Actinolita												X	
	Hornblenda	X						X						
	Clorita		X, m			X	s	x	X, m	X, m	x	X	X	
	Mica blanca		x, m		x, m	X	x		X, m	X, m	X	X		X
	Epidota		X				x	X					X	
	Tremolita		X											
	Zoisita						a			x				
	Clinozoisita													
	Clinopiroxena		X											
	Turmalina											x		
	Calcita		s									s, H		
	Leucoxeno					x			x					
	Hematita	x				a		s, H		x				
	Titanita	a	X					x				x		
	Rutilo												s, H	
	Pirita							x			x	s, H		
	Ilmenita		x			x								
	Apatito	a		x, (iOr)										
	Zircón	a		x, (iOr)		a, (iMs)			a, (iMs), (iChl)	a	(iQtz)			

X = mayor; x = menor, a = accesorio, tz = traza; p = porfidoclasto; m = fase de la matriz; s = secundario; inclusión en zircón (iZrn), inclusión en granate (iGr), inclusión en ortoclasa (iOr), inclusión en biotita (iBt), inclusión en plagioclasa (iPl),

Tabla 1 (continuación).

Unidad		FORMACIÓN POCHOTEPEC						
Roca	Protolito	Esquisto de Chl-Ms-PI	Serpentinita	Esquisto de Chl-Ep-PI	Esquisto basico	Esquisto verde	Esquisto de Qz-PI-Chl	Esquisto de Chl-Qtz
		Volcanosedimento	Piroxenita	Roca piroclástica	Diorita	Volcanosedimento	Arenisca	Volcanosedimento
Clave muestra		TEO-340	ME0503-8	ME0503-7	EAM-211c	EAM-229b	EAM-207a	EAM-208a
Minerales:	Granate							
	Cuarzo	X, m		X, m	x	X, m	X, p, m	X, p, m
	Albita						X, p, m	
	Plagioclasa	X		X, p	X			X, p, m
	Ortoclasa					x	x, p	
	Microclina							
	Mirmekita							
	Serpentina		X					
	Biotita							
	Actinolita			X	X			
	Hornblenda			X, p				
	Clorita	X	x	X, m	X	X, m	x	X, m
	Mica blanca	X, sp, m		x, m		X, m	x, m	
	Epidota			X, p	X		x	x, m
	Tremolita							
	Zoisita				x			x
	Clinzoisita						x, i(plg)	
	Clinopiroxena							
	Turmalina	x				x		
	Calcita	s, H	X		s		s	
	Leucoxeno						x	
	Hematita			x				
	Titanita	s, H				x		
	Rutilo					X		
	Pirita	s, H						
	Ilmenita				x			
	Apatito			s, H				
	Zircón							

X = mayor; x = menor, a = accesorio, tz = traza; p = porfidoclasto; m = fase de la matriz; s = secundario; inclusión en zircón (iZrn), inclusión en granate (iGrt), i.inclusión en ortoclasa (iOr), inclusión en biotita (iBt), inclusión en plagioclasa (iPl),

Tabla 2.- Datos geocronológicos previos para rocas del terreno Cuicateco.

Localidad	Tipo de roca	Mineral/Roca total	Método Isotópico	Edad (M.a.)	Referencia
Teotitlán - Vigastepec	Gneis de cuarzo - plagioclasa - biotita - hornblenda	biotita	K-Ar	127 ± 5	1
Teotitlán - Vigastepec	Gneis de plagioclasa - biotita - hornblenda - cuarzo	biotita	K-Ar	129 ± 6	1
Teotitlán - Vigastepec	Gneis de plagioclasa - hornblenda - biotita - cuarzo	hornblenda	K-Ar	133 ± 4	1
Teotitlán - Vigastepec	Gneis de plagioclasa - biotita - cuarzo - hornblenda	biotita	K-Ar	130 ± 5	1
Teotitlán - Vigastepec	Gneis de plagioclasa - biotita - cuarzo - hornblenda	hornblenda	K-Ar	127 ± 4	1
Teotitlán - Vigastepec	Anfibolita	hornblenda	K-Ar	168 ± 6	1
Teotitlán - Vigastepec	Gneis hornblendítico	hornblenda	K-Ar	140 ± 6	1
Agua Duende - Plan de Guadalupe	Pizarra de sericita - hematita	Roca total	K-Ar	75 ± 3	1
Mazatlán de Las Flores	Esquisto de cuarzo - muscovita - clorita	Roca total	K-Ar	183 ± 7	1
Cuicatlán - Concepción Pápalo	esquisto de cuarzo - muscovita - clorita	Roca total	K-Ar	64 ± 3	1
Concepción Pápalo	Filita de cuarzo - sericita	Roca total	K-Ar	106 ± 4	1
Concepción Pápalo - Sta Ma. Pápalo	Esquisto de cuarzo - muscovita	Roca total	K-Ar	56 ± 2	1
Concepción Pápalo	Filita de actinolita - clorita - plagioclasa - muscovita	Roca total	K-Ar	62 ± 3	1
Teutila	Esquisto de cuarzo - sericita	Roca total	K-Ar	307 ± 7	2
San Andres Teotilalpan	Esquisto	Roca total	K-Ar	233 ± 6	3
San Francisco Chapulan	Esquisto	Roca total	K-Ar	149 ± 5	3
San Pedro Tentila, Oax.	esquisto de muscovita	Roca total	K-Ar	307 ± 7	4
Peña Verde, Oax.	Esquisto de muscovita - cuarzo - plagioclasa	muscovita	K-Ar	245 ± 20	4
Peña Verde, Oax.	Esquisto de muscovita - cloritoide - clorita - cuarzo	muscovita	K-Ar	330 ± 26	4
La Esperanza, Oax	Esquisto de muscovita - clorita	muscovita	K-Ar	261 ± 21	4
La Esperanza-Ladu, Oax.	Esquisto de muscovita - cuarzo - granate	muscovita	K-Ar	261 ± 14	4
Vista Hermosa, Oax	esquisto de cuarzo + granate	muscovita	K-Ar	394 ± 32	4
San Juan del Rio, Choapan	Granodiorita de hornblenda - biotita	hornblenda	K-Ar	197 ± 16	4
Mina Pegaso, Concepción Pápalo	Esquisto de muscovita	muscovita	K-Ar	190 ± 16	4
San Juan Coyula, Oax.	esquisto de mica blanca - biotita	muscovita	K-Ar	81 ± 4	4

Referencias: 1, Mugica (1978); 2, Charleston-Avilés (1978); 3, Rodriguez (1975); 4, Vázquez et al. (1989).

Tabla 2 (continuación).

Localidad	Tipo de roca	Mineral/Roca total	Método Isotópico	Edad (M.a.)	Referencia
Mazatlán de las Flores	Esquisto	Roca total	K-Ar	183 ± 7	2
Concepción Pápalo	Filita	Roca total	K-Ar	106 ± 4	2
Santa María Pápalo	Esquisto	Roca total	K-Ar	56 ± 2	2
San Miguel Santa Flor	Metandesita	Roca total	K-Ar	62 ± 3	4
Teotitlán	Metatonalita de biotita - hornblenda	biotita	K-Ar	117 ± 4	4
Teotitlán	Metatonalita de biotita - hornblenda	biotita	K-Ar	156 ± 8	4
Teotitlán	Metatonalita de biotita - hornblenda	biotita	K-Ar	129 ± 6	4
Teotitlán	Metatonalita de biotita - hornblenda	hornblenda	K-Ar	133 ± 4	4
Teotitlán	Metatonalita de biotita - hornblenda	biotita	K-Ar	130 ± 5	4
Teotitlán	Metatonalita de biotita - hornblenda	hornblenda	K-Ar	127 ± 5	4
San Miguel Santa Flor	Metandesita	Roca total	K-Ar	121 ± 6	4
Teotitlán del Camino	Diorita	hornblenda	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	132 ± 6	5
Teotitlán del Camino	Diorita	hornblenda	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	134 ± 5	5
Teotitlán del Camino	Piroxenita de hornblenda-augita	hornblenda	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	154 ± 8	5
Teotitlán del Camino	Diorita	biotita	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	175 ± 3	5

Referencias: 1, Mugica (1978); 2, Charleston-Avilés (1978); 3, Rodríguez (1975); 4, Vázquez et al.(1989); 5, Delgado-Argote et al.(1992).

Tabla 3. Resultados analíticos de U-Pb obtenidos con microsonda iónica sensitiva de alta resolución (*SHRIMP*) para la muestra ME0503-20, granito gnéisico leucosomático del complejo migmatítico Teotitlán

Granos/ Puntos	Núcleos/ Bordes	U ^b (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb ^b (%)	Relaciones atómicas ^{c,d}			Edades, Ma ^e	
						²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	Discordancia ^f (%)
ME-05-1	Borde	348	247	0.71	0.367	0.02057 (1.59)	0.14276 (3.33)	0.05034 (2.93)	131 ± 2	
ME-05-5	Borde	1053	1829	1.74	0.181	0.02142 (1.47)	0.14641 (2.34)	0.04957 (1.82)	136 ± 2	
ME-05-15	Borde	50	25	0.51	0.380	0.02147 (2.37)	0.12969 (10.69)	0.04380 (10.42)	138 ± 3	
ME-05-21	Borde	268	146	0.54	0.298	0.2168 (1.63)	0.14833 (3.71)	0.04963 (3.33)	138 ± 2	
ME-05-12	Borde	183	268	1.46	0.080	0.02155 (1.80)	0.12504 (5.94)	0.04209 (5.66)	139 ± 2	
ME-05-7	Borde	442	296	0.67	0.073	0.02188 (1.58)	0.15110 (2.89)	0.05008 (2.42)	139 ± 2	
ME-05-18	Borde	194	86	0.45	0.025	0.02181 (1.77)	0.13219 (5.76)	0.04395 (5.48)	140 ± 2	
ME-05-9	Borde	763	708	0.93	0.369	0.02198 (1.50)	0.15045 (3.16)	0.04964 (2.79)	140 ± 2	
ME-05-6	Borde	962	643	0.67	(-) 0.054	0.02189 (1.49)	0.13551 (3.14)	0.04490 (2.76)	140 ± 2	
ME-05-3	Borde	480	229	0.48	(-) 0.013	0.02208 (1.53)	0.15032 (2.78)	0.04938 (2.32)	141 ± 2	
ME-05-10	Borde	380	434	1.14	0.371	0.02201 (1.58)	0.12546 (5.85)	0.04135 (5.63)	142 ± 2	
ME-05-14	Borde	253	192	0.76	0.006	0.02245 (1.67)	0.16467 (6.43)	0.05321 (6.21)	142 ± 2	
ME-05-8	Borde	152	174	1.14	0.008	0.02233 (1.80)	0.14636 (5.28)	0.04755 (4.97)	143 ± 3	
ME-05-13	Borde	1568	2823	1.80	0.770	0.02256 (1.46)	0.14683 (4.35)	0.04720 (4.09)	144 ± 2	
ME-05-20	Borde	505	461	0.91	0.110	0.02283 (1.54)	0.15332 (2.99)	0.04871 (2.56)	146 ± 2	
ME-05-4	Borde	582	503	0.87	(-) 0.091	0.02350 (1.51)	0.15859 (2.76)	0.04894 (2.31)	150 ± 2	
ME-05-11	Borde	673	51	0.08	0.444	0.06511 (1.46)	0.52088 (1.82)	0.05802 (1.08)	405 ± 6	31
ME-05-2	Núcleo	574	118	0.21	0.171	0.14843 (3.33)	1.39208 (5.57)	0.06802 (4.46)	893 ± 29	-3
ME-05-19	Núcleo	118	15	0.12	(-) 0.873	0.16611 (1.62)	1.46867 (2.33)	0.06413 (1.67)	1000 ± 16	-25
ME-05-17	Núcleo	303	99	0.33	(-) 0.288	0.16842 (1.51)	1.62464 (3.32)	0.06996 (2.95)	1006 ± 15	-8
ME-05-16	Núcleo	342	124	0.36	(-) 0.484	0.17918 (2.53)	1.75664 (3.03)	0.07110 (1.68)	1067 ± 26	-10

^aLos análisis fueron hechos por Alexander Iriondo usando SHRIMP-RG instalada en la Universidad de Stanford, California, en co-propiedad con el Servicio Geológico de Estados Unidos. El procedimiento SHRIMP usado fue similar al reportado por Williams (1998)

^bPb común. El análisis de las muestras y del patrón de zircón usado, R33 de 419 Ma, fueron alternados para un control más estrecho de la relación Pb/U. Las concentraciones de U y Pb tienen un 10-20% de incertidumbre.

^cRelaciones atómicas corregidas por Pb inicial usando la cantidad de ²⁰⁴Pb y el promedio correspondiente al valor de la Tierra de Stacey y Kramers (1975). Las relaciones ²⁰⁶Pb/²³⁸U fueron normalizadas al patrón de zircón R33.

^dLos errores en 2σ son presentados en parentesis en %

^eErrores absolutos presentados en el nivel de 1 σ en Ma

^fEl grado de discordancia corresponde al porcentaje de la distancia desde el punto de análisis hasta la intersección con la concordia (equivalente a su edad ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb) a lo largo de una línea recta extrapolada hasta el punto de origen a 0 Ma.

Tabla 4. Resultados isotópicos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para muestras del complejo metamórfico Mazateco y complejo migmatítico Teotitlán

Segmento/paso	Potencia de láser (Watts)	Ca/K	^{40}Ar atm (%)	^{39}Ar (%)	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	Edad (Ma)
Mstra. COX-4 (muscovita, 15 mg), esquisto de mica. Unidad: complejo metamórfico Mazateco Edad integrada: 131.79 ± 0.71 Ma; edad de correlación: 130.49 ± 2.95 Ma (MSWD = 2.748) edad de meseta: 132.18 ± 0.66 Ma (mod. Err. 0.87; 96.8% de ^{39}Ar liberado en						
1	1.00	0.036	14.54	0.82	8.011 ± 1.993	101.72 ± 24.60
2	2.00	0.014	2.02	2.35	9.997 ± 0.741	126.07 ± 9.02
3	3.00	0.002	3.41	5.88	10.248 ± 0.290	129.12 ± 3.53
4	4.00	0.002	1.76	17.23	10.532 ± 0.116	132.57 ± 1.41
5	5.00	0.005	0.23	16.86	10.609 ± 0.111	133.51 ± 1.34
6	6.00	0.003	0.69	16.47	10.561 ± 0.112	132.93 ± 1.36
7	7.00	0.003	0.43	40.39	10.453 ± 0.059	131.61 ± 0.72
Mstra. COX-3 (muscovita, 15 mg), gneis migmatítico granítico. Unidad: complejo migmatítico Teotitlán. Edad integrada: 131.48 ± 1.92 Ma; edad de correlación: 132.27 ± 2.71 Ma (MSWD = 0.222); edad de meseta: 131.94 ± 1.86 Ma (mod. Err. 3.38; 98.9% de ^{39}Ar						
1	0.75	0.019	44.08	1.14	7.187 ± 3.977	91.37 ± 49.29
2	1.25	0.002	5.35	10.13	10.286 ± 0.471	129.38 ± 5.72
3	1.25	0.002	0.77	20.95	10.484 ± 0.254	131.78 ± 3.08
4	2.25	0.003	0.98	12.35	10.506 ± 0.440	132.04 ± 5.33
5	3.00	0.000	1.97	20.11	10.434 ± 0.278	131.18 ± 3.37
6	4.00	0.002	0.53	22.42	10.543 ± 0.241	132.49 ± 2.93
7	5.00	0.000	0.00	7.68	10.678 ± 0.730	134.13 ± 8.84
8	6.00	0.000	0.00	1.35	10.682 ± 3.511	134.18 ± 42.51
9	7.00	0.009	0.00	3.87	10.725 ± 1.139	134.70 ± 13.78
Mstra. COX-4A (muscovita, 15 mg), dique metagranítico. Unidad: complejo migmatítico Teotitlán. Edad integrada: 132.69 ± 0.73 Ma; edad de correlación: 133.54 ± 0.86 Ma (MSWD = 1.915); edad de meseta: 133.31 ± 0.68 Ma (mod. Err. 0.67; 98.5% de ^{39}Ar liberad						
1	0.75	0.263	79.51	0.31	4.335 ± 4.282	55.70 ± 54.18
2	1.25	0.043	40.39	1.21	7.997 ± 1.433	101.45 ± 17.68
3	1.75	0.000	16.48	0.85	9.582 ± 1.658	120.89 ± 20.23
4	2.25	0.000	9.72	1.74	10.155 ± 0.811	127.87 ± 9.86
5	3.00	1.000	21.64	5.02	10.242 ± 0.316	128.92 ± 3.83
6	4.00	0.001	0.39	17.01	10.670 ± 0.097	134.12 ± 1.18
7	5.00	0.000	0.93	17.17	10.588 ± 0.100	133.13 ± 1.21
8	6.00	0.001	0.64	15.99	10.678 ± 0.091	134.22 ± 1.10
9	7.00	0.002	0.17	40.71	10.637 ± 0.059	133.72 ± 0.71

Tabla 4 (continuación).

Segmento/paso	Potencia de láser (Watts)	Ca/K	⁴⁰ Ar atm (%)	³⁹ Ar (%)	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	Edad (Ma)
Mstra. ME0503-21 (hornblenda, 23 mg), gneis migmatítico diorítico-tonalítico. Unidad: complejo migmatítico Teotitlán. Edad integrada: 149.70 ± 2.06 Ma; edad de correlación: 125.08 ± 16.02 Ma (MSWD = 0.481); edad de meseta: 144.91 ± 1.50 Ma (mod. Err. 1.89)						
1	2.00	3.474	87.09	3.50	17.763 ± 3.092	218.01 ± 35.75
2	4.00	6.641	42.39	4.32	9.874 ± 1.221	124.41 ± 14.86
3	5.00	23.709	14.72	6.06	15.741 ± 0.783	194.48 ± 9.17
4	6.00	22.625	6.41	19.96	11.526 ± 0.327	144.43 ± 3.94
5	6.50	24.810	6.69	30.86	11.650 ± 0.163	145.91 ± 1.96
6	6.80	32.134	1.06	19.80	11.515 ± 0.203	144.29 ± 2.45
7	7.00	24.372	6.05	15.50	11.519 ± 0.279	144.34 ± 3.36

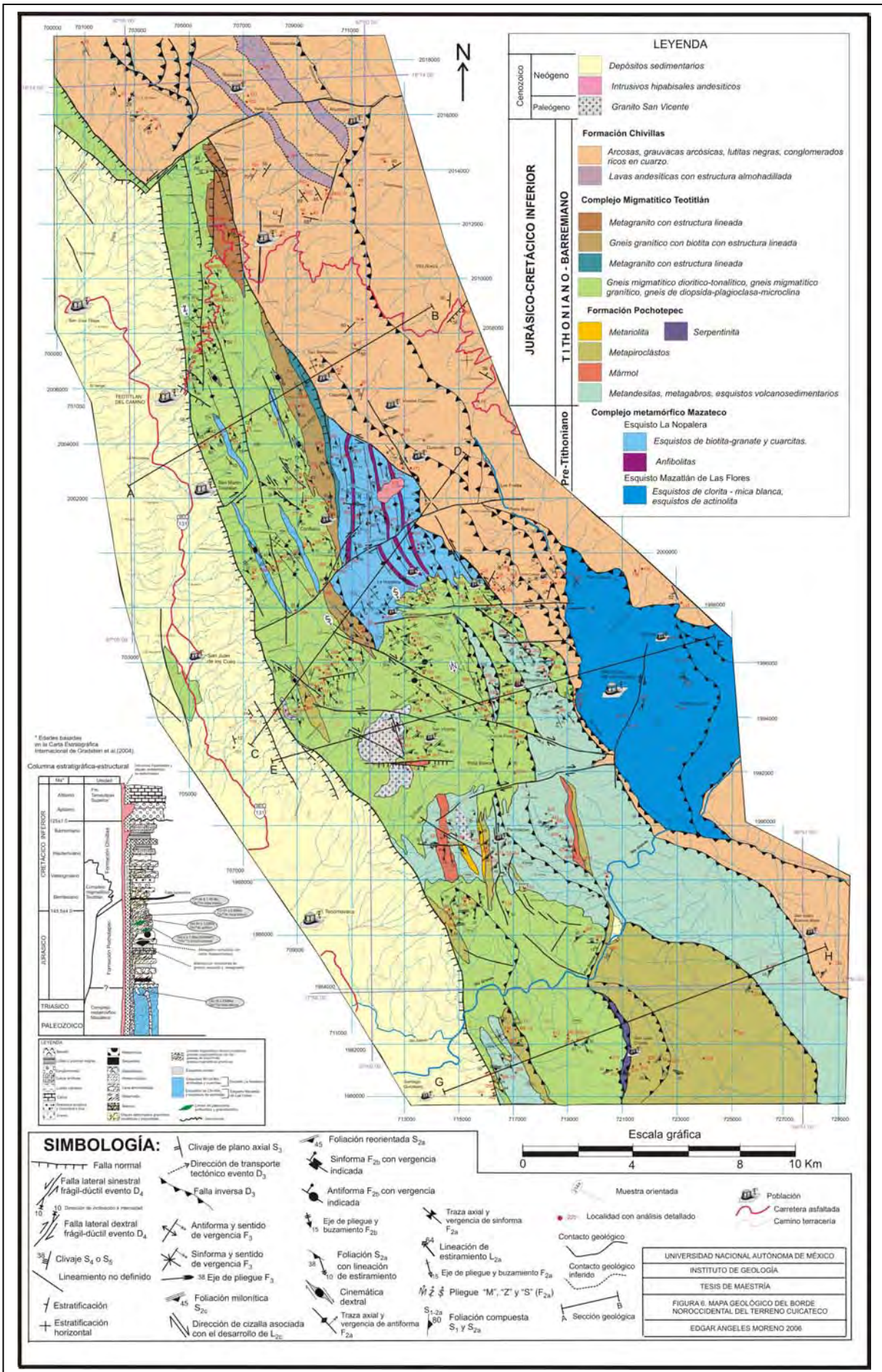
Los minerales estudiados fueron concentrados y limpiados por técnicas normales de molienda, lavado, y selección y separación manual con microscopio binocular a partir de fracciones de 40-60 mallas en el laboratorio de separación de minerales del Instituto

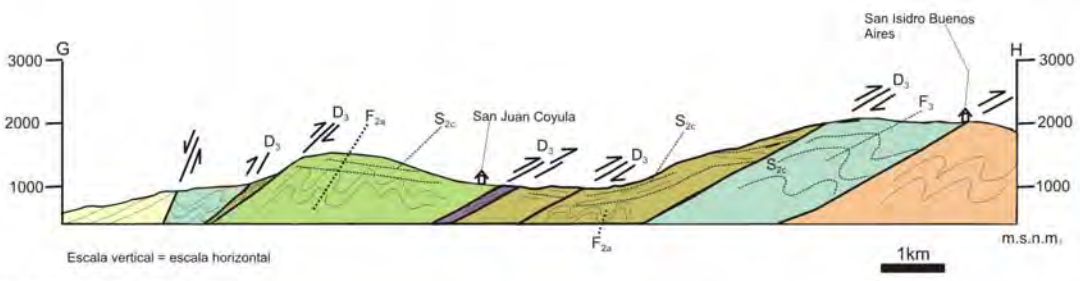
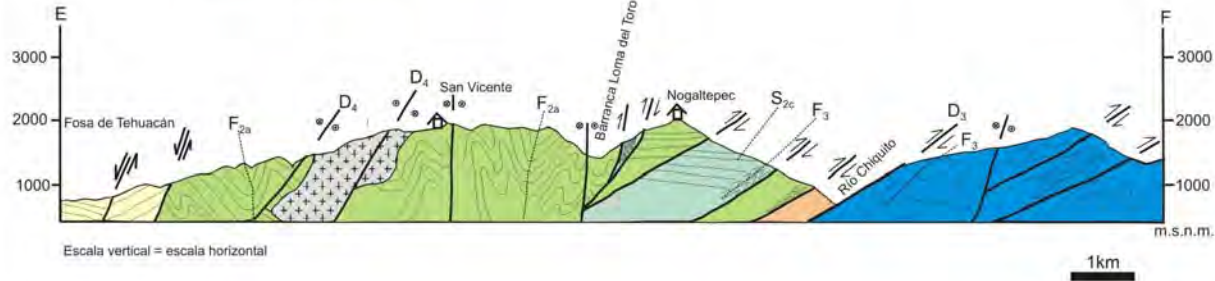
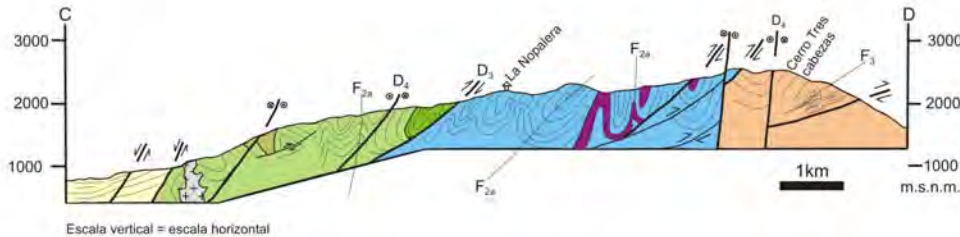
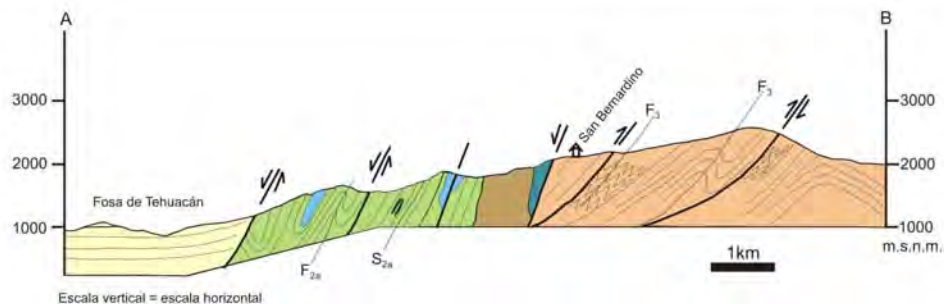
Tabla 4A. Resultado isotópico de K-Ar para la muestra COX-4A dique metagranítico del complejo migmatítico Teotitlán.

Muestra	Localidad	Tipo de roca	Material fechado	K (%)	⁴⁰ Ar * (moles/g)	⁴⁰ Ar * (%)	Edad (Ma)	Error ± 1σ
COX-4A	Coxcatlán	dique metagranítico	Mica blanca	8.44	1.999E-09	98.9	131.7	2.3

* Argón radiogénico

El análisis fué realizado por el Dr. Jesús Solé Viñas en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), UNAM.





Nota: las líneas en cada unidad indican de manera general la geometría de la deformación como se observa a escala de afloramiento

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
INSTITUTO DE GEOLOGÍA
TESIS DE MAESTRÍA
FIGURA 8. SECCIONES GEOLÓGICAS SEÑALADAS EN EL MAPA GEOLÓGICO
EDGAR ANGELES MORENO 2006