



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

ORIGEN TECTÓNICO Y EVOLUCIÓN DE LA CUENCA
TEHUITZINGO-TEPEXI ESTADO DE PUEBLA

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:
DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA

P R E S E N T A

GILBERTO SILVA ROMO

COMITÉ TUTOR

Dr. Ángel Francisco Nieto Samaniego
Dr. Fernando Ortega Guerrero
Dr. Dante Jaime Morán Zenteno

JURADO EXAMINADOR

DR. ÁNGEL FRANCISCO NIETO SAMANIEGO
DR. CARLOS MANUEL GONZÁLEZ DE LEÓN
DRA. ELENA CENTENO GARCÍA
DR. GUSTAVO TOLSON JONES
DR. LUCA FERRARI PEDRAGLIO



MÉXICO D. F.

2010



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.

Gilberto Silva Romo

Agradecimientos

Agradezco al Dr. Dante Jaime Morán Zenteno la invitación que me formuló para participar en su grupo de trabajo, en cuyo seno fue propuesta originalmente esta investigación. Agradezco ampliamente al Dr. Ángel Francisco Nieto Samaniego su dirección y apoyo durante el desarrollo del proyecto doctoral.

Mi agradecimiento a los sinodales doctores Carlos Manuel González de León, Gustavo Tolson Jones, Elena Centeno García y Luca Ferrari Pedraglio por su revisión crítica del manuscrito, principalmente al Dr. González León cuya acuciosa revisión de la tesis me orientó acerca de la mejor forma de expresar los resultados del proyecto. Reconozco la motivación y orientación valiosa que recibí de los Doctores Fernando Ortega Gutiérrez y Dante Jaime Morán Zenteno como asesores en mi Comité tutor, a ellos les agradezco sus enseñanzas.

Agradezco el intercambio de opiniones acerca del Sur de México con: Luca Ferrari Pedraglio, Gustavo Tolson, Barbara Martiny Kramer, Enrique Alejandro González Torres, Mariano Cerca Martínez y Susana Alaniz Álvarez. Mi reconocimiento y agradecimiento al Dr. Jesús Solé Viñas quién obtuvo en el Laboratorio Universitario de Geocronología Isotópica de la UNAM, una de las fechas que soportan la cronología de los fenómenos que estudié.

Durante el desarrollo de este trabajo fui beneficiario de los comentarios y sugerencias de mis compañeros de trabajo: Alfredo Victoria Morales, Claudia Cristina Mendoza Rosales, Emiliano Campos Madrigal y Jorge Nieto Obregón, quién me orientó con mucho tino en la separación de esquirlas de vidrio. Siempre conté con la colaboración desinteresada de Adán Castro Flores en los trabajos de preparación de muestras y elaboración de ilustraciones. A todos ellos mi agradecimiento.

Agradezco a la Dirección General de Asuntos del Personal Académico de la UNAM la beca que me otorgó a través del Programa de Superación Académica. Un agradecimiento especial a la responsable del programa en la Facultad de Ingeniería, Maestra Artemisa Pedroza de De Gortari por su apoyo moral y su entusiasmo contagioso por la superación académica.

La comprensión y apoyo de Tania, Mayra, Andrea y Adrián favorecieron el desarrollo del trabajo; el arribo de Dante y Salomé Itzayana, además de regocijo, provocó urgencia por terminar para dedicarles más tiempo ¡Gracias!

Gilberto Silva Romo

Índice

RESUMEN	1
ABSTRACT	3
I. INTRODUCCIÓN	5
I.1 Planteamiento del problema	6
I.2 Objetivos	7
I.3 Objetivos específicos	7
I.4 Hipótesis.....	7
I.5 Procedimientos durante la investigación	7
I.6 Antecedentes.....	9
II. GEOLÓGICO REGIONAL	13
II.1 Provincias geológicas del sur de México y del Bloque de Chortís.....	13
II.1.1 Provincia Mixteca	17
II.1.2 Provincia Zapoteca	17
II.1.3 Provincia Faja Volcánica Transmexicana	17
II.1.4 Plataforma Guerrero-Morelos	18
II.1.5 Provincia Juchateca	21
II.1.6 Provincia Chatina	22
II.1.7 Provincia Cuicateca.....	22
II.1.8 Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas	23
II.1.9 Bloque de Chortís.....	25
II.2 Estructuras Regionales Mayores	29
II.2.1 Falla de Caltepec	29
II.2.2 Falla Chacalapa	30
II.2.3 Falla Oaxaca.....	30
II.2.4 Sistema de Fallas Papalutla	31
II.2.5 Falla Vistahermosa	35
II.2.6 Frente tectónico sepultado.....	35
II.2.7 Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende	35
II.2.8 Sistema de Fallas Guayape.....	36
II.3 Las Cuencas Cenozoicas del sur de México	37
II.3.1 Cuenca de Taxco	40
II.3.2 Cuenca de Huajuapán – Yanhuitlán	40
II.3.3 Cuenca de Tehuacán.....	41
II.3.4 Cuenca de Mariscala	43
II.3.5 Cuenca de Nuchita.....	43
II.3.6 Cuenca de Etlá.....	43
II.3.7 Cuenca de Toluca	45



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

II.3.8	Cuenca de México	45
II.3.9	Cuenca Puebla-Tlaxcala	46
II.3.10	Cuenca de Oriental	46
III.	ESTRATIGRAFÍA PRE-CENOZOICA DEL ÁREA ESTUDIADA.....	49
III.1	Basamento.....	49
III.2	Paleozoico.....	50
III.3	Mesozoico.....	50
III.3.1	Jurásico	50
III.3.2	Cretácico Inferior.....	51
III.3.3	Cretácico Albiano-Turoniano	52
III.3.4	Cretácico Superior	53
III.4	Unidades Intrusivas	53
III.4.1	Paleozoico Superior Intrusivo (PsIn).....	53
IV.	ESTRATIGRAFÍA CENOZOICA DE LA CUENCA TEHUITZINGO-TEPEXI	55
IV.1	Formación Tepexi (Pgt).....	55
IV.2	Formación Barranca Risco (Pgbr).....	59
IV.3	Formación Pie de Vaca (Pgpv).....	60
IV.4	Grupo Tehuitzingo	64
IV.5	Formación Puerto El Gato (Pgeg).....	64
IV.6	Formación Coatzingo (Pgc).....	66
IV.7	Formación Ahuehuetes (Pgah).....	70
IV.8	Formación Huehuetlán (Pgh).....	72
IV.9	Formación Ajamilpa (Pgaj).....	74
IV.10	Formación Agua de Luna (Ngal)	75
IV.11	Cuaternario.....	77
IV.11.1	Depósitos recientes (Qdr)	77
IV.11.2	Depósitos laháricos (Qlh)	77
IV.12	Unidades Volcánicas	77
IV.12.1	Paleógeno Andesítico (PgAn).....	77
IV.12.2	Paleógeno Riolítico (PgRi).....	77
IV.12.3	Neógeno Basáltico (NgBa).....	77
IV.13	Unidades Intrusivas	78

IV.13.1	Cenozoico Intrusivo (CIn)	78
V. ESTRUCTURA GEOLÓGICA DE LA CUENCA TEHUITZINGO-TEPEXI... 79		
V.1	Rasgos estructurales en el Área Tehuitzingo	81
V.1.1	Sistema de falla Izúcar-Tecolutla- Boqueroncito	81
V.1.2	Falla Colucán.....	84
V.1.3	Estructuras en el relleno del área Tehuitzingo.....	84
V.2	Rasgos estructurales en el Área Huehuetlán-Tepexi.....	88
V.2.1	Sistema de Fallas Teopantlán	88
V.2.2	Falla Patlanoaya	89
V.2.3	Falla Zacapala	89
V.2.4	Falla El Gavilán.....	90
V.2.5	Falla Huehuetlán	91
V.2.6	Falla Tepexi.....	91
V.2.7	Estructuras en el relleno del Área Huehuetlán-Tepexi	92
V.3	Otras fallas en el área	95
V.3.1	Falla Tianguistengo	95
V.3.2	Falla Petlalingo	95
V.3.3	Falla Pozo Hondo	95
V.3.4	Milonita Chilsolote.....	96
V.3.5	Estructuras menores en la Región	96
V.4	Análisis cinemático de las estructuras cenozoicas	96
VI. EVOLUCIÓN Y MODELO TECTÓNICO PARA LA FORMACIÓN DE LA CUENCA TEHUITZINGO-TEPEXI..... 99		
VI.1	Evolución de la Cuenca Tehuitzingo-Tepexi.....	99
VI.1.1	Eoceno medio?-tardío (Antes de los 36. 1).....	101
VI.1.2	Eoceno tardío (A partir de 36. 1 Ma).....	102
VI.1.3	Eoceno tardío (Poco antes de los 33. 9 Ma)	105
VI.1.4	Límite Eoceno-Oligoceno temprano (Antes de los 31. 8 Ma)	107
VI.1.5	Oligoceno temprano (Entre 31. 8 y 29. 9 Ma)	109
VI.1.6	Mioceno-Plioceno?.....	109
VI.2	Modelo tectónico para la formación de la Cuenca Tehuitzingo-Tepexi	113
VII. CONCLUSIONES		
VII.1	Estratigráficas	117
VII.2	Tectónicas	118
VII.3	Evolución de la Cuenca Tehuitzingo-Tepexi.....	120
BIBLIOGRAFÍA		125

**APÉNDICE A COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS MEDIDAS EN LAS
SUCESIONES CENOZOICAS DE LA CUENCA TEHUITZINGO-TEPEXI..... 139**

Área Tehuiztingo140
 COLUMNA ESTRATIGRÁFICA PUERTO EL GATO140
 COLUMNA ESTRATIGRÁFICA TECOLUTLA145
 COLUMNA ESTRATIGRÁFICA ATOPOLTITLÁN149

Área Huehuetlán-Tepexi.....153
 COLUMNA ESTRATIGRÁFICA HUEHUETLÁN153
 COLUMNA ESTRATIGRÁFICA TEJALUCA158
 COLUMNA ESTRATIGRÁFICA COATZINGO163
 COLUMNA ESTRATIGRÁFICA ZACAPALA167
 COLUMNA ESTRATIGRÁFICA COMPUESTA TEPEXI.....169
 COLUMNA ESTRATIGRÁFICA AHUEHUETES173

**APÉNDICE B. LAS CUENCAS SEDIMENTARIAS DESARROLLADAS EN UNA
ZONA DE DEFORMACIÓN TRANSCURRENTE 177**

B. 1 Fallas de desplazamiento a rumbo179

B. 2 Emplazamiento de las Cuencas Transcurrentes181

B. 3 Cuencas pull-apart.....183
 B. 3. 1 Características morfológicas y estratigráficas de una cuenca pull-apart183
 B. 3. 2 Modelos de formación de cuencas pull-apart185
 B. 3. 3 Cuencas desarrolladas por escape tectónico188
 B. 3. 4 Evolución de una cuenca pull-apart188
 B. 3.5 Condiciones de frontera190
 B. 3. 6 Relación traslape/separación190

B. 4 Cuencas *rift* vs Cuencas *Strike-Slip*.....190

B.5 El modelo de la extensión litosférica uniforme aplicado a las cuencas pull-apart192

B. 6 El modelo de tectónica superficial (*thin skinned basin model*)192

B. 7 Aspectos experimentales de las fallas a rumbo.....193

ÍNDICE DE ILUSTRACIONES

Figuras

Figura 1.1. Terrenos tectonoestratigráficos del Sur de México y del Bloque de Chortís... 10

Figura 2.1. Ubicación regional del área estudiada Cuenca Tehuiztingo-Tepexi.....14

Figura 2.2. Provincias Geológicas, la Cuenca Tehuiztingo-Tepexi y el Bloque Mixteco-Zapoteco.15

Figura 2.3. Límites del Bloque Mixteco-Zapoteco.....16

Figura 2.4. Provincias Geológicas y la Cuenca Tehuiztingo-Tepexi.....19

Figura 2.5. Mapa Geológico regional Estructuras mayores.24

Figura 2.6. Mapa geológico del Bloque Chortís (Honduras-Nicaragua).....26

Figura 2.7. Cuencas cenozoicas del Sur de México.33

Figura 4.1. Unidades cenozoicas en la Cuenca Tehuiztingo-Tepexi y los bloques estructurales reconocidos.56

Figura 4.2. Conglomerado clasto soportado de la Formación Tepexi.....	58
Figura 4.3. Fotografías de la Formación Barranca Risco.....	60
Figura 4.4. Fotografías de la Formación Pie de Vaca.....	63
Figura 4.5. Fotografías de la Formación Puerto El Gato.....	66
Figura 4.6. Fotografías de la Formación Coatzingo.....	68
Figura 4.7. Fotografías de la Formación Ahuehuetes.....	71
Figura 4.8. Contacto inferior de la Formación Huehuetlán.....	73
Figura 4.9. Epiclásticos de la Formación Ajamilpa.....	74
Figura 4.10. Conglomerado de la Formación Agua de Luna.....	76
Figura 5.1. Esquema estructural Cuenca Tehuitzingo-Tepexi.....	80
Figura 5.2. Vista panorámica de las estrías de falla en Boqueroncito.....	83
Figura 5.3. Indicadores cinemáticos en una falla del Sistema de Falla Izúcar-Tecolutla-Boqueroncito.....	83
Figura 5.4. Brecha de falla en el Sistema de Falla Izúcar-Tecolutla-Boqueroncito.....	84
Figura 5.5. Estructuras menores en el Área Tehuitzingo.....	86
Figura 5.6. Superficie de falla en el Miembro Boqueroncito.....	87
Figura 5.7. Falla Patlanoaya en el Río Atoyac.....	89
Figura 5.8. Estructuras menores en el Área Huehuetlán-Tepexi.....	93
Figura 5.9. Fallas normales en la Formación Pie de Vaca.....	94
Figura 6.1. Evolución tectonosedimentaria, Cuenca Tehuitzingo-Tepexi.....	100
Figura 6.2. Esquema paleogeográfico Eoceno medio?-tardío (Previo a 36.1 Ma) Cuenca Tehuitzingo-Tepexi.....	103
Figura 6.3. Esquema paleogeográfico Eoceno tardío (A partir de 36.1 Ma) Cuenca Tehuitzingo-Tepexi.....	104
Figura 6.4. Esquema paleogeográfico Eoceno tardío (Previo a 33.9 Ma) Cuenca Tehuitzingo-Tepexi.....	106
Figura 6.5. Esquema paleogeográfico Oligoceno temprano (Antes de 31.8 Ma) Cuenca Tehuitzingo-Tepexi.....	108
Figura 6.6. Esquema paleogeográfico Oligoceno temprano (Entre de 31.8 y 29.9 Ma) Cuenca Tehuitzingo-Tepexi.....	110
Figura 6.7. Esquema paleogeográfico Mioceno?-Plioceno Cuenca Tehuitzingo-Tepexi.....	111
Figura A.1. Columna estratigráfica El Gato, Área Tehuitzingo.....	141
Figura A.2. Columna estratigráfica Tecolutla, Área Tehuitzingo.....	146
Figura A.3. Columna estratigráfica Atopolitlán, Área Tehuitzingo.....	150
Figura A.4. Columna estratigráfica Huehuetlán, Área Huehuetlán-Tepexi.....	154
Figura A.5. Columna estratigráfica Tejaluca, Área Huehuetlán-Tepexi.....	159
Figura A.6. Columna estratigráfica Coatzingo, Área Huehuetlán-Tepexi.....	164
Figura A.7. Columna estratigráfica Zacapala, Área Huehuetlán-Tepexi.....	168
Figura A.8. Columna estratigráfica Tepexi Área, Huehuetlán-Tepexi.....	170
Figura A.9. Columna estratigráfica Los Ahuehuetes, Área Huehuetlán-Tepexi.....	174
Figura B.1. Rasgos estructurales en una Zona de Deformación Transcurrente (ZDT).....	178
Figura B.2. Escenarios tectónicos donde ocurren fallas a rumbo.....	180
Figura B.3. Escenarios de las cuencas transcurrentes.....	182
Figura B.4. Esquema idealizado de una cuenca <i>pull apart</i>	184
Figura B.5. Modelos de formación de cuencas <i>pull apart</i>	186
Figura B.6. Evolución de una Cuenca Transcurrente formada en una falla lateral con flexión.....	187
Figura B.7. Evolución de una cuenca de desgarre al aumentar el traslape.....	189
Figura B.8. Rasgos de una cuenca de desgarre bajo diferentes condiciones de frontera.....	191
Figura B.9. Fracturas en una zona de cizalla y su nomenclatura.....	194
Figura B.10. Evolución de los rasgos estructurales en un modelo de arcilla.....	195

Tablas

Tabla 2.1. Tabla de correlación de las cuencas cenozoicas del Sur de México.....	37
Tabla 2.1(a). Tabla de correlación de las cuencas cenozoicas del Sur de México (Continuación).....	38
Tabla 2.2 Fechamientos en la Cuenca Tehuitzingo-Tepexi.....	44
Tabla 4.1. Tabla de correlación en la Cuenca Tehuitzingo-Tepexi.....	57
Tabla 5.1. Lineamientos en el Bloque El Tenzo-Molcaxac.....	79

Gilberto Silva Romo

Tabla B.1. Clasificación de las Fallas a Rumbo.....181

RESUMEN

En la región sur de Puebla las áreas Tehuitzingo y Huehuetlán-Tepexi, que comparten parcialmente una sucesión aluvio-lacustre con influencia volcánica, se interpretan como cuencas transcurrentes formadas entre el Eoceno medio? y el Oligoceno, cuencas que se integraron en la Cuenca Tehuitzingo-Tepexi, embalse lacustre que se estableció brevemente hacia el límite Eoceno-Oligoceno y se desmembró hacia el Oligoceno temprano. El registro estratigráfico de la Cuenca Tehuitzingo-Tepexi está comprendido cuando menos entre los 36.1 y los 29.9 Ma, y consiste en diez unidades: I) Formación Tepexi de carácter conglomerática de edad Eoceno medio? –Oligoceno temprano. II) Formación Barranca Risco unidad de conglomerados del Eoceno tardío. III) Formación Pie de Vaca de carácter lacustre con huellas de vertebrados consiste en calizas y yesos del Eoceno tardío. IV) Grupo Tehuitzingo conformado por las formaciones: IVa) Coatzingo, unidad lacustre con influencia volcánica, del Eoceno tardío-Oligoceno temprano; IVb) Puerto El Gato, consiste en brechas volcánicas y piroclásticos del Eoceno tardío; IVc) Ahuehuetes formada por ignimbritas, conglomerados, lodolitas tobáceas y limolitas con una edad Eoceno tardío - Oligoceno temprano; IVd) Huehuetlán formada por conglomerados que incluyen clásticos volcánicos procedentes de la Formación Puerto el Gato y de calizas de la Formación Pie de Vaca y IVe) Ajamilpa que consiste en conglomerados, epiclásticos y tobas con una edad Oligoceno temprano. V) Formación Agua de Luna de carácter calcáreo con travertinos y calizas lacustres.

El espacio depositacional de la cuenca fue definido en el marco de la dislocación en bloques que provocaron en la región dos sistemas de fallas laterales izquierdas paleógenas. Primero el desplazamiento del Sistema de Falla Izucar-Tecolutla-Boqueroncito de rumbo general norte-sur generó la cuenca romboide de Tehuitzingo. Después el desplazamiento de las fallas Patlanoaya, Zacapala y El Gavilán de rumbo noreste-sudoeste, junto con el desplazamiento normal de la Falla Tepexi definieron dos depocentros, uno en el sector oriental del Bloque Coatzingo y otro el sudeste del Bloque Ixcaquixtla. En estas cuencas se acumularon las brechas y fanglomerados de la Formación Tepexi y los depósitos turbidíticos y lacustres de la Formación Coatzingo.

En el borde noroeste de la Cuenca Tehuitzingo-Tepexi se edificó una estructura volcánica silícica atestiguada por la Formación Puerto El Gato, interdigitada con la Formación Coatzingo. Hacia el fin del Eoceno tardío, la deformación transcurrente declinó y la Cuenca Tehuitzingo Tepexi adquirió su mayor extensión, como un embalse lacustre con poco tirante de agua, donde se acumuló la Formación Pie de Vaca en el marco de deformación extensional en dirección noreste - sudoeste que formó fallas de crecimiento pequeñas. Este embalse se extendía por todo el bloque Ixcaquixtla, al poniente hasta Izúcar de Matamoros, y hacia el sudoeste muy probablemente hasta Tehuitzingo.

A partir del límite Eoceno-Oligoceno se intensificó la actividad volcánica explosiva reconocida en la Formación Ahuehuetes, así fueron emitidos los flujos de ignimbrita del Miembro Cebolleja; en tanto que hacia Tepexi, se depositaron tobas, areniscas tobáceas turbidíticas y limolitas tobáceas portadoras de flora fósil. Después de la acumulación de la



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.

Formación Ahuehuetes, se reactivó la trama estructural con desplazamiento lateral. Así, el Sistema Izucar – Tecolutla – Boqueroncito acomodó deformación en condiciones transpresivas y formó pliegues. Mientras en el noroeste, el embalse se restringió por la dislocación de la Falla Huehuetlán que favoreció la acumulación de abanicos aluviales a expensas de la denudación parcial de la Formación Pie de Vaca, del basamento y de su cobertura. Hacia el Oligoceno temprano la Falla Zacapala se reactivó como falla normal con bloque caído hacia el norte, así se inició la erosión de la sucesión lacustre previamente acumulada en el Bloque Ixcaquixtla. Este evento erosivo descubrió gran parte del basamento del bloque y se manifiesta en una discordancia que ocurrió después del límite Eoceno-Oligoceno y antes de 31.8 Ma: la Formación Ajamilpa cubre discordantemente a la Formación Ahuehuetes. La Formación Ajamilpa se acumuló en el bloque de techo sincrónicamente al desplazamiento de la falla de crecimiento Zacapala. En el Área Tehuitzingo La sedimentación continuó hasta hace aproximadamente 29.9 Ma, cuando se emplazó la Ignimbrita Atopolitlán intercalada en la sucesión de la Formación Coatzingo y posteriormente la cuenca fue colmatada por los conglomerados cimeros de esta última.

Después de que cesó la tectónica transcurrente hace ~30.9 Ma, el área experimentó un levantamiento probablemente como respuesta al truncamiento del sur de México entre el Oligoceno y el Mioceno. Este levantamiento propició la erosión del área Tehuitzingo y la definición de un drenaje que fluía hacia el Pacífico; mientras que la región al noreste de la Sierra El Tenzo sería drenada por el ancestral Río Atoyac en la vertiente del Golfo de México. El volcanismo del Mioceno-Plioceno de la Faja Volcánica Transmexicana obstruyó el flujo del ancestral Río Atoyac y formó un embalse lacustre entre Santa Isabel Tlanepantla y Molcaxac. La reactivación de las fallas Tepexi y Huehuetlán con desplazamiento normal propició que este nuevo embalse se extendiera en el área Huehuetlán-Tepexi, donde se acumuló la Formación Agua de Luna. Se infiere un levantamiento ocurrido hacia el Mioceno tardío-Plioceno; que favoreció una etapa de erosión vigorosa y el desarrollo de un sistema fluvial que integró al ancestral Río Atoyac a la vertiente del Pacífico.

En el área se reconocieron tres fases de deformación, dos durante el lapso Eoceno medio? –Oligoceno: Una de cizalla lateral izquierda que desarrolló la Cuenca Romboide Tehuitzingo. Una segunda a lo largo de una zona de deformación transcurrente izquierda a lo largo del límite noroeste del Terreno Mixteco y una tercera en el Oligoceno – Mioceno asociada al truncamiento del Sur de México que reactiva las discontinuidades previas.

La formación de la Cuenca Tehuitzingo-Tepexi se inscribe en la evolución de una zona de deformación transcurrente izquierda desarrollada durante el Paleógeno en la zona limítrofe entre la Plataforma Guerrero-Morelos y el Bloque Mixteco-Zapoteco, asociada a un sistema de fallas enlazadas que acomodó el acortamiento en el sur de México. En este sistema participaron entre otras las fallas Oaxaca y Vistahermosa, junto con otras cabalgaduras de la Faja de Pliegues y Cabalgaduras de Zongolica y del Frente Tectónico sepultado. Durante la fase de acortamiento, la Falla de Papalutla se comportó como una falla lateral izquierda que involucró al basamento, y dado su arreglo escalonado, produjo cuencas transcurrentes en aquellos sectores con escalonamiento a la izquierda, en tanto que donde el escalonamiento fue a la derecha, generó fallas inversas.

ABSTRACT

The Tehuizingo and Huehuetlán-Tepexi areas of southern Puebla, which partially share an alluvium-lacustrine succession with volcanic influence, are interpreted as basins formed during left strike-slip faulting during the middle(?) Eocene and Oligocene. These basins were integrated briefly into the lacustrine Tehuizingo-Tepexi basin near the Eocene-Oligocene boundary and dismembered around the early Oligocene. The stratigraphic record of Tehuizingo-Tepexi basin ranges from at least 36.1 to 29.9 Ma and consists of ten units: I) Tepexi Formation of conglomeratic character and middle Eocene? - early Oligocene age; (II) Barranca Risco Formation formed by conglomerates of late Eocene age; (III) Pie de Vaca Formation of lacustrine character, with vertebrate tracks, consisting of limestone and gypsum accumulated during the late Eocene; IV) Tehuizingo Group that consists of five formations: IVa) Coatzingo Formation, a lacustrine unit with volcanic influence of late Eocene-early Oligocene age; IVb) Puerto El Gato Formation, which consists of volcanic breccias and pyroclastic rocks; IVc) Ahuehuetes Formation made up of ignimbrites, conglomerates, tuffaceous lodolites and limolite with a late Eocene - early Oligocene age; IVd) Huehuetlán Formation formed by conglomerates that include volcanic clasts from Puerto del Gato Formation and limestone clasts from Pie de Vaca Formation and IVe) Ajamilpa Formation, which consists of conglomerates, epiclastic deposits and tuffs of early Oligocene age; (V) Agua de Luna Formation that includes travertine and lacustrine limestone.

The depositional basin formed during block dislocation by the action of two Paleogene left strike-slip fault systems in the region. Early stage displacement of the north-south directed Izucar-Tecolutla-Boqueroncito fault system generated the rhomboid-shaped Tehuizingo basin. Later displacement of northeast-southwest trending Patlanoaya, Zacapala and El Gavilán faults along with normal movement of the Tepexi fault defined two depocenters, one in the eastern sector of the Coatzingo block and the other in the southeast part of the Ixcaquixtla block. Conglomerates and breccias of Tepexi Formation and the turbiditic and lacustrine deposits of the Coatzingo Formation accumulated in these basins.

At the northwest edge of the Tehuizingo-Tepexi basin, silicic volcanism built up the Puerto El Gato Formation, intertongued with the Coatzingo Formation. By the end of the late Eocene, strike-slip deformation declined and the Tehuizingo Tepexi basin acquired its largest extension as a shallow lake where the Pie de Vaca Formation accumulated during northeast - southwest extension associated with small growth faults. The lake extended over the entire Ixcaquixtla block to Izúcar de Matamoros in the west, and southwestward probably to Tehuizingo.

From the Eocene-Oligocene boundary increased explosive volcanic activity is recognized in the Ahuehuetes Formation and in the ignimbrites of the Cebolleja Member, while towards Tepexi, tuffs, tuffaceous sandstones, turbidites and tuffaceous limolites



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.

bearing fossil flora were deposited. The structural framework of lateral displacement was reactivated after of the accumulation of the Ahuehuetes Formation. During this reactivation, the Izucar - Tecolutla - Boqueroncito Fault System accommodated deformation under transpressive conditions and folds formed. However, in the northwest the reservoir was restricted by the dislocation of the Huehuetlán Fault, which favored the accumulation of alluvial fans at the expense of the partial erosion of the Pie de Vaca Formation, the basement and its cover. Towards the early Oligocene, the Zacapala Fault was reactivated as a normal fault with the hanging wall to the north, initiating erosion of the lacustrine succession previously accumulated in the Ixcaquixtla block. This erosive event exposed much of the basement in the block and manifests itself as a discordance that occurred after the Eocene-Oligocene boundary and before 31.8 Ma: the Ajamilpa Formation discordantly covers the Ahuehuetes Formation. The Ajamilpa Formation accumulated on the hanging wall synchronously with the displacement of the Zacapala growth fault. Sedimentation continued in the Tehuitzingo area until approximately 29.9 Ma, when the Atopolitlán Ignimbrite was intercalated with the Coatzingo Formation succession and subsequently the basin was filled by conglomerates that covered the latter.

After transcurrent tectonics ceased at ~ 30.9 Ma, the area experienced uplift probably in response to truncation of southern Mexico between the Oligocene and Miocene. This uplift resulted in the erosion of the Tehuitzingo area and the development of drainage flowing into the Pacific, while the region northeast of Sierra El Tenzo would have been drained by the ancestral Atoyac River into the Gulf of Mexico watershed. The Miocene-Pliocene volcanism of Transmexican Volcanic Belt obstructed the ancestral flow of the Atoyac River and a lacustrine basin formed between Santa Isabel Tlalnepantla and Molcaxac. As a result of the reactivation of the Tepexi and Huehuetlán faults with normal displacement, the new reservoir extended into the Huehuetlán-Tepexi area, where the Agua de Luna Formation accumulated. Uplift is inferred in the late Miocene-Pliocene, which favored vigorous erosion and the development of a river system that joined the ancestral Atoyac River to the Pacific slope.

Three phases of deformation are recognized in the area, two of which are during the middle Eocene? – Oligocene: one, a left-lateral shear zone that developed the rhomboid Tehuitzingo basin and the second a phase of sinistral transcurrent deformation at the northwestern boundary of the Mixteca terrane. A third phase during Oligocene - Miocene time was associated with southern Mexico truncation that reactivated previous discontinuities.

The formation of the Tehuitzingo-Tepexi basin is part of the evolution of a zone of sinistral transcurrent deformation developed along the boundary between the Guerrero-Morelos platform and the Mixteca Terrane during the Paleogene, and was associated with a fault bound system that accommodated shortening in southern Mexico. This system involved, among other structures, the Oaxaca and Vistahermosa faults, along with other thrust faults of the Zongolica Fold and Thrust Belt and the Buried Tectonic Front. During shortening, the Papalutla Fault behaved as a left-stepping strike-slip fault that involved the basement and, produced transcurrent basins in those sectors with steps to the left, whereas the right steps generated thrust faults.

I. INTRODUCCIÓN

En los últimos 15 años se han realizado importantes contribuciones al conocimiento de la evolución tectónica del sur de México; sin embargo aún subsisten interrogantes acerca del origen y evolución de las cuencas continentales del Cenozoico. Se hace necesario precisar sus relaciones temporales con los eventos geológicos mayores, en el marco de la reconfiguración del sur de México, que se tradujo en el truncamiento continental y la exhumación del Terreno Xolapa (Morán-Zenteno *et al.*, 1996; Morán-Zenteno *et al.*, 1999; Tolson-Jones, 1998; Alaniz-Alvarez *et al.*, 2002; Keppie y Morán-Zenteno, 2003; Shoemaker *et al.*, 2003; Keppie y Morán-Zenteno, 2005; Ducea *et al.*, 2004). En la región de estudio se reconocen dos sectores aparentemente inconexos, en los que están expuestas sucesiones lacustres; se trata de las áreas de Huehuetlán-Tepexi y de Tehuitzingo. Con base en los elementos comunes que presentan y las edades isotópicas obtenidas en dichas áreas, se propone que conformaron una misma cuenca lacustre a la cual en lo sucesivo se denomina como Cuenca Tehuitzingo-Tepexi.

En este trabajo se estudió detalladamente el registro estratigráfico de las sucesiones lacustres de Tehuitzingo y de Huehuetlán-Tepexi, para establecer su edad, origen y evolución; se reconocieron las fallas mayores, su edad y cinemática, algunas de las cuales controlaron el desarrollo de las cuencas. Se propone un modelo tectónico para la formación de las cuencas del sur de México. Se propone que la formación de las cuencas cenozoicas del sur de México ocurrió en el marco de la reactivación de la Falla Papalutla como falla lateral izquierda durante la orogenia laramide, desplazamiento que habría ocasionado el replegamiento que se observa en la sucesión mesozoica de la Plataforma Guerrero-Morelos. Se extendió el análisis regional hasta la región centroamericana en Honduras y Nicaragua en busca de similitudes de esa región con el sur de México para confirmar o desechar las propuestas previas de acerca de la posible correlación entre el sur de México y el Bloque de Chortís (Mills, 1998; Rogers, 2003; Rogers *et al.* 2007b). Del análisis de la literatura geológica de Honduras-Nicaragua y del sur de México se ha propuesto una reconstrucción paleogeográfica para el Cretácico; en la cual se bosquejan rasgos geológicos comunes (Silva-Romo, 2008a).

La conformación geológica del sur de México denota un evidente truncamiento cortical manifiesto en la exposición de la suite mesocortical del Complejo Xolapa en la franja costera entre Acapulco, Guerrero y Puerto Escondido, Oaxaca. Truncamiento que se ha explicado por el detachment del Bloque Chortís, en un proceso de transferencia del Bloque Chortís desde la Placa Norteamericana a la Placa del Caribe (Pindell y Dewey, 1982; Pindell, 1985; Pindell *et al.*, 1988; 2006; Pindell y Barrett, 1990; Ortega-Gutiérrez *et al.* 1994; Meschede y Frisch, 1998; Mann, 1999; Cerca-Martínez, 2004; Cerca *et al.*, 2004). Keppie y Morán-Zenteno (2003; 2005) proponen un modelo alternativo para explicar el truncamiento del sur de México mediante un acentuado proceso de erosión por subducción que habría ocurrido en tanto que el Bloque Chortís, ya como parte de la Placa del Caribe, se desplazaba a su actual posición desde el sudoeste, conforme a una rotación horaria con polo euleriano ubicado en las cercanías de Santiago de Chile. Por otra parte, una de las



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.

objecciones torales para ubicar al Bloque de Chortís adyacente al sur de México durante el Cenozoico se refiere a la aparente falta de similitud o continuidad de los rasgos tectónicos o petrotectónicos entre Honduras y México (Morán-Zenteno *et al.*, 2007). A partir del análisis de la literatura geológica del Bloque de Chortís y del sur de México, Silva-Romo (2008a) reconoce la probable correspondencia de los rasgos estructurales y del registro estratigráfico entre el sur de México y Honduras, como un argumento a favor de la hipótesis del detachment del Bloque Chortís. En el modelo de Silva-Romo (2008a) la Cuenca Tehuiztingo-Tepexi se formó en el marco del desplazamiento lateral izquierdo del Sistema de Falla Papalutla durante el Paleógeno, fenómeno que ocurrió antes de la exhumación del Complejo Xolapa y probablemente previamente al detachment del Bloque de Chortís. En tanto que el modelo de erosión por subducción de Morán-Zenteno *et al.* (2006) implica un ritmo de erosión veinte veces mayor al que ocurre en la actualidad por lo que se favorece el modelo de truncamiento del sur de México por el *detachment* del Bloque de Chortís (Silva-Romo y Mendoza-Rosales, 2009).

I.1 Planteamiento del problema

La conformación geológica pre-cenozoica del noroeste de Oaxaca y sur de Puebla ha sido estudiada con diversos enfoques (Calderón-García, 1956; Padilla y Sánchez, 1973; Ortega-Gutiérrez, 1978, 1981; Ferrusquía-Villafranca, 1970, 1976; Pantoja-Alor, 1990(1992), Morán-Zenteno *et al.*, 1993; Martiny-Kramer, 2008). España-Pinto (2001) realizó un estudio enfocado a discernir el origen de la Cuenca de Tehuiztingo. En la región de Tepexi de Rodríguez se han reconocido sucesiones lacustres con huellas de vertebrados, con flora y polen (Pantoja-Alor *et al.*, 1988; Magallón-Puebla y Cevallos-Ferriz, 1994a; 1994b; 1994c; Ramírez y Cevallos-Ferriz, 2000; Martínez-Hernández y Ramírez-Arriaga 1996; 1999). Beraldi-Campesi (2003) estudió los aspectos estratigráficos, sedimentológicos y paleontológicos de la sucesión sedimentaria de la Formación Pie de Vaca con base en la propuesta de Pantoja-Alor *et al.* (1988); sin embargo, no se han establecido las relaciones estratigráficas de las sucesiones cenozoicas, edades, su distribución, ni se ha definido la geometría de la cuenca continental involucrada.

Dilucidar la evolución tectonosedimentaria de la Cuenca Tehuiztingo-Tepexi propiciará el reconocimiento de las particularidades y de las condiciones bajo las cuales ocurrió la extensión cortical cenozoica del sector. Se ha propuesto en forma especulativa la continuación de la provincia "*Basin and Ranges*" al sur de la Faja Volcánica Transmexicana con base en la geometría e historia conocida de los grábenes asociados a la Falla Oaxaca (Henry y Aranda-Gómez, 1992) y se ha reportado una cuenca con una orientación norte-sur (Jansma y Lang, 1997) similar a la propia de la Cuenca de Tehuiztingo, condición que sugeriría un régimen tectónico distensivo para el Cenozoico, bajo el cual se desarrollaran cuencas con rumbo general norte-sur, rellenadas por depósitos lacustres y por los productos volcánicos derivados del evento magmático del Eoceno-Oligoceno.

I.2 Objetivos

Plantear un modelo de evolución tectonosedimentaria para la Cuenca Tehuiztingo-Tepexi, que considere sus rasgos estratigráficos y estructurales.

Establecer el marco tectónico en el cual se desarrollaron las cuencas cenozoicas del sur de México en forma consistente con los nuevos datos de este trabajo.

I.3 Objetivos específicos

Definir las características estratigráficas y edad de las sucesiones cenozoicas acumuladas en las áreas Tehuiztingo y Huehuetlán-Tepexi.

Definir los estilos de deformación que presentan las sucesiones cenozoicas de la región sur de Puebla y noroeste de Oaxaca.

Reconocer las fallas mayores involucradas en la deformación cenozoica.

Confrontar las interpretaciones del marco tectónico bajo el cual se acumularon las sucesiones cenozoicas: Tectónica transtensiva (Meschede *et al.*, 1997 y Ratschbacher *et al.* 1991) ó Tectónica distensiva (Henry y Aranda-Gómez, 1992; Jansma y Lang, 1997).

Establecer restricciones a los modelos de evolución tectónica cenozoica del sur de México.

I.4 Hipótesis

La cuenca de Tehuiztingo-Tepexi se formó en el marco de una cizalla cortical izquierda de orientación general noreste-sudoeste asociada al transporte tectónico del Bloque Mixteco-Zapoteco hacia el Este que deformó al Terreno Cuicateco. Cizalla que afectó a la región limítrofe entre el Terreno Mixteco y la Plataforma Guerrero-Morelos, reactivando discontinuidades preexistentes durante el Eoceno medio. La cuenca fue reconfigurada hacia el Oligoceno por la tectónica asociada con el truncamiento continental y la exhumación del Complejo Xolapa.

I.5 Procedimientos durante la investigación

El desarrollo de la tesis requirió de distintas actividades tanto de gabinete como de campo. La metodología de trabajo se puede sintetizar en los siguientes párrafos, donde enuncio la actividad realizada y bajo dos incisos: a) Razones y b) Objetivos.

- 1) *Análisis de trabajos publicados del área.*
 - a) Con ello se conoció el detalle y tipo de unidades estratigráficas utilizadas para caracterizar la geología regional y los rasgos estructurales previamente reconocidos.

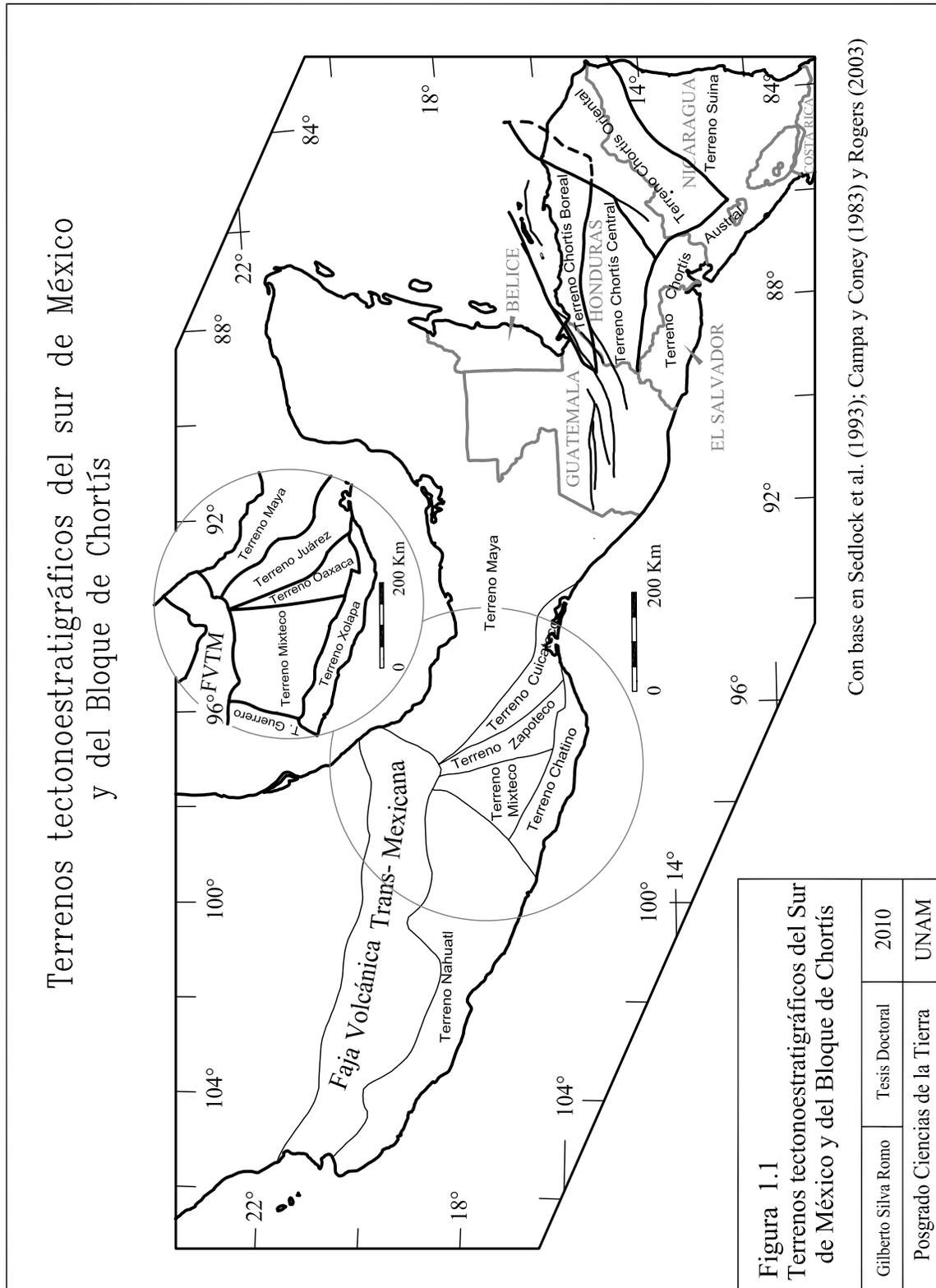
- b) Con base en la información estratigráfica y estructural previa se plantearon hipótesis respecto a la existencia de posibles rasgos estructurales pre-cenozoicos y la forma de confirmarlos.
- 2) *Estudio fotogeológico regional y de detalle en áreas de probable afloramiento de sucesiones cenozoicas.*
- a) La aplicación de los criterios fotogeológicos permiten plantear hipótesis acerca de la conformación geológica de un área, tanto en aspectos litológicos, como estratigráficos y estructurales.
 - b) Elaboración de mapas geológicos preliminares a escala 1: 50,000, en donde se señalaron principalmente los rasgos estructurales reconocidos y las localidades más apropiadas para superar las dudas que hayan surgido durante el estudio de las fotografías aéreas, con ello se obtuvo una visión de conjunto de la región y de las áreas de interés para programar la confirmación de las hipótesis en campo. Cartografía que se sintetiza en el mapa geológico (1) a escala 1:250,000.
- 3) *Análisis crítico de los mapas elaborados.*
- a) Esta revisión favoreció la interpretación de estructuras mayores y el reconocimiento de inconsistencias en la cartografía.
 - b) Optimizar los trabajos de campo al considerar todos los objetivos de observación directa.
- 4) *Verificación de campo, recorridos sobre unidades y visita de localidades previamente establecidas.*
- a) Recabar información geológica general, principalmente aspectos estratigráficos y estructurales.
 - b) Recabar información cronológica, elementos fósiles o muestras de roca susceptibles de ser fechadas. Obtención de información planar y lineal en las discontinuidades, observación de indicadores cinemáticos, estructuras singenéticas, etc.
- 5) *Medición de sucesiones estratigráficas cenozoicas.*
- a) Caracterizar las sucesiones y recabar información estratigráfica.
 - b) Establecer unidades estratigráficas que permitan reconstruir la historia de la región, obtener muestras - debidamente ubicadas en las columnas estratigráficas - susceptibles de ser fechadas para conocer la edad de las unidades.
- 6) *Reinterpretación de los mapas, construcción de columnas estratigráficas, tablas de correlación y otros gráficos con base en los resultados de estudios petrográficos, fechamientos, etc.*
- a) Con ello se sintetizaron los resultados cronológicos, estratigráficos y estructurales.
 - b) Contar con elementos que permitan establecer la edad de las cuencas y su evolución con base en el registro estratigráfico.
- 7) *Revisión crítica de los modelos de evolución tectónica cenozoica del sur de México y de la Región del Caribe.*

- a) Reconocer la validez de la asunción de la ubicación del Bloque de Chortís como continuación del sur de México durante el Paleógeno.
 - b) Establecer las restricciones al marco tectónico cenozoico del sur de México.
- 8) *Elaborar un modelo de evolución tectonosedimentaria con base en las características estratigráficas y estructurales de las cuencas.*
- a) Es necesario discernir la sincronía de las cuencas Tepexi-Huehuetlán y Tehuiztingo, con base en la valoración de la probable reactivación de las fallas pre-cenozoicas reconocidas y tomando en cuenta las características sedimentológicas y estratigráficas de las sucesiones cenozoicas y sus rasgos estructurales.
 - b) Esta síntesis es parte del objetivo planteado en la tesis.
- 9) *Reconocimiento de sistemas estructurales cuyo arreglo espacial y temporal sean consistentes.*
- a) Dada la sincronía entre el desarrollo de las cuencas, se analizó la posibilidad de que el modelo propuesto sea generalizado al resto de las cuencas cenozoicas del sur de México.
 - b) Establecer un modelo tectónico para la formación de las cuencas.

Con el fin de conocer el marco geológico regional de las áreas Huehuetlán-Tepexi y Tehuiztingo, se elaboró la cartografía geológica a escala 1: 250,000 de una superficie de aproximadamente 12, 000 km², comprendido entre los meridianos 97° 30' y 98° 30' W y entre los paralelos 18° 00' y 19° 00' N, superficie que corresponde al cuarto oriental de la carta topográfica Cuernavaca E-14-5 y al cuarto occidental de la carta topográfica Orizaba E-14-6 editadas por el INEGI (1984; 1994). El mapa resultante se denomina como "Mapa Geológico del Sector septentrional del Terreno Mixteco. Con énfasis en el Cenozoico" (Silva-Romo *et al.*, 1999) (Ver el mapa geológico 1). El mapa fue parcialmente compilado y sintetiza los resultados obtenidos en la cartografía a escala 1:50, 000 de las cuencas cenozoicas motivo de la investigación, cartografía que se elaboró mediante compilación, un estudio fotogeológico y trabajo de campo.

I.6 Antecedentes

En el sur de México se han reconocido sectores de la corteza continental cuyo basamento cristalino expresa condiciones de formación diferentes. Los límites de tales sectores corresponden con discontinuidades estructurales mayores; así fueron postulados los terrenos tectonoestratigráficos: Guerrero, Mixteca, Oaxaca, Juárez, Xolapa y Maya (Campa y Coney, 1983) (Ver Figura 1.1B). Otra propuesta de terrenos tectonoestratigráficos fue establecida por Sedlock *et al.* (1993); quienes definen algunos límites diferentes y una nomenclatura más consistente para los entes tectónicos resultantes (Figura 1.1A). La subdivisión tectonoestratigráfica de Sedlock *et al.* (1993), fue el punto partida para generar la hipótesis tectónica que se presenta en este trabajo. Ante la discusión acerca de la extensión espacial de los terrenos, principalmente de los terrenos Guerrero (Nahuatl) y Mixteco (Campa y Coney, 1983; Sedlock *et al.*, 1993; Ortega-Gutiérrez y Elias-Herrera, 2009) en este trabajo se hace referencia a las distintas regiones del sur de



México con base en la subdivisión de provincias geológicas propuesta por Ortega-Gutiérrez *et al.* (1992b) para precisar el sector considerado y al mismo tiempo enfatizar el registro geológico en cuestión, sin que ello se deba interpretar como un enfoque metodológico fijista, dado que en general en este trabajo se revisa el significado de la Falla Papalutla como un rasgo mayor limítrofe entre terrenos. Por otra parte en el caso del Bloque de Chortís, se hará referencia a la subdivisión en terrenos tectonoestratigráficos propuesta por Rogers *et al.* (2007b) pues ofrece una clara e inequívoca alusión a un determinado sector del bloque.

La evolución tectónica del sur de México ha sido estudiada mediante la aplicación de métodos de inversión de estrías (Ratschbacher *et al.*, 1991; Riller *et al.*, 1992; Meschede *et al.*, 1994; Meschede *et al.*, 1997). Sin que se presente en esos trabajos un control de las relaciones estratigráficas y estructurales que guardan entre sí las distintas unidades geológicas involucradas, ni de las características de las unidades acumuladas durante la deformación. Por otra parte, los métodos de inversión de estrías resultan inconsistentes al aplicarlos en medios rocosos con discontinuidades preexistentes (Nieto-Samaniego, 1999), como es el caso de la región sur de Puebla y noroccidental de Oaxaca, donde se ha reconocido la evolución de algunas discontinuidades con una historia compleja de reactivaciones en respuesta a diferentes campos de esfuerzos (Centeno-García, 1988; Alaniz-Alvarez *et al.*, 1996; Alaniz-Alvarez *et al.*, 2002).

Gilberto Silva Romo

II. GEOLÓGICO REGIONAL

En el sector meridional de México (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992a) se observa una tendencia general de las estructuras mesozoicas mayores con un rumbo al nor-noroeste. Esta tendencia estructural está interrumpida en el sector central de México por la Faja Volcánica Transmexicana, rasgo geológico edificado entre el Neógeno y el Cuaternario (Demant, 1978; Ferrari *et al.*, 1999; Gómez-Tuena *et al.*, 2005; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2008) en tanto que en el sur la tendencia estructural se presenta interrumpida por el Terreno Chatino (Xolapa), cuyo basamento de carácter metamórfico y magmático consiste en rocas anfibolíticas del Cretácico-Paleógeno y en granitoides paleógenos (Herrmann *et al.*, 1994; Morán-Zenteno *et al.*, 1996); de tal forma, en el sur de México se define una extensa región con características geológicas heterogéneas, constreñida entre las provincias geológicas Faja Volcánica Transmexicana y Chatina (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992a) (Figuras 2.1 y 2.2). En esa vasta región se desarrollaron distintas cuencas continentales durante el Cenozoico.

En este contexto regional, la Cuenca Tehuiztzingo-Tepexi se encuentra en la porción noroeste del Bloque Mixteco-Zapoteco conformado por los terrenos Mixteca y Zapoteca (Sedlock *et al.*, 1993) (Figura 2.2). Así la cuenca se localiza en la Provincia Mixteca y es limitada al oeste y al norte respectivamente por las provincias Plataforma Guerrero-Morelos y Faja Volcánica Transmexicana (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992b).

El Bloque Mixteco-Zapoteco (Nieto-Samaniego *et al.*, 2006) tiene una forma burdamente triangular y sus límites actuales son: a) al sur la Provincia Geológica Chatina, mediante la Falla de Chacalapa. b) al este limita con la Provincia Cuicateca mediante la Falla Oaxaca (Alaniz-Alvarez *et al.*, 1996), c) al noreste con la cadena plegada de la Sierra Juárez, continuación meridional de la Provincia Cinturón Mexicano de Pliegues y Cabalgaduras (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992b). d) Finalmente hacia el noroeste limita con la Plataforma Guerrero-Morelos mediante la Falla Papalutla (De Cserna *et al.*, 1980; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992b) (Ver Figura 2.3). El Bloque Mixteco-Zapoteco presenta una trama estructural pre-Cenozoica caracterizada por fallas con orientaciones norte-sur, este-oeste, noroeste-sudeste y noreste-sudoeste. La reactivación de las fallas de durante el Eoceno-Oligoceno formó un mosaico de cuencas tectónicas al sur del sector oriental de la Faja Volcánica Transmexicana, las cuales aquí son denominadas Cuencas del Sur.

El Bloque Mixteco-Zapoteco experimentó transporte tectónico hacia el Este durante la fase de acortamiento ocurrida entre el Paleoceno y el Eoceno medio manifiesto en su borde oriental (Nieto-Samaniego *et al.*, 2006).

II.1 Provincias geológicas del sur de México y del Bloque de Chortís

En seguida se presentan las características más notables de las Provincias Geológicas correspondientes al sur de México y del elemento paleotectónico denominado Bloque de Chortís.



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.

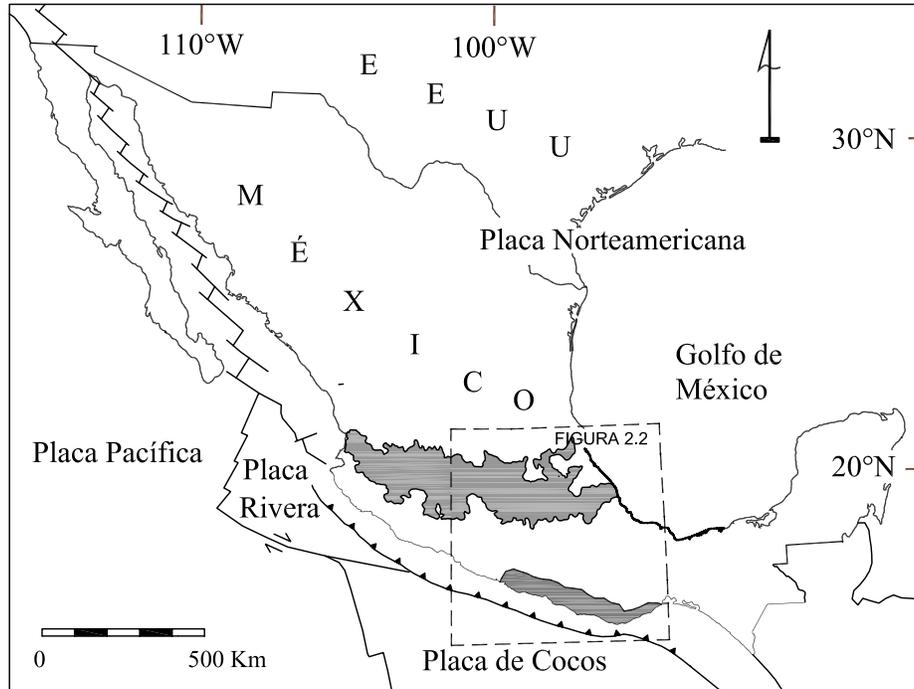
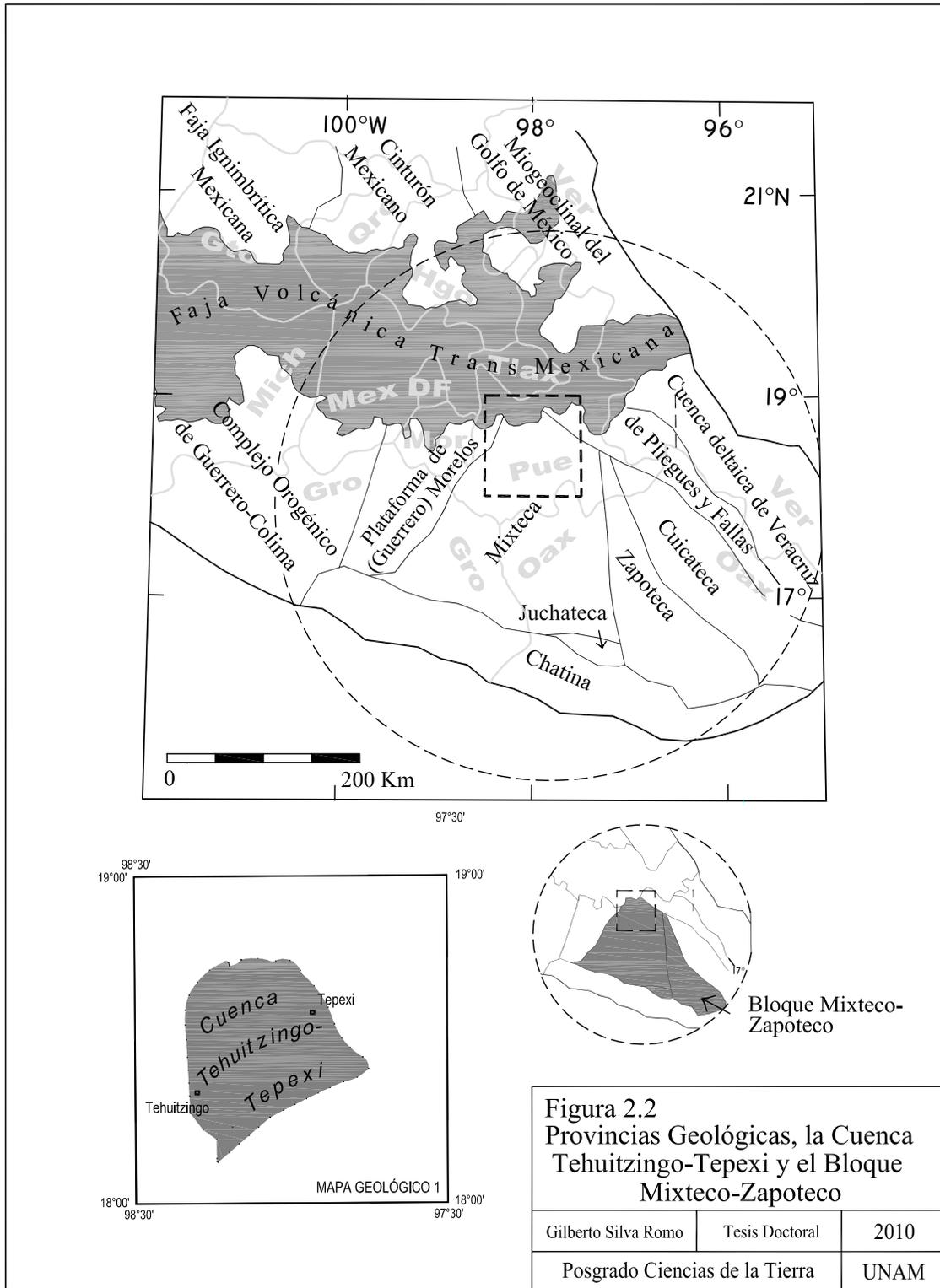
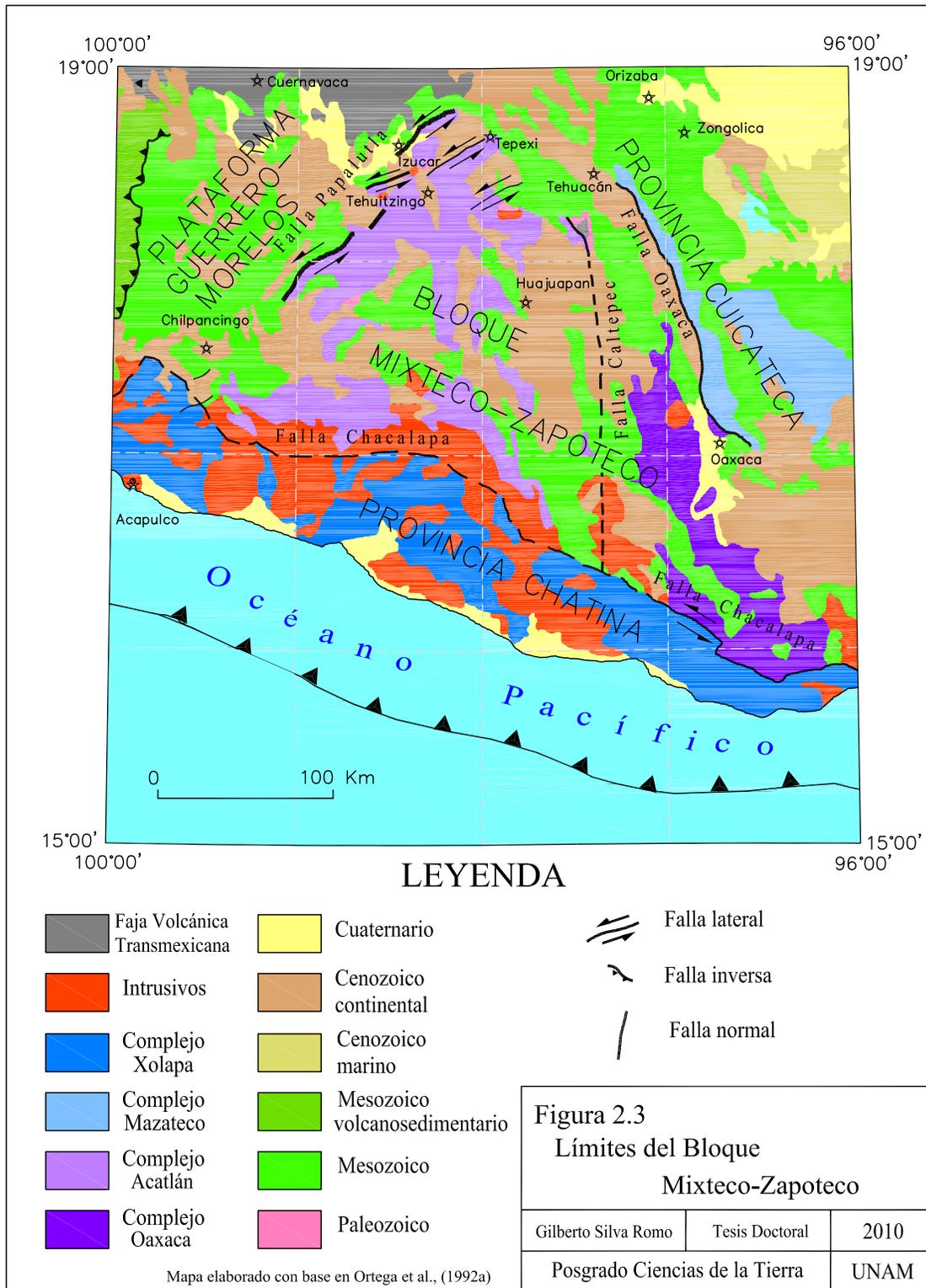


Figura 2.1
Ubicación regional del área estudiada
Cuenca Tehuiztingo-Tepexi

Gilberto Silva Romo	Tesis Doctoral	2010
Posgrado Ciencias de la Tierra		UNAM





II.1.1 Provincia Mixteca

La Mixteca es una provincia geológica paleozoica compleja, cuyo basamento es el Complejo Acatlán, el cual atestigua una historia de deformación y metamorfismo tipo Ciclo de Wilson, durante el cual se formó y se cerró el Océano Iapetus (Ortega-Gutiérrez, 1978). El Complejo Acatlán ha sido caracterizado en las cercanías de Acatlán, Puebla, y se ha fechado por los métodos Rb/Sr y Sm/Nd (Yáñez *et al.*, 1991). El Complejo se ha subdividido de acuerdo al estilo y el número de eventos de deformación que atestiguan en dos Subgrupos: El **Subgrupo Petlacingo** mismo que está caracterizado por metamorfismo de alta temperatura-moderada presión, y se conforma por las formaciones **Cosoltepec**, **Chazumba** y **Migmatita Magdalena**. Mientras el **Subgrupo Acateco** representa metamorfismo de alta presión e incluye a la **Formación Xayacatlán** y a los **Granitoides Esperanza**. Las unidades del Complejo Acatlán con menor grado metamórfico se conocen como **Formación Tecomate** y **Tronco de Totoltepec**; en el Subgrupo Petlacingo se encuentran emplazados los **Intrusivos San Miguel**. (Yáñez *et al.*, 1991). Dicho basamento se encuentra cubierto discordantemente por unidades paleozoicas, mesozoicas y cenozoicas que se describen con detalle en el siguiente capítulo.

II.1.2 Provincia Zapoteca

Se trata de una provincia compleja, compuesta y cuyo basamento consiste en un complejo metamórfico del Proterozoico medio similar a los complejos originados durante la Orogenia Grenvilliana en Norteamérica. Con una cobertura sedimentaria paleozoica temprana que incluye una sucesión calcárea turbidítica y arcillosa portadora de trilobites del Ordovícico (Pantoja-Alor, 1970; Centeno-García y Keppie, 1999) y una sucesión clástica del Mississípico–Pensilvánico denominada formaciones Santiago e Ixtaltepec (Centeno-García y Keppie, 1999). El registro paleozoico de la Provincia Zapoteca se complementa con la sucesión continental paleozoica tardía de la Formación Matzitzi portadora de paleoflora del tipo de los helechos y otras plantas; la Formación Matzitzi incluye un miembro de rocas volcánicas silíceas (Centeno-García *et al.*, 2009). Finalmente la cobertura de terreno incluye una sucesión cretácica de rocas clásticas y calcáreas en la base portadoras de fósiles Huaterivianos y una sucesión calcárea. En el límite entre las provincias Zapoteca y Cuicateca se desarrolló la cuenca cenozoica de Tehuacán-Etla, alojada en un semigraben (Centeno-García, 1988).

II.1.3 Provincia Faja Volcánica Transmexicana

La Faja Volcánica Transmexicana es un arco volcánico continental cenozoico, activo desde el Mioceno, que se ha relacionado con la subducción de la Placa de Cocos a lo largo de la fosa de Centroamérica (Ferrari *et al.*, 1999; Gómez-Tuena *et al.*, 2005; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2008) y que se extiende desde la costa nayarita hasta la costa veracruzana. De acuerdo a Gómez-Tuena, *et al.* (2005) en la Faja Volcánica Transmexicana se reconocen cuatro episodios evolutivos: a) Un arco del Mioceno medio-tardío desarrollado entre 19 y 10 Ma, con productos volcánicos principalmente en la mitad oriental de la Faja, separados del sector nayarita por un *gap* volcánico en la región de Jalisco y Michoacán-Guanajuato. b) Un extenso episodio máfico del Mioceno tardío que migró espacial y

temporalmente en el sector septentrional de la provincia desde el poniente con edades entre 11 y 9 Ma, cerca de Tepic, hasta edades entre 7.5 y 6.5 Ma en la región de Tantima-Álamo, Veracruz, este episodio máfico tiene además manifestaciones a largo de la costa veracruzana con edificaciones volcánicas con edades entre 7 y 3.5 Ma en Palma Sola, Alto de Anegada y los Tuxtles. c) Un pulso volcánico dual con volcanismo silíceo (7.5-5 Ma) y bimodal (5-3 Ma) El volcanismo silíceo se observa en el sector central de la Faja e incluye estructuras caldéricas como Los Azufres, Amealco, Amazcala, Huichapan y Agustinos. El volcanismo bimodal se extiende en el sector meridional entre Morelia, Michoacán, y San Blas, Nayarit, en tanto que entre Guadalajara, Jalisco y Tepic, Nayarit se presentan complejos de domos con edades entre 7.5 y 3.5 Ma. d) Finalmente un arco Plioceno tardío-Cuaternario que se extiende a lo largo de la provincia, este arco manifiesta una clara migración del vulcanismo hacia el sector meridional de la provincia, este arco se caracteriza por la edificación de estructuras volcánicas diversas, desde campos volcánicos monogenéticos, como los de Michoacán-Guanajuato (Hasenaka y Carmichael, 1985) y el de Chichinautzin (Martín del Pozo, 1982) hasta grandes estratovolcanes como los volcanes Iztaccíhuatl y Popocatepetl. En la Figura 2.4 se presentan los rasgos más notables de la Faja Volcánica: Las áreas de afloramiento del episodio máfico del Mioceno tardío y del Arco Plioceno tardío-Cuaternario; además, las calderas mayores.

En el sector oriental de la Faja Volcánica Transmexicana se han reconocido extensas sucesiones de depósitos volcánicos y lacustres del cenozoico, tanto en afloramientos como en pozos profundos yaciendo bajo la cubierta volcánica. Edades K-Ar de muestras del subsuelo y de afloramientos representan un lapso entre el Oligoceno? y el reciente (Nixon *et al.*, 1987; Pérez-Cruz, 1988; García-Palomo *et al.*, 2000; Ferrari, 2004).

La Faja Volcánica Transmexicana, se ha interpretado como el límite entre dos dominios estructurales vigente desde el Eoceno tardío (Alaniz-Alvarez y Nieto-Samaniego, 2005). El dominio norte con migración de la deformación hacia el oeste, representado por la provincia Faja Ignimbrítica Mexicana (Sierra Madre Occidental) y la Mesa Central (Figura 2.4), la cual presenta fallas normales, que acomodaron extensión este-oeste, (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999), mientras que el dominio sur se caracteriza por fallamiento lateral con extensión en dirección noreste-suroeste (Silva-Romo *et al.*, 2001; Alaniz-Alvarez *et al.*, 2002; Alaniz-Alvarez y Nieto-Samaniego, 2005) y con migración de la deformación hacia el este (Nieto *et al.*, 2006). Para Andreani (2008) la Faja Volcánica Transmexicana constituye el borde boreal del elemento tectónico que denomina Bloque México Sur, el cual se habría definido aproximadamente hace 6 Ma.

II.1.4 Plataforma Guerrero-Morelos

La Plataforma de Guerrero-Morelos al igual que el Bloque Mixteco-Zapoteco se encuentra constreñida entre la Faja Volcánica Transmexicana por el norte y la Provincia Chatina (Terreno Xolapa) por el sur. Al oriente limita mediante la Falla Papalutla con la Provincia Mixteca, en tanto que hacia el poniente la plataforma limita, mediante la Falla Teloloapan, con las rocas volcánicas del Grupo Arcelia-Palmar Chico de la Provincia Complejo Volcánico de Guerrero-Colima (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992b). Actualmente se debate si la Plataforma Guerrero-Morelos pertenece al Terreno Mixteco de Campa y Coney

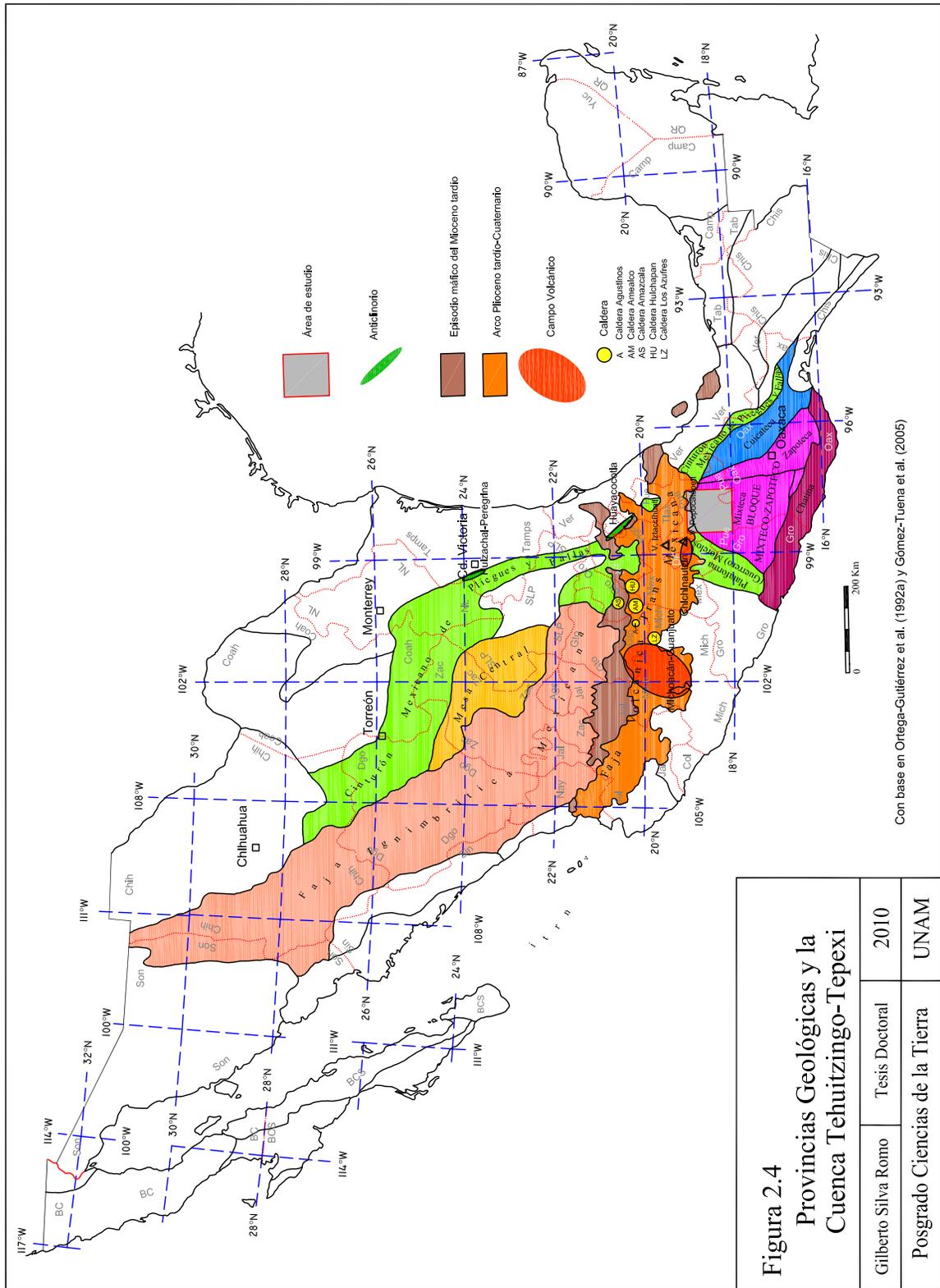


Figura 2.4
Provincias Geológicas y la
Cuenca Tehuiztlingo-Tepexi

Gilberto Silva Romo	Tesis Doctoral	2010
Posgrado Ciencias de la Tierra		UNAM

(1983) o al Terreno Nahuatl de Sedlock *et al.*, (1993), (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2008; Ortega-Gutiérrez y Elías-Herrera, 2009).

La Plataforma Guerrero-Morelos tiene un registro estratigráfico mesozoico que incluye sucesiones carbonatadas principalmente de plataforma y una sucesión turbidítica de siliciclastos. En el sector occidental de la provincia se reconoce como basamento a las rocas del Conjunto metamórfico de Tejupilco, en tanto que en sector oriental el basamento puede ser semejante al Oaxaqueño (Levresse *et al.*, 2007; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2008; Silva-Romo 2008b). El registro estratigráfico del sector occidental de la provincia consiste en la Formación Xochicalco (Aptiano-Cenomaniano) subyacida por rocas volcanoclásticas de la Formación Acahuizotla (Aptiano), mientras en los sectores central y oriental está expuesta la sucesión Morelos (Albiano-Cenomaniano) - Cautla (Turoniano), La Formación Morelos está subyacida en el sector central por la sucesión evaporítica de la Formación Huitzuc y por las rocas clásticas de la Formación Zicapa en el sector oriental (ambas de edad Aptiano). Sobre el conjunto de unidades calcáreas yace la sucesión arenarrollosa de la Formación Mexcala, cuyo alcance estratigráfico empieza en el Turoniano y culmina en el sector occidental en el Santoniano-Campaniano, mientras que en el sector oriental culmina en el Maastrichtiano (Alencaster, 1980). Para Hernández-Romano (1999) la sucesión clástica de la Formación Mexcala, expuesta en el sector oriental, puede tener un alcance hasta el Paleoceno.

De acuerdo a Hernández-Romano (1999), la historia tectonosedimentaria de la cuenca Guerrero-Morelos se puede expresar en dos fases principales: Una fase de cuenca de pos-arco entre el Cretácico temprano y el Cenomaniano tardío y una fase de cuenca de retroarco en el Cenomaniano tardío- Maastrichtiano. Después de un periodo de extensión trasarco entre el Jurásico tardío y el Cretácico temprano (Sánchez-Zavala, 1993), la cuenca Guerrero-Morelos estuvo en relativa calma durante el Albiano-Cenomaniano con desarrollo de sedimentación calcárea y sin aporte siliciclástico; con poca influencia del volcanismo que ocurría en el poniente (Hernández-Romano, 1999). Este panorama sedimentológico cambió hacia el Cenomaniano más tardío cuando ocurrió subsidencia en las partes más occidentales de la provincia, mientras que el sector oriental, incluido el basamento (Complejo Acatlán) fue levantado y expuesto a erosión. Entonces se estableció una rampa calcárea entre la región emergida y el sector deprimido, expresada por la Formación Cautla con sus dos miembros Huitziltepec y Zotolotitlán (Hernández-Romano, 1999). Para Hernández-Romano (1999) este cambio ocurrió entre el Cenomaniano y el Turoniano y pudo deberse a compresión este-oeste y al emplazamiento de escamas tectónicas en la provincia occidental adyacente (Complejo Orogénico de Guerrero-Colima (Ortega-Gutiérrez *et al.*, (1992a), Terreno Guerrero de Campa y Coney (1983) o Terreno Guerrero Compuesto de Centeno-García *et al.*, (2008)), mientras que para Lang y Frerichs, (1998) la deformación inició al final del Turoniano. De acuerdo a Hernández-Romano (1999) la progresión de la deformación hacia el Turoniano ocasionó que la rampa calcárea retrogradara hacia el oriente. Los sectores occidental y central de la cuenca fueron el lugar de acumulación de sedimentos pelágicos y turbiditas siliciclásticas con procedencia volcánica, mientras el sector oriental, donde se acumularon las facies de rampa interna, recibía sedimentación clástica procedente de las rocas calcáreas expuestas a la erosión durante la deformación y de las rocas metamórficas de la Provincia Mixteca, en ese tiempo

expuesta a la erosión. Así, la sedimentación carbonatada en la Plataforma Guerrero-Morelos cesó con el incremento del aporte clástico desde el este en el Coniaciano. Dicho incremento se manifestó como una progradación deltaica hacia el oeste (Hernández-Romano, 1999).

Se ha propuesto que la exposición y denudación coniaciana del Complejo Acatlán fue resultado de la activación de la Falla Papalutla, considerando a ésta como una cabalgadura (Hernández-Romano, 1999); sin embargo esta inferencia, de ser cierta debería de ser corroborada con la yuxtaposición tectónica del Complejo Acatlán sobre la sucesión clástica de la Formación Mexcala, lo cual no es evidente en los mapas regionales (Campa-Uranga *et al.*, 1998; Rivera *et al.*, 1998), únicamente se observa la yuxtaposición del Complejo Acatlán con las rocas clásticas de la Formación Zicapa o con las calcáreas de la Formación Morelos, en una relación estructural que se discute y se reinterpreta más adelante.

La Plataforma de Guerrero-Morelos presenta una configuración estructural compleja con rasgos de carácter tanto compresivo como distensivo y de cizalla lateral. De acuerdo a Meneses-Rocha *et al.* (1994) se reconocen estructuras plegadas con rumbos generales noroeste-sudeste y sudoeste-noreste, al igual fallas laterales con rumbos semejantes. En el sector central de la provincia se reconocen fallas normales con rumbo noroeste-sudeste, que expresan extensión en dirección sudoeste-noreste, que formó cuencas que pueden corresponder con grábenos o con cuencas *pull apart* (Hernández-Romano, 1995), las cuales fueron rellenas por sedimentos continentales de la Formación Balsas y con rocas volcánicas del Eoceno (De Cserna *et al.*, 1980; Hernández-Romano, 1995). Los rasgos que expresan acortamiento en la Plataforma Guerrero-Morelos se refieren a pliegues y cabalgaduras pliegues que presentan un amplio espectro de orientaciones. Sin embargo se pueden reconocer dos sistemas principales, uno con rumbo al noroeste y otro al noreste. La vergencia de los pliegues se observa tanto al este-noreste como al oeste-sudoeste (Cerca *et al.*, 2007). Con base en la geometría truncada de los pliegues, se han propuesto fallas laterales con las cuales se intenta conciliar el peculiar arreglo de las estructuras. La configuración estructural de la Plataforma Guerrero-Morelos se ha interpretado como producto de dos fases de deformación (Cerca *et al.*, 2004; Cerca *et al.*, 2007): La primera laramídica de carácter compresivo con vergencia regional al este ocurrida en el lapso comprendido entre los 88 y los 67 Ma y una segunda fase transpresiva durante el Paleógeno (entre 65 y 36 Ma) que se manifiesta en el replegamiento de las estructuras laramídicas y en la rotación antihoraria de las estructuras, de los bloques semirrígidos y de las sucesión clástica Paleógena correspondiente a la Formación Balsas (Cerca *et al.*, 2004; Cerca *et al.*, 2007). Por otra parte los rasgos estructurales de la Plataforma Guerrero-Morelos han sido explicados en el marco de deformación transcurrente (Velez-Scholvinck, 1988; 1990; Silva-Romo, 2008a).

II.1.5 Provincia Juchateca

La Juchateca es una provincia pequeña localizada en la zona limítrofe entre las provincias Mixteca, Zapoteca y Chatina. De acuerdo a Grajales-Nishimura *et al.* (1999) en la Provincia Juchateca se reconoce una sucesión cuya base se infiere al oeste y su cima al este conforme a las siguientes unidades: a) Diques y stocks gabroides y plagiogranitos con

edades del Pérmico temprano al Triásico tardío. b) Basaltos y rocas piroclásticas c) Intercalaciones de lutitas negras, pedernal, limolitas, areniscas y en forma subordinada calizas en las cuales Mullerried (1945) reporta un cefalópodo de posible edad Pérmico medio. Asignación que es cuestionada (Grajales-Nishimura *et al.*, 1999). La sucesión volcanosedimentaria paleozoica de arco submarino de la Provincia Juchateca, fue interpretada por Grajales-Nishimura *et al.* (1999) como formada en un escenario tectónico de tras-arco dado su carácter toleítico y acumulada en una región adyacente al Complejo Oaxaqueño en virtud de los valores isotópicos de Nd que tienen las rocas sedimentarias. La sucesión considerada como Complejo Juchatengo (Grajales-Nishimura *et al.*, 1999) al igual que el Complejo Oaxaca fueron cortados por plutones del Pérmico temprano (Grajales-Nishimura *et al.*, 1999).

II.1.6 Provincia Chatina

La Provincia Chatina (Sedlock *et al.*, 1993) corresponde con una raíz de arco mesozoica caracterizada por una unidad metamórfica y magmática que consiste en rocas anfibolíticas del Cretácico-Paleógeno intrusionadas por granitoides cenozoicos no deformados (Herrmann *et al.*, 1994; Morán-Zenteno *et al.*, 1996; Solari *et al.*, 2007) (Figura 2.3). La unidad más antigua de la provincia es el Complejo Xolapa que incluye migmatitas de facies anfibolítica, ortogneises, anfibolitas, esquistos pelíticos, esquistos de biotita y mármol (Sedlock *et al.*, 1993). En el Complejo Xolapa se han reconocido cinco fases de deformación (Corona-Chávez *et al.*, 2006). Las características petrológicas del Complejo Xolapa indican un origen en la corteza continental media, cuyo proceso de exhumación fue acompañado por un mecanismo de erosión por subducción (Morán-Zenteno *et al.*, 1996). Se han planteado dos escenarios tectónicos para explicar la exhumación del Complejo Xolapa: a) En el marco del detachment y desplazamiento del Bloque Chortís durante el lapso Eoceno-Mioceno. b) Durante un prolongado proceso de erosión por subducción, mientras el Bloque Chortís como parte de la Placa del Caribe, rota en sentido horario desde una posición al sudoeste (Keppie y Morán-Zenteno, 2005, Keppie *et al.*, 2007). El ritmo de erosión por subducción implicado en el modelo de Keppie y Morán (2005) resulta inusual en cualquier margen convergente conocida (Silva-Romo y Mendoza-Rosales, 2009).

II.1.7 Provincia Cuicateca

La Provincia Cuicateca tiene una geometría burdamente triangular alargada conforme a una franja con orientación noroeste-sudeste; se encuentra entre las provincias Zapoteca y Maya; con la primera de ellas presenta un límite conspicuo de acuerdo al escarpe de la Falla Oaxaca, al pie de la cual se acumuló la sucesión cenozoica de carácter continental de la Formación Tehuacán, La provincia ha sido caracterizada como el registro de una sucesión volcanosedimentaria mesozoica de arco submarino (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992b).

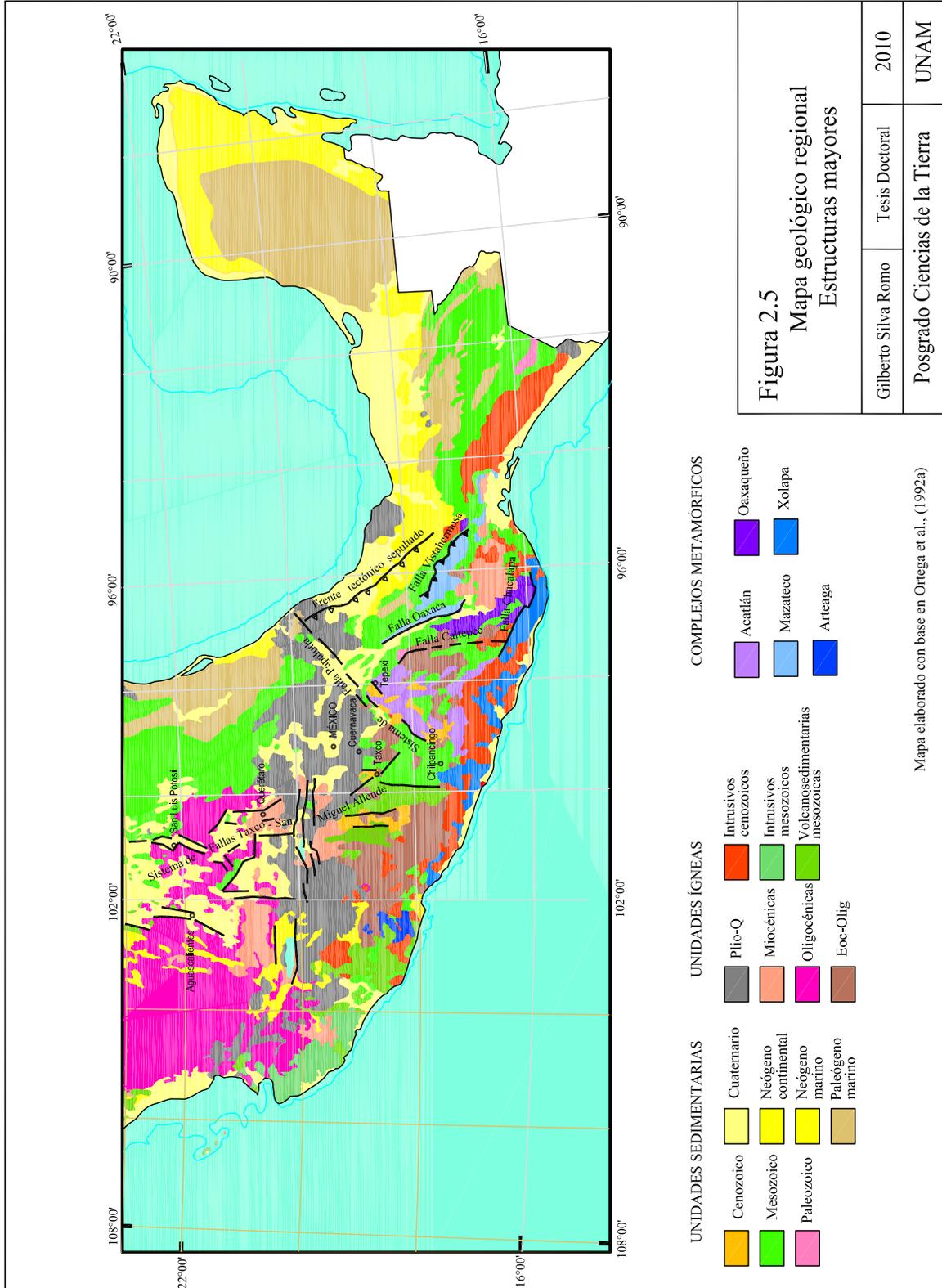
En la provincia se reconoce tres unidades dispuestas como franjas de orientación nor-noroeste (Barboza-Gudiño y Schwab, 1996, Figura 2): a) La unidad más antigua es de carácter metamórfico y está expuesta en el sector sudeste, se trata de una sucesión metasedimentaria siliciclástica con cuerpos lenticulares de serpentinita cizallados

considerada como paleozoica (Barboza-Gudiño y Schwab, 1996). Carfantán (1986) reporta una edad isotópica K-Ar por roca total de 233 ± 12 Ma para esta unidad. b) En la franja central de la provincia se observa una sucesión sedimentaria afectada parcialmente por metamorfismo, en la base es continental de carácter conglomerática y corresponde con la Formación Todos Santos del Triásico-Jurásico (Barboza-Gudiño y Schwab, 1996) y después de carácter marina, los depósitos marinos más antiguos corresponden con la Formación Tepexilotla del Tithoniano (Barboza-Gudiño y Schwab, 1996) En el sector meridional se reconoce una sucesión sin metamorfismo que inicia con la Formación Chivillas que consiste en volcanoclásticos y rocas calcáreas con intercalaciones de derrames basálticos con estructura en almohadilla y conglomerados del Jurásico tardío- Cretácico temprano. Sobre la sucesión anterior yacen unidades calcáreas del Cretácico (formaciones Tamaulipas, Maltrata y Tecamalucan Inferior) y sobre éstas, los depósitos turbidíticos siliciclásticos de la Formación Tecamalucan Superior (Alzaga-Ruíz y Santamaría-Orozco, 1987). c) La unidad más occidental corresponde con una faja milonítica (Faja Mazateca en la Figura 2.5) con protolitos de gneises precámbricos, granitos pérmicos, rocas ígneas mesozoicas y rocas clásticas (Alaniz-Alvarez y Nieto-Samaniego, 1993). Las milonitas presentan una foliación con rumbo nor-noroeste en los bordes de la faja, en tanto que en la parte central la foliación es caótica (Alaniz-Alvarez y Nieto-Samaniego, 1993). Este cinturón ha tenido una historia de deformación desde un tiempo posterior al Pérmico y que continúa hasta el Cenozoico, el cinturón milonítico estuvo expuesto a la erosión en el Cretácico (Alaniz-Alvarez y Nieto-Samaniego, 1993). Para Ángeles-Moreno (2006) la Cuenca Cuicateca corresponde con una Cuenca pull-apart desarrollada entre el Berriasiano y el Hauteriviano.

II.1.8 Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas

La Provincia Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas corresponde con un orógeno edificado en forma diacrónica entre el Cretácico terminal y el Paleógeno. La provincia incluye una sucesión sedimentaria mesozoica acumulada en el marco de una margen pasiva desarrollada durante la fragmentación continental que se tradujo en apertura del Golfo de México. De acuerdo a las reconstrucciones paleogeográficas globales más aceptadas, el proceso de ruptura cortical-apertura del Golfo de México implicó el desplazamiento de bloques corticales (Pindell y Dewey, 1982; Pindell *et al.*, 1988). Dicho fenómeno generó hacia el Mesozoico temprano un relieve continental matizado con altos y bajos corticales que propiciaron vigorosas acumulaciones continentales de lechos rojos del Mesozoico (Morán-Zenteno, 1984), conforme progresó el proceso de apertura hacia el Jurásico tardío, se estableció una sedimentación marina que incluyó acumulaciones evaporíticas y posteriormente calcáreas y calcáreo-arcillosas. Este patrón sedimentológico continuó hasta los inicios del Cretácico tardío, cuando ocurrió un abundante aporte de terrígenos, con lo cual la sedimentación de la provincia adquirió carácter siliciclástico. La deformación de la sucesión mesozoica hacia el final del Cretácico edificó una cadena montañosa cuya geometría estuvo controlada en parte por los rasgos paleogeográficos del Mesozoico temprano (Morán-Zenteno, 1984).

La provincia se presenta dividida en dos sectores por los afloramientos de la Faja Volcánica Transmexicana (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992b). El sector septentrional



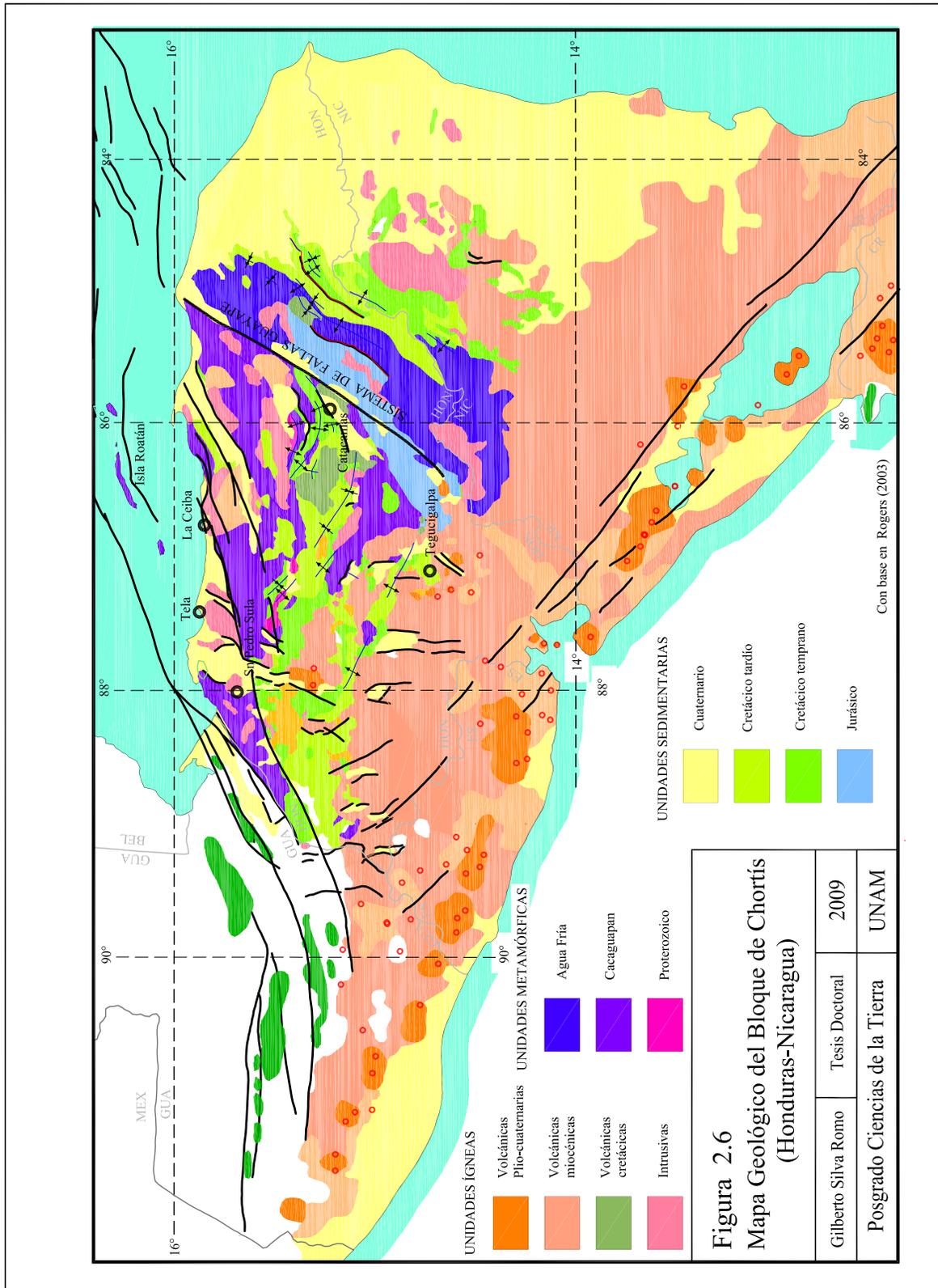
corresponde con la Sierra Madre Oriental, se extiende en dirección noroeste desde la región norte de Puebla-Querétaro hasta el sur del estado de Chihuahua. Las sierras de este sector, conformadas por la sucesión mesozoica deformada conforme a pliegues y cabalgaduras, presentan una flexión con rumbo casi este-oeste entre Monterrey, Nuevo León, y Torreón, Coahuila. La conformación estructural del sector incluye anticlinorios en cuyos núcleos están expuestos los basamentos precámbrico y paleozoico: Anticlinorios Huizachal – Peregrina al poniente de Cd. Victoria. Tamps. (Carrillo-Bravo, 1961) y Huayacocotla en la región norte de Puebla y central de Veracruz. (Carrillo-Bravo, 1965) (Figura 2.4).

El sector meridional del Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas corresponde con la faja más oriental de la Sierra de Juárez, limita al sudoeste con la Provincia Cuicateca y al noreste con la Cuenca deltaica de Veracruz, se caracteriza por el desarrollo de cabalgaduras mayores que dislocan a las unidades mesozoicas, principalmente de carácter calcáreo de edad Albiano-Cenomaniano correspondientes a la Plataforma de Córdoba. La deformación por acortamiento en el sector involucra inclusive a las unidades del Eoceno temprano, propias de la Provincia Cuenca deltaica de Veracruz tal como se ha reconocido en la exploración petrolera (Mossman y Viniegra, 1976). Así, las estructuras más orientales de la provincia se encuentran sepultadas por la sucesión propia de la Cuenca de Veracruz. (Rodríguez-Figueroa *et al.*, 1997; Jennette *et al.*, 2003). Dado el arreglo que presenta los sectores septentrional y meridional del Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas, se ha sugerido que los sectores tuvieron una evolución tectónica diferente y están separados por la proyección del Sistema de Falla Papalutla, discontinuidad mayor actualmente sepultada por los productos volcánicos del sector oriental de la Faja Volcánica Transmexicana (Silva-Romo, 2008b; Silva-Romo y Mendoza-Rosales, 2008).

II.1.9 Bloque de Chortís

Se reconoce como Bloque Chortís al elemento cortical que conforma al sector noroccidental de Centroamérica, el bloque incluye a los territorios de Honduras, Nicaragua y parte de Guatemala; y se considera su extensión hacia el noreste en Alto de Nicaragua dentro del Mar Caribe. El espesor cortical del bloque varía entre 35 y 40 km (Case *et al.*, 1984 y citas incluidas en ese trabajo). La corteza bajo el Alto de Nicaragua en su sector occidental adyacente a Honduras y Nicaragua es probablemente continental; mientras hacia el este los datos gravimétricos sugieren corteza oceánica bajo Jamaica; en tanto que en el sur del Alto de Nicaragua los datos de pozos y estratigrafía acústica sugieren la presencia de corteza oceánica (Rogers, 2003).

A grandes rasgos, el Bloque de Chortís consiste en: a) un basamento metamórfico con rocas Precámbricas, Paleozoicas y Mesozoicas, b) una sucesión sedimentaria mesozoica que comprende una sucesión de rocas clásticas y calcáreas del Jurásico medio, un paquete grueso de rocas calcáreas del Cretácico, cubierto por rocas detríticas también cretácicas y c) dos sucesiones volcánicas cenozoicas, ambas del Neógeno, la más antigua Miocena y de carácter ignimbrítico, en tanto que la segunda consiste en los productos andesíticos del arco volcánico activo que se extiende a lo largo de Centroamérica (Figura 2.6). El Bloque Chortís limita al noroeste con la faja deformada cenozoica de Chiapas-Guatemala mediante el sistema de fallas Polochic-Motagua.



Estructura del Bloque de Chortís. Los rasgos de deformación de las unidades mesozoicas y cenozoicas incluyen pliegues moderadamente complejos con rumbos noroeste y noreste, y numerosos bloques con fallas inversas. En el sector occidental se presentan un conjunto de grabenes y medios grabenes que involucran a la sucesión volcánica del Mioceno.

Con base en un análisis tectonoestratigráfico, Rogers (2003) propone al Bloque de Chortís como un Superterreno conformado por cinco elementos tectónicos definidos por los contrastes en su registro geológico y en su basamento magnético, (Ver Figura 1.1) De acuerdo a Rogers *et al.* (2007a) cuatro de los terrenos del Bloque de Chortís son contraparte de los propios del sur de México; correspondencia que es cuestionada por Silva-Romo (2008a) en una reconstrucción paleogeográfica que considera el registro estratigráfico y los rasgos estructurales del sur de México y del Bloque de Chortís.

Terreno Chortís Boreal

Basamento: Gneises de alto grado y batolitos del Cretácico tardío y del Paleógeno muy deformados por cizalla y rocas metasedimentarias del Cretácico (Horne y Pushkar, 1976; Manton, 1987; Manton y Manton, 1999; Avé-Lallemant y Gordon, 1999). En el sector occidental del Terreno Chortís boreal se reconocen cuerpos intrusivos con edades Eoceno-Oligoceno, entre 38. 5 y 28. 9 Ma. En tanto que los intrusivos cretácicos tienen edades de 71. 8 y 93. 3 Ma. (Rogers, 2003). Se corresponde con el Terreno Xolapa del sur de México.

Terreno Chortís Central

Basamento: Esquistos y Gneisses del Grupo Cacaguapa (Rogers, 2003 y referencias incluidas) y Ortogneises de edad Grenviliana (Manton, 1996). De acuerdo a Rogers (2003) la sucesión estratigráfica del Terreno Chortís Central tiene un espesor aproximadamente 3,500 m. Dicha sucesión incluye a las siguientes unidades estratigráficas: *Formación Tepemichin*, lechos rojos prealbianos representados por conglomerados clasto-soportados con gravas de cuarzo y fragmentos de rocas metamórficas en una matriz de arena. Espesor 230 m. *Formación Atima inferior*. Calizas grises por lo general masivas wackestone y packstone de foraminíferos y peletoides, ocasionalmente dolomitizadas Edad Aptiano-Albiano inferior. Espesor 930 m. *Gupo Yojoa*. Agrupa una sucesión volcánica y volcanoclástica de aproximadamente 1000 m, subdividida en las formaciones Manto y Tayaco que representan un cambio de facies. *Formación Manto*: Derrames andesíticos y dacíticos. *Formación Tayaco*: Lechos rojos constituidos por conglomerados, areniscas y lutitas y lodolitas todos ellos de carácter volcánicos y con colores rojos y marrón con ocasionales fragmentos de rocas metamórficas, en forma subordinada se presentan packstones y lodolitas calcáreas. Edad Aptiano-Albiano. *Formación Atima Superior* que consisten en wackestone y packstone de bioclastos y peletoides en estratos que varían de masivos a delgados con intercalaciones subordinadas de lodolitas calcáreas arenosas. Edad Albiano medio-tardío. Espesor 620 m. *Formación Valle de Ángeles*, unidad de lechos rojos que incluyen brecha polimíctica con clastos de caliza en tamaño de cantos soportados por

una matriz de arena gruesa. Esta unidad junto con la sobreyacente Formación Guanaco son consideradas de edad Albiano tardío Cenomaniano temprano. Espesor 450 m. *Formación Guanaco*. Calizas packstone-wackestone de bioclastos y peletoides arenosas de color ocre. Espesor 270 m. En la reconstrucción paleogeográfica de Rogers *et al.* (2007b) el Terreno Chortís central se representa la continuación de los Terrenos Mixteco y Oaxaca, en tanto que Silva-Romo (2008a) considera que se trata de la extensión meridional de la Plataforma Guerrero-Morelos.

Terreno Chortís Oriental

Como basamento del Terreno Chortís Central, Rogers (2003) reconoce al cuerpo basal de la Formación Agua Fría de edad Bathoniano, el cual está afectado por metamorfismo. La Formación Agua Fría consiste en lutitas y areniscas marinas, calizas de aguas someras, secuencia continental de areniscas y lutitas con estratos carbonosos. La Formación Agua Fría fue deformada y parcialmente metamorfoseada previamente a la acumulación de las unidades cretácicas. La unidad mesozoica más ampliamente extendida en el Bloque Chortís es la Formación Valle de Angeles, la cual expresa un cambio en la sedimentación de carbonatos a depósitos clásticos. La Formación Valle de Ángeles inferior es una brecha polimíctica con un espesor de 350 metros en el área de Frey Pedro, y es sobreyacida por la Formación Gualaco de carácter calcáreo y marina con fósiles del Albiano tardío-Cenomaniano (Rogers, 2003 y referencias incluidas); otras unidades marinas intercaladas en la Valle de Ángeles son las formaciones Esquias y Jaitique. Rogers (2003) considera que Terreno Chortís Oriental se puede equiparar con el Terreno Juárez del sur de México; sin embargo, en este elemento tectónico no se reconoce ninguna secuencia correlativa al Jurásico Superior que incluya rocas volcánicas submarinas como se reconoce en la Formación Chivillas o en el complejo milonítico del Terreno Juárez, en tanto que la Formación Agua Fría se correlaciona con el Grupo Tecocoyunca del sur de México (Silva-Romo, 2008a).

Terreno Chortís Meridional

Está caracterizado por un basamento cuyo espectro magnético presenta límites abruptos con el registro magnético de los terrenos adyacentes. En este terreno está expuesta una gruesa cobertura de rocas volcánicas del Mioceno propias del arco volcánico de Centroamérica. Rogers (2003) propone tentativamente la correspondencia entre el Terreno Chortís Meridional con el Terreno Guerrero, de tal forma postula un modelo de evolución tectónica que involucra la rotación del Bloque de Chortís. Sin embargo, es posible conciliar las semejanzas en el registro geológico entre el Bloque Chortís y el sur de México en un modelo no rotacional (Silva-Romo, 2008a) como se presenta más adelante.

Terreno Siuna

El Terreno Siuna propuesto por Venable (1994) se caracteriza en el distrito minero Suina en el norte de Nicaragua por serpentinitas y cúmulos de rocas ultramáficas yuxtapuestos por cabalgaduras; esas rocas presentan características isotópicas de corteza oceánica (Rogers *et al.*, 2007c). El acortamiento que involucra a sus rocas sedimentarias cretácicas y rocas volcánicas calco-alcálicas, ocurrió con vergencia hacia el norte y al oeste y es posfechado por intrusivos no deformados de 75.6 ± 1.33 Ma y de 59.89 ± 0.47 Ma. (Venable, 1994). De acuerdo a Venable (1994) el Terreno Siuna representa un arco de islas

oceánico desarrollado sobre corteza oceánica durante el Cretácico temprano – inicios del Cretácico tardío y posteriormente en el Cretácico tardío fue acrecionado al Bloque de Chortís. Para Rogers *et al.* (2007c) el Terreno Suina formó parte del borde frontal del arco de islas Guerrero-Caribe acrecionado a la margen sur de México y al Bloque Chortís en el Cretácico tardío.

El registro geológico y la conformación estructural del área norte de Honduras en Centroamérica (Rogers 2003) presentan semejanzas estratigráficas y estructurales a los rasgos geológicos observados en la zona limítrofe entre las provincias Guerrero-Morelos y Mixteca, que permiten proponer una hipótesis de trabajo acerca de la configuración mesozoica del sur de México con el Bloque de Chortís adyacente a la actual margen continental mexicana en un ensamble semejante al propuesto por Dickinson y Lawton (2001): Desde el punto de vista estratigráfico la sucesión clástica de la Formación Tepemechin de Honduras por su carácter litológico y su posición estratigráfica bajo una unidad calcárea de plataforma albiana (Formación Atima Inferior) es equiparable con la Formación Zicapa que subyace a la Formación Morelos (Silva-Romo, 2008a).

II.2 Estructuras Regionales Mayores

Dado que se propone que la reactivación cenozoica de la trama estructural del Sur de México condicionó la formación de las cuencas del sur, se presenta una síntesis de las características y cinemática de las estructuras mayores del entorno del Bloque Mixteco-Zapoteco incluido el Bloque de Chortís, estructuras que resultan involucradas en el modelo tectónico que se propone para la formación de las cuencas cenozoicas (Ver Figura 2.5).

II.2.1 Falla de Caltepec

La Falla de Caltepec (Figuras 2.3 y 2.5) Se trata de un rasgo estructural mayor que yuxtapone a los terrenos Mixteco y Oaxaca (Zapoteca) (Campa y Coney, 1983; Sedlock *et al.*, 1993) mediante una zona de deformación dúctil en la cual se emplazó el granito sintectónico Cozahuico en el Pérmico temprano (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002; Elías-Herrera *et al.*, 2005). La falla de Caltepec está expuesta al sudeste de Caltepec, Puebla, donde presenta un rumbo norte a lo largo de casi 20 km, sin embargo se considera que tiene continuidad lateral al norte hasta la Faja Volcánica, en tanto que hacia el sur se supone termina abruptamente contra el Complejo Xolapa, basamento del Terreno Chatino (Elías-Herrera *et al.*, 2005).

Cinemática y cronología. Los terrenos Mixteca y Zapoteco se amalgamaron, mediante la Falla Caltepec de carácter lateral derecha, cuando colisionaron en forma oblicua Laurentia y Gondwana en un intervalo entre 275.6 ± 1 Ma y 270 ± 2.6 Ma., evento que se relaciona con la integración de Pangea. A partir de entonces estos bloques definieron el basamento del ahora sur de México. La Falla de Caltepec presenta un arreglo estructural de una semiflor: El Granito Cozahuico emplazado entre los terrenos cristalinos presenta al oriente un contacto por falla normal con el Complejo Oaxaqueño, mientras al poniente se observa sobrepuesto tectónicamente sobre el Complejo Acatlán en un contacto por falla inversa (Elías-Herrera *et al.*, 2005). La Falla de Caltepec es una falla de larga vida que ha experimentado reactivación durante el Mesozoico y en el Cenozoico (Elías-Herrera *et al.*,

2005; Santamaría-Díaz *et al.*, 2008). Martiny-Kramer (2008) documenta deformación asociada a la reactivación de la Falla de Caltepec en las rocas volcánicas del Oligoceno temprano. Martiny-Kramer (2008) reporta fallamiento normal entre rocas conglomeráticas y volcánicas al sur de la zona milonítica de Caltepec, Martiny-Kramer (2008) también asocia el emplazamiento de diques y cuerpos hipabisales con rumbo cercano al norte, en la Formación Yanhuatlán con la reactivación de la Falla de Caltepec. Otras estructuras asociadas a la reactivación de discontinuidades norte sur tienen desplazamiento lateral izquierdo como la Falla Las Peñas (Martiny-Kramer, 2008), estructura que se extiende por más de 18 km en las cercanías de Tezoatlán, Oaxaca.

II.2.2 Falla Chacalapa

La Falla Chacalapa (Figuras 2.3 y 2.5) propuesta originalmente como la sutura entre los terrenos Chatino y Zapoteco por Ortega-Gutiérrez y Corona-Esquivel (1986) forma parte de un conjunto de zonas de cizalla izquierda (Ratschbacher *et al.*, 1991; Riller *et al.*, 1992) interrumpidas por granitoides del Eoceno-Oligoceno en el borde septentrional del Complejo Xolapa (Schaaf *et al.*, 1995; Hernández-Bernal y Morán-Zenteno, 1996). En el sector meridional de Oaxaca en donde tiene un rumbo general este-oeste, se reconoce la estructura a la largo de 50 km y se manifiesta como una zona de cizalla conformada por rocas de falla foliadas y cataclásticas que incluye ultramilonitas, milonitas, protomilonitas y cataclasitas (Tolson, 2005) En esta área se observan dos sectores de la Falla Chacalapa, el occidental con desarrollo de una franja milonítica continua de hasta 2 km de ancho y el oriental con carácter trenzado o anastomosado. En las áreas adyacentes a la Falla Chacalapa, las rocas de los complejos Oaxaca y Xolapa presentan rasgos de deformación dúctil con vergencia al norte (Tolson, 2005).

Cinemática y cronología. La Falla Chacalapa tuvo un desplazamiento en los dominios de régimen dúctil y quebradizo. De acuerdo a Tolson (2005) La edad del desplazamiento lateral izquierda está comprendida entre los 29 ± 0.2 (Edad del Intrusivo Huatulco afectado en su sector meridional por milonización) y los 23.7 ± 1.2 Ma (Edad de un dique que corta a las milonitas). En el entorno de la falla se reconocen otras fallas de desplazamiento oblicuo lateral-normal, algunas de ellas aún activas (Delgado-Argote y Carballido-Sánchez, 1990).

II.2.3 Falla Oaxaca

La Falla Oaxaca es uno de los rasgos estructural más conspicuos del sur de México y también es la estructura más estudiada. Se trata de una estructura de larga vida que presenta una longitud de cerca de 380 km (Figuras 2.3 y 2.5). De acuerdo con Nieto-Samaniego *et al.* (1995), se pueden reconocer tres sectores principales en la estructura. El sector norte que se expresa como la alineación de los volcanes Cofre de Perote y Pico de Orizaba, los cuales definen un lineamiento ~ norte-sur. El sector medio es el más notable, se extiende entre las ciudades de Tehuacán, Puebla, y Oaxaca, Oaxaca con un rumbo general nor-noeste, y tiene como expresión un escarpe definido por rocas de falla. El sector sur corresponde a la continuación del lineamiento estructural desde Oaxaca, Oaxaca, hasta Miahuatlán, Oaxaca.

Cinemática y cronología. La estructura atestigua una historia de reactivación con cambio en su dinámica, cuando menos en cuatro ocasiones. La actividad más antigua que se reconoce se refiere a un desplazamiento lateral que se ha asociado a la apertura del Golfo de México, el sentido del movimiento no se puede reconocer claramente, sin embargo, puede ser derecho (Alaniz-Alvarez *et al.*, 1996). Una etapa de reactivación tiene que ver con la exhumación de las rocas miloníticas, durante el Cretácico temprano, como se puede inferir de la presencia de clastos de rocas miloníticas en la sucesión marina del Cretácico temprano (Alaniz-Alvarez *et al.*, 1994). La tercera fase se refiere a la deformación laramídica, la cual tuvo vergencia hacia el este (Alaniz-Alvarez y Nieto-Samaniego 1997, Eguiza-Castro, 2001, Nieto-Samaniego *et al.*, 2006). La última etapa de reactivación ha ocurrido a lo largo del Cenozoico (Centeno-García, 1988; Nieto-Samaniego *et al.*, 1995; Dávalos-Álvarez *et al.*, 2007) y tiene que ver con la generación de la Cuenca de Tehuacán y con la definición del escarpe que caracteriza a la estructura en el sector central. En el relleno de la Cuenca de Tehuacán se han obtenido fechas K-Ar de 52.2 ± 1.4 Ma (Dávalos *et al.*, 2007), 27.1 ± 0.6 Ma (Nieto-Samaniego *et al.*, 2006) y de 16.4 ± 0.5 (Dávalos *et al.*, 2007). En las cercanías de Etna, la edad de la reactivación está constreñida por la edad Mioceno temprano de la Formación Suchilquitongo (Urrutia-Fucugauchi y Ferrusquía-Villafranca, 2001). Con base en lo cual se documenta una migración de norte a sur del depocentro adyacente a la falla desde la región de Tehuacán hacia Etna. Una reactivación reciente se infiere de la morfología del sector central. En el borde noroccidental de la Cuenca de Tehuacán ocurrió actividad hidrotermal que favoreció el desarrollo de “onix mexicano” en fracturas, proceso que tuvo su manifestación más tardía hace 52 ± 5 ka (Michalzik *et al.*, 2001).

II.2.4 Sistema de Fallas Papalutla

Se ha propuesto al Sistema de Fallas Papalutla como un rasgo estructural mayor con un rumbo general noreste-sudoeste entre Acapulco, Guerrero y Jalapa, Veracruz (Silva-Romo y Mendoza-Rosales, 2009) (Figuras 2.3 y 2.5). Esta estructura hipotética bisectaría el sur de México.

Inicialmente se reconoció como Falla Papalutla a la estructura que yuxtapone a las rocas del Complejo Acatlán sobre la sucesión calcárea del Cretácico temprano (De Cserna *et al.*, 1980). Este rasgo es considerado el límite entre las provincias geológicas Plataforma Guerrero-Morelos y Mixteca (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992b) y entre los terrenos tectonoestratigráficos Nahuatl y Mixteco (Sedlock *et al.*, 1993; Ortega-Gutiérrez y Elías-Herrera, 2009) (Figura 1.1). Desde su reconocimiento la explicación de la falla ha sido motivo de dudas dada su edad terciaria, ya que involucra con desplazamiento inverso, a la sucesión cretácica plegada bajo las rocas metamórficas del Complejo Acatlán, en un entorno tectónico cenozoico distensivo (De Cserna *et al.*, 1980).

La Falla de Papalutla en su extensión original se observa segmentada en tres sectores y se considera su extensión hasta el Terreno Chatino (Xolapa) (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002). Los sectores Chiautla e Izúcar tienen un arreglo escalonado a la izquierda y están separados por cuencas lacustres cenozoicas. El segmento más conocido es el correspondiente a Papalutla, y su traza define una flexión hacia la derecha. En la proyección sudoeste de la Falla Papalutla se encuentra la Caldera Alquitrán; mientras en el

Gilberto Silva Romo

extremo noreste, se encuentra la Cuenca de Tehuitzingo-Tepexi que se estudia en este trabajo. (Ver Figura 2.7). Cerca *et al.*, (2007) consideran que La Falla Papalutla se restringe al Sector Papalutla.

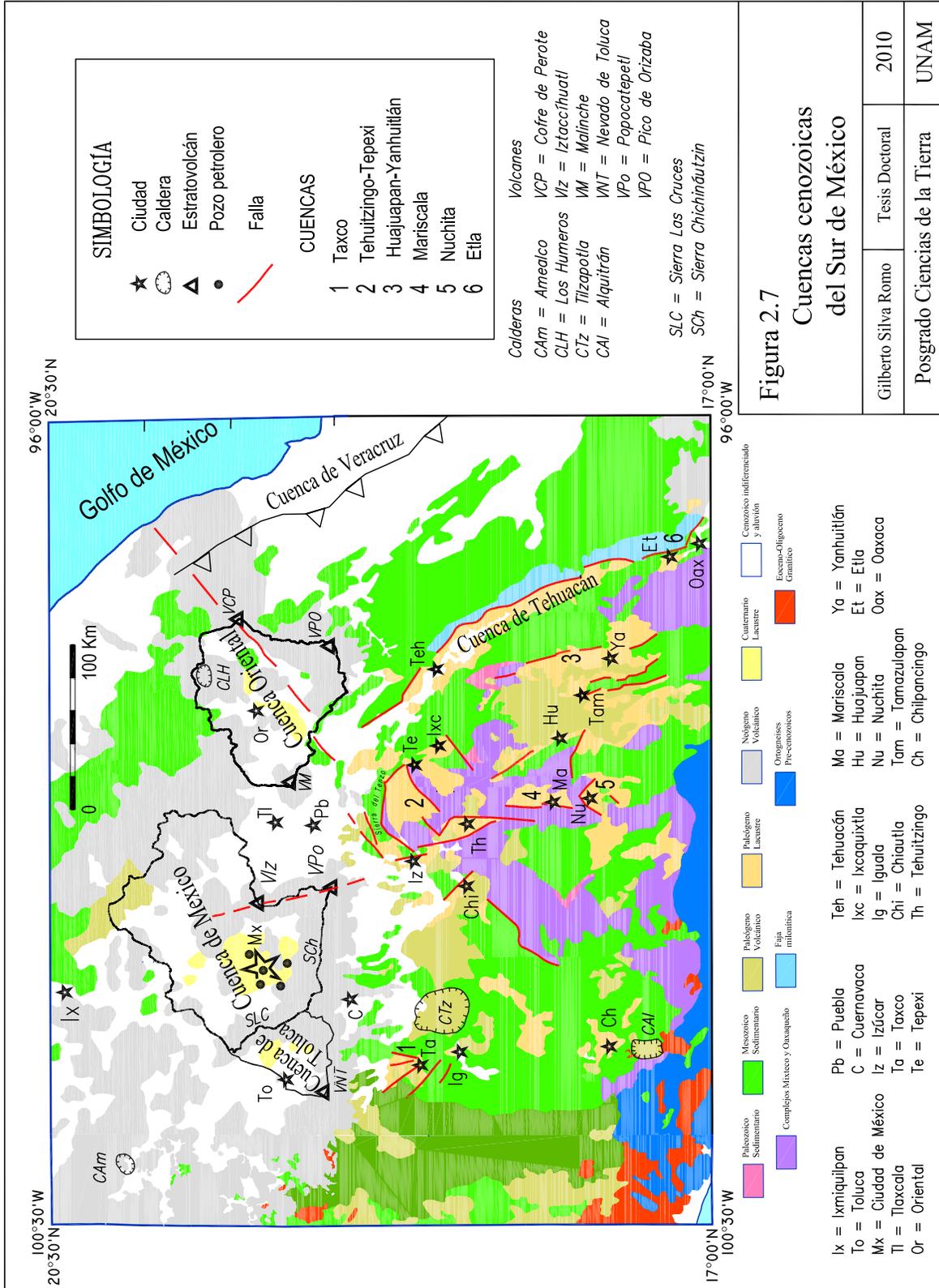


Figura 2.7
Cuencas cenozoicas del Sur de México

Gilberto Silva Romo	Tesis Doctoral	2010
Posgrado Ciencias de la Tierra		UNAM

Ix = Ixmiquilpan
 To = Toluca
 Mx = Ciudad de México
 Tl = Tlaxcala
 Or = Oriental
 Pb = Puebla
 C = Cuernavaca
 Iz = Izúcar
 Ta = Taxco
 Te = Tepexi
 Teh = Tehuacán
 Ixc = Ixcaquixtla
 Ig = Iguala
 Chi = Chiautla
 Th = Tehuiztingo
 Ma = Mariscala
 Hu = Huajuapán
 Nu = Nuchita
 Tam = Tamazulapán
 Ch = Chilpancingo
 Ya = Yanhuitián
 Et = Etla
 Oax = Oaxaca

Regionalmente se ha propuesto que bajo la Faja Volcánica Transmexicana se encuentra oculta una discontinuidad mayor que explica tanto la distribución del basamento grenvilliano (Keppie, 2004), como la disimetría en el estilo de deformación entre el sectores norte y sur de México (Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005). Por otro lado se han reconocido rasgos geológicos que cuestionan el carácter de la Faja Volcánica Transmexicana como una discontinuidad mayor: a) Se ha bosquejado la continuidad entre los bordes occidentales de las plataformas calcáreas de Valles-San Luis y Guerrero-Morelos para explicar la naturaleza de la Falla Taxco-San Miguel Allende, rasgo estructural que cruza la Faja Volcánica Transmexicana (Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005); b) Se ha reconocido la continuidad del magmatismo silícico semejante al propio de la Sierra Madre Occidental al sur de la Faja Volcánica (Morán-Zenteno *et al.*, 2004) y c) recientemente se ha bosquejado la presencia de basamento grenvilliano bajo la Plataforma Guerrero Morelos (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2008). Silva-Romo (2008b) propone a la Falla Papalutla como el rasgo estructural que delimita los dominios corticales de Keppie (2004) y de deformación de Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, (2005). En esta propuesta la Falla Papalutla se proyecta hasta la costa Veracruzana y representa la falla de desgarre (*tear fault*) límite noroeste del Frente Tectónico Sepultado rasgo laramídico que involucra inclusive a la sucesión Eocena (Mossman y Viniegra, 1976).

Cinemática y cronología. Esta falla fue considerada como una cabalgadura cenozoica con vergencia al noroeste (De Cserna *et al.*, 1980; Ponce-Castellanos, 1980; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992b) En dicha interpretación, las cuencas lacustres adyacentes a la Falla Papalutla, habrían sido formadas en una fase distensiva posterior. En el sector Izucar de la Falla Papalutla se observaron rasgos estructurales menores y relaciones de contacto con la sucesión clástica cenozoica que la caracterizan como una falla lateral izquierda, como se presenta en el Capítulo V (Ver Falla Patlanoaya y Sistema de Fallas Teopantlán).

Con base en el registro estratigráfico del sector oriental de la Plataforma Guerrero-Morelos, adyacente a la Falla Papalutla se propone que la estructura ya existía en el Aptiano-Albiano? y que entonces tuvo carácter normal y tal vez lateral izquierdo como se reconoce en este trabajo para el lapso Eoceno tardío Oligoceno. De tal forma propició la acumulación continental de la Formación Zicapa y evaporítica de la Formación Huitzucó.

Los rasgos asociados que se presentan a lo largo de la Falla Papalutla, cuencas lacustres y cabalgamiento en el sector de Papalutla se pueden explicar considerando una cinemática de falla lateral izquierda, bajo la cual los segmentos escalonados a la izquierda formarían cuencas transcurrentes y la flexión derecha en el sector de Papalutla se resolvería como una cabalgadura (Silva-Romo 2008b). Todos estos rasgos tendrían una edad Pre-Eoceno tardío, similar a la documentada más adelante para la Cuenca de Tehuiztzingo. Con base en la cronología y evolución tectonosedimentaria de la Cuenca Tehuiztzingo-Tepexi, se propone que el Sistema de Falla Papalutla corresponde con una zona de deformación transcurrente izquierda, como se presenta en el modelo tectónico bosquejado en el capítulo VI.

II.2.5 Falla Vista Hermosa

La Falla Vista Hermosa (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992b) es un rasgo estructural mayor con un rumbo general noroeste-sudeste cuya longitud se infiere de aproximadamente 300 km (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992b). Se trata de una falla de cabalgadura que yuxtapone las rocas metamórficas de edad mesozoica o posiblemente paleozoica sobre la sucesión clástica atribuida a la Formación Todos los Santos (Carfanta, 1981(1984)).

Cinemática y cronología. La Falla Vista Hermosa tiene una polaridad de transporte tectónico al este con acortamiento en dirección noreste-sudoeste y una edad probablemente cretácica o eocena.

II.2.6 Frente tectónico sepultado

Como Frente tectónico sepultado se reconoce a la cabalgadura frontal laramídica cortada en el subsuelo de la Cuenca de Veracruz (Mossman y Viniegra, 1976). Esta estructura mayor yuxtapone a la sucesión mesozoica sobre rocas de Eoceno con una tendencia al noroeste que se ha documentado a lo largo de 180 km, corresponde aproximadamente con la alineación de los campos petroleros desarrollados en las rocas calcáreas post-albianas localizados entre Jalapa, Veracruz y Tuxtepec, Oaxaca, tales como los campos Remudadero en el noroeste y Nopaltepec en el sudeste (PEMEX, Exploración y Explotación, 1999).

Cinemática y cronología. El Frente tectónico sepultado acomodó el acortamiento en la dirección noreste-sudoeste observado en las sucesiones del cretácico y paleógeno, acortamiento que se considera entre el 25 y el 40% (Rodríguez-Figueroa *et al.*, 1997), y que ocurrió en el Eoceno medio (Mossman y Viniegra, 1976). Silva-Romo (2008b) propone que el Frente tectónico sepultado termina hacia el noroeste en la proyección del Sistema de Falla Papalutla.

II.2.7 Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende

Como Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende (SFTSMA) se ha denominado a un conjunto de fallas dispuestas en una franja con una orientación general nor-noroeste a lo largo de más 450 km, entre la región de Taxco, Guerrero al sur de la Faja Volcánica Transmexicana hasta la Sierra de Catorce, San Luis Potosí (Alaniz-Álvarez y Nieto Samaniego, 2005). Dicha franja de fallas presenta un ancho hasta de 30 km en la latitud de Querétaro. La franja tiene una orientación sud-sudeste-nor-noroeste en el sector comprendido en la Faja Volcánica Transmexicana y norte-sur en los segmentos austral y meridional. De acuerdo a Alaniz-Álvarez y Nieto Samaniego, (2005) se trata de una discontinuidad cortical profunda con segmentos que ha tenido reactivación en diferentes tiempos y con cinemática diferente. Según Alaniz-Álvarez y Nieto Samaniego, (2005) el SFTSMA se desarrolló en una discontinuidad cortical antigua definida por el contraste en los espesores de la corteza, por un lado la corteza sobre la que se edificaron las plataformas continentales Valles-San Luis Potosí y Guerrero Morelos y por otro la corteza de los ámbitos de mayor profundidad al poniente de las plataformas.

En la Faja Volcánica Transmexicana, el SFSMA corresponde con el límite entre dos sectores con estilos morfoestructurales contrastados: El sector poniente caracterizado por estructuras volcánicas menores y escarpes de falla normal; mientras el sector oriental de la Faja Volcánica Transmexicana se caracteriza por la presencia de cuencas lacustres y estratovolcanes grandes.

Cinemática y cronología. En el SFTSMA se reconocen tres eventos de deformación principales: a) Un evento del Paleoceno-Eoceno de carácter extensional ocurrido en la región de Taxco por la actividad de fallas noroeste-sudeste que pudieran corresponder con el fallamiento que propició la acumulación de secuencias conglomeráticas en Guanajuato (Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005). Durante el Eoceno en la región Taxco las fallas con rumbo N 45° W acomodaron la deformación frágil con desplazamiento lateral en un tiempo comprendido entre los 33 y 36 Ma. b) Un evento del Oligoceno, durante el cual, el segmento San Miguel de Allende estuvo activo como falla normal (Nieto-Samaniego y Alaniz-Alvarez, 1994); así en el sector norte se desarrolló un sistema de fallas normales complejo con direcciones noroeste-sudeste, sudoeste-noreste y norte-sur. En tanto en la región de Taxco ocurrió deformación transcurrente con reactivación de fallas con extensión hacia el sudoeste-noreste, las fallas primero tuvieron desplazamiento lateral izquierdo y después desplazamiento lateral derecho. (Alaniz-Alvarez *et al.*, 2002; Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005). c) Un evento Mioceno- Reciente, en el cual los tres sistemas de falla anteriores se reactivaron al mismo tiempo que ocurría deformación en las estructuras este-oeste de la Faja Volcánica Transmexicana (Alaniz-Alvarez y Nieto-Samaniego, 2005).

II.2.8 Sistema de Fallas Guayape

El Sistema de Fallas Guayape es la estructura mayor del Bloque de Chortís con una longitud aproximada de 280 km, presenta un rumbo general al noreste; se localiza en el sector oriental de Honduras, el poblado Catacamas se localiza en la parte media de la estructura. La probable extensión del sistema hacia el sudoeste está cubierta por La unidad volcánica miocena Padre Miguel (Rogers, 2003). El sistema yuxtapone regiones con estilos de deformación contrastados: Al sudeste las estructuras plegadas presentan un rumbo subparalelo al sistema dentro del sector que Rogers (2003) considera como Terreno Chortís Oriental. En tanto que hacia el noroeste las estructuras por acortamiento pliegues y cabalgaduras presentan un rumbo general noroeste-sudeste en los Terrenos Chortís Meridional y Chortís Central (Figura 2.7).

Cinemática y cronología. El Sistema de Fallas Guayapé es un rasgo estructural de larga vida al que Rogers (2003) reconoce carácter lateral izquierdo y considera responsable de la deformación de las estructuras plegadas del Terreno Chortís Central. Previamente se ha postulado que el Sistema de Fallas Guayapé ha experimentado desplazamiento lateral: Finch y Ritchie (1991) propusieron un desplazamiento lateral izquierdo de 50 km, mientras Gordon y Muehlberger (1994) documentan un movimiento lateral derecho durante el Neógeno. Johnson y Barros (1993) proponen que el desplazamiento lateral izquierdo ocurrió durante el Eoceno medio- Oligoceno en su modelo tectónico para la región caribeña, que involucra una rotación antihoraria posterior del Bloque de Chortís.

Las similitudes en el registro estratigráfico y de los rasgos estructurales entre el sur de México y Honduras-Nicaragua permiten proponer una reconstrucción paleogeográfica en la cual el Bloque de Chortís se considera la continuación del área continental mexicana (Silva-Romo, 2008a). En dicha propuesta el Sistema de Fallas Guayapé y la Falla Papalutla formaron parte de un rasgo estructural regional que se extendía desde el sur de México hasta el Bloque de Chortís en un tiempo anterior al Paleoceno con una cinemática de falla lateral izquierda. Dicho sistema regional habría condicionado la sedimentación y la deformación en el llamado Terreno Chortís Central (Rogers 2003, Rogers *et al.*, 2007b) y en la Plataforma Guerrero-Morelos (Silva-Romo, 2008a; 2008b; Silva-Romo y Mendoza-Rosales, 2008).

II.3 Las Cuencas Cenozoicas del sur de México

En el sector meridional de México se encuentra un conjunto de sucesiones continentales que se acumularon en cuencas lacustres cenozoicas, cuya edad y/o origen no se han establecido claramente, sin embargo, con base en la información publicada, se puede observar que algunas de ellas comparten algunos rasgos geológicos con la Cuenca Tehuiztzingo-Tepexi, de tal forma se presenta un análisis genético y estratigráfico con el fin de establecer la cronología relativa en su formación y evolución, para con base en dichos elementos, validar la hipótesis de esta tesis. Para lo cual se consideraron aquellas cuencas cuyo registro estratigráfico está mejor definido, el análisis se extendió al sector oriental de la Faja Volcánica Transmexicana (Figura 2.6). En este apartado sólo se presentan los aspectos más relevantes de las cuencas cenozoicas que tienen mayor control cronológico. En las Tablas 2.1 y 2.1a se presenta la correlación entre las cuencas consideradas.

El sector oriental de la Faja Volcánica Transmexicana está caracterizado por la presencia de estratovolcanes y cuencas lacustres, se reconocen cuatro regiones con sedimentación lacustre, que de poniente a oriente son: Toluca, México, Puebla-Tlaxcala y Oriental. En todas ellas, sus rellenos no son conocidos completamente porque únicamente se han perforado pozos profundos en las áreas de México y Oriental y su número es escaso. Las cuencas lacustres están distribuidas a lo largo de una franja este-oeste constreñida al norte y al sur por afloramientos de rocas pre-cenozoicas como se observa en la Figura 2.6. Estas cuencas están delimitadas por Sierras volcánicas o cadenas de estratovolcanes Plio-Cuaternarios con orientación general a los nor-noeste, tales como la Sierra de Las Cruces, Sierra Nevada y Cofre de Perote-Pico de Orizaba. El campo volcánico monogenético Chichinautzin constituye el borde sur de la Cuenca de México (Figura 2.6). En una vista retrospectiva al tiempo pre-Plioceno antes de la acumulación de las rocas volcánicas de la Faja Volcánica Transmexicana, se visualiza una cuenca inmensa de orientación este-oeste, entre el lineamiento estructural Taxco-San Miguel de Allende (Demant, 1978) y la Falla Oaxaca (Nieto-Samaniego *et al.*, 1995). Este rasgo ancestral ha sido propuesto como Cuenca Aztlán (Silva-Romo *et al.*, 2002).

Localidad EDAD	Tehuitzingo		Taxco		Tehuacán		Yanhuitián Huajuapán		Mariscala		Nuchita	
	Q	P										
NEÓGENO	Depósitos recientes				B. C. Cg Teotitlán Sedimentos Lacustres del C. C. Neógeno-Q		Aluvión, travertino, suelo		Aluvión		Sedimentos rojos, Aluvión	
	Formación Agua de Luna				Sedimentos Lacustres Atlepexi				Rocas volcánicas ácidas e intermedias		Unidad de yesos y tobas	
OLIGOCENO	Fm. Huehuetlán		Formación Huitteco		Andesita Atzingo		U.V.S. Andesita Yucudaac		(Miembro lacustre)		Conglomerado masivo indiferenciado	
	Fm. Tepexi		F. A. Formación Teneria		Formación Tehuacán		U.V.I. Frn. Llano de Lobos		(Miembro volcánico)		Andesita Yucudaac - Andesita San Marcos	
EOCENO	Fm. Huehuetlán		Fm. A. Formación Teneria		Andesita Atzingo		C.H. Congl. Tamazulapán		Formación Huajuapán (Miembro conglomerático)		Toba Cerro Verde - Llano de Lobos	
	Fm. Tepexi		Fm. A. Formación Teneria		Andesita Atzingo		C.H. Congl. Tamazulapán		Formación Huajuapán (Miembro conglomerático)		Conglomerado Tamazulapán	
PALEÓGENO	F.P.E.G. = Formación Puerto El Gato		F.A. = Formación Alzala		Andesita Atzingo		U.V.S. = Unidad Volcánica Superior					
	F.B.R. = Formación Barranca Risco		F.A. = Formación Alzala		Andesita Atzingo		U.V.I. = Unidad Volcánica Inferior					
				B. C. = Basalto Cuevucatepec C. C. = Conglomerado Coyoltepec								

Tabla 2.1
Tabla de correlación de las cuencas cenozoicas del Sur de México

Gilberto Silva Romo Tesis Doctoral 2010
Posgrado Ciencias de la Tierra UNAM

II.3.1 Cuenca de Taxco

En el registro estratigráfico de la región de Taxco se reconoce la evolución de una cuenca extensional cenozoica, delimitada por fallas y con relleno de areniscas, lutitas y conglomerados. Originalmente sus dimensiones fueron de aproximadamente 20 km de largo por 10 km de ancho, estuvo delimitada por fallas de rumbo nor-noreste y noroeste y era alargada en dirección noroeste-sudeste. El relleno inicial de la cuenca se ha estimado en 350 m; cuya edad está constreñida por una andesita basal de ~36 Ma y por la ignimbrita sobreyacente de ~33 Ma (Alaniz-Alvarez *et al.*, 2002). La cuenca fue formada durante un evento de fallamiento con deslizamiento lateral con extensión horizontal nor-noroeste (Alaniz-Alvarez *et al.*, 2002). Posteriormente un evento de fallamiento lateral con extensión en dirección N64°E restringió la extensión de la cuenca en un área cuasi cuadrada de 10 km por lado, definida entre dos fallas de rumbo al noroeste, en donde se acumularon 150 m de sedimentos. La edad de esta sucesión está constreñida por la ignimbrita subyacente de ~33 Ma y por riolitas de ~32 Ma (Alaniz-Alvarez *et al.*, 2002). La sucesión finaliza con un paquete de rocas félsicas con espesor de alrededor de 600 m. De tal forma, la geología de la Cuenca de Taxco documenta un cambio en la dirección de extensión aproximadamente a los 33 Ma.

II.3.2 Cuenca de Huajuapán – Yanhuatlán

En el sector noroeste del Estado de Oaxaca, se acumularon sucesiones volcánicas y volcánicas en cuencas de rumbo general nor-noroeste-sur-sudeste (Martiny *et al.*, 2000a; Martiny-Kramer, 2008). La cuenca Huajuapán – Yanhuatlán, de aproximadamente 120 km de largo y entre 20 y 50 km de ancho, se presenta ramificada en algunas subcuencas separadas por altos topográficos conformados de rocas mesozoicas. En estas depresiones se acumularon gruesas sucesiones continentales con un espesor máximo estimado de 1500 a 2000 m entre Huajuapán y Tamazulapán (Ferrusquía-Villafranca, 1976), donde la sucesión inicia con un conglomerado basal (Conglomerado Catarina) después consisten en depósitos epiclásticos y volcánicos silíceos (Unidad Inferior) y lavas andesíticas a basáltico-andesíticas (Unidad superior). Al norte de Huajuapán, ha sido reconocido un campo volcánico monogenético de composición intermedia, el cual se encuentra en la base de la unidad Superior (Silva-Romo *et al.*, 1996). Determinaciones K-Ar en minerales y en roca total para las rocas volcánicas en esta área documentan actividad magmática durante el Eoceno más tardío y el Oligoceno temprano (34.8-29 Ma) (Martiny *et al.*, 2000a; Cerca *et al.*, 2007; Martiny-Kramer, 2008). En el área de Huajuapán, se observan depósitos fluviales principalmente hacia la base de las sucesiones volcánicas y localmente se encuentran depósitos lacustres. Esta área debió de tener un gran relieve comparado con las áreas de Tehuizingo al oeste y Yanhuatlán al este, donde se encuentran sucesiones lacustres gruesas. En el área de Yanhuatlán en el sector oriental de la cuenca, aflora una sucesión de arcillas lacustres consolidadas pobremente y con intercalaciones de areniscas y depósitos tobáceos (Formación Yanhuatlán). Estos depósitos esbozan una cuenca lacustre de hasta 15 por 75 kilómetros. El espesor total de la Formación Yanhuatlán se estima en 400 m (Ferrusquía-Villafranca, 1976). Edades numéricas refieren a esta cuenca al Pre-Eoceno medio: Una edad K-Ar en hornblenda de 40.5 ± 1.7 Ma a partir de una roca hipabisal emplazada en estos depósitos lacustres establece una edad mínima para esa unidad (Martiny *et al.*, 2000a) en tanto que el mismo cuerpo subvolcánico fechado por

Ar/Ar resultó con una edad de 43.0 ± 1.2 Ma. (Cerca *et al.*, 2007). La Formación Yanhuitlán está cubierta concordantemente por los depósitos piroclásticos y epiclásticos de las formaciones Llano de Lobos y Toba Cerro Verde, ésta última a su vez está sobreyacida por lavas (andesitas Yucudaac y San Marcos). Para la Formación Llano de Lobos se han reportados edades del Oligoceno; una edad de 26.2 Ma (Ferrusquía-Villafranca, 1976) inconsistente con las relaciones estratigráficas de la formación y otra de 30.0 ± 0.8 Ma (Cerca *et al.*, 2007). Ferrusquía-Villafranca (1976) reporta para la Andesita Yucudaac una edad K-Ar de 28.9 ± 0.6 Ma. Las sucesiones piroclástica y lávica son equivalentes a las unidades Inferior y Superior del área de Huajuapán (Martiny *et al.*, 2000a). Otra sucesión lacustre que consiste de areniscas, limolitas y calizas silíceas (Formación Chilapa) está interdigitada con la parte alta de la unidad de derrames andesíticos. Estos depósitos bosquejan un lago de pequeñas dimensiones comparado al propio del área de Yanhuitlán, de aproximadamente 28 km de largo por 6 km de ancho.

La cuenca Huajuapán está delimitada por unidades deformadas y falladas del Paleozoico y del Mesozoico; las cuales constituyen los hombros de la depresión. Los sistemas de fallas principales tienen una orientación general norte-sur y este-oeste, las cuales no sólo forman los límites de la depresión; sino que también cortan a las rocas volcánicas (Figura 2.6). La mayoría de estas fallas registran movimiento lateral izquierdo, aunque se ha documentado que algunas de las fallas son estructuras antiguas que fueron reactivadas primero con componente vertical y después con movimiento lateral (Martiny *et al.*, 2000b).

II.3.3 Cuenca de Tehuacán

Las cuencas de Tehuacán y ETLA fueron formadas durante la reactivación cenozoica de la Falla Oaxaca y están localizadas inmediatamente al oeste de esa estructura. La cuenca de Tehuacán se extiende al noroeste y al sudeste de la ciudad homónima, fue formada como un medio graben asociada con la reactivación de la Falla Oaxaca (Centeno-García, 1988) (Figura 2.6). En la Cuenca de Tehuacán se ha reconocido un registro cenozoico discontinuo a partir del Eoceno temprano, que incluye unidades conglomeráticas y evaporíticas (Dávalos *et al.*, 2007).

De acuerdo a Dávalos *et al.* (2007) el relleno de la Cuenca de Tehuacán consiste en dos sucesiones separadas por una discordancia. La sucesión basal es de carácter conglomerático y está representada por las unidades: a) Lechos rojos Tilapa (Eoceno temprano a medio) Sucesión de 150-200m de lodolita, limolita, arenisca y conglomerado de color rojo clastos subredondeados de gneis, esquisto, anfíbolita, en menor proporción arenisca, andesita, sílice y escasamente caliza (Dávalos *et al.*, 2007). Cubierta discordantemente por los Conglomerados San Isidro y Teotitlán, hacia la cima presenta cambios de facies, pasa transicionalmente a la Formación Mequitongo y al conglomerado El Campanario. b) Formación Mequitongo (Eoceno temprano a medio) Constituida por lodolitas con grietas de desecación, areniscas, conglomerado y yeso con tobas intercaladas, una de estas fechada en 52.2 ± 1.4 Ma (Dávalos *et al.*, 2007). c) Formación El Campanario. Eoceno medio-Oligoceno temprano. Conglomerado polimictico con clastos de caliza, caliza con pedernal, arenisca, andesita, roca granítica, conglomerado y micaesquisto. Espesor

mínimo de 450-500 m Con un conjunto palinológico cenozoico, con polinomorfos del Oligoceno-Mioceno abundantes.

La sucesión superior incluye depósitos lacustres, conglomerados y rocas ígneas extrusivas, esta sucesión tiene una edad del Oligoceno tardío al Reciente y presenta varias discordancias menores. Dávalos *et al.* (2007) reconocen en ella ocho unidades estratigráficas: a) Andesita San Juan Atzingo (Oligoceno tardío-Mioceno medio). Lavas masivas de color gris oscuro afaníticas, algunos afloramientos con fenocristales de ferromagnesianos, de probable origen fisural. b) Formación Tehuacán (Oligoceno tardío-Mioceno medio) En su parte inferior y media capas delgadas de caliza lacustre, arenisca y limolita presenta recristalización, silicificación y disolución. Hacia la cima hay lodolita verde y yeso con algunos horizontes de toba, con fenocristales de biotita y líticos de rocas silíceas. Con un espesor mínimo de 300 m. En una toba hacia la base de la sucesión lacustre se obtuvo una edad K-Ar en biotita de 27.1 ± 0.6 Ma (Nieto-Samaniego *et al.*, 2006); en tanto que una toba intercalada en la cima generó una edad de 16.4 ± 0.5 (Dávalos *et al.*, 2007). c) Conglomerado San Isidro (Mioceno medio a tardío). Conglomerado mal clasificado, muy compacto, con clastos soportados por matriz, líticos de caliza, caliza con pedernal, arenisca, granito y de conglomerado con tamaños desde 1cm a 45. Dispuestos en estratos subhorizontales cubre discordantemente a la Formación Tehuacán. d) Sedimentos lacustres Altepexi (Mioceno medio- Pleistoceno). Horizontes areno-arcillosos calcáreos, deleznales con textura sacaroide, capas arcillosas, lodolita verde y capas de gravas de clastos de andesita y arenisca. Hacia la cima conglomerado poco consolidado con clastos de caliza en matriz areno-arcillosa, capas de travertino. Presenta bandas de ónix. Sobreyace discordantemente a la Formación Atzingo y a la Formación Tehuacán. La unidad está cubierta por el Conglomerado Coyoltepec y por el basalto Cuayucaltepec. Hacia la parte superior presenta cambio de facies con los sedimentos lacustres Villa Alegría. Espesor mínimo de 80-100 m. e) Sedimentos lacustres de Neógeno-Cuaternario (Plioceno-Pleistoceno) Bajo esta denominación Dávalos *et al.* (2007) reconocen a dos unidades: 1) Travertino Cerro Prieto. Consiste en micritas bandeadas con abundante disolución dispuesta en forma paquetes de más de 30 m. Forma terrazas que cubren discordantemente a los Lechos Rojos Tilapa, estos travertinos son considerados de una edad Plioceno-Pleistoceno. 2) Sedimentos lacustres Villa Alegría. La unidad consiste de micritas bandeadas y muy porosas con intercalaciones de lodolita verde. Presenta cambios de facies con los travertinos y conglomerados de los sedimentos lacustres Altepexi y está cubierta por el Conglomerado Teotitlán y aluvión. Presenta moldes y contramoldes de icnitas de camélidos y felinos. Por semejanza con las icnitas de Pie de Vaca, Dávalos *et al.* (2007) le asignan la edad Plioceno-Pleistoceno establecida por Cabral-Perdomo (1995). En lo particular considero que si se mantiene esta correlación con base en las icnitas, entonces se debe asumir una edad Eoceno-Oligoceno para los sedimentos lacustres Villa Alegría, pues en este trabajo se reporta un edad de 33.6 ± 0.9 Ma para la Formación Ahuehuetes que sobreyace a la Formación Pie de Vaca portadora de las icnitas comparadas por Dávalos-Álvarez *et al.* (2007); fecha que confirma la edad palinológica de Martínez-Hernández y Ramírez-Arriaga (1999) y la propuesta por Cevallos con base en flora fósil para la Formación Pie de Vaca. f) Conglomerado Coyoltepec (Plioceno-Pleistoceno). Al poniente de San Gabriel Chilac consiste de clastos de andesita y algunos de caliza, se trata de un conglomerado poco clasificado, masivo y medianamente compactado. En las inmediaciones

de Altepexi, se presenta cementado por carbonato de calcio, mal clasificado con líticos de caliza, caliza con pedernal, arenisca y sílice amorfa. Cubre a los sedimentos lacustres Altepexi, por lo cual se le considera como del Plioceno-Pleistoceno. g) Basaltos Cuauyucatepec (Pleistoceno). Basaltos vesiculares, melanocrático con fenocristales de piroxeno y de olivino. Sobreyace a los sedimentos lacustres Altepexi, tiene un espesor mínimo entre 20 y 40 m. Su posición estratigráfica sugiere una edad pleistocénica. h) Conglomerado Teotitlán (Pleistoceno). Conglomerado polimíctico masivo poco consolidado con clastos de gneis, anfibolita, micaesquisto, andesita, caliza, arenisca y sílice soportados por matriz arcillosa. Espesor mínimo de 150-200 m, de acuerdo a su posición estratigráfica Dávalos-Álvarez *et al.* (2007) lo consideran del Pleistoceno. i) Abanicos aluviales y aluvión (Holoceno-Reciente) Depósitos deleznable de gravas soportadas en matriz areno-arcillosa, los líticos son de gneis, anfibolita, micaesquisto y de lutita, angulosos con tamaños entre 10 y 15 con algunos hasta de un metro. Con una fecha C^{14} de $2,550 \pm 140$ años A. P.

II.3.4 Cuenca de Mariscala

La cuenca de Mariscala tiene la geometría de un medio graben delimitado al oeste por una sistema de fallas de rumbo norte-sur (Figura 2.6), donde el Complejo Acatlán forma los hombros de la cuenca. El relleno de la Cuenca de Mariscala incluye a la Formación Huajuapán con sus miembros conglomerático, volcánico y lacustre, además una unidad de rocas volcánicas silíceas e intermedias (Ruíz-Castellanos, 1970). Un horizonte tobáceo intercalado en el Miembro Lacustre arrojó una edad K-Ar con base en biotita de 24.7 ± 0.7 Ma (Ver Tabla 2.2).

II.3.5 Cuenca de Nuchita

La cuenca Nuchita es otra cuenca de origen tectónico definida por fallas noroeste-sudeste y noreste-sudoeste que afectan al basamento (Complejo Acatlán) y a las sucesiones mesozoicas (Figura 2.6). El registro estratigráfico cenozoico de la Cuenca Nuchita consiste en una sucesión probablemente del Eoceno Oligoceno en la cual Luévano-Orta (1988) reconoce a las formaciones Tamazulapán de carácter conglomerático, la Toba Cerro Verde-Llano de Lobos, las andesitas Yucudaac y San Marcos, un conglomerado masivo indiferenciado y una unidad de toba y yeso (Ver Tabla 2.1).

II.3.6 Cuenca de Etlá

Está localizada al noroeste de la Ciudad de Oaxaca (Figura 2.6). La sucesión continental de Etlá consiste en las siguientes unidades: a) Conglomerado San Juan, conglomerados en estratos grueso con una matriz arenosa (80 m); b) una unidad de rocas andesíticas y latíticas profundamente alteradas (60 m); c) Formación Suchilquitongo, que consiste de estratos delgados de areniscas tobáceas de colores claros y limolitas con intercalaciones de calizas lacustres (300 m); y d) un conglomerado polimíctico en estratos gruesos denominado Conglomerado Telixtlahuaca (Urrutia-Fucugauchi y Ferrusquía-Villafranca, 2001). El Miembro Etlá forma parte de la Formación Suchilquitongo e incluye tobas riolíticas de color verde grisáceo con edades K-Ar de 20.6 – 19.2 Ma (Wilson y Clabaugh, 1970). Esta edad es congruente con la presencia de fauna fósil de vertebrados

Hemingfordianos (Urrutia-Fucugauchi y Ferrusquía-Villafranca, 2001) y con las edades obtenidas a partir de magneto estratigrafía (Benammi *et al.*, 2003).

Tabla 2.2 Determinación de edades K-Ar en rocas volcánicas de la Cuenca Tehuiztingo-Tepexi y de otras cuencas del Sur de México

Muestra	Localidad	Longitud W	Latitud N	Tipo de roca	Material	K (%)	⁴⁰ Ar* (ppm)	% ⁴⁰ Ar*	Edad (Ma)	Ref. ¹	Laboratorio
Tlx-4	Tlaxcala	98° 12' 56"	19° 20' 54"	Ignimbrita	Plagioclasa	0.705	0.000747	13.6	15.2 ± 0.7	a	*
Iz-23	Tejaluca	98° 11' 05"	18° 38' 13"	Toba	Biotita	5.95	0.0141	24.4	33.9 ± 0.9	a	*
Tlay-75	Tlayua	97° 53' 39"	18° 36' 47"	Toba	Vidrio volcánico	4.25	0.00945	61.8	31.8 ± 0.8	a	**
Iz-16	Puente Márquez	98° 18' 20"	18° 22' 17"	Toba	Plagioclasa	0.472	0.001192	6.2	36.1 ± 1.4	b	*
Tehu-65	Tehuiztingo	98° 15' 19"	18° 17' 37"	Toba	Biotita	5.384	0.01126	39.8	29.9 ± 0.8	b	*
MA-77	Maniscalca	98° 05' 07"	17° 49' 46"	Toba	Biotita	6.89	6.525 ml/g	58.5	24.7 ± 0.7	a	***

1 = Referencia: a - este trabajo; b - Silva-Romo *et al.*, 2001

$40Ar^* = \text{radiogénico } 40Ar; \%40Ar^* = (40Ar^*/\text{Total}40Ar) \times 100; lb = 4.962 \times 10^{-10}/\text{año};$

La muestra Tlay-75, fue procesada en el LUGIS (Laboratorio Universitario de Gequímica Isotópica) de la Universidad Nacional Autónoma de México en la Ciudad de México.

* Geochron Lab-Cambridge

** LUGIS (UNAM)

*** Actlabs-Ontario

Cuencas del Mioceno-Cuaternario:

II.3.7 Cuenca de Toluca

El espesor completo del relleno es desconocido, los pozos más profundos han cortado hasta 400 m de rocas volcánicas y volcanoclásticas sin alcanzar su base. Sin embargo, el registro geológico cenozoico de la Cuenca de Toluca se puede reconocer en los bordes de la cuenca (Figura 2.6) y es descrito por García-Palomo *et al.* (2000): La unidad más antigua se refiere a una riolita correlativa con la Riolita Tilzapotla del Oligoceno. La riolita está cubierta por la Andesita San Nicolás, con una edad K-Ar de 21.6 ± 1.0 Ma, que subyace a los lahares andesíticos de la Formación Tepoztlán descrita por Fries (1960). Rocas volcánicas más jóvenes se observan en el área del Volcán Nevado de Toluca, las cuales incluyen a las unidades: Secuencia máfica basal y la Secuencia volcánica San Antonio, que tienen edades K-Ar de 7.5 ± 0.4 y 3.0 ± 0.2 Ma, respectivamente. El registro cenozoico de la cuenca termina con las rocas Plio-cuaternarias del Nevado de Toluca y de la Formación Chichinautzin.

II.3.8 Cuenca de México

En la cuenca de México se han perforado cinco pozos profundos exploratorios, mediante los cuales se ha reconocido que el relleno de la cuenca está constituido por más de tres kilómetros de rocas principalmente volcánicas con edades que varían desde el Mioceno al Reciente con algunos desarrollos lacustres (Oviedo de León, 1970; Pérez-Cruz, 1988) (Figura 2.6). En el pozo Texcoco-1 se cortaron de la base a la cima: 5 m de conglomerados calcáreos; 95 m de anhidrita; 1485 m de andesitas, basaltos andesíticos, basaltos, aglomerados y tobas con edades principalmente miocenas y algunas oligocenas (Oviedo de León, 1970; Pérez-Cruz, 1988); 150 m de calizas lacustres y margas con intercalaciones de conglomerados tobáceos, areniscas y arcillas y en la cima 150 m de limolitas y lutitas tobáceas de origen lacustre. El espesor total cortado en este pozo es de 2065 m.

Hacia el sudoeste de la cuenca, los pozos Copilco y Roma cortaron 2250 y 3200 m, respectivamente de depósitos volcánicos sin alcanzar las rocas sedimentarias mesozoicas. Sin embargo en un estudio sismológico, las unidades mesozoicas son inferidas a profundidades de cuando menos 4000 m (Pérez-Cruz, 1988) en ese sector de la cuenca. En tanto en los pozos Tulyehualco y Mixhuca localizados al noreste, el contacto del relleno con las rocas Cretácicas se ha reconocido a profundidades de 665 y 140 msnm, respectivamente (Pérez-Cruz, 1988). Estas observaciones permiten reconocer una dislocación mayor a los 1800 m a lo largo de la Falla Mixhuca de rumbo general N30°W propuesta por Pérez-Cruz (1988) entre los pozos del noreste (Tulyehualco y Mixhuca) y los de sudoeste (Copilco y Roma). Alaniz-Alvarez y Nieto Samaniego (2005) reconocen dos eventos de deformación en la región de la Cuenca de México, uno con extensión este-oeste u oeste-sudoeste que consideran del Eoceno tardío y otro con alargamiento norte-sur durante el Oligoceno-Mioceno. Con base en los afloramientos del Cretácico tardío en los límites de la Cuenca de México, al norte en Ixmiquilpan (2500 msnm) y al sur en Cuernavaca (1800 msnm), se puede bosquejar una depresión tectónica para el Cenozoico con orientación este-oeste y con un desplazamiento vertical de cerca de 4000 m (Silva-Romo *et al.*, 2002, Alaniz-Alvarez y Nieto-Samaniego, 2005).

II.3.9 Cuenca Puebla-Tlaxcala

En la región de Puebla-Tlaxcala se reconoce una sucesión cenozoica de carácter lacustre con influencia volcánica (Figura 2.6). La base de la sucesión consiste en un conglomerado de clastos de calizas expuesta al norte de la Sierra del Tenzo, el conglomerado está sobreyacido por una unidad de calizas lacustres con icnitas de vertebrados, que se puede equiparar con la Formación Pie de Vaca del Eoceno tardío, que se describe para la Cuenca de Tehuitzingo-Tepexi. Sobre esta unidad calcárea, se observa un paquete de epiclásticos y piroclásticos que aquí se denominan Formación Zacachimalpa; así como rocas volcánicas silícicas de edad desconocida.

En el área de Tlaxcala, está expuesta la parte superior de la sucesión regional que se ha denominado Sedimentos lacustres de Tlaxcala (Von Erffa *et al.* 1976), esta sucesión consiste en dos miembros de carácter tobáceo con desarrollo de paleosuelos, separados por una unidad de carácter lacustre, La unidad basal consiste en más de 62 m de tobas con desarrollo de paleosuelos. Después se observa la unidad lacustre con 12 m de lodolitas y limolitas en estratos delgados con laminación de color verde con presencia de nontronita. La unidad superior con un espesor de 144 m, se caracteriza por numerosos horizontes de tobas con desarrollo de paleosuelos que presentan rizolitos, con esporádicos niveles calcáreos -ya sea como estratos delgados o como nódulos calcáreos- sobre todo en la parte basal, donde se presenta un horizonte de toba cristalina con esquirlas de vidrio. También se observan horizontes de tefras con estratificación laminar y cruzada. En la unidad se presentan algunos horizontes de arenas gruesas y gravas con estratificación cruzada y horizontes de silcretas y travertinos. Hacia la cima se presentan horizontes de diatomitas intercalados con algunas laminaciones de ceniza (Vilaclara-Fatjo, 1996). Un flujo ignimbrítico en la base de la sucesión expuesta en el área de Tlaxcala fue fechada en 15.2 ± 0.7 Ma por el método K-Ar en plagioclasa (Silva-Romo *et al.*, 2001) (Tabla 2.2). Tanto la base expuesta cerca de Puebla como la cima que aflora en las cercanías de Tlaxcala, aparecen cubiertas parcialmente por rocas basálticas del Cuaternario.

II.3.10 Cuenca de Oriental

La sucesión cenozoica de la Cuenca Oriental incluye: a) En la base a la Formación Cruz Blanca, la cual consiste en estratos conglomeráticos pobremente estratificados con clásticos procedentes de las calizas mesozoicas y de las rocas graníticas del Cenozoico (Yáñez-García y García-Durán, 1982) (Figura 2.6). b) Una sucesión lacustre de areniscas y limolitas tobáceas, previamente consideradas de edad Pleistoceno (Yáñez-García y García-Durán, 1982), que en este trabajo es asignada al Mioceno medio por semejanza litológica con los depósitos lacustres del área de Tlaxcala. c) La Andesita Alseseca, unidad volcánica de edad Mioceno tardío (10.5 Ma) (Yáñez-García y García-Durán, 1982). d) La Formación Teziutlán, unidad volcánica Plio-Cuaternaria que incluye las emisiones volcánicas de los estratovolcanes Malinche, Pico de Orizaba y otros. e) La Riolita Oyameles y la Ignimbrita Xaltipan ambas productos silícicos de la Caldera Los Humeros de edad Pleistoceno. f) Finalmente, se presentan rocas volcánicas Cuaternarias y los depósitos continentales asociados con la Caldera Los Humeros. En la cuenca de Oriental afloran dos troncos graníticos. El más viejo intrusión a las rocas mesozoicas en la Sierra Techachalco, y tiene

una edad K-Ar de 30.0 ± 3.7 el otro afloramiento se encuentra en la Sierra Tepeyahualco y tiene una edad Mioceno medio de 14.5 Ma (Yáñez-García y García-Durán, 1982).

En el campo geotérmico de la Caldera Los Humeros, el pozo H-7 alcanza una profundidad de 2300 m y consiste, de la base a la cima, de 140 m de basalto, 500 m andesitas porfiríticas con tobas intercaladas, 70 m de tobas, 670 m de andesitas porfiríticas, 620 m de ignimbritas con intercalaciones de andesitas y basalto, 50 m de basalto y 250 m de andesita porfirítica con basaltos (Venegas-Salgado *et al.*, 1985).

Con base en los pozos profundos del campo geotérmico Los Humeros se ha reconocido una configuración de pilares y cuencas sepultadas por rocas volcánicas (Venegas-Salgado *et al.*, 1985). La configuración estructural en el sector noreste de la cuenca de Oriental está caracterizada por fallas normales con rumbos nor-noreste-sur-suroeste y norte-sur, mientras que hacia el sudoeste las fallas tienen un rumbo noroeste-sudeste (Morales-Recinos, 1990). La profundidad del basamento se interpreta a los 3200 m en el sector norte de la cuenca con un incremento hacia el sur a más de 5000 m (Campos-Enriquez y Garduño-Monroy, 1987).

Gilberto Silva Romo

III. ESTRATIGRAFÍA PRE-CENOZOICA DEL ÁREA ESTUDIADA

La región investigada se caracteriza por un vasto registro estratigráfico que comprende rocas metamórficas del Paleozoico medio y una cobertura sedimentaria gruesa principalmente de carácter continental del Jurásico Medio-Cenozoico, la sucesión sedimentaria incluye algunas unidades marinas, cuya distribución se presenta en el mapa geológico a escala 1: 250,000 (Mapa geológico 1). Dada la escala del mapa, las unidades geológicas pre-cenozoicas que se expresan son de carácter geocronológico, en el mapa se señala mediante una clave alfabética, la unidad litoestratigráfica reportada en la localidad en cuestión. En el sector noreste del área se observan los afloramientos de las unidades sedimentarias que cubren al basamento, entre estas destacan las unidades continentales jurásicas que fueron cubiertas por rocas marinas en una transgresión que inició en el jurásico tardío.

III.1 Basamento

El **Complejo Acatlán (Pca)** (Ortega-Gutiérrez, 1978) constituye el basamento regional, el cual está expuesto ampliamente en el sector sudoeste del área de estudio, donde conforma los hombros de la Cuenca de Tehuitzingo-Tepexi. El Complejo se ha subdividido en dos Subgrupos de acuerdo al estilo y al número de eventos de deformación que atestigua:

El Subgrupo Petlacingo caracterizado por metamorfismo de temperatura alta - presión moderada, está conformado por las siguientes unidades a) Formación Cosoltepec. Anfibolita basal sobreyacida por cuarcitas, pedernales, metapelitas y esquistos calcáreos, sucesión que está a su vez cubierta por filitas y cuarcitas con rocas verdes intercaladas. La unidad está ampliamente expuesta al poniente de la Cuenca de Tehuitzingo, y al sur de Santo Domingo Tianguistengo, Oaxaca. b) Formación Chazumba. Esquisto pelítico de biotita, cuarcitas, metagrauvas, esquisto feldespático y diques de gabro. Con edades Rb/Sr 349 ± 27 Ma, y Sm/Nd de 429 ± 50 Ma. (Yáñez *et al.*, 1991). c) Migmatitas Magdalena. Diques migmatíticos tonalítico-dioríticos y cuerpos irregulares pegmatíticos o graníticos. Restitas de anfibolita, piroxenita, mármol calco-silicatado y gneisses graníticos. Con edades Rb/Sr 163 ± 2 Ma, y Sm/Nd de 204 ± 4 Ma (Yáñez *et al.*, 1991).

El Subgrupo Acateco representa metamorfismo de presión alta e incluye a las unidades a) Granitoides Esperanza. Granitos, granitoides aplitíticos y pegmatíticos intercalados con rocas sedimentarias y rocas verdes. Algunos granitoides están localmente deformados desde protomilonitas hasta ultramilonitas y presentan edades Rb/Sr 330 ± 5 Ma y Sm/Nd de 411 ± 123 Ma (Yáñez *et al.*, 1991). b) Formación Xayacatlán. Conformada por roca verde con foliación milonítica, anfibolita, metagabro, serpentinita, eclogita, metacuarcita y metapelita. Con edades Rb/Sr 332 ± 4 y 318 ± 4 Ma, y Sm/Nd de 388 ± 44 y de 416 ± 12 Ma (Yáñez *et al.*, 1991).

Otras unidades en el Complejo Acatlán: a) Formación Tecomate. Consiste en metapelita, meta-arcosa y metagrauvas con una unidad conglomerática que incluye clastos procedentes de los Granitoides Esperanza. La formación incluye una unidad de mármoles impuros con fragmentos de invertebrados fósiles cuya edad es post Cámbrico pre-Carbonífero (Ortega-Gutiérrez, 1978). b) Intrusivos San Miguel. La unidad representa cuerpos intrusivos



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

tabulares compuestos de pegmatitas, aptitas, granitos con granate y muscovita, y tonalitas de hiperstena. Con edades Rb/Sr 175 ± 3 Ma, y Sm/Nd de 172 ± 1 Ma (Yáñez *et al.*, 1991).

III.2 Paleozoico

Formación Patlanoaya (Pt). Está expuesta al sudoeste de Coatzingo, Puebla, de acuerdo a Vázquez-Echeverría (1986) la formación tiene un espesor de 1500 m y consiste en las siguientes unidades: a) Areniscas conglomeráticas con estratificación gradada y algunas lutitas tobáceas. b) Areniscas conglomeráticas con estratificación cruzada, limonitas y lutitas verdes y café rojizo con líticos de cuarzo, esquisto y rocas intrusivas. c) Intercalación de areniscas finas, lutitas, margas y lutitas verdes con un variado contenido fosilífero de celenterados, poríferas, moluscos, equinodermos y briozoarios. d) Alternancia de calcarenitas bioclásticas, margas, lutitas, limonitas, areniscas y conglomerados en tonos gris verde, café rojizo con abundantes fusulínidos, crinoides, moluscos, braquiópodos y briozoarios. e) Alternancia de arenisca tobácea, conglomerados de grano fino y lutitas de color verde y café rojizo. f) Calcarenita bioclástica de color gris con crinoideos, moluscos, gasterópodos y fusulínidos. g) Alternancia de limonitas y lutitas color café rojizo, intemperizan en amarillo ocre, presentan estratificación gradada, contiene bivalvos y helechos. h) Intercalación de lutitas y limonitas de color negro, gris oscuro con algunos horizontes de arenisca gris verdosa con aspecto carbonoso con nódulos y concreciones con pirita diseminada.

III.3 Mesozoico

III.3.1 Jurásico

Formación Tecamazúchil (Jt). La Formación Tecamazúchil está expuesta en las cercanías de Petlalcingo, Puebla, en el centro del borde sur del área; consiste en una sucesión continental clástica que incluye conglomerados, arcosas líticas, frecuentemente con estratificación cruzada y restos de plantas, conglomerados arenosos, limolitas arenosas. Los clásticos de la Formación Tecamazúchil tienen como fuente de procedencia a las rocas metamórficas del Complejo Acatlán, la unidad presenta algunos horizontes de rocas volcánicas (Ortega-Gutiérrez, 1978; Morán-Zenteno *et al.*, 1993). La formación tiene algunas discordancias internas. La Formación Tecamazúchil sobreyace discordantemente a las rocas del Complejo Acatlán y subyace mediante una superficie de discordancia a la Formación Chimeco.

Formación Piedra Hueca (Jph). Ortega-Guerrero (1989) designó como Unidad Piedra Hueca a una sucesión de lechos rojos de aproximadamente 800 m de espesor; la cual consiste en un conglomerado basal e intercalaciones de arcosa, limolitas y lutitas, con flora que puede corresponder a *Otozamites hespera* del Jurásico medio; las estructuras primarias de la sucesión, la geometría de los estratos y el contenido fósil sugieren que la unidad se depositó en un sistema fluvial con canales y planicies de inundación probablemente en un sistema fluvial anastomosado. La Formación Piedra Hueca está expuesta al sur de Ixcaquixtla, Puebla, sobreyace en forma discordante al Complejo Acatlán y al Tronco de Totoltepec. A

su vez está cubierta discordantemente por la Formación Otlaltepec (Morán-Zenteno *et al.*, 1993).

Formación Otlaltepec (Jo). Unidad propuesta por Ortega-Guerrero (1989) consiste en una sucesión de arcosas, lutitas y limolitas con un espesor aproximado de 1500 m que aflora al sur de Ixcaquixtla, Puebla. La formación cubre mediante discordancia angular a la Formación Piedra Hueca. La unidad se acumuló en un sistema fluvial, sus áreas de afloramiento están separadas por un rasgo estructural que el autor propone como la Falla El Gavilán de carácter lateral izquierdo como se justifica más adelante. En virtud de la ausencia de flora fósil reconocible, a la Formación Otlaltepec se le considera una edad entre el Jurásico medio y el Cretácico temprano (Ortega-Guerrero, 1989). En las cercanías de Santa Cruz Nuevo, Puebla, la unidad contiene contramoldes de icnitas de saurópodos y de terópodos (Mendoza-Rosales y Silva-Romo, 1998).

Formación Chimeco-Formación Mapache (Jms). Esta unidad representa a las formaciones Chimeco y Mapache (Pérez-Ibarguengoitia *et al.*, 1965) expuestas al poniente de Petlalcingo, Puebla, las cuales presenta un abundante contenido fosilífero, principalmente pelecípodos, braquiópodos, gasterópodos, corales, equinodermos y amonoideos que atestiguan una edad Oxfordiano-Titoniano (Alencaster y Buitrón, 1965). a) Chimeco consiste en caliza arenosa, arenisca calcárea y caliza oolítica dispuestas en estratos medianos algunos con equinodermos, en la base presenta una sucesión de estratos delgados arenosos y arcillosos de color púrpura. b) Mapache contiene caliza arcillosa y arenisca limosa con cementante calcáreo, se caracteriza por la presencia de horizontes de coquinas de moldes internos de bivalvos. Subyace discordantemente a la Formación Teposcolula.

III.3.2 Cretácico Inferior

Formación Zapotitlán (Kiz). Propuesta inicialmente por Aguilera (1906) para referirse a las lutitas y margas expuestas en los alrededores de Zapotitlán, Puebla. Calderón-García, (1956) la considera como una sucesión de lutitas calcáreas grises con micas, intercaladas con margas grises, areniscas de grano fino con micas y por bancos gruesos de calizas con paquiodontos y por conglomerados del Barremiano; a los bancos calcáreos Calderón-García (1956) los denominó Miembro Agua del Burro y a la unidad de conglomerados polimícticos de color gris rojizo y gris verdoso con matriz arenosa, con líticos de cuarzo, esquisto y de arenisca lítica como Miembro Agua del Cordero (Kac). En este trabajo se considera como parte de la unidad Agua del Cordero, a las capas rojas neocominas descritas por Monroy-Fernández y Sosa-Patrón (1984) en la Sierra del Tenzo.

Formación San Juan Raya (Kisj). Descrita inicialmente por Aguilera (1906) como una sucesión de lutitas y areniscas de edad aptiana, expuesta en las cercanías de la Ranchería San Juan Raya; fue redefinida por Calderón-García (1956). En la unidad predominan las lutitas de color gris con tonos de verde en estratos de 10 a 20 cm de espesor, intercaladas con estratos delgados (entre 1 y 5 cm de espesor) de lutitas calcáreas que contienen numerosas huellas de gusanos. También se presentan intercalaciones de areniscas y areniscas calcáreas en las cuales se presentan coquinas de *Nerineas* sp., corales, y *Ostreas* sp. Las areniscas son del tipo de las grauvacas líticas, excepto hacia la parte alta en donde son del tipo wacka-arcósica (Barceló-Duarte, 1978). La Formación San Juan Raya

se caracteriza por un contenido grande de diversos invertebrados fósiles de las Fila *Mollusca*, *Echinodermata* y *Coelenterata* de tal forma que la presencia de trigonias, corales, turrítelas y pelecípodos es la característica más conspicua de la unidad, la cual subyace discordantemente a la Formación Cipiapa.

III.3.3 Cretácico Albiano-Turoniano

Formación Cipiapa (Kc). El nombre de Cipiapa fue aplicado primero por Aguilera (1906); Calderón-García (1956) restringió su uso para denominar a una sucesión de caliza de color gris crema, compacta, en bancos hasta de 6 m y ocasionalmente en estratos delgados de 20 cm. La unidad contiene nódulos de pedernal de color gris humo y presenta horizontes con abundantes miliólidos, otros con paquiodontos y algunas intercalaciones de margas amarillentas es estratos con espesores entre 5 y 10 cm. La Formación Cipiapa presenta algunos estratos de calizas oolíticas en la porción sur; mientras en la norte presenta zonas dolomitizadas. De acuerdo a Calderón-García (1956) la unidad tiene un espesor mayor a los 825 m. La Formación Cipiapa sobreyace discordantemente sobre las formaciones Zapotitlán y San Juan Raya. Se considera que la unidad tiene una edad Albiano tardío-Cenomaniano.

Caliza Coyotepec (Kco). De acuerdo a Ortega-Guerrero (1989) la unidad consiste en una sucesión de aproximadamente 400 m de biomicritas parcialmente dolomitizadas con nódulos de pedernal negro, presenta bioturbación, huellas de desecación y “ripples marks” simétricos. La unidad contiene abundantes restos fósiles desde microfósiles como *Nummuloculina heimi* hasta macrofósiles como gasterópodos, pelecípodos y rudistas (*Toucasia poligyra* que sugieren una edad Albiano-Cenomaniano). Calderón-García (1956) describe a esta sucesión dentro de la Formación Cipiapa. El ambiente de depósito es una plataforma somera en ocasiones en condiciones de inter o intramareas.

Formación Orizaba (Ko). Expuesta en la Sierra del Tenzo, consiste en una sucesión de calizas de plataforma de colores claros, caracterizada por la presencia de biohermas y bancos de pelecípodos y de gasterópodos. La unidad incluye brechas intraformacionales de rudistas y calizas, también calizas oscuras con abundantes miliólidos. De acuerdo a Monroy-Fernández y Sosa-Patrón (1984) la Formación Orizaba tiene una edad Albiano-Cenomaniano, definida por la presencia de microfósiles. La unidad sobreyace a una sucesión de calizas aptianas innominadas.

Formación Teposcolula (Kte). Como Formación Teposcolula se considera a la sucesión calcárea expuesta al poniente de Petlalcingo, Puebla. La formación consiste de un miembro inferior de wackestone y mudstone con nódulos de pedernal en estratos masivos y un miembro superior con calizas arcillosas, calizas arenosas, margas y calizas masivas. La edad de la unidad es considerada por Morán *et al.* (1993) como del Albiano-Turoniano. La Formación Teposcolula sobreyace discordantemente a la Formación Chimeco y a la Formación Tecamazúchil.

Formación Tlayúa (Kt). Fue propuesta por Pantoja-Alor (1990(1992)) para designar la sucesión calcárea de plataforma expuesta en las cercanías del Poblado de Tepexi de Rodríguez, Puebla. La Formación Tlayúa consiste en tres miembros (Pantoja-Alor *et al.*, 1988): a) Miembro Inferior. Caliza micrítica de colores gris claro y crema, con abundantes

miliólidos y algunos intraclastos. En estratos desde delgados de 20 cm, hasta masivos de más de 3 m, incluye biostromas silicificados de rudistas y de ostreidos. Presenta concreciones de sílice blanco y negro y lentes de pedernal oscuro. b) Miembro medio. Sucesión de 48 a 50 m de espesor de caliza micrítica de estratificación laminar y delgada con tonalidades amarillas y rojizas con lentes de pedernal oscuro. Las superficies de estratificación son onduladas y están resaltadas por la presencia de una lámina de hematita. La edad de la unidad corresponde al Albiano medio-tardío (Seibertz y Buitrón-Sánchez, 1987). Entre los numerosos peces que contiene la unidad, se han identificado teleósteos y holósteos, destacan los picnodontes que incluyen especies nuevas (Applegate, 1992). La unidad también contiene invertebrados y vertebrados continentales (Applegate y Espinosa-Arrubarena, 1984). c) Miembro Superior. Consiste de una sucesión de dolomías y calizas dolomíticas en estratos medianos y gruesos de color gris de tonos claro y medio algunos con estratificación ondulada. Hacia la cima se observan caliza micrítica de grano fino en estratos delgados y medianos de colores amarillentos y rojizos.

III.3.4 Cretácico Superior

Formación Cuautla (Kcu). Consiste de biomicritas en estratos gruesos y masivos de color gris claro, en superficie meteorizada presenta color gris oscuro. La unidad corresponde al Turoniano de acuerdo a su contenido abundante de radiolarios, calciesférulas y foraminíferos, (Monroy-Fernández y Sosa-Patrón, 1984). En la región la formación aflora en la Sierra del Tenzo, en donde cubre concordantemente a las calizas de plataforma de la Formación Orizaba.

Formación Mexcala (Kmx). Sucesión de lutitas y areniscas en estratos delgados de color gris claro al fresco y con tonos de ocre a la intemperie; sucesión que sobreyace concordantemente a la Formación Cuautla. Ante la falta de material fosilífero Monroy-Fernández y Sosa-Patrón (1984) le asignan por correlación una edad correspondiente al Coniaciano-Santoniano. La unidad está expuesta al sur de Valsequillo, Puebla, y al sudeste de Tecalli, Puebla, donde se observan estratos delgados con icnofósiles y algunos estratos conglomeráticos con clastos de caliza, cuarzo metamórfico y esquisto que denotan la exposición temprana del Complejo Acatlán en el sector poniente del Terreno Mixteco.

III.4 Unidades Intrusivas

III.4.1 Paleozoico Superior Intrusivo (PsIn)

Tronco de Totoltepec. Granitoide ligeramente metamorfoseado y deformado con una edad U/Pb de 287 ± 2 Ma (Yáñez *et al.*, 1991). El Tronco de Totoltepec se encuentra emplazado en el Complejo Acatlán y representa la fuente de los conglomerados y areniscas de la Formación Piedra Hueca acumulada en el Jurásico medio al pie de un escarpe de falla.

Gilberto Silva Romo

IV. ESTRATIGRAFÍA CENOZOICA DE LA CUENCA TEHUITZINGO-TEPEXI

Las características del relleno sedimentario de la Cuenca Tehuiztingo-Tepexi permiten subdividirlo en cinco unidades litoestratigráficas principales de origen continental: 1. Formación Tepexi, unidad basal que consiste en brechas y conglomerados. 2. Formación Barranca Risco, también de carácter conglomerático, 3. Formación Pie de Vaca, se trata de una sucesión lacustre principalmente de calizas y algunas intercalaciones de yesos. 4. Grupo Tehuiztingo que incluye a las formaciones Puerto El Gato, Coatzingo, Ahuehuetes, Huehuetlán y Ajamilpa las cuales tienen como elemento en común el contenido de material piroclástico, 5. Formación Agua de Luna, unidad cimera consistente en travertinos y calizas lacustres. En la Figura 4.1 se presenta tanto la distribución de las unidades cenozoicas de la Cuenca Tehuiztingo. Tepexi, como su relación con los bloques estructurales reconocidos y las fallas que los delimitan. En tanto que en la Tabla 4.1 se presentan las relaciones estratigráficas que se han reconocido entre dichas unidades estratigráficas, y su correlación con base en los fechamientos isotópicos que se obtuvieron (Silva-Romo *et al.*, 2001).

En el Área Tehuiztingo los conglomerados de la Formación Tepexi se observan en el poniente, mientras la sucesión lacustre de la Formación Coatzingo se presenta en el sector oriental. En tanto que en el Área Huehuetlán – Tepexi las unidades cenozoicas tienen una distribución general en franjas orientadas con rumbo norte-sur, las unidades más antiguas se presentan hacia el poniente; la Formación Agua de Luna tiene una distribución más extensa que el resto; se le observa entre Molcaxac y San Juan Ixcaquixtla y hacia el norte se extiende hasta la región cercana a Tecali, Puebla, como se puede observar en el Mapa geológico 1.

IV.1 Formación Tepexi (Pgt)

Definición. En este trabajo se utiliza el nombre Tepexi para designar a los conglomerados y brechas de clastos de rocas metamórficas expuestos en las cercanías de Tepexi de Rodríguez, Puebla, previamente Pantoja-Alor (1990(1992) propuso en forma preliminar el nombre de Tepexi el Viejo para la unidad, dado que su afloramiento se extiende hacia la Zona Arqueológica homónima. En este trabajo se incluye dentro de la Formación Tepexi a la unidad Tamalayo propuesta por España-Pinto (2001) para denominar los conglomerados expuestos en el Área Tehuiztingo.

Distribución. En el Área Huehuetlán-Tepexi, la Formación Tepexi está expuesta en el sector poniente en las cercanías de Teopantlán, Puebla, en un afloramiento extenso burdamente norte-sur y al sudeste de San Pedro Coayuca; sin embargo sus afloramientos mejores y más accesibles se localizan en la zona arqueológica de Tepexi El Viejo. En tanto en el Área Tehuiztingo, la formación presenta un afloramiento en su borde sudoeste entre Tecolutla, Puebla y el Puerto el Barrial. Otros afloramientos notables se encuentran entre Jaulillas e Izucar de Matamoros en el Área de Tepenene y al sudoeste de San Salvador Patlanoaya.



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central

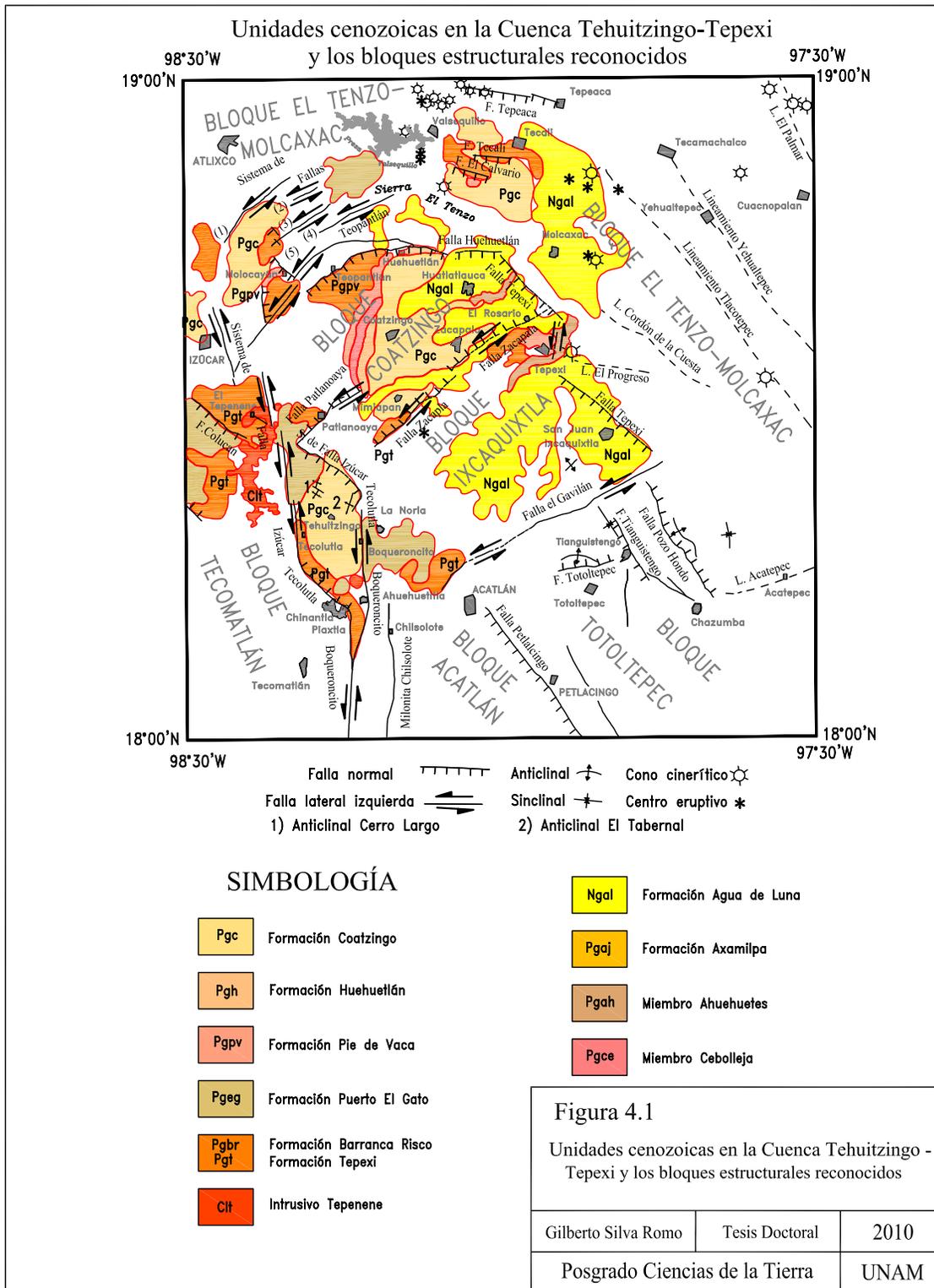


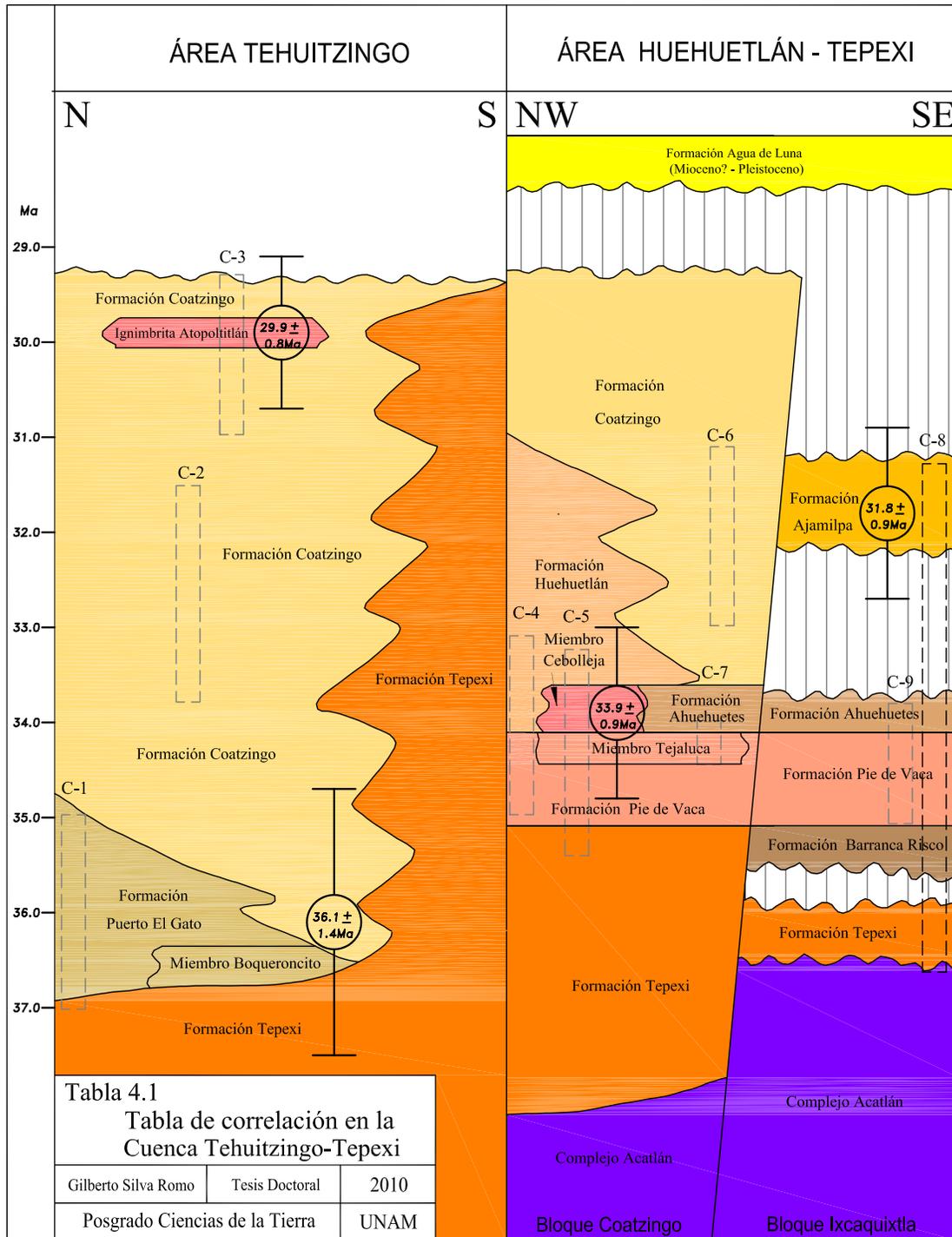
UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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





Litología y espesor. La Formación Tepexi consiste en conglomerados y brechas de líticos de rocas metamórficas, conglomerados soportados por matriz (Ver figura 4.2), por lo general con líticos subangulosos de rocas metamórficas en estratos lenticulares, gradados, con imbricación e intercalados con algunos lentes de limolitas y areniscas de grano grueso. La Formación tiene un color rojizo y adopta tonos de ocre en superficie meteorizada. Durante la medición de la columna estratigráfica compuesta Tepexi (Figura A.8; Apéndice A), se midieron 45.00 m de su cima. Se estima que el espesor de la Formación Tepexi es de más de 1000 m. Los clastos de la Formación Tepexi proceden principalmente de las rocas metamórficas expuestas en el sudoeste del área.



Figura 4.2. Conglomerado soportado por matriz de la Formación Tepexi expuesto en los cortes de carrera a dos kilómetros de Teopantlán. Observe la disposición de los bloques definiendo una estratificación burda

Relaciones estratigráficas. La Formación Tepexi sobreyace discordantemente al Complejo Acatlán o a unidades mesozoicas. En el Área de Tehuitzingo la Formación Tepexi aparece en discordancia debajo de la Formación Puerto El Gato y presenta una interdigitación con la Formación Coatzingo como se muestra en la Tabla 4.1; hacia El Boqueroncito, Puebla, la Formación Tepexi subyace discordantemente al Miembro Boqueroncito de la Formación Puerto El Gato. Al poniente de Tepexi de Rodríguez, la formación sobreyace discordantemente al Complejo Acatlán a lo largo del Río Ajamilpa. A su vez está cubierta discordantemente por los conglomerados de la Formación Barranca Risco como se observa en la confluencia de la Barranca Risco con el Río Ajamilpa y en la misma zona arqueológica.

Ambiente de depósito. El ambiente de depósito de la Formación Tepexi es continental, En la zona arqueológica Tepexi el Viejo presenta características propias de un depósito fluvial anastomosado. En tanto que hacia Teopantlán, al sudeste de Izucar y en el Área Tehuitzingo, las brechas y fanglomerados se acumularon como abanicos aluviales.

Edad y correlación. La edad de la Formación Tepexi se propone como paleógena, en virtud de su posición estratigráfica, pues se encuentra abajo de la unidad volcanoclástica

Formación Puerto El Gato que tiene una edad de 36.1 ± 1.4 Ma (Tabla 2.2) y abajo de la sucesión lacustre formada por las formaciones Pie de Vaca y Coatzingo, ésta última con horizontes piroclásticos fechados con una edad K-Ar del límite Eoceno-Oligoceno (33.9 ± 0.9 Ma) (Tabla 2.2) Su edad máxima se desconoce; sin embargo, es más vieja que 43 ± 1 Ma, como se desprende del hecho que está cortada por los cuerpos subvolcánicos de Tepenene (Murillo-Muñetón y Torres-Vargas, 1987). La formación es correlativa con la Formación Balsas (Pgb) (Monroy-Fernández y Sosa-Patrón, 1984) expuesta al norte de la Sierra del Tenzo y con la Formación Huajuapán (Pgh) (Morán-Zenteno *et al.*, 1993) expuesta en el sector sudoeste del área.

IV.2 Formación Barranca Risco (Pgbr)

Definición. La Formación Barranca Risco toma su nombre de la barranca homónima al noroeste de Tepexi de Rodríguez, Puebla; consiste en conglomerados con líticos de caliza y en menor proporción de rocas metamórficas y algunos de areniscas de color rojo, los conglomerados presentan colores gris y blanquecino. En esta formación se pueden reconocer dos niveles conformados principalmente por clastos de calizas, horizontes que presentan una expresión morfológica prominente en virtud de su mayor cementación y del espesor de sus estratos, como se observa bajo el antiguo puente del Río Ajamilpa, al sur de Tepexi de Rodríguez. En los conglomerados, algunos clastos de caliza recristalizada muestran superficies corroídas y presentan huecos con relleno de calcita en forma de drusa (Figura 4.3). Hacia la cima se observan algunos horizontes de fila-arenitas de grano grueso.

Litología y espesor. El espesor de la Formación en su localidad tipo es de aproximadamente 210 m como se presenta en la Columna estratigráfica compuesta Tepexi (Figura A.8, Apéndice A), en tanto que al sudoeste de Tepexi de Rodríguez, la formación se acuña hasta desaparecer. Los clastos calcáreos de los conglomerados del Miembro Barranca Risco proceden de las unidades sedimentarias expuestas en los límites norte y este de la cuenca. En los cortes de la carretera intermixteca, al poniente de Coatzingo, Puebla, se midieron 68.00 metros de la Formación Miembro Barranca Risco consiste en lodolitas y areniscas en la base y en conglomerados y areniscas hacia la cima (Figura A.4; Apéndice A).

Relaciones estratigráficas. La Formación Barranca Risco sobryace discordantemente al Complejo Acatlán, a unidades mesozoicas y a la Formación Tepexi, como se observa en las cercanías de la zona arqueológica Tepexi el Viejo. Subyace concordante y transicional a la Formación Pie de Vaca.

Edad y correlación. La edad de la Formación Barranca Risco se propone como del Eoceno tardío, en virtud de su posición estratigráfica, pues se encuentra abajo de la sucesión lacustre formada por las formaciones Pie de Vaca y Ahuehuetes, ésta última con un miembro ignimbrítico con edad del límite Eoceno-Oligoceno (33.9 ± 0.9 Ma)

Ambiente de depósito. El ambiente de depósito de la Formación Barranca Risco es continental, en su parte basal se acumuló como abanicos aluviales y la parte cimera en un

medio fluvio-lacustre. Durante la diagénesis de la Formación Barranca Risco, sus clastos calcáreos experimentaron disolución probablemente por la percolación de aguas ácidas a través de los estratos conglomeráticos en una etapa de diagénesis temprana y posteriormente fueron cementados por carbonatos y desarrollaron rellenos tipo drusa con cristales de calcita.



A



B

Figura 4.3.A) Detalle de los clastos calcáreos en la Formación Barranca Risco, observados en la medición de la columna estratigráfica 8 al oriente de la zona arqueológica Tepexi El Viejo. Observe los diferentes tamaños de clastos. Longitud de la navaja 9 cm. B) Observe el desarrollo de rellenos tipo drusa en presentan algunos clastos calcáreos en la Formación Barranca Risco en los estratos basales expuestos en las cercanías de la zona arqueológica. Longitud de la navaja 9 cm.

IV.3 Formación Pie de Vaca (Pgpv)

Definición. Pantoja-Alor *et al.* (1988) denominan como Formación Pie de Vaca a una sucesión clástica y calcárea de 53 m, la cual sobreyace discordantemente a las calizas mesozoicas de la Formación Tlayúa, en las cercanías de Tepexi de Rodríguez, Puebla. De acuerdo con la definición de Pantoja-Alor *et al.* (1988) en la sección tipo, la base de la formación consiste en calizas lacustres amarillentas con intraclastos de caliza, pedernal y rocas ígneas en estratos delgados y medianos con bandas de sílice. La sucesión continúa con un paquete de conglomerados bien compactados con guijas de caliza, pedernal, sílice y

rocas volcánicas, en estratos gruesos entre 1 y 2 m. Beraldi-Campesi (2003) describe dos columnas estratigráficas de la sucesión expuesta en las cercanías de Tepexi de Rodríguez, la denominada “Sección Ajamilpa” presenta conglomerados y areniscas y algunas intercalaciones de margas calcáreas y calizas lacustres en su base y calizas con bandas de pedernal, estromatolitos, calizas laminadas, calizas oolíticas, estratos de yeso, algunos con horizontes con nódulos y depósitos tipo géiser de magnesita en la cima. En la segunda columna en los cortes de carretera cerca del puente sobre el Río Ajamilpa, Beraldi-Campesi (2003) reporta únicamente una sucesión calcárea. Con el objetivo de precisar el registro estratigráfico de la región de Tepexi de Rodríguez, Puebla, se propone restringir la denominación de Formación Pie de Vaca a la sucesión de calizas lacustres expuestas en la localidad de los Ahuehuetes y a la sucesión de caliza lacustre y yeso expuesta en las cercanías de Tejaluca, Puebla y de Zacapala, Puebla. Al resto de la sucesión considerada por Pantoja-Alor *et al.* (1988) como Formación Pie de Vaca, se propone sea denominada como Formación Ahuehuetes y Formación Ajamilpa como se detalla más adelante.

Distribución. Previamente La Formación Pie de Vaca se reportaba únicamente en las cercanías del Museo de Sitio de la Cantera Tlayúa, al norte de Tepexi de Rodríguez, Puebla, en la localidad homónima que le da nombre a la formación y en la “balsa” Los Ahuehuetes. En los trabajos de campo de esta investigación se reconocieron otras tres localidades nuevas: Una se extiende desde Tejaluca, Puebla, hasta Huehuetlán el Grande, Puebla conforme a una franja de orientación general nor-noreste; otra pequeña al norte de la Sierra del Tenzo en el Río Atoyac y otra más en las cercanías de Molocayan, Al noroeste de Teopantlán, Puebla.

Litología y espesor. La Formación Pie de Vaca redefinida consiste en calizas lacustres de color blanquecino en estratos delgados y medianos intercalados con algunas lodolitas calcáreas, algunos estratos de caliza presentan nódulos de pedernal de color blanco y ámbar, la formación presenta huellas de vertebrados, en las localidades de Pie de Vaca y en las cercanías de Huehuetlán El Grande, Puebla y al norte de la Sierra del Tenzo (las dos últimas localidades nuevas con huellas de vertebrados) (Figura 4.4). En Huehuetlán se reconocieron sus facies proximales, en donde las calizas se encuentran intercaladas con conglomerados (Columna estratigráfica Huehuetlán, Figura A.4). En los cortes de la carretera intermixteca entre Coatzingo e Izúcar de Matamoros, la Formación Pie de Vaca consiste en calizas arenosas nodulares y en areniscas calcáreas nodulares en estratos delgados y medianos. La Formación Pie de Vaca incluye facies evaporíticas en las cercanías de Zacapala, Puebla y en los cortes de la carretera intermixteca. (Figura A.5, Columna Estratigráfica Tejaluca). La unidad presenta un espesor reducido, en las cercanías de Tepexi presenta un espesor aproximado de 20 m; mientras que en Huehuetlán el Grande, Puebla, aflora una sucesión incompleta de 47. 50 m correspondiente a la cima de la unidad. En el área de Tejaluca, la Formación Pie de Vaca presenta un espesor expuesto de 113. 40 m, de los cuales 87.00 m corresponden a su Miembro Tejaluca.

Miembro Tejaluca. En las cercanías de Tejaluca, se observa que la parte cimera de la Formación Pie de Vaca consiste en una sucesión evaporítica que aquí se denomina Miembro Tejaluca (Columna estratigráfica Tejaluca, Figura A.5). El miembro consiste en una alternancia de lodolitas en ocasiones

tobáceas y de yeso que aumenta hacia la parte alta de la unidad, incluye algunos estratos masivos de yesos sacaroides y estratos de yesos con gravas y arenas gruesas de líticos de rocas metamórficas, el espesor del miembro es de aproximadamente 90 m. Al norte de Zacapala, Puebla, está expuesta la cima del miembro principalmente de yesos en estratos delgados de menos de 4 centímetros con algunas intercalaciones de limolitas, de esporádicas calizas y algunas láminas de bentonita (Columna estratigráfica Zacapala, Apéndice A, Figura A.7).

Relaciones estratigráficas. La Formación Pie de Vaca sobreyace en forma concordante y transicional a la Formación Barranca Risco, en los sectores centro y sudeste del Área Huehuetlán-Tepexi. En la “balsa” Los Ahuehuetes, la Formación Pie de Vaca está sobreyacida concordantemente por la Formación Ahuehuetes (Portadora de flora fósil); en tanto que cerca de Huehuetlán el Grande, Puebla está sobreyacida discordantemente por la Formación Huehuetlán. En las cercanías de Tejaluca, Puebla, su Miembro Tejaluca subyace concordantemente a las ignimbritas del Miembro Cebollega de la Formación Ahuehuetes.

Edad y correlación. La edad de la Formación Pie de Vaca se puede considerar como Eoceno tardío, ya que se encuentra debajo del Miembro Cebollega fechada en el límite Eoceno-Oligoceno (33.9 ± 0.9 Ma Tabla 2.2), con lo cual se confirman las inferencias de Magallón-Puebla y Cevallos-Ferriz, (1994c) y de Martínez-Hernández y Ramírez-Arriaga (1996) respecto a una edad paleógena para la Formación Pie de Vaca. Por otra parte, se desecha la edad Plioceno-Pleistoceno que Cabral-Perdomo (1995) le asignó a la formación con base en las icnitas de felinos, camélidos y aves zancudas. La Formación Pie de Vaca se correlaciona con parte de la Formación Coatzingo expuesta en el Área Tehuiztingo, la cual tiene varios horizontes de calizas lacustres.

Ambiente de depósito. En la Formación Pie de Vaca se reconoce una asociación lacustre de facies evaporítica (Carroll y Bohacs, 1999) característica de una Cuenca con Relleno deficitario (*Underfill*), la formación se acumuló en un ambiente lacustre, en condiciones de poco escurrimiento fluvial, de tal forma, se depositaron calizas en la periferia del embalse lacustre y en el centro se desarrollaron depósitos evaporíticos. En el sector occidental de la cuenca, entre Huehuetlán y Tejaluca, las corrientes fluviales aportaron clásticos mientras ocurría la sedimentación de la Formación Pie de Vaca. El embalse lacustre era un abrevadero para vertebrados que dejaron sus huellas en los lodos calcáreos como se observa en la localidad clásica de Pie de Vaca y en las nuevas localidades de Huehuetlán y Río Atoyac al norte de la Sierra del Tenzo. Beraldi-Campesi *et al.* (2006) reconocen carácter alcalino al embalse lacustre durante la acumulación de la Formación Pie de Vaca.



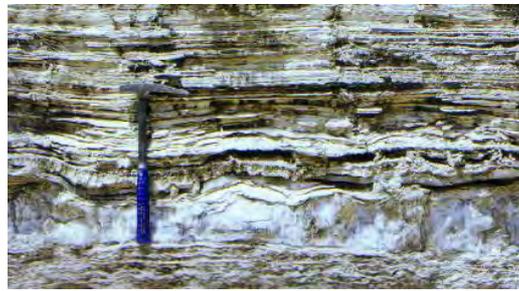
A



B



C



D



E

Figura 4.4. A) Estratos de calizas lacustres con pedernal de la Formación Pie de Vaca, expuestos en el Río Atoyac al norte de la Sierra El Tenzo. Localidad donde la formación presenta icnitas de vertebrados. Longitud del martillo 37 cm. B) Impresiones de huellas de vertebrados en las calizas lacustres de la Formación Pie de Vaca, en las cercanías de la “balsa” Los Ahuehuetes. Longitud de la navaja 9 cm. C) Estratificación cruzada en las calizas clásticas en la base de la Formación Pie de Vaca. D) Intercalación de lodolitas calcáreas, calizas lacustres y yesos en el Miembro Tejaluca de la Formación Pie de Vaca. Longitud del martillo 405 mm. E) Rizaduras de corriente en las calizas lacustres de la Formación Pie de Vaca en la localidad homónima en las cercanías de Tepexi. Longitud del martillo 405 mm.

IV.4 Grupo Tehuitzingo

Definición. En este trabajo se propone informalmente elevar al rango de Grupo a la Formación Tehuitzingo (Calderón-García, 1956), con el fin de resaltar el carácter penecontemporáneo de un conjunto de cuerpos rocosos afines que contienen piroclásticos del Eoceno tardío – Oligoceno temprano acumulados en las áreas de Tehuitzingo y de Huehuetlán-Tepexi. De tal forma el Grupo Tehuitzingo incluye a las formaciones Puerto El Gato, Coatzingo, Ahuehuetes, Huehuetlán y Ajamilpa (Tabla 4.1).

Antecedentes. Calderón-García, (1956) designó como Formación Tehuitzingo a una sucesión de areniscas arcillosas de grano grueso a medio; con cuarzo, feldespato y glauconita de color gris y gris verdoso en parte calcárea, con espesores entre 2 cm y más de 2 m, en ocasiones conglomeráticas y algunas veces con estratificación cruzada. La sucesión presenta intercalaciones de calizas travertinosas de color crema con nódulos y capas lenticulares de calcedonia y pedernal gris e intercalaciones de arcillas y limos (¿lodolitas?) de color verde esmeralda y gris. Para Calderón-García (1956) la Formación Tehuitzingo contiene ostrácodos y material vegetal del Pleistoceno y sobreyace concordantemente a los conglomerados de la Formación Amatitlán.

IV.5 Formación Puerto El Gato (Pgeg)

Definición. España-Pinto (2001) propone informalmente el término Unidad El Gato para denominar la sucesión volcanoclástica expuesta en el Puerto El Gato sobre la carretera 190 entre Izúcar de Matamoros y Tehuitzingo, Puebla, que previamente había sido considerada por Rodríguez-Torres (1970) como parte de la Formación Amatitlán de Calderón-García (1956). En este trabajo se retoma la propuesta de España-Pinto (2001), con la salvedad de considerar a la unidad como formación y parte del Grupo Tehuitzingo. Además se propone integrar como miembro de la Formación Puerto El Gato, a la unidad volcánica Unidad Boqueroncito de España-Pinto (2001).

Distribución. La Formación Puerto El Gato, aflora en el Área Tehuitzingo; con dos afloramientos principales, uno hacia el noroeste del área y otro que corresponde al Miembro Boqueroncito al oriente del poblado Boqueroncito, Puebla, por otro lado este miembro, tiene algunos afloramientos en el Área Tehuitzingo en las proximidades de los poblados de Chinantla y Piaxtla, Puebla, y otro en el poblado de Ahuehuetitla, Puebla. También se considera como parte de la Formación Puerto El Gato a la sucesión de ignimbritas y volcanoclastos expuesto al sudoeste de Tepenene, Puebla.

Litología y espesor. La unidad consiste en su base de una sucesión de tobas, brechas piroclásticas soldadas, depósitos de piroclásticos brechoides, con líticos de pómez, algunos estratos presentan una consolidación escasa y otros aparecen con meteorización nodular o esferoidal (Figura 4.5). En la cima de la sucesión expuesta en Puerto El Gato, se observa un paquete de estratos laháricos bien consolidados. La unidad se caracteriza por una coloración en tonos pálidos de verde, rosa y amarillo. En el Puerto El Gato, España-Pinto

(2001) midió un espesor 749.0 m para la sucesión volcanoclástica, cuyo detalle se presenta en la Columna estratigráfica Puerto El Gato (Figura A.1).

Miembro Boqueroncito. Se propone este miembro para denominar a las rocas piroclásticas y a las brechas volcánicas soldadas de color rojo claro a rosáceo a la intemperie, expuestas en las cercanías del Boqueroncito, Puebla, dispuestas como derrames hasta de 20 m de espesor. Al microscopio, la roca presenta una textura microcristalina y traquítica, con gran abundancia de cristales de plagioclasa zoneada (oligoclasa), ceniza volcánica y algunos cristales de piroxenos (España-Pinto, 2001). El miembro incluye brechas volcánicas con bloques angulosos de andesita hasta de 7 m de longitud en su eje más largo en una matriz tobácea, como se observa sobre la carretera hacia Piaxtla, Puebla. El miembro también incluye brechas volcánicas de composición andesítico-basáltica, caracterizadas por piroclásticos escoriáceos y bombas volcánicas, como las expuestas en la localidad Las Calaveras al oriente de Boqueroncito, Puebla.

Relaciones estratigráficas. La Formación Puerto El Gato sobreyace discordantemente a la Formación Tepexi como se observa en los cortes de la carretera 190. La unidad se encuentra parcialmente interdigitada con la Formación Coatzingo, observación reportada previamente por Rodríguez-Torres (1970).

Edad y correlación. A partir de una toba de la interdigitación entre las formaciones Puerto el Gato y Coatzingo, colectada cerca del Puente Márquez sobre la carretera 190, se obtuvo un fechamiento K-Ar de 36.1 ± 1.4 Ma en plagioclasa (Tabla 2.2). Con lo cual se asigna la Formación Puerto El Gato al Eoceno tardío. Dada la interdigitación entre las formaciones Puerto el Gato y Coatzingo se consideran correlacionables entre sí, en tanto que el carácter penecontemporáneo de la Formación Huehuetlán se infiere de su relación estratigráfica sobre la Formación Pie de Vaca.

Ambiente de depósito. La Formación Puerto El Gato se acumuló en condiciones continentales como productos de actividad volcánica en las cercanías de la cuenca lacustre, primero de carácter explosivo con el desarrollo de flujos de bloques y cenizas y finalmente como flujos laháricos.



A



B



C

Figura 4.5.A) Aspecto de las rocas andesíticas del Miembro Boqueroncito de la Formación Puerto El Gato. En las cercanías del poblado Boqueroncito. B) Flujo de bloques y cenizas de la Formación Puerto El Gato, expuesto en las cercanías de Chinantla en el sur de la Cuenca Romboide de Tehuizingo. Observe el fracturamiento en rompecabezas que presenta el bloque en que se apoya la navaja. Longitud de la navaja 9 cm. C) Aspecto de los estratos de bloques y cenizas. Note la granulometría y el carácter subredondeado de los bloques. Longitud del martillo 370 mm.

IV.6 Formación Coatzingo (Pgc)

Definición. En este trabajo se propone denominar como Formación Coatzingo a la sucesión de lodolitas tobáceas, tefras, y calizas lacustres con nódulos de pedernal expuestos en el área de la Paleo-cuenca Tehuizingo-Tepexi. La Formación Coatzingo aquí propuesta, incluye a la Formación Tehuizingo de Calderón-García (1956), una vez que ésta última unidad litoestratigráfica se eleva al rango de Grupo.

Antecedentes. La sucesión fue denominada por Calderón-García (1956) como Formación Tehuizingo, de acuerdo con la descripción original se trata de “depósitos

lacustres bien estratificados, formados por bancos de areniscas, en partes calcáreos, de espesor variable (20 cm a más de 2 m), arcillosos de grano grueso a medio; con cuarzo, feldespato y glauconita de color gris y gris verdoso, en parte conglomeráticos y en parte con estratificación cruzada. Presenta intercalaciones de caliza color crema y de arcillas y limos de color verde esmeralda y gris, siendo las primeras de aspecto travertino, estratificadas, en bancos de un promedio de 30 cm y con nódulos y capas lenticulares de calcedonia y de pedernal gris”.

Distribución. La Formación Coatzingo presenta una distribución geográfica amplia, aflora tanto en el Área Huehuetlán-Tepexi, entre Huehuetlán el Grande, Puebla, y Mimiapan, Puebla, como en el Área Tehuitzingo, donde se encuentra un amplio afloramiento de aproximadamente 200 km².

Litología y espesor. La Formación Coatzingo tiene un carácter cíclico, expresado por una sucesión que incluye de la base a la cima areniscas tobáceas, lodolitas tobáceas, rocas volcano-sedimentarias (*tuffites*), tobas y calizas lacustres con pedernal como se observa en las cercanías de Coatzingo, Puebla, por lo general, las calizas de la formación son de carácter oolítico. La cima de La unidad expuesta en las cercanías de Tecolutla, Puebla, consiste de conglomerados de color verde con clastos volcánicos de alrededor de 20 cm, clastos de sílice lechoso y clastos de serpentinita subredondeados a redondeados, en una matriz arenosa y con cementante de carbonato de calcio; areniscas conglomeráticas con estratificación cruzada semejantes en color y carácter de los clastos; lodolitas tobáceas y tobas con algunas concreciones discoidales calcáreas.

En las cercanías de Atopolitlán, Puebla, se midió una sucesión de 109.00 m, la cual se caracteriza por la presencia de tobas, areniscas tobáceas, calizas lacustres con pedernal y la Ignimbrita Atopolitlán, esta consiste en un cuerpo tabular de aproximadamente 3 metros color verde oscuro con un horizonte basal con abundante biotita. (Columna estratigráfica Atopolitlán, Figura A.2). En el Cerro El Tabernal, la Formación Coatzingo incluye horizontes con rizolitos, caliches y lentes conglomeráticos con líticos volcánicos (Figura 4.6).

En las cercanías de Tecolutla; cerca del Cerro Negro se midió una sucesión de 332.10 m de la Formación Coatzingo, consistente en areniscas y lodolitas principalmente yesíferas con algunos desarrollos de yesos, tanto sucios como fibrosos y sacaroides. Las areniscas son del tipo de las litarenitas y contienen líticos de rocas volcánicas y de cuarzo metamórfico, entre las estructuras primarias se reconocen laminación, estratificación cruzada y estratificación granodecreciente (Columna Estratigráfica Tecolutla, Figura A.3).

Relaciones estratigráficas. En el Área Tehuitzingo, la base de la Formación Coatzingo se encuentra interdigitada con los conglomerados de la Formación Tepexi. En las cercanías del Puente Márquez al noroeste de Tehuitzingo, Puebla, se observa la interdigitación entre la Formación Coatzingo y la Formación Puerto El Gato. En tanto que en el Área Huehuetlán-Tepexi, subyace en forma aparentemente concordante a la Formación Ajamilpa.



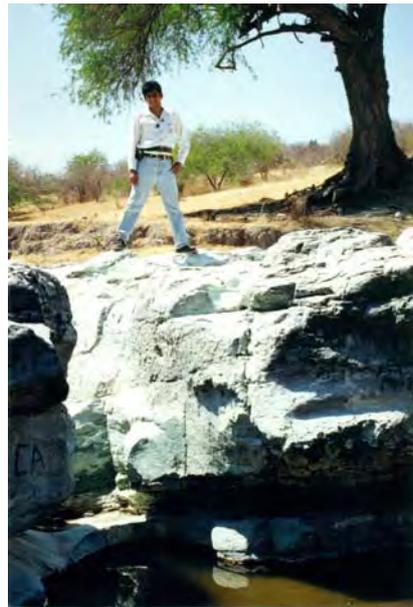
A



B



C



D

Figura 4.6.A. Detalle de los estratos tobáceos en la Formación Coatzingo en las cercanías del Puente Márquez. Observe la laminación; los cambios en la granulometría y el horizonte con hojuelas arqueadas producidas por exposición subaérea en un horizonte limoso. Longitud de la navaja 9 cm. B. Estrato de lodolitas con rizolitos en la Formación Coatzingo. Afloramiento sobre la carretera 190 entre Tehuitzingo y Tehuixtla. Longitud de la navaja 9 cm. C. Estructura de sinéresis observada en los yesos intercalados en la Formación Coatzingo, en las cercanías de Tecolutla al sudoeste de Tehuitzingo. Longitud de la navaja 9 cm. D. Ignimbrita Atopolitlán, derrame piroclástico intercalado en la Formación Coatzingo al sur de Tehuitzingo, localidad TEHU-65. Observe que está parcialmente soldado.

Edad y correlación. Dado su contenido de rocas volcánicas piroclásticas susceptibles de ser fechadas, la Formación Coatzingo es la unidad que define las edades relativas del resto de las sucesiones del relleno de la Cuenca de Tehuiztzingo-Tepexi. La edad más antigua se remonta al Eoceno tardío (36.1 ± 1.4 Ma, K-Ar en plagioclasa, Tabla 2.2) y fue determinada para los depósitos más tempranos en el Área Tehuiztzingo, a partir de una toba en la interdigitación con la Formación Puerto El Gato, en la localidad Puente Márquez; en tanto que en la cima se obtuvo una fecha K-Ar de 29.9 ± 0.8 Ma, en biotitas procedentes de la Ignimbrita Atopolitlán, misma que aparece intercalada en la sucesión clástica (Muestra Tehu-65) (Tabla 2.2). En el Área Huehuetlán-Tepexi aparentemente la acumulación de la Formación Coatzingo inició más tardíamente en el límite Eoceno-Oligoceno, después de la acumulación de la Formación Ahuehuetes; aunque no se descarta que en el Bloque Coatzingo su acumulación se haya iniciado previamente a la Formación Pie de Vaca contemporáneamente a la acumulación de la Formación Tepexi, (Tabla 4.1). De acuerdo a la fecha isotópica obtenida en la base de la Formación Coatzingo en el Área Tehuiztzingo; la Formación Coatzingo se correlaciona parcialmente con la Formación Pie de Vaca. En tanto que en el Área Huehuetlán-Tepexi, la Formación Coatzingo es correlativa con la Formación Huehuetlán dado que ambas unidades sobreyacen a la Formación Pie de Vaca. Por otra parte la Formación Coatzingo se correlaciona con la Formación Zacachimalpa expuesta en la región de Valsequillo. La Formación Zacachimalpa (PgZ en el mapa geológico 1) consiste en tobas silíceas con líticos de pómez dispuesta en estratos gruesos y algunos masivos, en ocasiones se observan intercalaciones de conglomerados de clásticos de caliza en matriz tobácea, en las cercanías de San Pedro Zacachimalpa la formación presenta estratos delgados y medianos cuya litología gradúa de conglomerados en la base hasta tobas silíceas en la cima, incluye algunos horizontes de travertino y de limolitas con líticos de rocas volcánicas, la fracción conglomerática consiste en gravas de pedernal, de calizas y algunas de rocas volcánicas. La Formación Zacachimalpa presenta una coloración blanquecina y una morfología de lomeríos y sobreyace a la Formación Balsas. La Formación Coatzingo también se correlaciona con la Formación Petalcingo (Pgp en el mapa geológico 1) expuesta en la región de Petlalcingo, descrita por Ortega-Gutiérrez (1970) como una sucesión volcanoclástica de arenisca tobácea con intercalaciones de ignimbrita y de areniscas y conglomerados.

Ambiente de depósito. La Formación Coatzingo presenta una asociación de facies evaporítica (Carroll y Bohacs, 1999) característica de una cuenca con relleno deficitario (*Underfill*), se acumuló en un embalse lacustre con poco tirante de agua, que favoreció el desarrollo de oolitos, en forma contemporánea a su acumulación, ocurría volcanismo explosivo. En ocasiones el embalse lacustre se desecó o se restringió el área inundada, con lo cual se favoreció la colonización del embalse por comunidades vegetales, situación expresada por la presencia de rizolitos. Las condiciones áridas se manifiestan por el desarrollo de horizontes de yeso. En los estratos tobáceos bajo el Puente Márquez se observan estructuras primarias que semejan huellas de vertebrados (España-Pinto, 2001). En ocasiones, durante los tiempos con mayor tirante de agua en el lago, arribaron a la cuenca corrientes de turbiedad, las cuales generaron estratos turbidíticos con estratificación gradada granodecreciente.

IV.7 Formación Ahuehuetes (Pgah)

Definición. Se propone en este trabajo como Formación Ahuehuetes a la unidad piroclástica y epiclástica de carácter silícico portadora de flora fósil expuesta en la localidad “balsa” Los Ahuehuetes. La Formación Ahuehuetes sobreyace a la Formación Pie de Vaca en el Área Huehuetlán-Tepexi.

Litología y espesor. La Formación Ahuehuetes consiste en una sucesión de limolitas tobáceas con algunos horizontes de tobas silíceas de caída libre tiene un espesor estimado en 50 m; las limolitas son portadoras de flora fósil (Magallón-Puebla y Cevallos-Ferríz, 1994a; Ramírez y Cevallos-Ferriz, 2000); La unidad incluye algunos estratos de litarenitas volcánicas con estratificación granodecreciente (Figura 4.7). Los estratos son laminares, algunos presentan marcas de base y otros presentan grietas de desecación. En la “balsa” Los Ahuehuetes la Formación Ahuehuetes tiene un espesor expuesto aproximado de una decena de metros, ya que fue erosionada y se encuentra cubierta discordantemente por la Formación Ajamilpa (Columna estratigráfica Ahuehuetes; Figura A.9).

Miembro Cebolleja. En las cercanías de Tejaluca, Puebla, aflora una sucesión de ignimbritas y rocas epiclásticas con un espesor aproximado de 46 metros. Su base consiste en flujos ignimbríticos con lentes de conglomerado con matriz tobácea, los conglomerados presentan líticos de calizas mesozoicas y de volcánicos. La parte superior del miembro está constituida por ignimbrita y toba silícica subacuosa con pómez, en algunos horizontes se presentan paleosuelos. (Columna estratigráfica Tejaluca, Figura A.5).

Distribución. La Formación Ahuehuetes aflora en el sudeste del Área Huehuetlán-Tepexi, en el Bloque Ixcaquixtla en las cercanías de Tepexi de Rodríguez; en el entorno de Zacapala y su Miembro Cebolleja se presenta en las cercanías de Tejaluca.

Relaciones estratigráficas. La Formación Ahuehuetes cubre concordantemente a la Formación Pie de Vaca como se observa en Tejaluca, donde su Miembro Cebolleja cubre al Miembro Tejaluca de la Formación Pie de Vaca ó en la “balsa” Los Ahuehuetes, donde se observa concordantemente sobre las calizas lacustres de la Formación Pie de Vaca. Su contacto superior se infiere concordante con la Formación Coatzingo en el Bloque Coatzingo, mientras que en el Bloque Ixcaquixtla es discordante con la Formación Ajamilpa, de la cual está separada por una superficie de erosión. La Formación Ahuehuetes presenta un contacto concordante sobre la Formación Pie de Vaca, y se observa cubierto discordantemente por la Formación Ajamilpa. El Miembro Cebolleja representa una facies proximal de la Formación Ahuehuetes.

Edad y correlación. La Formación Ahuehuetes tiene una edad Eoceno tardío - Oligoceno temprano, se obtuvo una edad K-Ar de 33.9 ± 0.9 a partir de biotitas en su Miembro Cebolleja (Muestra Izc-23) (Tabla 2.2). La Formación Ahuehuetes se correlaciona parcialmente con la Formación Coatzingo y con la Formación Huehuetlán. La edad de la flora que porta la Formación Ahuehuetes se constriñe adicionalmente con la fecha K-Ar de 31.8 ± 0.9 (Tabla 2.2) obtenida para la Formación Ajamilpa que le sobreyace discordantemente.

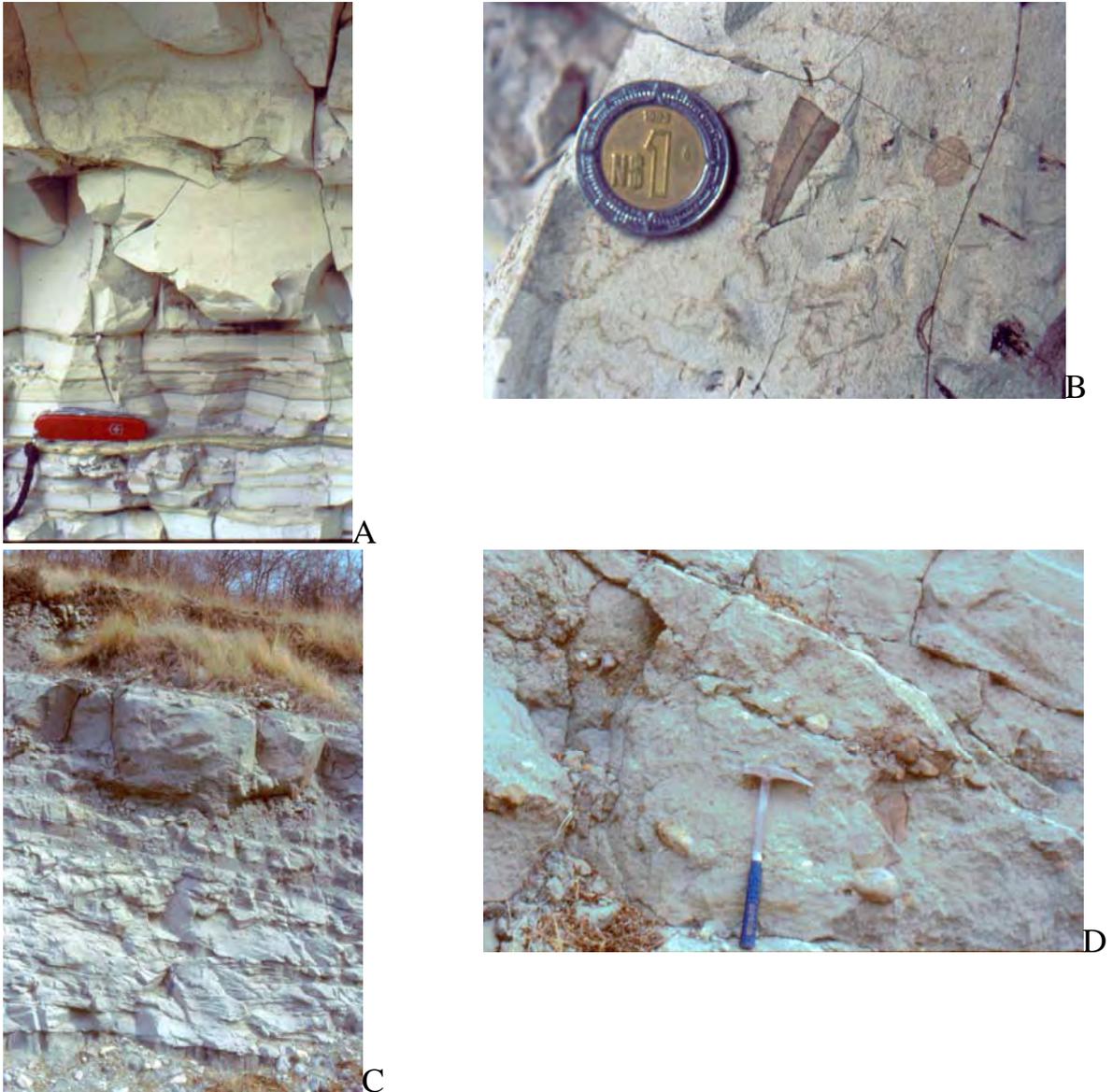


Figura 4.7. **A** Formación Ahuehuetes en la localidad la “balsa” Los Ahuehuetes. Note la laminación en los horizontes de limolitas tobáceas inferiores y la marca de carga en el estrato con gradación granodecreciente de la cima. **B.** Plantas fósiles contenidas en la Formación Ahuehuetes en la localidad la “balsa” Los Ahuehuetes. Note la laminación en los horizontes de limolitas tobáceas inferiores y la marca de carga en el estrato de la cima. Diámetro de la moneda 21 mm. **C.** Ignimbritas del Miembro Cebolleja. Observe el horizonte de oleada de piroclásticos “surge” en que descansa el martillo. El horizonte de la cima presenta gravas y bloques de líticos volcánicos y de caliza en la base. Afloramiento en la Carretera Intermixteca. **D.** Detalle de los clastos incluidos en los horizontes de ignimbrita del Miembro Cebolleja, expuestos en la Carretera intermixteca. Los clastos rojizos y subangulosos corresponden con líticos volcánicos y los redondeados son de caliza. Longitud del martillo 405 mm.

Ambiente de depósito. En el Área Tepexi, la Formación Ahuehuetes inició su acumulación sobre la Formación Pie de Vaca al inicio de la reactivación de la Falla Zacapala que dislocaría la cuenca al desplazar como falla normal a los Bloques Coatzingo e Ixcaquixtla. Su acumulación ocurrió con influencia volcánica en un ambiente lacustre, su facies proximal se acumuló como abanicos aluviales y flujos ignimbríticos, en tanto que su facies distal se acumuló como turbiditas lacustres.

IV.8 Formación Huehuetlán (Pgh)

Definición. En este trabajo se propone informalmente a la Formación Huehuetlán para denominar a una sucesión de conglomerado y fanglomerado expuesta en las cercanías del poblado Huehuetlán el Grande, Puebla, En su parte basal la unidad presenta líticos de rocas metamórficas y algunos de calizas lacustres similares a las propias de la Formación Pie de Vaca, la cima de la formación se caracteriza por la presencia de conglomerados soportados por matriz cuyos líticos incluyen calizas mesozoicas, además de cuarzo metamórfico y esquistos del Complejo Acatlán.

Litología y espesor. La unidad consiste principalmente en rocas clásticas de grano grueso, son notables el contenido de fragmentos de rocas metamórficas en los conglomerados de la parte basal y el aumento de matriz en la cima. Los estratos de la formación son tabulares sin rasgos de corte y relleno, de lo cual se infiere que se trata de una acumulación subacuosa. En las cercanías de Huehuetlán El Grande se midió a partir de la base, un espesor expuesto de 140.3 m (Columna estratigráfica Huehuetlán, Figura A.4) (Figura 4.8). En los cortes de la carretera intermixteca en las cercanías de Tejaluca, Puebla, se reconoció una sucesión de 54 m de areniscas y conglomerados con líticos de rocas volcánicas, calizas y de cuarzo metamórfico, en estratos con espesores entre 15 cm y 1.5 m, hacia la base de la formación predominan las areniscas con meteorización nodular y hacia la cima predominan los estratos de fanglomerado (Columna estratigráfica Tejaluca, Figura A.5).



Figura 4.8. Contacto entre la Formación Huehuetlán y la Formación Pie de Vaca en las inmediaciones de Huehuetlán el Grande. Observe el carácter masivo del estrato conglomerático de la Formación Huehuetlán sobre los estratos calcáreos de la Formación Pie de Vaca.

Distribución. Esta unidad estratigráfica tiene una distribución geográfica restringida con afloramientos pequeños, uno en las cercanías de Huehuetlán El Grande, Puebla, y otro al poniente de Coatzingo, Puebla.

Relaciones estratigráficas. La Formación Huehuetlán en la localidad homónima, sobreyace discordantemente a las calizas de la Formación Pie de Vaca, en tanto que al poniente de Coatzingo, Puebla, la formación cubre discordantemente al Miembro Cebolleja de la Formación Ahuehuetes. Esta unidad está cubierta discordantemente por la Formación Agua de Luna.

Edad y correlación. La Formación Huehuetlán tiene una edad muy probable del Oligoceno temprano, ya que sobreyace a la Formación Pie de Vaca, considerada como del Eoceno tardío por su posición estratigráfica sobre el Miembro Cebolleja del Eoceno-Oligoceno. Por lo tanto se considera a la Formación Huehuetlán como correlativa o parcialmente correlativa con la Formación Coatzingo. Igualmente es correlativa con la Formación Oapan.

Ambiente de depósito. La Formación Huehuetlán se acumuló como abanicos aluviales desarrollados al pie del escarpe de la Falla Huehuetlán y que se acumulaban en condiciones subacuáticas en el embalse lacustre, durante la dislocación de la Falla Huehuetlán.

IV.9 Formación Ajamilpa (Pgaj)

Definición. Se trata de una sucesión piroclástica y epiclástica de carácter silíceo que incluye lodolitas, areniscas tobáceas y conglomerados, cubre discordantemente a la Formación Ahuehuetes en la localidad de flora fósil “balsa” Los Ahuehuetes.

Litología y espesor La Formación Ajamilpa consiste en lodolitas con laminación, areniscas volcánicas, conglomerados con clásticos de origen volcánico (Figura 4.9), frecuentemente presenta horizontes tobáceos con esquirlas de vidrio, incluye un conglomerado basal de clastos calcáreos en una matriz areno-arcillosa y poco cementado por carbonatos. La unidad se presenta en estratos delgados y medianos. La Formación Ajamilpa tiene un espesor estimado en 90 m en las cercanías de la Colonia Morelos (Columna estratigráfica compuesta Tepexi, Figura A.8). En la “balsa” Los Ahuehuetes la formación tiene un espesor aproximado de una decena de metros.

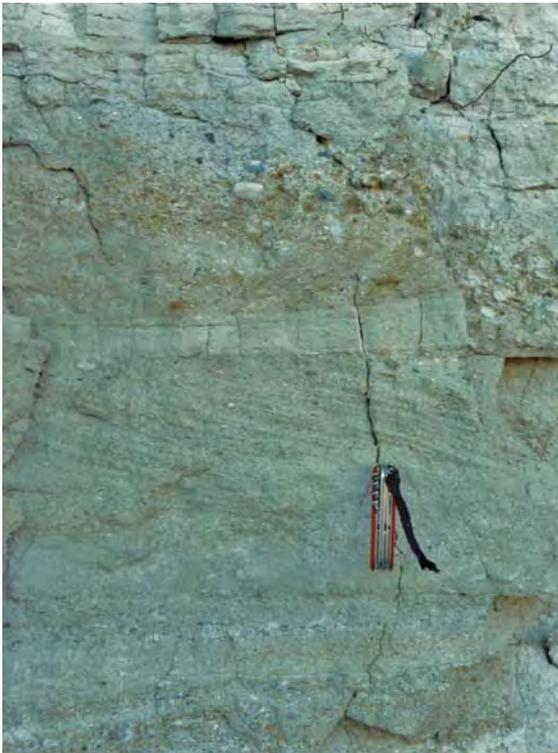


Figura 4.9. Estratos de areniscas con epiclastos en la Formación Ajamilpa. Observe la laminación y la estratificación cruzada en el nivel que señala la navaja. Longitud de la navaja 9 cm.

Distribución. La Formación Ajamilpa aflora en el sudeste del Área Huehuetlán-Tepexi, en el Bloque Ixcaquixtla, en las cercanías de Tepexi de Rodríguez y en las laderas del Río Atoyac en el sector más oriental del Bloque Coatzingo.

Relaciones estratigráficas. En el Bloque Coatzingo, la Formación Ajamilpa cubre discordantemente a la Formación Coatzingo e igualmente subyace a la Formación Agua de Luna. En tanto que en el Bloque Ixcaquixtla. La Formación Ajamilpa cubre

discordantemente a la Formación Ahuehuetes como se observa sobre el Río Ajamilpa. Al norte de Santa Ines Ahuatempan, en el mismo bloque, la formación cubre directamente al Complejo Acatlán y su contacto superior es discordante con la Formación Agua de Luna.

Edad y correlación. La Formación Ajamilpa tiene una edad Oligoceno temprano, se obtuvo una edad K-Ar de 31.8 ± 0.8 a partir de un concentrado de esquilas de vidrio procedente de una toba de caída, (Muestra Tlay-75) (Tabla 2.2). La Formación Ajamilpa se correlaciona parcialmente con la Formación Coatzingo.

Ambiente de depósito. La Formación Ajamilpa se acumuló en condiciones fluvio-lacustres en el sector oriental del Área Huehuetlán-Tepexi, primero sobre el bloque Coatzingo durante la reactivación de la Falla Zacapala como falla normal, desplazamiento que propició una etapa de erosión que afectó parcialmente a la Formación Ahuehuetes y posteriormente cuando cesó el desplazamiento de la falla, se extendió la acumulación de la Formación Ajamilpa sobre el Bloque Ixcaquixtla (en ese tiempo bloque de piso). Primero se acumuló como abanicos aluviales y posteriormente el ambiente de depósito evolucionó a un sistema fluvial afectado por vulcanismo esporádico.

IV.10 Formación Agua de Luna (Ngal)

Definición. Pantoja-Alor *et al.*, (1988) denominan como Formación Agua de Luna a “una sucesión de calizas lacustres blancas y amarillentas en estratos gruesos y masivos con algunas intercalaciones arcillosas delgadas y lentes conglomeráticos. Las calizas presentan los siguientes rasgos: Bandas de calcita y de calcita con sílice, ópalo y calcedonia. Frecuentemente se observa una estructura con huecos rellenos de calcita y sílice. Al microscopio la caliza es *esferulítica* con esferoides de calcita y de sílice, en la matriz se presentan intraclastos de calcita y dolomita”. En las cercanías del Río Ajamilpa La unidad presenta horizontes arcillosos con grietas de desecación. En la sección tipo tiene un espesor de 63 m. Conforme a la redefinición que se propone, los afloramientos considerados previamente como Formación Pie de Vaca en las cercanías de la Cantera Tlayúa (Pantoja-Alor *et al.*, 1988), corresponden a la Formación Agua de Luna como aparece en el Mapa Geológico (1).

Distribución. La unidad se reconoció en un área amplia que se extiende al sudeste de la Sierra El Tenzo hasta San Juan Ixcaquixtla y a lo largo de la carretera Tepexi de Rodríguez, Puebla – entronque La Colorada. La Formación Agua de Luna es una de las unidades más conspicuas del Área Huehuetlán-Tepexi, en donde conforma mesetas extensas suavemente inclinadas hacia el sudoeste, como las mesetas Tecomazúchil y Santa Catarina, ambas al norte de Zacapala, Puebla, y la Mesa San Mateo al sudoeste de Zacapala, Puebla.

Litología y espesor. En la base de la formación se presenta un conglomerado de cantos y bloques de caliza en una matriz calcárea (Figura 4.10), la cual aumenta de proporción paulatinamente en los estratos hasta que se convierten en caliza lacustre con algunos gasterópodos; en la unidad se reconocen travertinos, calizas oolíticas y pisolíticas con abundantes restos de plantas acuáticas. La Formación Agua de Luna está ampliamente distribuida en la región, conforma una losa calcárea dispuesta a una altitud de 1800 m, la

cual se extiende desde Ixcaquixtla, Puebla, hasta Tepexi de Rodríguez, Puebla, la unidad también se reconoce como una rampa calcárea con pendiente general hacia el poniente, con un desnivel que parte de 1800 m hasta 1400 m, entre Huatlatlauca, Pue y Mimiapan, Puebla. Dicha rampa está caracterizada por la presencia de estratos gruesos de calizas oolíticas y pisolíticas intercalados con limolitas calcáreas. Se estima que la unidad tiene un espesor de más de 60 m.



Figura 4.10. Conglomerado en la base de la Formación Agua de Luna en un banco de material en las cercanías de Tepexi de Rodríguez, Pue. Observe la granulometría de los clastos de caliza y el escaso grado de litificación del estrato. Longitud del martillo 405 mm.

Relaciones estratigráficas. La Formación Agua de Luna sobreyace discordantemente a unidades distintas: Sobreyace al Complejo Acatlán en las cercanías de Santa Inés Ahuatempan Puebla; a la Formación Otlaltepec y a la Formación Coyotepec en las cercanías de San Felipe Otlaltepec, Puebla, y de San Juan Ixcaquixtla, Puebla. En el Área Huehuetlán-Tepexi, la Formación Agua de Luna sobreyace discordantemente a las formaciones Huehuetlán, Coatzingo y Ajamilpa, comúnmente mediante un conglomerado basal.

Edad y correlación. De acuerdo con las relaciones estratigráficas que guarda la Formación Agua de Luna, sobre la Formación Coatzingo del Oligoceno temprano, y dado que no se cuenta con ningún otro criterio cronológico, se le asigna una edad Post-Oligoceno temprano, probablemente su rango cronoestratigráfico queda comprendido entre el Mioceno y el Pleistoceno.

Ambiente de depósito. La Formación Agua de Luna se acumuló en un medio lacustre con poco tirante de agua, algunos estratos se acumularon en condiciones de alta energía expresado por el desarrollo de pisolitos, otros estratos atestiguan que el embalse estaba colonizado por plantas acuáticas, algunos estratos presentan características de depósitos de manantial y otros tienen aspecto de paleosuelos petrocálcicos que denotan una exposición subaérea intermitente.

IV.11 Cuaternario

IV.11.1 Depósitos recientes (Qdr)

En el área se observan áreas extensas con afloramientos de depósitos recientes: acumulaciones aluviales, depósitos de travertino y desarrollo edáficos, sobre todo en el sector noreste, donde estos depósitos cubren los valles intermontanos amplios y sin drenaje superficial. Otra área notable de depósitos recientes se observa entre Atlixco e Izúcar de Matamoros en el sector noroeste del área. Por otro lado, en el sector sur se observan cintas aluviales angostas como relleno de los valles fluviales mayores, por ejemplo en las márgenes del Río Mixteco.

IV.11.2 Depósitos laháricos (Qlh)

En el corredor Atlixco, Puebla - Izucar de Matamoros, Puebla, se observa un conjunto de brechas volcánicas grano-soportadas con líticas de composición andesítica-basáltica en tamaños desde unos centímetros hasta bloques de 80 cm. Se presentan dispuestos en estratos burdamente estratificados con laminación gruesa; las brechas cubren parcialmente a las rocas silíceas asignadas al Paleógeno. Regionalmente la unidad define un amplio abanico epiclástico; se trata de depósitos laháricos cuya área fuente corresponde con el estratovolcán Popocatepetl localizado al norte del área.

IV.12 Unidades Volcánicas

IV.12.1 Paleógeno Andesítico (PgAn)

Dentro de esta unidad se incluye a las rocas descritas por Monroy-Fernández y Sosa-Patrón (1984) como rocas volcánicas para designar a una sucesión de andesitas con fracturas rellenas con óxidos de hierro y manganeso expuestas al norte de la Sierra El Tenzo. Otras rocas volcánicas andesíticas cenozoicas se observan ampliamente hacia el sudeste, en las cercanías de Chazumba, Oaxaca, en donde se observa una sucesión gruesa cuya edad oligocena se ha documentado hacia el sur del área de estudio, cerca de Huajuapán de León, Oaxaca (Martiny *et al.*, 2000a; Martiny-Kramer, 2008).

IV.12.2 Paleógeno Riolítico (PgRi)

La unidad representa a un conjunto de domos riolíticos y flujos ignimbríticos expuestos al sudoeste y al noreste de la Presa de Valsequillo. Los domos están conformados por riolitas y vidrios riolíticos, algunos con esferulitas. Las ignimbritas tienen estructura columnar y son de color rojizo. Esta unidad sobreyace tanto a la sucesión conglomerática de la Formación Balsas, como a la Formación Pie de Vaca o a la Formación Zacachimalpa.

IV.12.3 Neógeno Basáltico (NgBa)

En el sector norte y noreste del área se observan productos volcánicos basálticos que forman parte de dos campos volcánicos pequeños, uno de ellos en el entorno de la Presa Valsequillo, está conformado por diez conos cineríticos y algunos derrames asociados. Al oriente de Quecholac, Puebla, se presenta el otro campo volcánico, mismo

que se extiende hacia el noreste fuera del área. En la región comprendida entre Tepeaca y Tehuacán, Puebla, se presentan estructuras volcánicas monogenéticas dispersas, se trata principalmente de derrames basálticos. Los campos volcánicos son considerados del Cuaternario y parte de la actividad volcánica de la Faja Volcánica Transmexicana. Los productos volcánicos sobreyacen discordantemente a la sucesión volcanoclástica de la Formación Zacachimalpa. En el entorno de la Presa Valsequillo se observan tobas de lapilli de composición basáltica sobre las rocas conglomeráticas de la Formación Balsas.

IV.13 Unidades Intrusivas

IV.13.1 Cenozoico Intrusivo (CIn)

En el sector sudoeste del área se reconocieron cuerpos intrusivos, algunos de carácter hipabisal, el mejor desarrollado corresponde con el propio de Tepenene, el cual es un pórfido subvolcánico de composición granodiorítica-tonalítica (Sabanero-Sosa *et al.*, 1996) de traza irregular emplazado en la Formación Tepexi y en el Complejo Acatlán. El intrusivo Tepenene presenta autobrechas y niveles esferulíticos que permiten considerarlo como las raíces de un conjunto de domos, de tal forma se le propone tentativamente como contemporáneo y comagmático con la edificación de las brechas e ignimbritas de la Formación Puerto El Gato; aunque pudiera ser un cuerpo subvolcánico más viejo, dada la edad K-Ar en roca total de 43 ± 1 Ma que reportan Murillo-Muñetón y Torres-Vargas (1987). Al sudeste de Tehuitzingo se encuentra un cuerpo intrusivo hipabisal brechado emplazado en la Formación Tepexi que pudiera ser comagmático con los derrames de bloques y cenizas que se observan en las cercanías de Piaxtla, Puebla.

V. ESTRUCTURA GEOLÓGICA DE LA CUENCA TEHUITZINGO-TEPEXI

La configuración regional del área se caracteriza por estructuras laramídicas con un rumbo general noroeste-sudeste desarrolladas principalmente en la sucesión de rocas marinas del Cretácico. Por otra parte se reconocen fallas que dislocan tanto al basamento como a las sucesiones mesozoica y cenozoica. En la sucesión mesozoica se observan algunos pliegues generados por fallamiento lateral, el plegamiento ocurrió como respuesta al fallamiento lateral del basamento, sin que la ruptura se haya propagado a la cobertura, en un mecanismo similar al propuesto por Howard y John (1997).

En el área estudiada se reconoce una trama estructural cenozoica que define seis bloques, cinco de ellos con afloramientos del basamento. En la Figura 5.1, se muestran los rasgos estructurales reconocidos durante la presente investigación en la región cartografiada, así como los bloques de basamento involucrados en la formación de la cuenca: Acatepec, Coatzingo, Ixcaquixtla, Tecomatlán y Totoltepec. El área sin afloramiento del basamento se consideró como un solo bloque, denominado Bloque El Tenzo – Molcaxac, en este bloque se reconocieron además de las fallas que lo delimitan, dos familias de lineamientos que pueden corresponder con fallas, uno con rumbo general este-oeste y otro noroeste-sudeste, en la Tabla 5.1 se presentan las características generales de cada lineamiento.

Tabla 5.1 Lineamientos en el Bloque El Tenzo - Molcaxac			
Familia	Nombre	Orientación	Longitud (Km.)
ESTE-OESTE	Acatepec	N 70° E	8.0
	El Progreso	N 80° W	12.0
SUDESTE – NOROESTE	Cordón La Cuesta	N 52° W	23.0
	El Palmar	N 26° W	16.0
	Tlacotepec	N 35° W	55.0
	Yehualtepec	N 35° W	42.0

La cinemática cenozoica de la trama estructural regional favoreció la instauración de la Cuenca Tehuiztingo-Tepexi a partir de la integración de cuencas asociadas a deformación transcurrente. En la Cuenca Tehuiztingo-Tepexi se reconocen dos sistemas de



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.

falla lateral izquierda desarrollados durante el Paleógeno, cuya cronología relativa es incierta y que condicionaron la sedimentación lacustre en las Áreas Tehuiztingo y Huehuetlán-Tepexi. El Sistema de Falla Izúcar-Tecolutla-Boqueroncito tiene una orientación general norte sur, su desplazamiento definió la cuenca romboidal de Tehuiztingo (Área Tehuiztingo), en tanto que el Sistema de Falla Teopantlán presenta un rumbo general sudoeste-noreste, este último en conjunción con otras fallas subparalelas formaron las cuencas coalescentes del Área Huehuetlán-Tepexi.

V.1 Rasgos estructurales en el Área Tehuiztingo

En el área de Tehuiztingo, la sedimentación cenozoica ocurrió en la cuenca romboidal Tehuiztingo desarrollada en la flexión izquierda del Sistema de Falla Izúcar-Tecolutla-Boqueroncito. La cuenca de Tehuiztingo tiene una forma romboidal alargada en sentido norte sur, con una longitud de aproximadamente 20 kilómetros y un ancho de 11 Km. La cuenca está definida en el basamento regional (Complejo Acatlán) y su relleno incluye la sucesión conglomerática de la Formación Tepexi, la sucesión volcanoclástica y volcánica de la Formación Puerto El Gato y la sucesión lacustre con influencia volcánica de la Formación Coatzingo. El Área Tehuiztingo

V.1.1 Sistema de falla Izúcar-Tecolutla- Boqueroncito

El sistema de falla Izúcar-Tecolutla- Boqueroncito consiste en un arreglo de fallas laterales izquierdas con rumbo general norte-sur, que dentro del área se puede reconocer a lo largo de 73 Km. desde las cercanías de Izúcar de Matamoros hasta el límite sur del área estudiada, más al sur del área se reconocen un lineamiento burdamente colineal con el sistema que se extiende por 24 kilómetros más y termina en el área de las cuencas cenozoicas de San Miguel Ahuehuetitlán y San Jorge Nuchita (Campa-Uranga *et al.*, 1998); en tanto que hacia el norte de Izúcar el sistema queda sepultado por las rocas volcánicas y volcanoclásticas de la Faja Volcánica, cabe mencionar que el lineamiento norte-sur definido por la cadena volcánica de la Sierra Nevada (Volcanes Popocatepetl y Iztaccíhuatl) resulta un rasgo subparalelo y con un escalonamiento al poniente con respecto al Sistema de falla Izúcar-Tecolutla-Boqueroncito. Este sistema de falla lateral izquierdo se caracteriza por una flexión relajante que evolucionó como una cuenca romboidal en la parte central (Área Tehuiztingo). Para fines descriptivos se pueden considerar dos ramas en el sistema de falla. Así en la rama occidental se reconocen seis segmentos: Entre Izúcar de Matamoros y Tecolutla se observan cuatro segmentos que presentan escalonamientos a la izquierda, estos segmentos tienen un rumbo general N04°W y una longitud acumulada de aproximadamente 45 km, el quinto segmento de rumbo N 44° W corresponde con la flexión izquierda y tiene una longitud de 11 Km, el sexto segmento con una longitud de 21 Km. presenta un rumbo al norte. (Figura 5.1 y mapa geológico 1). La rama occidental pone en contacto al Complejo Acatlán con las formaciones Tepexi, Coatzingo y Puerto El Gato. En las cercanías de Tecolutla se observa el desarrollo de algunas fallas normales de crecimiento con salto pequeño en los conglomerados de la Formación Tepexi.

En la rama oriental se reconocen tres segmentos; el segmento noreste correspondiente a la flexión izquierda tiene una longitud de 13 Km. y presenta una orientación N 54° W, el medio una longitud de 18 Km. y una dirección N 04° W y el

segmento sur tiene una orientación N 18° E y una longitud de 10 Km. como se puede ver en la Figura 5.1 y en el mapa geológico. La rama oriental disloca al Granitoide Esperanza del Complejo Acatlán (Yañez *et al.*, 1991) y a la sucesión de rocas volcánicas de la Formación Puerto El Gato expuesta en las cercanías de El Boqueroncito, Puebla.

Cinemática y cronología. El sistema de falla Izucar –Tecolutla - Boqueroncito tienen un arreglo geométrico que corresponde con una cuenca romboidal de rumbo norte-sur desarrollada en el Complejo Acatlán, de tal forma los segmentos de rumbo norte-sur tuvieron un desplazamiento lateral izquierdo, mientras que el segmento correspondiente a la flexión izquierda experimentó desplazamiento normal (Figura 5.1).

El sistema de falla Izúcar-Tecolutla- Boqueroncito tuvo un desplazamiento lateral izquierdo que dada su flexión izquierda originó una cuenca tipo pull apart basin en un tiempo que se puede remontar al Eoceno medio por la cronología que se observa en las cercanías de Tepenene, como se detalla más adelante. Dado que, en los sectores correspondientes a la Cuenca de Tehuitzingo, el sistema de Falla Izucar–Tecolutla-Boqueroncito juxtapone al Complejo Acatlán con la Formación Tepexi se infiere que el desplazamiento del Sistema condicionó la acumulación de la Formación Tepexi a expensas de la erosión del Complejo Acatlán. La actividad del Sistema de Falla Izucar-Tecolutla-Boqueroncito ocurrió antes de la acumulación de la Formación Puerto El Gato que aparece cubriendo parcialmente en forma discordante a la Formación Tepexi y tiene una de sus afloramientos mayores en la cuenca de Tehuitzingo, de tal forma, el deslizamiento lateral izquierdo que formó la cuenca inició su desplazamiento antes de 36.1 ± 1.4 Ma. En la cañada al oriente de El Boqueroncito se observan afloramientos espectaculares del miembro homónimo de la Formación Puerto El Gato, donde se observan superficies de falla con estrías de dimensiones métricas (Figuras 5.2 y 5.3). Las estrías se presentan inclinadas y subhorizontales con indicadores cinemáticos de fallamiento lateral izquierdo y normal (Ver estructuras menores en el sector Tehuitzingo en este mismo capítulo). En el Puerto El Barrial, en donde se unen las ramas occidental y oriental del Sistema de falla Izúcar – Tecolutla- Boqueroncito, la Formación Tepexi se encuentra deformada en una zona de falla de rumbo general norte-sur, dentro de la zona de falla se observan bloques hasta de 1.5 m de diámetro dispuestos en una matriz de salvanda que contiene abundantes gravas similares a las propias de los conglomerados, los bloques presentan múltiples superficies con estrías, lo cual expresa la recurrencia en la deformación lateral que experimentó el sistema de falla después de la acumulación de la Formación Tepexi (Figura 5.4).

Al noroeste de Jaulillas, el segundo segmento del Sistema de Falla Izucar-Tecolutla-Boqueroncito corresponde con el límite oriental de la cuenca transcurrente Tepenene, donde se acumuló un paquete grueso de conglomerados de la Formación Tepexi. En esta cuenca tectónica también definida en el Complejo Acatlán, la Formación Tepexi se encuentra sobreyacida por una unidad volcánica equiparable al Miembro Boqueroncito de la Formación Puerto El Gato. En el borde sur de la cuenca se observa emplazado el “Intrusivo” Tepenene, cuerpo subvolcánico de traza irregular que corta tanto al Complejo Acatlán como a la sucesión conglomerática de la Formación Tepexi, frecuentemente los contactos del Tronco Tepenene con los conglomerados son por fallas tanto normales como laterales. Dada la edad de 43 ± 1 Ma que reportan Murillo-Muñetón y Torres-Vargas

(1987) para el cuerpo subvolcánico Tepenene se puede inferir que el sistema Falla Izúcar-Tecolutla-Boqueroncito inició su desplazamiento en un tiempo anterior a los 43 Ma. De lo cual se puede considerar tentativamente que la Cuenca Tehuitzingo también se formó en el Eoceno Medio.



Figura 5.2. Fallas con indicadores cinemáticos de falla lateral izquierda. Estrías subhorizontales en las proximidades de la traza del Sistema de Falla Izúcar-Tecolutla-Boqueroncito; cerca de la localidad Boqueroncito



Figura 5.3. Estrías de falla subhorizontales con escalones como indicadores del desplazamiento lateral izquierdo observados en el sistema de falla Izúcar-Tecolutla-Boqueroncito desarrolladas en el Miembro Boqueroncito de la Formación Puerto El Gato, afloramiento en las cercanías del poblado Boqueroncito. Longitud del marro 42 cm.



Figura 5.4 Brecha de falla con Bloques hasta de 1.5 m con rasgos de cizalla lateral en el extremo sur de la Cuenca romboide de Tehuitzingo, en la traza del Sistema de falla Izúcar-Tecolutla-Boqueroncito. Desarrollada en los conglomerados de la Formación Tepexi. Longitud del martillo 405 mm.

La actividad más joven del Sistema de Falla es posterior al Eoceno tardío, ya que deforma a las rocas volcánicas de la Formación Puerto El Gato y a la Formación Coatzingo que registran una edad de 36.1 ± 1.4 Ma. Los pliegues anticlinal Cerro Largo y Tabernal definidos en la Formación Coatzingo con orientación sudoeste-noreste resultan congruentes con un desplazamiento lateral del sistema de Falla Izúcar-Tecolutla-Boqueroncito en el Eoceno tardío. Después de un lapso breve hacia el límite Eoceno-Oligoceno cuando declinó la deformación transcurrente en la región, el Sistema de Falla Izúcar-Tecolutla-Boqueroncito se reactivó igualmente con desplazamiento lateral izquierdo, mientras el resto de la familia de fallas con rumbo general suroeste-noreste se reactivó principalmente con desplazamiento normal.

V.1.2 Falla Colucán

Se trata de una falla con un rumbo $N 52^\circ W$ y una longitud de 12 Km. que yuxtapone a los conglomerados de la Formación Tepexi con las rocas ignimbríticas de la Formación Puerto El Gato en la Cuenca Tehuitzingo. (Figura 5.1 y mapa geológico 1).

Cinemática y cronología. La Falla Colucan tuvo desplazamiento normal con bloque hundido hacia el sudoeste, se infiere su desarrollo asociada a la reactivación del desplazamiento lateral izquierdo del Sistema de Falla Izúcar-Tecolutla-Boqueroncito durante el Oligoceno Temprano antes de la dislocación que fragmentaría a la Cuenca Tehuitzingo-Tepexi. Esta falla acomodó la extensión noreste-sudoeste después la actividad volcánica que ocurrió en la región hacia finales del Eoceno y principios del Oligoceno.

V.1.3 Estructuras en el relleno del área Tehuitzingo

Estructuras mayores. En esta área la sucesión de la Formación Coatzingo presenta ondulaciones de radio de curvatura muy amplios que se pueden proponer como estructuras

plegadas suaves, por ejemplo al noreste de Tehuitzingo se reconoce un pliegue sinclinal abierto de rumbo general norte sur; por otro lado, la Formación Coatzingo define estructuras plegadas a escala kilométrica (España-Pinto, 2001). Ver mapas geológicos 1 y 2.

Anticlinal Cerro Largo. El Anticlinal Cerro Largo definido en la Formación Coatzingo, está localizado al norte del poblado Tehuitzingo tiene una longitud de 3.5 km, presenta orientación al N 35° E. Se trata de un pliegue asimétrico con un ancho de un kilómetro, buzante hacia el sur; el eje de la estructura presenta un desplazamiento lateral izquierdo de 600 m ocasionado por una falla con orientación N 75° W (España-Pinto, 2001). El pliegue indica un acortamiento en dirección noroeste-sudeste, su geometría es congruente con una cizalla izquierda orientada norte-sur, que habría ocurrido en el Eoceno tardío o en el Oligoceno temprano dada la edad Eoceno tardío - Oligoceno temprano que tiene la Formación Coatzingo.

Anticlinal El Tabernal. Se trata de un pliegue asimétrico (España-Pinto, 2001), se encuentra al noreste de Tehuitzingo, tiene 3.8 Km. de largo por 1.6 Km. de ancho, está orientado al N 20° E y tiene charnela inclinada hacia el sudeste. La geometría de este pliegue se asocia a la reactivación de la Falla Boqueroncito con desplazamiento lateral izquierdo en un tiempo que pudo ser Eoceno tardío u Oligoceno temprano, dada la edad de la Formación Coatzingo en la cual está definida la estructura.

Estructuras menores. La sucesión cenozoica de la Cuenca Tehuitzingo presenta estructuras menores a nivel de afloramiento tales como pliegues y fallas como se muestra en los mapas geológicos 2 y 3 y en la Figura 5.5 en la cual se caracterizan las estructuras en estereodiagramas obtenidos en la Red de Schmidt (Hemisferio inferior).

En las cercanías del Puente Márquez, sobre la carretera 190 a 7.5 Km al noroeste de Tehuitzingo, Puebla, la sucesión volcanoclástica de la Formación El Gato presenta fallas con rumbo general al noroeste e inclinadas entre 70 y 40° hacia el sudoeste, en las cuales se reconocen indicadores cinemáticos de desplazamiento lateral izquierdo. En la misma localidad se observan fallas inversas con rumbo al noreste y con echado al sudeste, congruentes con el desplazamiento lateral izquierdo del Sistema de Falla Izúcar-Tecoluitla-Boqueroncito. Diagrama Izc-16A (Ver mapa geológico 2 y Figura 5.5).

Las rocas brechoides de la Formación El Gato, presentan fallas subverticales con rumbos noroeste y noreste. Las fallas de rumbo noroeste tienen estrías subhorizontales e indicadores cinemáticos de desplazamiento lateral izquierdo; mientras las de rumbo al noreste presentan estrías subhorizontales e indicadores cinemáticos de desplazamiento lateral derecho. Diagrama H-116 (Mapa geológico 2 y Figura 5.5).

En las cercanías del Puerto El Gato sobre la carretera 190, La Formación El Gato presenta fallas menores con rumbo general al noroeste, que varían desde rumbos al oeste-noroeste hasta al norte-noroeste; con echados hacia el noreste, cuya inclinación varía entre 60° y subverticales; en las cuales se reconocen indicadores cinemáticos de desplazamiento

Estructuras menores en el Área Tehuizingo (Mapa geológico 2)

SIMBOLOGÍA EN LOS DIAGRAMAS ESTEREOGRÁFICOS	
POLOS	
○	Superficie de falla
ESTRIAS DE FALLA	
■	Desplazamiento de falla normal
◆	Desplazamiento de falla inversa
▲	Desplazamiento de falla lateral izquierdo
▼	Desplazamiento de falla lateral derecha
●	Sentido de desplazamiento incierto

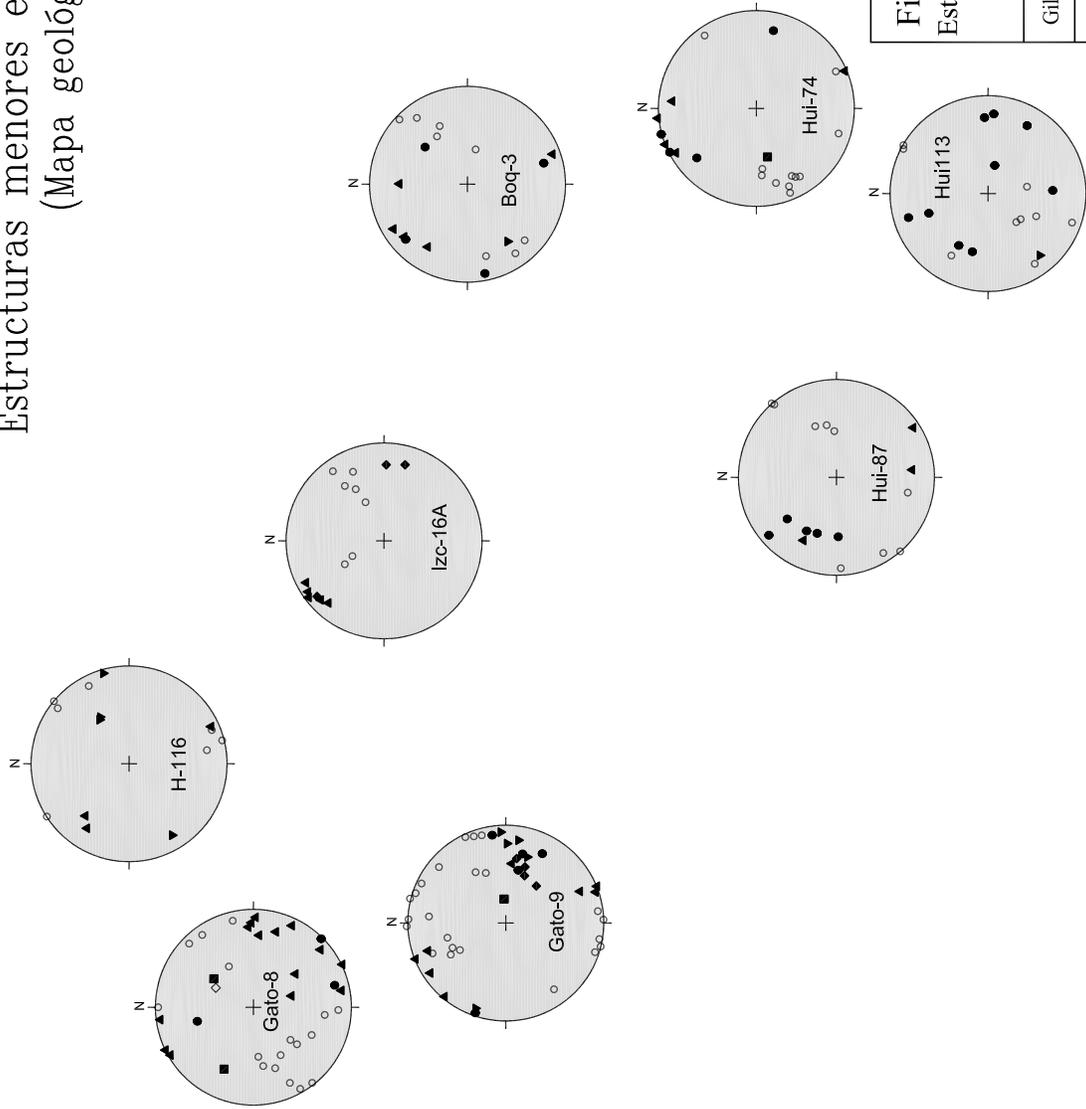


Figura 5.5
Estructuras menores en el Área Tehuizingo
(Mapa geológico 2)

Gilberto Silva Romo	Tesis Doctoral	2010
Posgrado Ciencias de la Tierra		UNAM

normal y de desplazamiento lateral izquierdo. Se interpreta una extensión en la dirección noreste-sudoeste con una componente transcurrente hacia el noroeste (Diagramas Gato-8 y Gato 9 en el Mapa geológico 2 y en la Figura 5.5).

En la cañada al oriente de Santa Cruz Boqueroncito, Puebla, se reconocen estructuras menores con rumbo nor-noroeste, subparalelas a la rama Falla Boqueroncito, con indicadores cinemáticos de desplazamiento lateral izquierdo. Diagrama Boq-3 (Mapa geológico 2 y Figura 5.5).

En el Miembro Boqueroncito de la Formación El Gato, al poniente del poblado Las Calaveras, se observan fallas menores con rumbo general nor-noroeste con echados al este-noreste con rasgos cinemáticos de falla lateral izquierda (Figura 5.6; Diagrama Hui-74 en el Mapa geológico 2 y en la Figura 5.5).



Figura 5.6. Superficie de falla en la que se preservaron dos familias de estrías. Miembro Boqueroncito de la Formación Puerto El Gato. Afloramiento en las cercanías del poblado “Las calaveras” en el hombro oriental de la Cuenca Romboide Tehuitzingo. Diámetro del goniómetro 152 mm.

El Miembro Boqueroncito presenta fallas con rumbo general al noroeste y con echados entre 60 y 80° ya sea al noreste o al sudoeste, en el camino a la Noria, al oriente de Santa Cruz Boqueroncito, Puebla, estas fallas presentan estrías de falla tanto subhorizontales con cinemática de desplazamiento izquierdo, como estrías que indican desplazamiento normal. Se reconoce dos eventos de deformación para la localidad con base entre las relaciones de corte entre las estrías de falla, primero extensión en dirección al noreste y posteriormente una transurrencia con desplazamiento lateral izquierdo.

Al sudeste de Tehuixtla, en el Miembro Boqueroncito de la Formación El Gato, se observan fallas laterales subverticales con cinemática de desplazamiento izquierdo. Una de las fallas menores coincide con el rumbo la Falla Boqueroncito. Diagrama Hui-87 (Mapa geológico 2 y Figura 5.5).

Al sur de Jaulillas, sobre la carretera 190, se reconocen estructuras singulares en el Área Tehuitzingo, pues claramente se reconocen fallas menores con rumbo general al noroeste con echado al noreste, que presentan en la misma superficie indicadores

cinemáticos de desplazamiento normal y de desplazamiento lateral izquierdo, cuya cronología relativa es clara, por las relaciones de corte entre las familias de estrías, primero experimentaron deslizamiento normal y después lateral izquierdo. La cinemática descrita para las fallas menores se puede asociar al desplazamiento de las estructuras mayores del entorno. La formación de las fallas normales pudo ocurrir durante la extensión en dirección noreste-sudoeste que experimentó la región por el desplazamiento lateral izquierdo de la Falla Patlanoaya. Posteriormente las discontinuidades fueron reactivadas como fallas laterales izquierdas, durante el deslizamiento lateral izquierdo acomodado por el Sistema de Falla Izúcar-Tecolutla-Boqueroncito, la cinemática de este último, explica el acortamiento que se observa en la Falla Patlanoaya, la cual presenta una relación de falla inversa de grado alto entre el Complejo Acatlán y las rocas conglomeráticas de la Formación Tepexi, en el Río Atoyac, al oriente de San Salvador Patlanoaya.

V.2 Rasgos estructurales en el Área Huehuetlán-Tepexi

En el Área Huehuetlán-Tepexi la sucesión cenozoica se acumuló sobre los bloques Coatzingo e Ixcaquixtla, en dos depocentros definidos por la cinemática cenozoica de una familia de fallas de rumbo general sudoeste-noreste que experimentaron desplazamiento lateral y normal y de una falla normal con rumbo al noroeste. El Área Huehuetlán-Tepexi fue el escenario de sedimentación lacustre en la región limitada al noroeste por el sistema de fallas Teopantlán, mientras que hacia el sudeste se extendía hasta la Falla El Gavilán y al noreste la región estaba delimitada por la Falla Tepexi. (Ver figura 5.1).

V.2.1 Sistema de Fallas Teopantlán

Este sistema estructural delimitó al noroeste a la Cuenca de Tehuiztingo-Tepexi, tiene una longitud aproximada de 35 kilómetros. El Sistema de Fallas Teopantlán consiste en cinco fallas laterales izquierdas de rumbo general al noreste, localizadas entre Teopantlán y Atlixco en el sector noroeste del área de estudio. En la falla 1 se observa una zona de brecha que involucra a las rocas de la Formación Mexcala, la cual aparece brechada y deformada entre los bloques definidos por las calizas de la Formación Orizaba. A lo largo de las fallas 2 y 3 se observa el desarrollo de un microbrechamiento en las rocas de la Formación Orizaba que le imprime un aspecto de mármol, de tal forma se han establecido canteras en las que se explotan esos materiales en forma comercial. El desplazamiento lateral izquierdo de las fallas 1, 2, 3 y 4 condicionó la formación de una cuenca pull apart contemporánea a la Cuenca de Tehuiztingo – Tepexi. Las características estratigráficas de esa cuenca pull apart no fueron valoradas con detalle en esta investigación. Al oriente de Izúcar de Matamoros, la falla 5 del sistema de fallas Teopantlán pone en contacto a las calizas de la Formación Morelos con los esquistos del Complejo Acatlán, en este contacto se observan estructuras menores en las calizas tales como pliegues menores con charnela subvertical y superficies de falla con estrías horizontales, que expresan desplazamiento lateral izquierdo como se presenta más adelante en las estructuras menores del área Huehuetlán-Tepexi.

Cinemática y cronología. Con base en los afloramientos de la sucesión mesozoica se estima que la falla experimentó un deslizamiento lateral izquierdo cercano a los 10 Km. (Mapa geológico 1), en un tiempo anterior a la edad más vieja en las rocas del relleno de la cuenca (pre-Eoceno Tardío).

V.2.2 Falla Patlanoaya

La Falla Patlanoaya se localiza al noroeste de San Salvador Patlanoaya, tiene un rumbo general N48°E, se observa a lo largo de unos 15 kilómetros, su extremo sudoeste está cubierto por las rocas volcanoclásticas de la Formación Puerto El Gato de edad Eoceno tardío, en tanto que su extremo noreste desaparece bajo la sucesión lacustre de la Formación Coatzingo Eoceno tardío-Oligoceno temprano?. Al oriente de San Salvador Patlanoaya, la Falla Patlanoaya pone en contacto al Complejo Acatlán con la sucesión clástica del Jurásico con una relación de falla normal y al Complejo Acatlán con los conglomerados de la Formación Tepexi localmente con una geometría de falla inversa, conforme a un plano subvertical, como se puede observar en el Río Atoyac (Figura 5.7). Al noroeste de la falla se encuentran los afloramientos de la sucesión marina del Paleozoico y su cubierta clástica mesozoica, el desplazamiento de la Falla Patlanoaya favoreció la conservación del registro estratigráfico pre-Cenozoico de la región.



Figura 5.7 Contacto por falla inversa del Complejo Acatlán (con tonos claros) sobre la Formación Tepexi (en tonos rojizos) en la Falla Patlanoaya. Afloramiento en la margen derecha del Río Atoyac al sur de San Salvador Patlanoaya.

Cinemática y cronología. El arreglo de las unidades precenozoicas dislocadas por la Falla Patlanoaya es compatible con un desplazamiento normal, en este trabajo se reconoció que la Falla Patlanoaya tuvo desplazamiento lateral con una componente transpresiva, antes y durante la acumulación de la Formación Tepexi (Pre-Eoceno tardío) sin que se conozca la cronología relativa entre los tipos de desplazamiento.

V.2.3 Falla Zacapala

Esta falla presenta un rumbo general N54°E y una longitud de 35 km, de los cuales 13 km se infieren ya que su traza está parcialmente cubierta por los depósitos de la

Formación Agua de Luna, entre los poblados de Zacapala y Tepexi, Puebla, como se observa en el mapa geológico 1, la falla pone en contacto al Complejo Acatlán y a la Formación Tepexi con la Formación Coatzingo en las cercanías de Zacapala, Puebla. La falla limita a los bloques Coatzingo al noroeste e Ixcaquixtla al sudeste (Figura 5.1).

Cinemática y cronología. La Falla Zacapala probablemente experimentó desplazamiento lateral izquierdo contemporáneo a la acumulación de la Formación Tepexi y desplazamiento lateral izquierdo y normal posterior al tiempo de acumulación de la Formación Pie de Vaca, ya que esta última presenta estructuras menores asociadas a una cizalla izquierda, entre las que destacan pliegues con charnelas subverticales y fallas menores laterales izquierdas con escalones como indicadores cinemáticos, observados en los afloramientos cercanos a Tepexi de Rodríguez (Ver estructuras menores en este mismo capítulo). Posteriormente la falla experimentó desplazamiento normal con bloque caído al noroeste durante la acumulación de la Formación Ajamilpa. Esta reactivación oligocénica de la Falla Zacapala generó la discordancia que se observa entre la Formación Ahuehuetes del Eoceno tardío y la Formación Ajamilpa del Oligoceno temprano. Posteriormente, ocurrió otra reactivación como falla normal, antes del depósito de la Formación Agua de Luna cuya edad no está bien establecida. Esta dislocación restringió la extensión del embalse lacustre de la cuenca al área del Bloque Coatzingo.

V.2.4 Falla El Gavilán

La Falla El Gavilán es una falla lateral izquierda, reconocida inicialmente como un rasgo estructural mayor por Ortega-Guerrero (1989). En este trabajo se reconoce su carácter de falla lateral izquierda, ya que disloca lateralmente a la Formación Otlaltepec de edad Jurásico tardío (Ortega-Guerrero, 1989). La falla se puede reconocer a lo largo de 30 Km. y tiene un rumbo general N65°E. La falla disloca al basamento (Complejo Acatlán) en sentido izquierdo cuando menos 7 Km. El desplazamiento lateral se resuelve como pliegues en la cubierta sedimentaria jurásica-cretácica, tal como se aprecia al sur de San Vicente Coyotepec (Ver el Mapa geológico 1), donde se presenta un sinclinal con rumbo general noroeste-sudeste y un pliegue anticlinal subparalelo al rumbo de la falla, mientras que al nivel del basamento y de la Formación Piedra Hueca, la deformación se resuelve como dislocación frágil con desplazamiento lateral izquierdo. La falla delimita a los bloques Ixcaquixtla y Totoltepec (Ver Figura 5.1).

Cinemática y cronología. De acuerdo a la edad de las unidades cenozoicas que se acumularon en la cuenca, la Falla El Gavilán tuvo actividad con desplazamiento lateral izquierdo en el Eoceno tardío o antes, ya que la edad más antigua conocida en el relleno de la cuenca corresponde al Eoceno tardío (Formaciones Tepexi y Puerto El Gato). En contraste con la fallas Zacapala y Patlanoaya, la Falla El Gavilán no registró reactivación durante el Oligoceno temprano con extensión norte-sur, o si la experimentó, fue de menor intensidad. De tal forma, el bloque Ixcaquixtla comprendido entre la Falla Zacapala y la Falla El Gavilán fue sujeto a erosión entre el Oligoceno temprano y el tiempo de depósito de las calizas travertinosas de la Formación Agua de Luna.

V.2.5 Falla Huehuetlán

La Falla Huehuetlán corresponde con una falla normal de crecimiento con rumbo general este-oeste; la cual se puede reconocer a lo largo de 25 Km. al norte de Huehuetlán el Grande, Puebla (Figura 5.1 y mapa geológico 1). La falla constituye el actual límite norte de los afloramientos de la sucesión lacustre cenozoica del Área Huehuetlán-Tepexi. En el bloque de piso está expuesto el basamento (Complejo Acatlán) y a la sucesión cretácica (Monroy-Fernández y Sosa-Patrón, 1984). Con base en el espesor de la sucesión cenozoica y el desnivel del escarpe de falla se infiere un salto de falla de más de 300 m.

Cinemática y cronología. La estructura tuvo actividad como falla normal durante la acumulación de la Formación Huehuetlán, de carácter conglomerático y con clásticos de rocas metamórficas y de calizas, aunque los clásticos calcáreos son principalmente mesozoicos, en los primeros horizontes conglomeráticos se observan clastos procedentes de la Formación Pie de Vaca subyacente, lo cual indica que el embalse de la cuenca Tehuiztingo – Tepexi originalmente se extendía hacia el norte de la Sierra del Tenzo, y que experimentó una reducción en su área al ser dislocada por la Falla Huehuetlán. La reactivación con desplazamiento normal de la Falla Huehuetlán en un tiempo posterior al Oligoceno temprano, probablemente en el Mioceno-Plioceno, favoreció la acumulación de la Formación Agua de Luna en un embalse que se extendía al noreste de la Sierra El Tenzo, donde el embalse estuvo constreñido por estructuras volcánicas correspondientes a la Faja Volcánica Transmexicana.

V.2.6 Falla Tepexi

La Falla Tepexi es una estructura inferida en las cercanías de Tepexi de Rodríguez, que presenta dos segmentos escalonados, con rumbo general N48°W, separados por un segmento de falla con rumbo norte-sur. Esta estructura presenta una longitud acumulada de 44 Km. La Falla se infiere por las relaciones espaciales que presenta el relleno cenozoico con la sucesión calcárea de la Formación Orizaba que define un cordón serrano de orientación noroeste-sudeste como el alto de la falla, mientras que en el bloque hundido, la sucesión cenozoica presenta un echado regional al noreste. De tal forma la Falla Tepexi corresponde con el límite noreste de la cuenca transcurrente. De acuerdo al espesor mínimo de la sucesión cenozoica en el área de Tepexi de Rodríguez, el salto total de la estructura es mayor a los 400 m.

Cinemática y cronología. Durante la evolución de la Cuenca Tehuiztingo-Tepexi, la Falla Tepexi debió experimentar desplazamiento normal en forma intermitente, lo cual favoreció la acumulación de brechas, fanglomerados y conglomerados en distintos niveles estratigráficos, desde el Eoceno medio-tardío con las Formaciones Tepexi y Barranca Risco, hasta el Mioceno con el conglomerado basal de la Formación Agua de Luna, pasando por los conglomerados basal e intercalados de la Formación Ajamilpa del Oligoceno temprano.

El segmento con orientación norte-sur experimentó una reactivación como falla lateral izquierda, documentada por la presencia de fallas menores con espejos de falla con estrías subhorizontales y con indicadores cinemáticos de desplazamiento lateral izquierdo,

esta reactivación ocurrió posteriormente al Oligoceno temprano ya que la Formación Ahuehuetes presenta también rasgos estructurales semejantes.

V.2.7 Estructuras en el relleno del Área Huehuetlán-Tepexi

Las sucesiones del relleno cenozoico del área Huehuetlán-Tepexi definen estructuras de escalas kilométrica y métrica que incluyen rasgos de deformación frágil y de deformación dúctil, tales como pliegues y fallas como se muestra en el mapa geológico 3 y en la Figura 5.8 en la cual se caracterizan las estructuras en estereodigramas obtenidos en la Red de Schmidt (Hemisferio inferior).

Estructuras mayores. Con base en la distribución de las unidades paleógenas, se reconoce una estructura homoclinal de rumbo general al norte e inclinada suavemente hacia el oriente en la región comprendida entre los poblados Huehuetlán, Mimiapan, Tepexi de Rodríguez y San Juan Ixcaquixtla; dicho homoclinal se encuentra segmentado parcialmente por la Falla Zacapala, en cuyo bloque de piso está expuesto el basamento. En el homoclinal, las unidades más viejas están expuestas en el poniente, excepto en el Alto de Tepexi, donde se reconoce toda la sucesión cenozoica.

Estructuras menores. En el mapa geológico 3 y en la Figura 5.8, se muestran las estructuras menores paleógenas de carácter transtensivo, extensivo y contráctil reconocidas durante los trabajos de campo.

Fallas. En las cercanías de Huehuetlán El Grande, la Formación Pie de Vaca presenta pequeñas fallas normales de crecimiento con salto decimétrico, con rumbo general al noroeste e inclinadas hacia el noreste (Diagrama CreHue). Expresa extensión en dirección noreste-sudoeste hacia el Eoceno tardío (tiempo de acumulación de la Formación Pie de Vaca).

En los cortes de la carretera estatal 455 La Colorada – Acatlán, cerca del puente sobre el Río Ajamilpa, la Formación Pie de Vaca está afectada por numerosas fallas menores que la dislocan en forma escalonada conforme a fallas de rumbo general al noroeste y con echados de aproximadamente 60° tanto al noreste como al sudoeste (Figura 5.9); también se observan fallas subverticales con rumbos al noroeste y otros al noreste en las cuales se reconocieron estrías de falla con indicadores cinemáticos de falla lateral izquierdo, como se muestra en el Diagrama Tlay 3 (Figura 5.8 y mapa geológico 3). Las estructuras menores de la localidad se expresan extensión en sentido sudoeste – noreste y acortamiento en sentido sudeste – noroeste.

Las estructuras menores en las calizas de la Formación Pie de Vaca sobre el Río Ajamilpa, aguas abajo de la localidad fosilífera “balsa” Los Ahuehuetes, también se caracterizan por dos conjuntos de fallas: El primero de tipo normal con rumbo general al noroeste y con echados al noreste y al sudoeste. El segundo conjunto es de fallas subverticales con un rango amplio de rumbos desde el noroeste hasta el sudoeste, las cuales tienen estrías subhorizontales izquierdas.

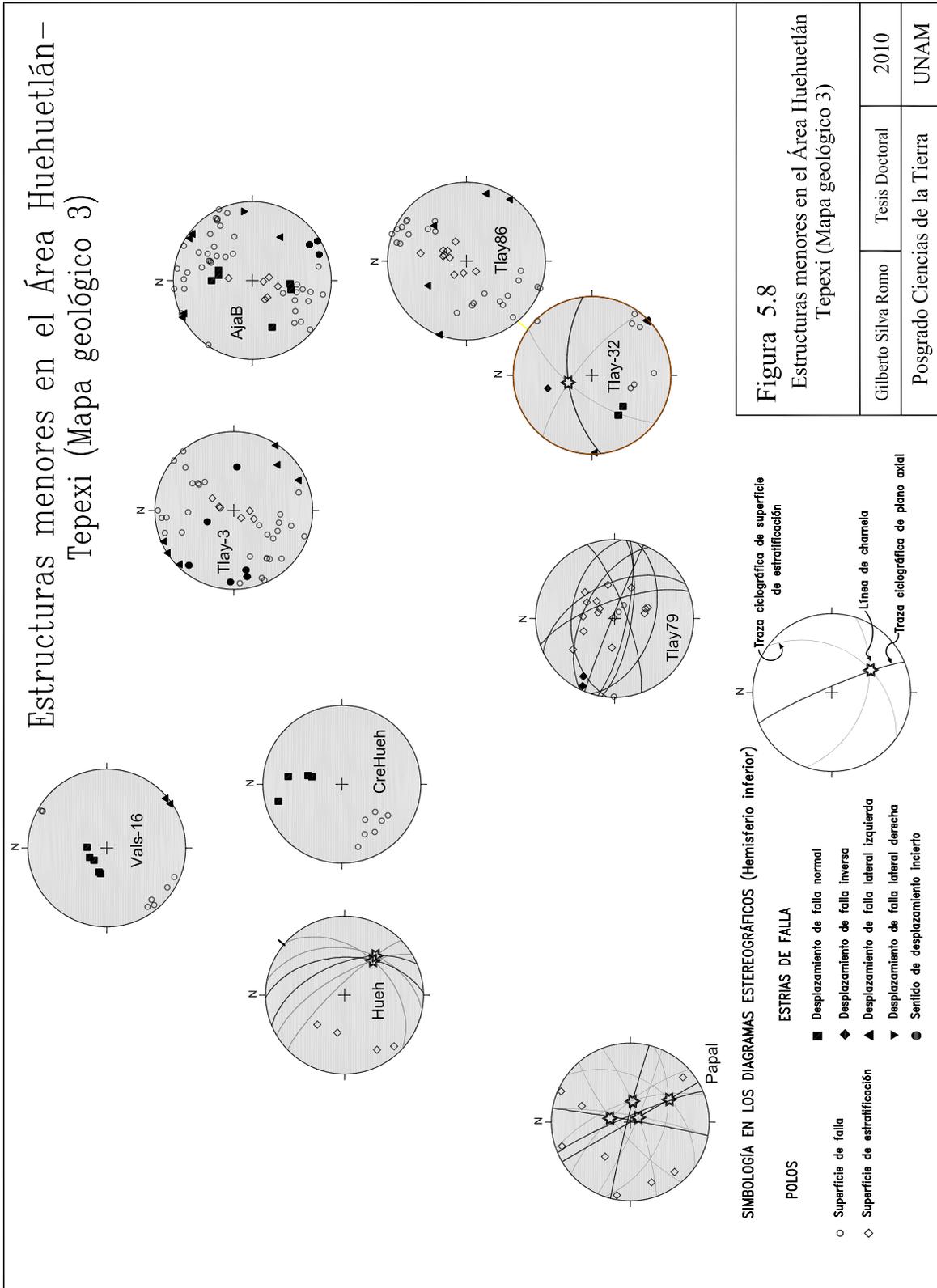




Figura 5.9 Vista panorámica de los afloramientos de la Formación Pie de Vaca en los cortes de carretera aledaños al Río Ajamilpa al norte de Tepexi de Rodríguez. Note las fallas normales que dislocan los estratos calcáreos y calcáreo-limosos.

En la Formación Ahuehuetes se reconocieron fallas con rumbo general al noroeste, en dos grupos, uno de ellos con echados del orden de 60° , con inclinación tanto al noreste como al sudoeste. El otro conjunto de fallas también de rumbo al noroeste, tienen echados subverticales y presentan estrías con indicadores cinemáticos de desplazamiento lateral izquierdo. Corte de la carretera La Colorada – Acatlán, cercano a la entrada a la localidad “Pie de Vaca” (Diagrama Tlay-86 en la Figura 5.8 y en el mapa geológico 3).

Estructuras plegadas. En las cercanías de Huehuetlán El Grande, se reconocieron pliegues menores a escala métrica cerrados (ángulo interlimbar de alrededor de 60°), caracterizados por superficies axiales inclinadas hacia el este y con líneas de charnela inclinadas hacia el sudeste, como se muestra en el Diagrama Hueh (Figura 5.8 y mapa geológico 3).

Al noroeste del Museo de Sitio de Tlayúa, las calizas con pedernal de la Formación Pie de Vaca presentan estructuras plegadas con planos axiales inclinados tanto al norte como al sur con rumbo general este-oeste, y con líneas de charnela ligeramente inclinadas hacia el poniente, como se observa en el Diagrama Tlay-79 (Figura 5.8 y mapa geológico 3). Se interpreta un acortamiento en una dirección que varía desde sur-sudeste - nor-noreste hasta este-oeste.

Al sur del museo, se identificó un conjunto de estructuras menores, desarrolladas en calizas de la Formación Pie de Vaca, que involucra fallas laterales, fallas inversas y un pliegue con plano axial subvertical, de rumbo norte-sur y con líneas de charnela muy inclinadas hacia el norte (Ver diagrama Tlay-32 en la Figura 5.8 y en el mapa geológico 3).

En las cercanías de Moloayoacan, las calizas de la Formación Pie de Vaca presentan pliegues abiertos con planos axiales con rumbo sur-sudoeste nor-noreste y con líneas de charnela subhorizontales.

V.3 Otras fallas en el área

V.3.1 Falla Tianguistengo

La Falla Tianguistengo presenta un rumbo general N28°W y se puede reconocer por 10 Km, en las cercanías de Santo Tomás Otlatepec, Puebla. Se trata de una falla normal con bloque de techo al poniente, la estructura yuxtapone al Complejo Acatlán y a la secuencia clástica jurásica, dentro del Bloque Totoltepec.

Cinemática y cronología. La falla se considera como una falla normal asociada al desplazamiento lateral izquierdo de la Falla El Gavilán, de tal forma se supone que tuvo actividad en el Eoceno medio? - tardío.

V.3.2 Falla Petlalcingo

La Falla Petlalcingo es un rasgo estructural con rumbo N 38° W con bloque hundido hacia el sudoeste, de tal forma que la sucesión mesozoica expuesta al occidente de Petlalcingo, Puebla, aparece conformando un homoclinal que se extiende hacia el sudeste desde Petlalcingo, Puebla, hasta Huajuapán de León, Oaxaca. Dentro del área la Falla Petlalcingo presenta una longitud de 30 Km.

Cinemática y cronología. La Falla Petlalcingo tuvo un desplazamiento normal, dadas las edades de las unidades involucradas, se trata de una falla normal cenozoica que involucra al basamento. Entre Chila de las Flores, Puebla y Huajuapán de León, en la traza de la falla se emplazaron intrusivos oligocenos con edades entre 29 y 33. 6 Ma, que posfechan su actividad (Martiny-Kramer, 2008).

V.3.3 Falla Pozo Hondo

La Falla Pozo Hondo es un rasgo estructural reconocido originalmente por Calderón-García (1956) cuyo carácter no se ha establecido claramente, ya que se ha confundido la naturaleza y/o edad de las unidades involucradas como lo discuten Ferreira-Hernández e Islas-Blanco (2009). Esta estructura yuxtapone al Miembro Agua del Cordero (Calderón-García, 1956) con la Formación Cipiapa de Calderón-García (1956) (Formación Coyotepec de Ortega-Guerrero, 1989). La estructura se puede reconocer a la largo de 25 Km. y tiene un rumbo general N33°W. La Falla Pozo Hondo junto con el Lineamiento Acatepec constituye el límite noreste del Bloque Totoltepec (Ver Figura 5.1 y mapa geológico 1).

Cinemática y cronología. De acuerdo a las características de las sucesiones clásticas del Cretácico en la región Santo Domingo Tianguistengo, Oaxaca - Zapotitlán,

Puebla, se infiere que la Falla Pozo Hondo tuvo desplazamiento normal durante el Barremiano con bloque hundido hacia el noreste, de tal manera que propició la acumulación de la sucesión Zapotitlán-San Juan Raya y posteriormente desplazamiento lateral derecho (Ferreira-Hernández e Islas-Blanco, 2009). Dado el carácter de la sucesión que consiste en estratos masivos de conglomerados con abundantes clastos (algunos hasta de 80 cm) de origen metamórfico, intercalados con areniscas de grano grueso, se interpreta que el Miembro Agua del Cordero corresponde con las facies proximales acumuladas al pie de un escarpe de falla.

V.3.4 Milonita Chilsolote

La Milonita Chilsolote presenta un afloramiento en forma de una faja que tiene un espesor aproximado de 1 Km. y está dispuesta conforme a un rumbo norte-sur a lo largo de 14 Km. al sudoeste de Acatlán, Puebla, (Figura 5.1 y mapa geológico 1). La milonita se localiza dentro del Bloque Acatlán y tiene un echado subvertical; no se cuenta con elementos para establecer su edad.

Cinemática y cronología. En una lámina delgada orientada se reconocieron indicadores cinemáticos con geometría sigmoidal que indican un desplazamiento lateral derecho; se desconoce la edad de esta deformación. Sin embargo, en su reactivación cenozoica como falla normal condicionó la acumulación de conglomerados con clásticos de rocas metamórficas hacia el oriente.

V.3.5 Estructuras menores en la Región

En las cercanías de la Presa Valsequillo, los conglomerados de la Formación Balsas están dislocadas por pequeñas fallas subverticales de rumbo al noroeste que presentan dos conjuntos de estrías; en algunos casos en la misma superficie de falla se observan una primera generación de estrías con deslizamiento normal que es cortada por una segunda familia de estrías subhorizontales con indicadores cinemáticos de desplazamiento lateral izquierdo (Diagrama Vals-16 en la Figura 5.8 y en el mapa geológico 3).

Por otra parte, en la traza de la Falla Papalutla en su sector Izúcar al oriente del Izucar de Matamoros, se reconocieron pliegues con planos axiales subverticales y líneas de charnela muy inclinadas hacia el este en la sucesión calcárea de la Formación Morelos, en el contacto por falla con las rocas metamórficas del Complejo Acatlán, (Diagrama Papal en la Figura 5.8 y en el mapa geológico 3). Estas estructuras menores son compatibles con un desplazamiento lateral izquierdo de la Falla Papalutla.

V.4 Análisis cinemático de las estructuras cenozoicas

Los conjuntos de datos estructurales menores de régimen frágil o dúctil que se registraron en localidades de las áreas Huehuetlán-Tepexi y Tehuitzingo presentan por lo general un arreglo complejo, debido a que fueron reactivados a lo largo de la evolución de la cuenca; sin embargo se pueden reconocer tres fases de deformación que afectaron a las unidades del relleno de la Cuenca Tehuitzingo-Tepexi:

- a) Una fase de acortamiento en dirección nor-noreste sud-sudoeste que se manifiesta en pliegues con charnelas tanto subhorizontales y como subverticales definidos en la Formación Pie de Vaca los cuales son congruentes con una cizalla lateral izquierda.
- b) Una fase de extensión en dirección noreste-sudoeste, la cual se manifiesta inclusive al norte de la Sierra del Tenzo; esta fase se asocia a la zona de deformación transcurrente con desplazamiento izquierdo representada por el Sistema de fallas Teopantlán, y las fallas Patlanoaya, Zacapala y El Gavilan, durante un lapso que inició antes del Eoceno tardío y probablemente cesó hacia el Oligoceno temprano. Las estructuras menores de esta fase afectan a la sucesión cenozoica conformada por las unidades Formación Tepexi o sus correlativas, Grupo Tehuiztingo, Formación Pie de Vaca y Formación Ahuehuetes.
- c) Una fase de acortamiento con dirección principal noroeste sudeste compatible con una cizalla izquierda con orientación nor-noroeste - sud-sudeste que afecta a la sucesión de la Formación Puerto El Gato en la Cuenca romboide de Tehuiztingo.

Con base en la edad de las unidades involucradas, sus características sedimentológicas y la cronología relativa de la deformación, se propone que la deformación en la región inició con la formación de la Cuenca Romboide a partir del desplazamiento lateral izquierdo del Sistema de Falla Izúcar-Tecolutla-Boqueroncito de orientación general norte-sur en un tiempo comprendido en el Eoceno medio, posteriormente la región fue afectada conforme a la zona de deformación transcurrente Papalutla con orientación noreste-sudoeste en la cual se reconocen el Sistema de Falla Teopantlán y las fallas subordinadas Patlanoaya, Zacapala y El Gavilán. Más tarde la Cuenca fue afectada por una reactivación del Sistema de Falla Izúcar-Tecolutla-Boqueroncito, probablemente hacia el Oligoceno temprano, reactivación que afectó a las estructuras de orientación sudoeste-noreste y se reflejó en las relaciones estratigráficas de las Formaciones Ahuehuetes y Ajamilpa, como se presenta adelante en el modelo tectónico. El origen del Sistema de Falla Izúcar-Tecolutla-Boqueroncito resulta aún un enigma, no así su reactivación que se asocia con el proceso de truncamiento continental del Sur de México. En tanto que para el Sistema transcurrente Papalutla se propone su origen en el modelo tectónico.

Gilberto Silva Romo

VI. EVOLUCIÓN Y MODELO TECTÓNICO PARA LA FORMACIÓN DE LA CUENCA TEHUITZINGO-TEPEXI

VI.1 Evolución de la Cuenca Tehuitzingo-Tepexi

La Cuenca Tehuitzingo-Tepexi inició su historia sedimentaria en un tiempo anterior a los 36 Ma que es la edad más vieja en el relleno de la cuenca, probablemente hace 43 Ma, de acuerdo a la cronología de la cuenca aledaña Tepenene que tiene una historia semejante. El espacio depositacional de la Cuenca Tehuitzingo-Tepexi fue definido por la dislocación que provocaron en la región dos sistemas de fallas laterales izquierdas cuyos desplazamientos ocurrieron en el Paleoceno a partir del Eoceno medio. Primero un sistema de rumbo general norte-sur que formó una cuenca romboide en una flexión relajante izquierda en el Área Tehuitzingo. Después un sistema de fallas laterales con rumbo general suroeste-noreste generó cuencas transcurrentes coalescentes en el Área Huehuetlán-Tepexi. Las cuencas transcurrentes reconocidas en estas áreas se integraron en la Cuenca Tehuitzingo-Tepexi, embalse lacustre que se estableció brevemente hacia el límite Eoceno-Oligoceno y se desintegró hacia el Oligoceno temprano. En este capítulo se presenta la evolución tectonosedimentaria en seis etapas de acuerdo al control temporal que se obtuvo en la investigación, se hará referencia al Área Tehuitzingo para señalar la cuenca romboidal de Tehuitzingo y como Área Huehuetlán-Tepexi se hará mención a los bloques Coatzingo e Ixaquixtla. En los esquemas paleogeográficos que acompañan a este capítulo se presenta en color negro las fallas que se consideran activas durante el lapso propuesto.

Con base en el registro estratigráfico cenozoico descrito previamente, en las características estructurales del área y en la cronología y cinemática de las estructuras geológicas cenozoicas, que se presentan en forma esquemática en la Figura 6.1, se puede reconstruir la siguiente evolución tectonosedimentaria de la Cuenca Tehuitzingo-Tepexi durante un lapso cuando menos de 6.2 Ma, con un registro cronológico conocido entre 36.1 ± 1.4 Ma en el Eoceno tardío y culmina en el Oligoceno temprano (29.9 ± 0.8 Ma), sin embargo se considera que el inicio de la acumulación paleógena se remonta al Eoceno medio.

La historia continental del sector noroeste del Terreno Mixteco, enclave de la Cuenca Tehuitzingo-Tepexi se remonta al Cretácico tardío, cuando la región estuvo sujeta a erosión y fue el área fuente de los conglomerados cimeros de la Formación Mexcala acumulados en el sector oriental de la Plataforma Guerrero-Morelos (Hernández-Romano, 1999) y en la región de Tecali al noreste de la Sierra del Tenzo (Silva-Romo y Mendoza-Rosales, 2008). De tal forma que en el Eoceno tardío el basamento presentaba extensos afloramientos en el sector sudoeste del área de estudio; en tanto que en el sector noreste se caracterizaba por la presencia de sierras alargadas en sentido sudeste-noroeste, conformadas por las sucesiones mesozoicas. Existen evidencia de condiciones subaéreas, tal vez de carácter insular en la Provincia Mixteca en el Albiano, dado el reporte de fauna continental reptiliana en la Cantera de Tlayúa en las cercanías de Tepexi de Rodríguez



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central

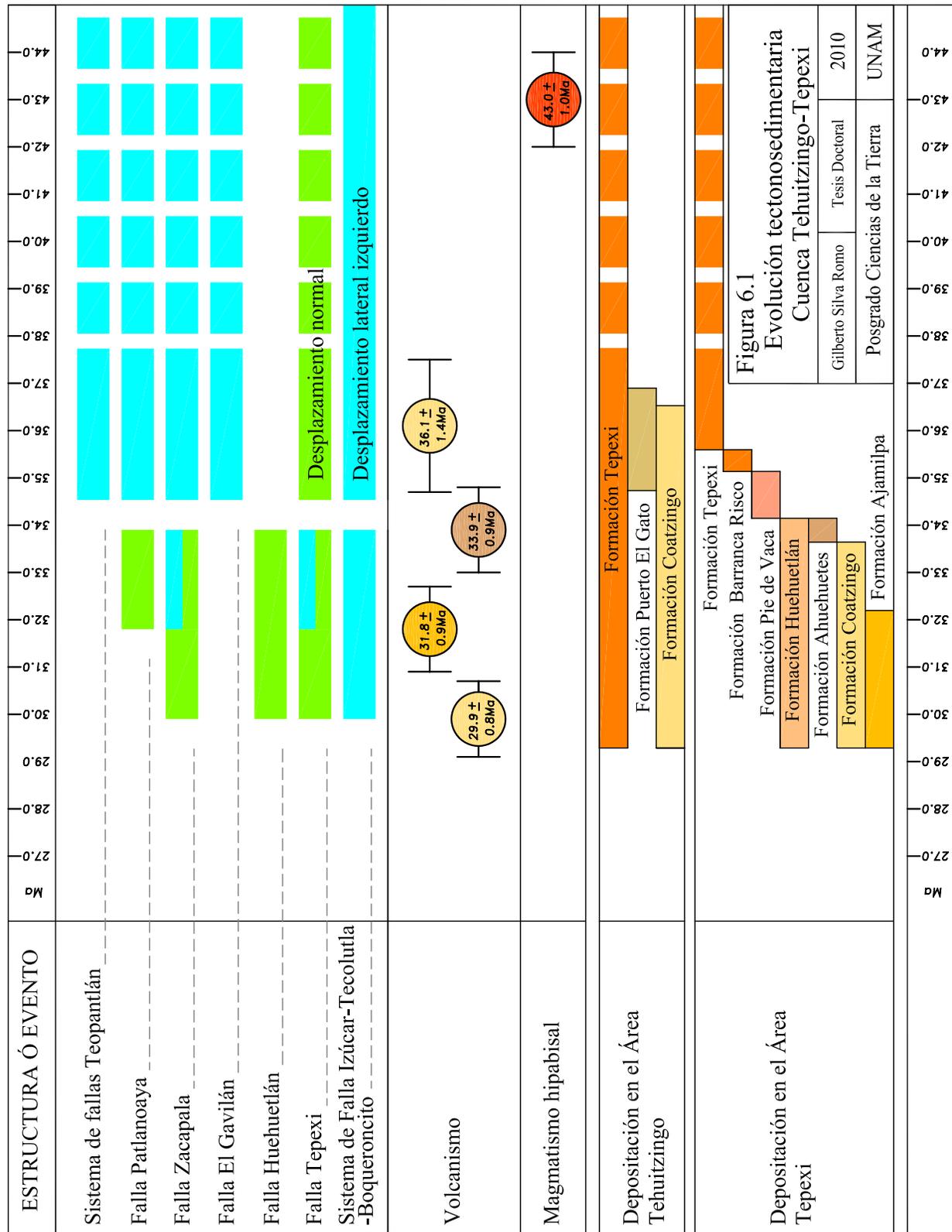


UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



(Reynoso, 2000). Por otra parte en el centro de la Plataforma Guerrero-Morelos, se acumuló la sucesión volcánica continental maastrichtiana de San Juan Tetelcingo (Ortega-Gutiérrez, 1980). En el área de Tehuacán se reconocen condiciones continentales cuando menos desde el Eoceno temprano, donde la sucesión continental presenta una intercalación tobácea portadora de biotitas que arrojaron una edad de 50.2 ± 1.4 , Dávalos-Álvarez *et al.* (2005).

Con la información disponible se bosqueja un área continental durante el Cretácico tardío en la región donde se desarrollaría la Cuenca Tehuizingo-Tepexi, dicha área continental estuvo caracterizada por afloramientos paleozoicos, tanto del Complejo Acatlán como de las sucesiones sedimentarias de Patlanoaya y de Olinalá. Hacia el Campaniano, esta franja continental de orientación general noreste-sudoeste estaría limitada hacia el noroeste por el sistema de falla Papalutla, y habría individualizado a la Plataforma Guerrero-Morelos al noroeste y a la Cuenca de Tlaxiaco localizada al sudeste, (Hernández-Romano, 1999). Esta condición continental prevaleció durante el Cenozoico.

VI.1.1 Eoceno medio?-tardío (Antes de los 36. 1)

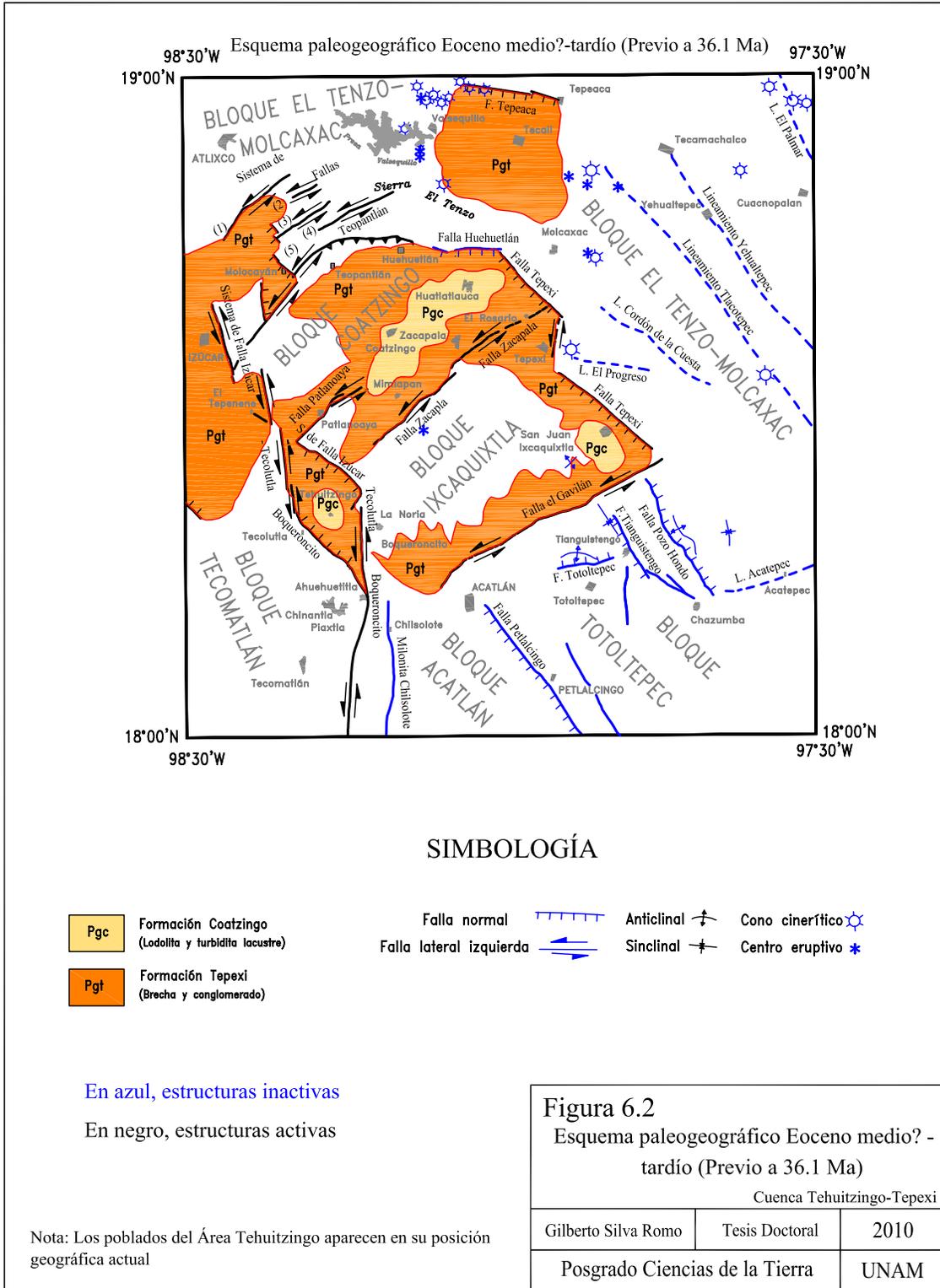
Se puede bosquejar que en un tiempo anterior a los 36. 1 Ma ocurrió una fase de deformación transcurrente que reactivó discontinuidades preexistentes en el basamento, de tal forma se definieron cuencas delimitadas por fallas laterales. El desplazamiento lateral izquierdo de las fallas Patlanoaya, Zacapala y El Gavilán con rumbo noreste-sudoeste, junto con el desplazamiento normal de la Falla Tepexi definieron dos cuencas en cuyos depocentros se acumuló la sucesión conglomerática y brechoide de la Formación Tepexi, un depocentro se definió en el sector oriental del Bloque Coatzingo y otro hacia el sudeste del Bloque Ixcaquixtla. En tanto que el desplazamiento lateral izquierdo del Sistema de Fallas Teopantlán tuvo un doble efecto: por un lado el desplazamiento lateral de las fallas 1, 2, 3 y 4 definieron una cuenca pull apart en la región de Molocayán, en la cual se acumularon brechas y conglomerados de la Formación Tepexi; en tanto que la falla (5) que presenta una flexión constrictiva hacia la derecha, formó una estructura en flor que generó un relieve positivo y favoreció una intensa denudación cuyos productos se acumularon en el depocentro definido en el bloque Coatzingo. Por otro lado, el desplazamiento lateral izquierdo del Sistema de Falla Izúcar-Tecolutla-Boqueroncito de rumbo general norte-sur y que define una flexión izquierda, generó la cuenca romboide Tehuizingo cuyos hombros están conformados por el Complejo Acatlán. En esta cuenca – en ese tiempo independiente del Área Huehuetlán-Tepexi- se acumularon depósitos de brechas, fanglomerados y depósitos lacustres, en ocasiones con depósitos evaporíticos y algunos flujos turbidíticos como se observa hacia Tecolutla. (Formaciones Tepexi y Coatzingo).

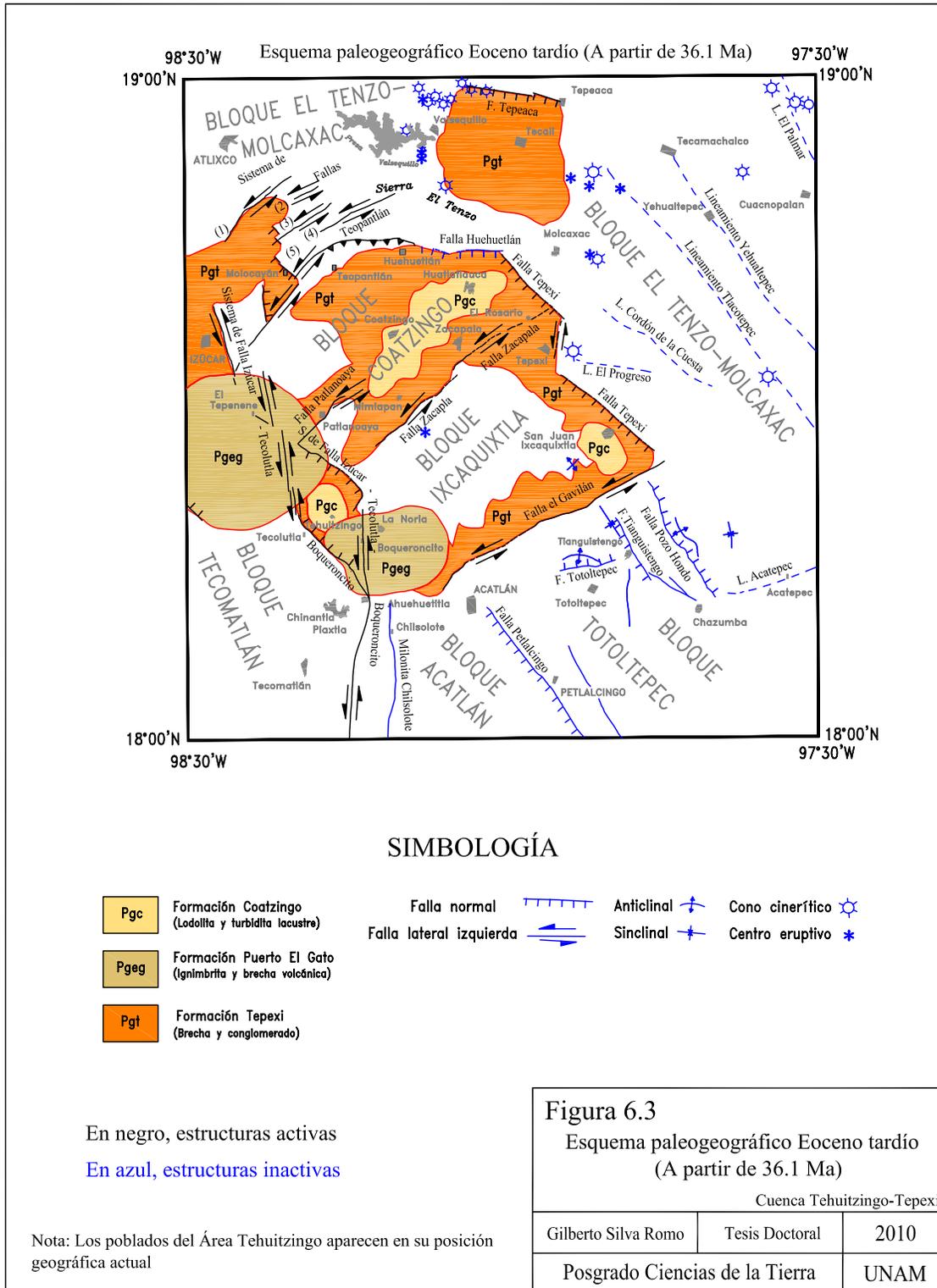
El desplazamiento del Sistema de Fallas Izúcar-Tecolutla-Boqueroncito también generó una cuenca extensional compleja en la región de El Tepenene, donde se acumuló una sucesión clástica muy gruesa de brechas y fanglomerados no estudiada con detalle en el presente trabajo y que se equipara a la Formación Tepexi, la acumulación en esta cuenca se inició previamente a los 43 Ma, en virtud de la edad reportada para las rocas hipabisales que cortan a los conglomerados y brechas aquí asignados a la Formación Tepexi (Murillo-Muñetón y Torres-Vargas, 1987). Mientras en las Áreas de Tehuizingo y de El Tepenene no se conoce la base de la Formación Tepexi, en el Área Huehuetlán-Tehuizingo, en el

Bloque Ixcaquixtla en las inmediaciones de la zona arqueológica Tepexi El Viejo, la Formación Tepexi presenta un espesor delgado y cubre discordantemente al Complejo Acatlán que constituye su fuente con procedencia desde el suroeste, los clásticos derivados del basamento fueron transportadas por corrientes fluviales de carácter anastomosado, en esa localidad la Formación Tepexi está cubierta discordantemente por la Formación Barranca Risco. De acuerdo a la distribución que presentan las brechas y fanglomerados de la Formación Tepexi en el borde sudoeste del Área de Tehuitzingo se infiere que su acumulación ocurrió en forma continua hasta el Oligoceno temprano, con procedencia desde los afloramientos del Complejo Acatlán, En el Área Tehuitzingo no se observan las relaciones estratigráficas de la Formación Tepexi, sin embargo se infiere un cambio de facies de sus conglomerados con líticos de rocas metamórficas a la sucesión lacustre de la Formación Coatzingo. En el bloque Coatzingo la acumulación de la Formación Tepexi se instauró tempranamente en forma de abanicos aluviales; en tanto que en el bloque Ixcaquixtla la acumulación de la Formación Tepexi se estableció primero en el extremo suroeste del bloque y más tardíamente hacia el sector noreste, donde el espesor es reducido, esto sugiere que inicialmente el borde noroeste del Bloque Ixcaquixtla estuvo sujeto a erosión, tal vez debido a que la Falla Zacapala experimentó un desplazamiento oblicuo con componente lateral y normal con bloque caído hacia el noroeste. Así la Formación Tepexi se habría acumulado tardíamente en el borde noreste del Bloque Ixcaquixtla, probablemente una vez que se haya colmatado el depocentro establecido en el bloque Coatzingo. En el sector oriental del Bloque Ixcaquixtla cerca de Tepexi ocurrió un cambio en la procedencia, de tal forma se acumuló la Formación Barranca Risco discordantemente, sobre la Formación Tepexi, como una coalescencia de abanicos aluviales con una clara procedencia desde las sierras calcáreas del noreste. El bosquejo paleogeográfico de la Figura 6.2 presenta un boceto de reconstrucción palinspástica únicamente para la Cuenca Tehuitzingo.

VI.1.2 Eoceno tardío (A partir de 36. 1 Ma)

El vulcanismo que ocurría en el Paleógeno en la región sur de México tiene en el área de estudio su primer registro hace 36.1 ± 1.4 Ma con la edificación de una estructura volcánica silícica cuyos productos conforman a la Formación Puerto El Gato, la cual se observa interdigitada con las lodolitas y areniscas volcánicas de la Formación Coatzingo. La actividad volcánica produjo brechas volcánicas y flujos de bloques y piroclastos, no se pudo establecer con claridad cual fue el o los centros de emisión; sin embargo es probable que el cuerpo subvolcánico de El Tepenene y los cuerpos hipabisales cercanos a Ahuehuetitla estén asociados a dicha actividad volcánica, en la Figura 6.3 se bosqueja esta posibilidad al presentar el estado que tendría la cuenca pull apart Tehuitzingo en ese tiempo, cuando el Miembro Boqueroncito estaría yuxtapuesto con los cuerpos hipabisales de Ahuehuetitla y con los derrames de bloques y cenizas expuestos bajo el puente de la carretera hacia Piaxtla. Posteriormente la progresión en el desplazamiento lateral del Sistema Izucar-Tecolutla-Boqueroncito habría llevado a su actual ubicación relativa a los intrusivos hipabisales y a los derrames, el desplazamiento lateral izquierdo posterior al vulcanismo está registrado en las fallas laterales que presenta el Miembro Boqueroncito en la rama oriental del Sistema de Falla Izúcar-Tecolutla-Boqueroncito al oriente de El Boqueroncito (Ver diagrama Boq-3 en las estructuras menores del Área Tehuitzingo). La



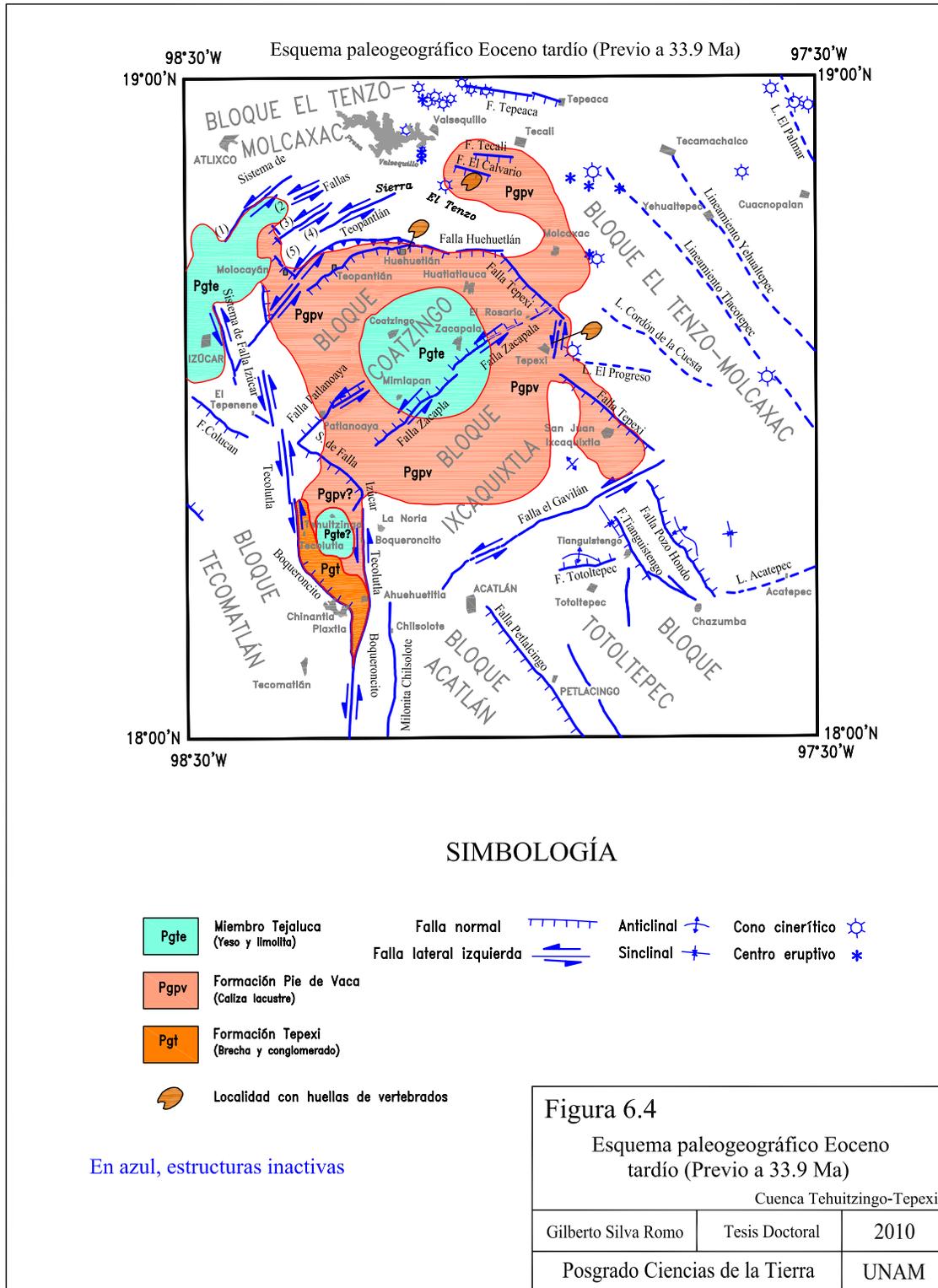


progresión del desplazamiento lateral también está registrada en los depósitos conglomeráticos de la Formación Tepexi que aparecen deformados por cizalla en la Barranca El Barro al sudeste de Chinantla – Piaxtla.

Durante el Eoceno tardío en el lapso posterior a los 36 y antes de los 33.9 Ma el entorno tectónico se mantuvo con actividad lateral de los dos sistemas de fallas laterales; las fallas de rumbo sudoeste-noreste también habrían experimentado desplazamiento lateral izquierdo como se observa en las estructuras menores que presenta el cuerpo subvolcánico de Tepenene en su contacto con los conglomerados de la Formación Tepexi.

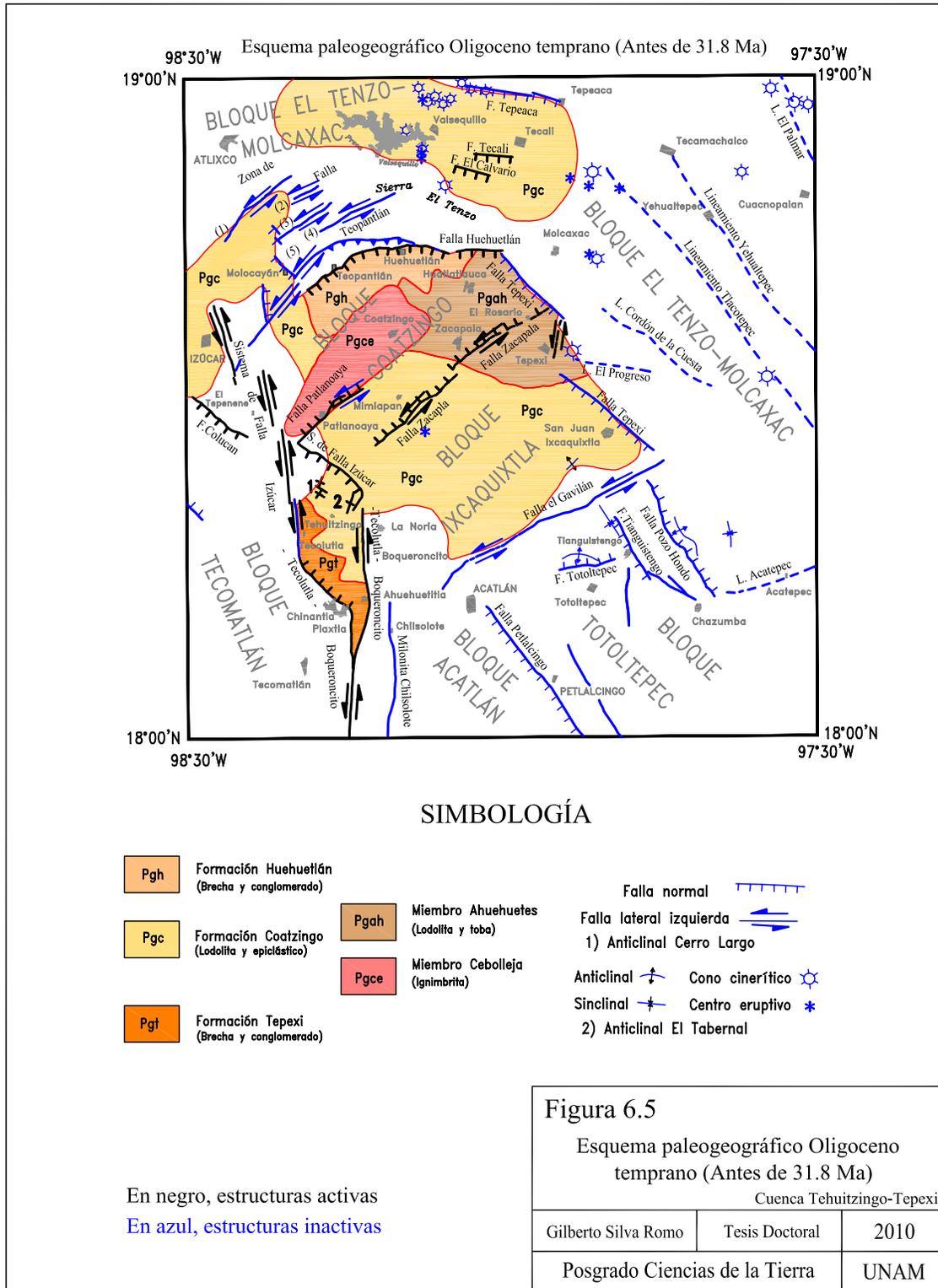
VI.1.3 Eoceno tardío (Poco antes de los 33.9 Ma)

Hacia el fin del Eoceno tardío, declinó la deformación transcurrente y la cuenca Tehuiztzingo Tepexi evolucionó para convertirse en un embalse lacustre con poco tirante de agua sin aporte de clásticos, que se extendió desde el bloque Coatzingo cuyo depocentro se habría colmatado, hacia el bloque Ixcaquixtla (Figura 6.4), en este embalse se acumuló la Formación Pie de Vaca. Los afloramientos actuales de la Formación Pie de Vaca permiten bosquejar un embalse lacustre en el área comprendida entre Tepexi de Rodríguez, el Río Atoyac y Molocayán. De acuerdo con su relación estratigráfica concordante y transicional sobre los conglomerados con clastos calcáreos de la Formación Barranca El Risco, la Formación Pie de Vaca atestigua la comunicación de los embalses desarrollados en los bloques Coatzingo e Ixcaquixtla. Es probable que en ese tiempo, el embalse lacustre se extendiera hacia el sudeste en todo el bloque Ixcaquixtla, al poniente hasta Izúcar de Matamoros, en tanto que hacia el sudoeste tal vez se extendía hasta el embalse de Tehuiztzingo donde se reconocieron tres horizontes de calizas acumulados antes de los 29.9 Ma, uno de los cuales podría ser equivalente a la Formación Pie de Vaca. En la periferia de la cuenca se desarrollaban depósitos de calizas lacustres con desarrollo de estromatolitos Beraldi-Campesi *et al.*, 2006); en tanto que hacia el sector central de la cuenca ocurrían acumulaciones evaporíticas como las que se observan en Tejaluca y Zacapala. No obstante su salinidad, tal vez intermitente, el embalse lacustre constituía un refugio para aves zancudas y abrevadero para distintos vertebrados que imprimieron sus huellas en los lodos calcáreos, tanto en las cercanías de Tepexi de Rodríguez como en Huehuetlán el Grande. Durante la acumulación de la Formación Pie de Vaca ocurrió deformación extensional en dirección SW-NE que se manifiesta en pequeñas fallas de crecimiento como las observadas en las cercanías de Huehuetlán y en los cortes de carretera cercanos a la “balsa” del Río Ajamilpa. Contemporáneamente a la acumulación de la Formación Pie de Vaca ocurrió incipiente vulcanismo explosivo cuyos productos se encuentran como delgadas láminas entre la sucesión calcárea.



VI.1.4 Límite Eoceno-Oligoceno temprano (Antes de los 31. 8 Ma)

Hacia el límite Eoceno-Oligoceno en la región ocurrió actividad volcánica silícica explosiva que matizó la sedimentación continental regional, probablemente desde un centro eruptivo que podría coincidir con las estructuras dómicas que se reconocen en el área de Tepehene, así fueron emitidos los flujos ignimbríticos del Miembro Cebolleja de la Formación Ahuehuetes; mismos que se extendieron al pie de la Falla Patlanoaya que se habría reactivado como falla normal con bloque caído al noroeste. En tanto que hacia el sector oriental de la cuenca se depositaron los productos cineríticos como tobas y areniscas tobáceas turbidíticas ó limolitas tobáceas portadoras de flora fósil que conforman a la Formación Ahuehuetes, como se observa en el Bloque Ixcaquixtla, en la “balsa” los Ahuehuetes. La sedimentación durante esta etapa fue de carácter cíclico, bajo condiciones de corto tirante de agua, con intercalaciones clásticas, volcánicas y calcáreas (principalmente oolíticas) con desarrollos de pedernales lacustres, estas condiciones sedimentológicas extendieron en todo el bloque Ixcaquixtla y en el Área de Tehuiztingo. Hacia la parte final de ese lapso considerado, ocurrió una reactivación de la trama estructural, la Falla Zacapala habría experimentado nuevamente desplazamiento lateral, que se reconoce en la deformación que exhiben la Formación Pie de Vaca y la Formación Ahuehuetes en los afloramientos cercanos al museo de Sitio “Cantera Tlayúa” y en la “balsa” Los Ahuehuetes. En tanto que el Sistema Izucar – Tecolutla – Boqueroncito habría acomodado mayor deformación lateral izquierda, manifiesto en la formación de los anticlinales Cerro Largo y El Tabernal. Este desplazamiento habría detonado la formación de nuevas fallas: La Falla Colucan de carácter normal había dislocado la acumulación ignimbrítica de la Formación Puerto el Gato al sudoeste de El Tepehene. En tanto que se habría formado la Falla Huehuetlán que restringió la extensión septentrional del embalse lacustre y condicionó la acumulación vigorosa de abanicos aluviales de la Formación Huehuetlán a expensas de la denudación de la propia Formación Pie de Vaca, del basamento y de su cobertura. La deformación extensional reactivó a la Falla Zacapala como falla normal con bloque caído hacia el norte, así se inició la erosión de la sucesión lacustre previamente acumulada en el Bloque Ixcaquixtla. Este evento erosivo descubrió gran parte del basamento del bloque y se manifiesta en una discordancia privativa del sector cercano a Tepexí de Rodríguez, como se puede apreciar en la localidad fosilífera “balsa” Los Ahuehuetes; en donde se observa a la Formación Ahuehuetes, portadora de flora fósil, cubierta discordantemente por los conglomerados basales de la Formación Ajamilpa, la discordancia ocurrió en un lapso comprendido entre el límite Eoceno-Oligoceno y hace más de 31. 8 Ma, tiempo en que se acumuló la Formación Ajamilpa. La Figura 6.5 ilustra la paleogeografía de la Cuenca Tehuiztingo-Tepexi para el Oligoceno temprano en un momento previo a la erosión en el Bloque Ixcaquixtla.

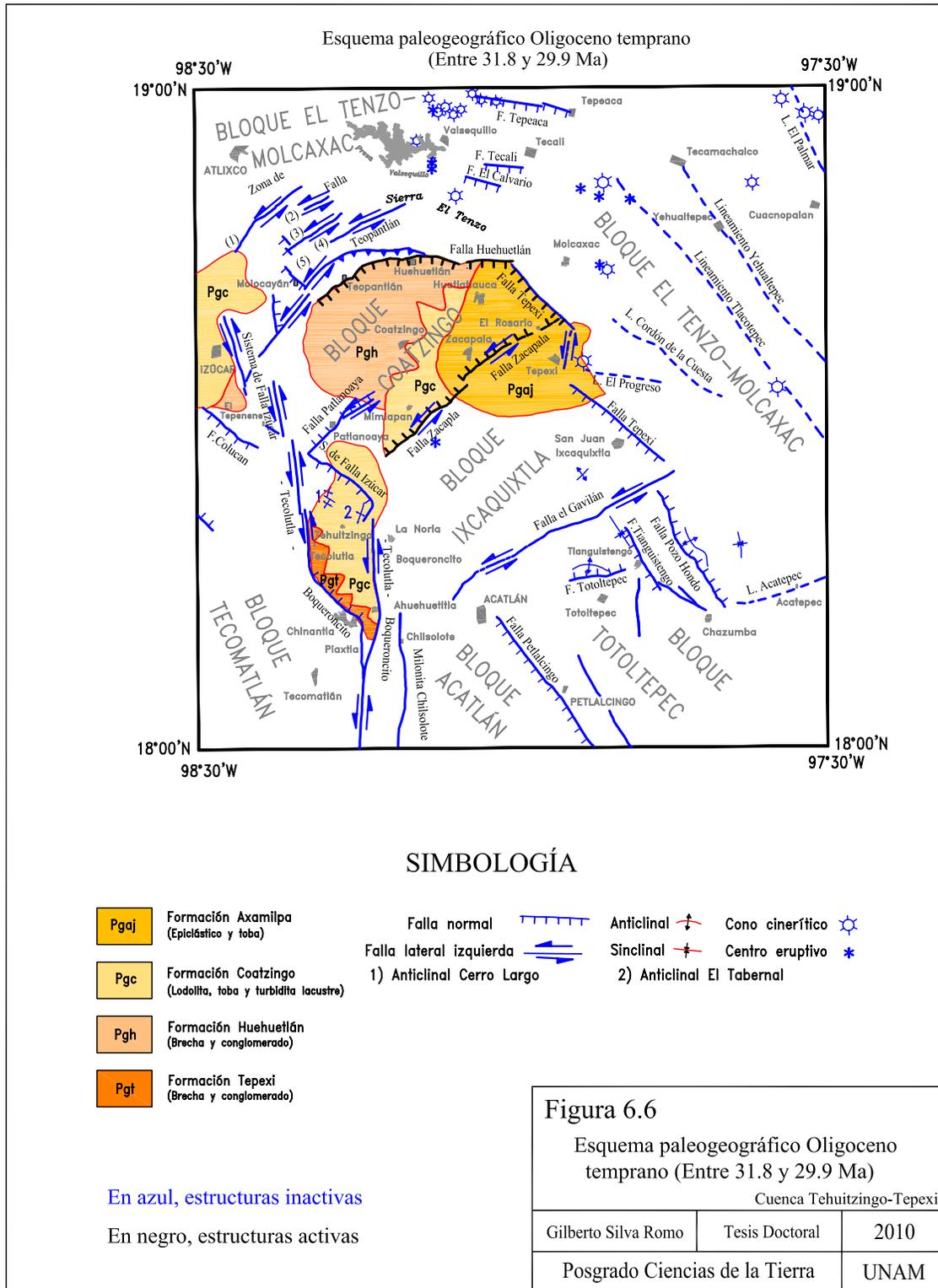


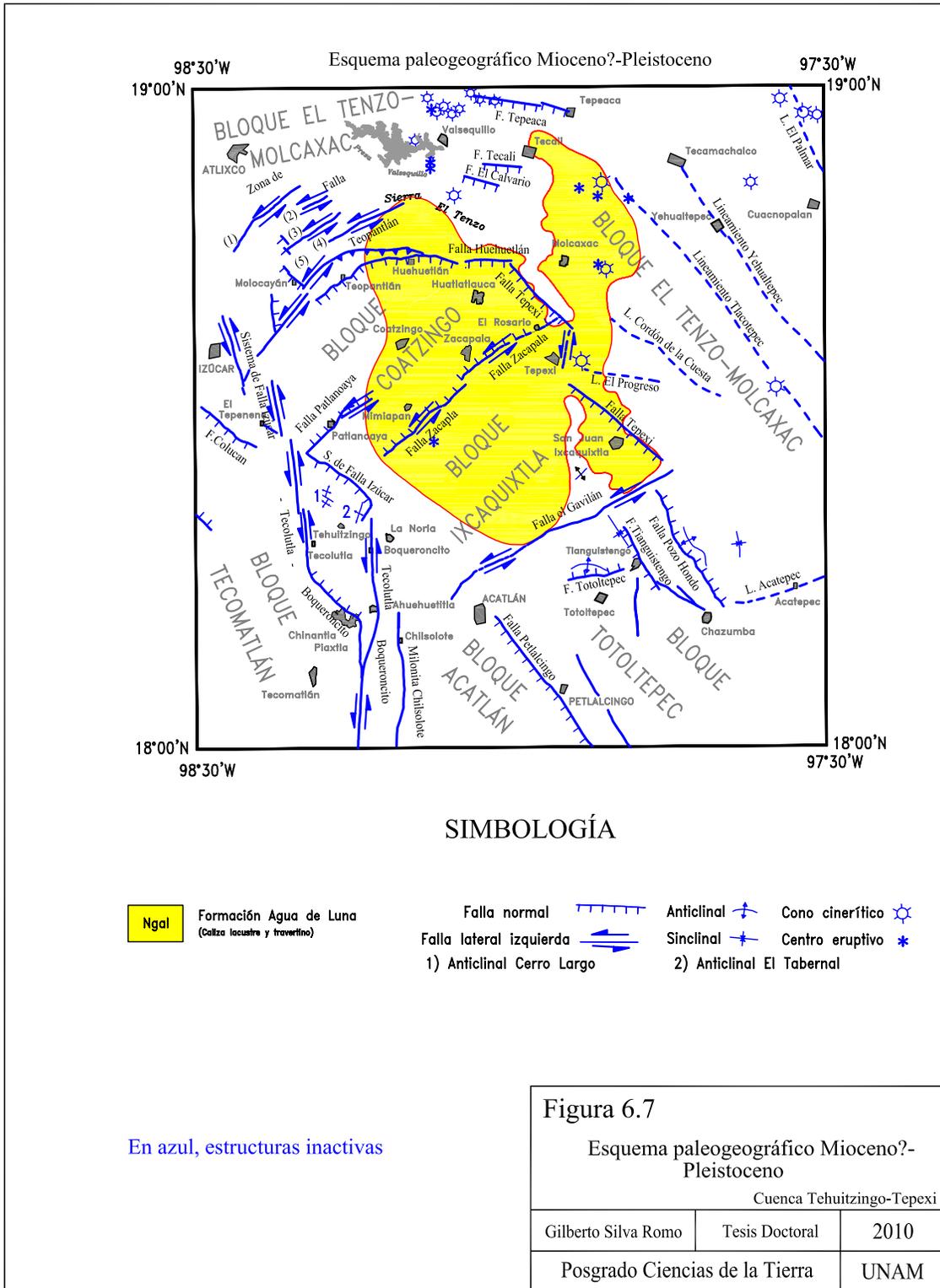
VI.1.5 Oligoceno temprano (Entre 31. 8 y 29. 9 Ma)

Conforme ocurría la reactivación de la Falla Zacapala con dislocación normal con bloque caído al noroeste, la sucesión epiclástica y volcánica de la Formación Ajamilpa se acumuló en el sector noreste del bloque Coatzingo, una vez que cesó la actividad de la Falla Zacapala, la sucesión colmató el bloque de techo y se acumuló sobre la superficie erosionada del Bloque Ixcaquixtla para entonces casi desprovisto de la sucesión cenozoica, La acumulación de la Formación Ajamilpa sugiere que el depocentro se encontraba al pie de la Falla Tepexi, la cual se habría reactivado con desplazamiento normal. La erosión de la sucesión lacustre del Bloque Ixcaquixtla, aisló otra vez las cuencas en los dos surcos sedimentarios que ahora se observan: El Área Tehuiztingo y el Área de Huehuetlán-Tepexi (Figura 6.6). La sedimentación continuó en el Área Tehuiztingo hasta un tiempo aproximado de 29. 9 Ma, tiempo en el cual ocurrió actividad volcánica silícica expresada por la Ignimbrita Atopolitlán intercalada en la sucesión de la Formación Coatzingo y posteriormente aparentemente la cuenca ya inactiva fue colmatada por depósitos conglomeráticos, como se puede apreciar en la columna estratigráfica 3 Atopolitlán.

VI.1.6 Mioceno-Plioceno?

Después de que cesó la tectónica transcurrente, el área experimentó un levantamiento probablemente como respuesta al truncamiento del sur de México entre el Oligoceno y el Mioceno, hecho cuya explicación aún es motivo de discusión en la comunidad académica donde se debate su origen. Este levantamiento propició la erosión del área Tehuiztingo y la definición de un drenaje que fluía hacia el Pacífico al confluir al ancestral Río Balsas; mientras que la región comprendida entre Tecali y Mocaxac al noreste de la Sierra El Tenzo sería drenada por el ancestral Río Atoyac, muy probablemente a la vertiente del Golfo de México. Las manifestaciones del volcanismo andesítico-basáltico Mioceno-Plioceno de la Faja volcánica transmexicana obstruyeron el flujo del ancestral Río Atoyac y formaron un cuerpo lacustre entre Santa Isabel Tlanepantla y Molcaxac. El volcanismo estuvo acompañado por la reactivación con desplazamiento normal de las fallas Tepexi y Huehuetlán, lo cual habría favorecido que la sedimentación calcárea de travertinos con abundantes horizontes con tallos y algunas calizas lacustres de la Formación Agua de Luna; se extendiera por casi toda el Área Huehuetlán-Tepexi; esta sedimentación fue precedida por la acumulación de conglomerados con clastos calcáreos y se pudo extender localmente hasta el Pleistoceno. En la Figura 6.7 se muestra la extensión que se infiere para la Formación Agua de Luna. Actualmente la región está disectada por cañadas profundas que cortan a las sucesiones lacustres acumuladas en la ancestral Cuenca Tehuiztingo-Tepexi, configuración orográfica indicativa de un levantamiento que modificó el nivel base regional posterior a la sedimentación lacustre. Se infiere que este levantamiento ocurrió hacia el Mioceno tardío-Plioceno y favoreció una etapa vigorosa de erosión que desarrolló un sistema fluvial que integró al ancestral Río Atoyac a la vertiente del Pacífico, mediante su captura al ancestral Río Balsas (Silva-Romo *et al.*, 1998).





Gilberto Silva Romo

VI.2 Modelo tectónico para la formación de la Cuenca Tehuiztingo-Tepexi

En este apartado se presenta una reinterpretación de las estructuras de la Plataforma Guerrero- Morelos adyacentes a la Falla Papalutla, como una forma de sustentar el modelo tectónico regional para la formación de la Cuenca Tehuiztingo-Tepexi.

A diferencia de las cuencas que estudian Cerca *et al.* (2007) las cuales están definidas en la sucesión cretácica deformada de la Plataforma Guerrero-Morelos, la Cuenca Tehuiztingo-Tepexi está definida en el basamento Complejo Acatlán. La historia continental del área de la Cuenca Tehuiztingo-Tepexi se remonta al Cretácico tardío cuando El Complejo Acatlán fue la fuente de los clásticos metamórficos incluidos en el Miembro Hueytlalpan que se acumuló durante el Campaniano en la Plataforma Guerrero-Morelos (Hernández-Romano, 1999). Si se consideran las relaciones espaciales entre los afloramientos del Complejo Acatlán en el Terreno Mixteco y los propios de las unidades que contienen clastos derivados de la denudación del Complejo Acatlán, Formación Zicapa del Aptiano y Miembro Hueytlalpan del Coniaciano-Santoniano Campaniano (Hernández-Romano, 1999) expuestos en la Plataforma Guerrero-Morelos, se observa que están separados por la Falla Papalutla, de tal manera es posible asumir que la Falla Papalutla es un estructura de larga vida cuya cinemática cretácica condicionó los procesos de erosión y depósito en su entorno. Así la Formación Zicapa se debió acumular durante el Neocomiano en el bloque bajo de la Falla Papalutla cuando la falla tuvo comportamiento normal. Hernández-Romano (1999) reconoce la ocurrencia de una tumescencia con eje norte-sur en el sector oriental de la Cuenca Guerrero-Morelos durante el Cenomaniano tardío, arqueamiento que expuso a la erosión a la sucesión calcárea de la Formación Morelos en el noreste de la cuenca y al Complejo Acatlán en la región de Tlapa, Guerrero. La formación y orientación de la tumescencia es compatible con una cinemática lateral izquierda en la Falla Papalutla que habría deformado la sucesión de la Formación Morelos y habría exhumado el Complejo Acatlán durante el Cenomaniano.

La morfología de la Cuenca de Tehuiztingo-Tepexi y el hecho que esté definida en el basamento (Complejo Acatlán) permiten descartar que se trate de una cuenca intermontana formada entre las sierras edificadas durante la fase de acortamiento por la deformación compresiva laramídica (hidalgoana) como se han propuesto en la Plataforma Guerrero-Morelos (Cerca *et al.*, 2007), o que los embalses se haya originado como respuesta al deslizamiento de la cobertura en un proceso de arqueamiento cortical. Por otro lado la cronología de la deformación en las áreas Tehuiztingo y Huehuetlán-Tepexi ambas con rasgos de fallamiento lateral izquierdo, la primera con un rumbo general norte sur y la segunda noreste- sudoeste ocurrió en el área en el Paleógeno. El fallamiento lateral es un fenómeno que se inició en el Eoceno tardío o tal vez en el Eoceno medio, contemporáneo a la formación de las cuencas cenozoicas (Nieto-Samaniego *et al.*, 2006).

El arreglo que presentan las estructuras por acortamiento en la Plataforma Guerrero Morelos, con fallas inversas vergentes tanto al oriente como al poniente con rumbo general

al norte y que presentan una deflexión hacia el sureste ha sido explicado por Cerca *et al.* (2007) con base en dos fases de deformación: a) una etapa finicretácica con dirección de acortamiento oeste-este, la cual en una etapa tardía, asociada un levantamiento tipo *forebulge*, provocaría las estructuras con vergencia opuesta en la Provincia Guerrero-Morelos y b) una fase paleógena cuya duración coincide con el tiempo de formación de la Cuenca Tehuiztingo-Tepexi. Cerca *et al.* (2007) proponen que esta fase de deformación tuvo carácter transpresivo y estuvo asociada al desplazamiento del Bloque de Chortís durante el paleógeno, la transpresión habría rotado en sentido antihorario a las estructuras laramídicas de la Plataforma Guerrero-Morelos y se manifestaría en la deformación contráctil reconocida en la Cuenca de Veracruz (Mossman y Viniegra, 1976). Mientras que en el bloque de Chortís habría reactivado la Falla Guayape, En tanto que en el Terreno Mixteco esta fase transpresiva se manifestaría en el replegamiento de estructuras laramídicas tales como los anticlinorios de Diquiyú y de Teposcolula y en el cabalgamiento de la Falla Papalutla. Este modelo no explica las fallas laterales observadas en el área de estudio, ni la formación de cuencas transcurrentes como la Cuenca Tehuiztingo-Tepexi.

Para Cerca *et al.* (2007) la deformación contráctil fini-cretácica en la Plataforma Guerrero-Morelos no está asociada a una subducción de ángulo bajo o a la colisión del Terreno Guerrero. Cerca *et al.* (2007) favorecen una interpretación en la evolución tectónica de la parte central y este de la Sierra Madre del Sur es el resultado de la interacción progresiva del Caribe con el borde sur de Norteamérica durante el Cretácico tardío. En este trabajo se acepta esta propuesta de Cerca *et al.* (2007); sin embargo las características estructurales y la evolución de la Cuenca Tehuiztingo-Tepexi sugieren que la deformación que presenta la Sierra Madre del Sur en general y específicamente la sucesión mesozoica de la Plataforma Guerrero-Morelos acepta otra explicación:

A partir de las características estructurales presentadas por Cerca *et al.*, (2007) se puede invocar la deformación por cizalla izquierda en las cuencas cenozoicas de la Plataforma Guerrero-Morelos aledañas a la Falla Papalutla. Si bien los ejes de las estructuras que presentan en la Cuenca de Copalillo Cerca *et al.*, (2007) en su Figura 10 sugieren que se trata de pliegues paralelos la traza de la Falla Papalutla y que fueron formados por cizalla pura; del análisis detallado del mapa geológico y estructural se reconocen rasgos estructurales que favorecen la reinterpretación de la Falla Papalutla como una Falla lateral izquierda durante el Paleógeno:

a) Cerca *et al.* (2007) presentan en la Cuenca Copalillo una estructura sinclinal cuyo eje tiene una orientación aproximada N 40° E. El eje de la estructura aparece expresado en tres segmentos ligeramente sinuosos. Los datos estructurales de rumbo y echado de estratificación dibujados en el entorno del segmento medio (N 05° E con echado al sureste y N 15° W con echado al suroeste) bosquejan un pliegue con orientación norte-sur, orientación que resulta compatible con una deformación por cizalla simple asociada al desplazamiento lateral izquierdo propuesto para la Falla Papalutla durante el Paleógeno (Silva-Romo, 2008a). Esta divergencia entre la posición de los estratos del relleno de la Cuenca Copalillo y la orientación del eje de la cuenca es muy evidente en el diagrama estereográfico 16 de la Figura 13B (Cerca *et al.*, 2007), donde los polos de estratificación muestran estructuras plegadas con orientación tanto al noreste como al noroeste, lo cual se

puede interpretar como un efecto rotacional por la dislocación lateral izquierda de la Falla Papalutla.

b) Entre las cuencas Tuliman y Copalillo, Cerca *et al.* (2007) reconocen estructuras por acortamiento con ejes arqueados cóncavos hacia el noreste, se trata de estructuras plegadas y fallas inversas con rumbo general N 26° W vergentes al suroeste y que involucran a la sucesión mesozoica. En el mapa de Cerca *et al.* (2007) en el sector adyacente a la Cuenca de Copalillo, estas estructuras se truncan, contra la estructura sinclinal de rumbo general N 40° E definida en el relleno de la Cuenca Copalillo y paralela a la Falla Papalutla. Este truncamiento puede indicar que el pliegue sinclinal se formó posteriormente a la etapa de formación de las estructuras arqueada, como respuesta a la progresión en la deformación transcurrente inducida por el desplazamiento lateral izquierdo de la Falla Papalutla, de acuerdo a la reinterpretación de Silva Romo (2008a). Así la Cuenca Copalillo queda emplazada en una zona de cizalla que la habría afectado en el Paleoceno. Por otra parte la Cuenca Tulimán se encuentra en el límite entre las estructuras laramídicas con vergencia al sureste y las estructuras vergentes al suroeste. Así la Cuenca Tulimán se desarrolló en el límite noroeste la zona de deformación transcurrente con orientación general noreste-sudoeste.

c) Si se consideran los dos segmentos con desplazamiento de falla inversa del límite entre la sucesión de la Plataforma Guerrero Morelos y el Complejo Acatlán que reportan Cerca *et al.* (2007), en su Figura 10, por un lado, el propio del poblado Papalutla y el otro en la esquina noreste de su mapa, ambos se pueden reinterpretar como flexiones a la derecha en una falla lateral izquierda, de tal forma acreditan la reinterpretación de la Falla Papalutla con cinemática de falla lateral izquierda (Silva-Romo, 2008a).

Con lo anterior se bosqueja una zona de deformación transcurrente con cinemática lateral izquierda cuyo eje longitudinal corresponde con la Falla Papalutla que estuvo activo durante el Cretácico tardío y el Paleógeno. De tal forma que el modelo de formación de cuencas en un entorno transcurrente con rumbo general suroeste-noreste no es privativo del Terreno Mixteco (en el sentido de Sedlock *et al.* (1993) sino que también se puede invocar para explicar la formación de cuencas en la Provincia Guerrero-Morelos; provincia que puede corresponder al terreno Nahuatl o ser un terreno tectonoestratigráfico independiente con basamento precámbrico (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2008; Silva-Romo y Mendoza-Rosales, 2009). La cinemática de la Falla Papalutla fue anterior a 30.9 ± 0.3 Ma de acuerdo al reporte de Cerca *et al.* (2007) quienes fecharon una granodiorita prácticamente sin deformar emplazada en el contacto entre la Formación Morelos y el Complejo Acatlán, contacto pre-intrusión que en este trabajo se interpreta por falla lateral izquierda. Sin embargo, la región experimentó deformación por cizalla posteriormente, como se infiere de los rasgos menores de falla lateral derecha que presenta el conglomerado con clastos de la granodiorita expuesto en Chiautla, Puebla en la salida hacia Tlaica, Puebla.

Las rocas volcánicas del Oligoceno temprano en el noroeste de Oaxaca presentan rasgos estructurales con orientación general norte-sur que denotan desplazamiento lateral izquierdo que habría ocurrido en forma sincrónica o posterior a su acumulación (Martiny-

Kramer, 2008). Estos rasgos pueden corresponder con la proyección hacia el sur de la deformación observada en la Cuenca de Tehuiztingo.

Con base en los elementos considerados se propone un modelo tectónico de fallas enlazadas (Davison, 1994) que acomodó la deformación hidalgoana en la región meridional de México, y que se manifestó principalmente en la edificación de la Faja de Fallas y Cabalgaduras de Zongolica (Rodríguez-Figueroa *et al.*, 1997) y en la formación de las cuencas continentales cenozoicas en una zona de cizalla izquierda con orientación noreste-sudoeste. Las principales fallas que acomodaron el acortamiento durante la deformación laramídica son: a) La Falla Oaxaca (en su reactivación hidalgoana (laramídica) como cabalgadura (Alaniz-Alvarez *et al.*, 1996; Eguiza-Castro, 2001). b) La Falla Vistahermosa que acomoda el acortamiento en la Sierra de Juárez (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992b). c) El Frente Tectónico sepultado que involucra en el acortamiento a la sucesión del Eoceno medio (Mossman y Viniegra, 1976) d) El Sistema de Falla Papalutla el cual ha sido propuesto como un sistema de fallas de carácter lateral izquierdo (Silva-Romo, 2008b; Silva-Romo y Mendoza-Rosales, 2009). En esta interpretación para la cronología y origen de las estructuras del sur de México se considera que los rasgos estructurales que presenta la Plataforma de Guerrero-Morelos se desarrollaron simultáneamente durante una misma fase de deformación que produjo tanto los pliegues y cabalgaduras como fallas laterales con fallas normales asociadas, estas últimas definirían cuencas transcurrentes que fueron el lugar de depósito de sucesiones clásticas y lacustres y desarrollo de edificaciones volcánicas silícicas como la propias de Taxco hacia el Eoceno tardío (Alaniz-Alvarez *et al.*, 2002) Tilzapotla (Morán-Zenteno *et al.*, 2004) y tentativamente de la Sierra de Alquitrán descrita por Errasti-Orozco (2001). El desplazamiento de la falla Papalutla durante el Cenozoico generó cuencas continentales en aquellos segmentos que definen un escalón a la izquierda, y se resolvió en la cabalgadura del basamento sobre la sucesión calcárea del Cretácico en el segmento Papalutla donde su traza define un escalón a la derecha (Silva-Romo, 2008b).

Dado que la exhumación de niveles corticales medios, tales como los propios del Complejo Xolapa es un fenómeno geológico que se ha explicado en el marco de una extensión mayor al 100%, condición muy lejana a la que se reconoce en el sur de México, Se ha propuesto un mecanismo de exhumación del Complejo Xolapa por un pliegue litosférico generado durante la instauración de la nueva margen convergente conforme se desplazó el Bloque de Chortís hacia el sudeste (Morán-Zenteno *et al.*, 1996; Tolson-Jones, 1998). Este proceso que migró a lo largo de la margen continental, provocó un tectónica vertical que puede ser responsable de la reactivación del Sistema de Falla Izúcar-Tecolutla-Boqueroncito y la generación de fallas, como es el caso de la Falla Huehuetlán formada hacia el Oligoceno temprano o la reactivación de la Falla Zacapala con desplazamiento normal en la Cuenca de Tehuiztingo-Tepexi, hace ~32 Ma.

VII. CONCLUSIONES

VII.1 Estratigráficas

1. El relleno de la Cuenca Tehuitzingo-Tepexi tiene características aluvio-lacustres propias de cuencas transcurrentes, se inició con unidades conglomeráticas, brechoides y unidades lacustres: primero calcáreas y evaporíticas y finalmente clásticas con influencia volcánica.

2. El registro estratigráfico de la Cuenca Tehuitzingo-Tepexi representa un tiempo comprendido, cuando menos, entre los 36.1 y los 29.9 Ma.

3. La sucesión continental de la Cuenca Tehuitzingo-Tepexi se subdividió en diez unidades litoestratigráficas de la más antigua a la más reciente:

I) Formación Tepexi de carácter conglomerática de edad Eoceno medio? –Oligoceno temprano.

II) Formación Barranca Risco unidad de conglomerados del Eoceno tardío.

III) Formación Pie de Vaca de carácter lacustre con huellas de vertebrados consiste en calizas y yesos del Eoceno tardío.

IV) Grupo Tehuitzingo conformada por las formaciones:

IVa) Coatzingo, unidad lacustre con influencia volcánica, en la cual se obtuvieron fechas isotópicas del Eoceno tardío y del Oligoceno temprano de 36.1 ± 1.4 Ma y 29.9 ± 0.8 Ma;

IVb) Puerto El Gato, consiste en brechas volcánicas y piroclásticos del Eoceno tardío;

IVc) Ahuehuetes formada por ignimbritas, conglomerados, lodolitas tobáceas y limolitas con una edad del Eoceno tardío - Oligoceno temprano de 33.9 ± 0.9 Ma;

IVd) Huehuetlán formada por conglomerados que incluyen clásticos volcánicos procedentes de la Formación Puerto el Gato y de calizas procedentes de la Formación Pie de Vaca y

IVe) Ajamilpa conglomerados, epiclásticos y tobas con una edad Oligoceno temprano de 31.8 ± 0.9 Ma.

V) Formación Agua de Luna de carácter calcáreo con travertinos y calizas lacustres.

4. La actividad volcánica Eoceno tardío-Oligoceno temprano fue sincrónica con la acumulación de las formaciones Ahuehuetes y Formación Coatzingo expuestas en el área Huehuetlán-Tepexi y en la Cuenca Tehuitzingo.

5. En este trabajo se demuestra que la edad de la Formación Pie de Vaca es Eoceno tardío ya que subyace al Miembro Cebolleja de la Formación Ahuehuetes con una edad K-Ar de 33.9 ± 0.9 Ma. Por lo cual se descarta la asignación pleistocena para la sucesión portadora de huellas de vertebrados en la localidad Pie de Vaca (Cabral-Perdomo, 1995).



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.

6. Se reconoce una discordancia mayor en el Área Huehuetlán-Tepexi entre las formaciones oligocenas Ahuehuetes y Ajamilpa como una manifestación de la reactivación de las estructuras que definieron la Cuenca Tehuiztingo-Tepexi.

VII.2 Tectónicas

1. La Cuenca Tehuiztingo-Tepexi se formó por la coalescencia de los depocentros definidos por la cinemática de lateral de dos sistemas de falla laterales que coexistieron en un tiempo comprendido cuando menos entre los ~43 y los ~30 Ma, el más antiguo de rumbo general norte-sur y el otro de rumbo noreste-sudoeste.

2. El basamento estuvo involucrado en la dislocación lateral que generó la Cuenca Tehuiztingo-Tepexi.

3. El sistema de falla Izúcar-Tecolutla-Boqueroncito es una estructura sinsedimentaria que acomodó desplazamiento lateral izquierdo en dirección general norte-sur y propició la formación de las cuencas Tehuiztingo y Tepenene durante el Eoceno medio-Oligoceno, en las cuales se acumuló la sucesión de brechas y lodolitas lacustres que conforman a la Formación Tepexi y a la Formación Coatzingo. La cuenca romboide Tehuiztingo se desarrolló a partir de una flexión relajante izquierda del sistema de falla.

4. El desplazamiento lateral izquierdo de las fallas Patlanoaya, Zacapala y El Gavilán con rumbo general noreste-sudoeste, junto con el desplazamiento normal de la Falla Tepexi, definieron dos depocentros durante el Eoceno medio-Eoceno tardío, un depocentro en el sector oriental del Bloque Coatzingo y otro hacia el sudeste del Bloque Ixcaquixtla, áreas en las cuales se acumuló la sucesión de las formaciones Tepexi y Formación Coatzingo.

5. La Formación Pie de Vaca se acumuló en una etapa de relativa inactividad de los sistemas de fallas laterales.

6. La Falla Huehuetlán acomodó desplazamiento extensional en dirección general noroeste-sudeste en forma sincrónica a la acumulación de las brechas y fanglomerados de la Formación Huehuetlán en el Oligoceno temprano y marca la declinación de la cinemática lateral de las fallas con rumbo noreste-sudoeste y la reactivación de ese conjunto de estructuras como fallas normales.

7. La acumulación de la Formación Tepexi en el Bloque Ixcaquixtla se estableció primero en el extremo suroeste y más tardíamente hacia el sector noreste, donde el espesor es reducido, esto sugiere que inicialmente el borde noroeste del bloque estuvo sujeto a erosión.

8. En el área estudiada se reconocieron tres fases tectónicas principales, dos de carácter transcurrente izquierdo que ocurrieron entre el Eoceno medio y el Oligoceno temprano: a) La primera a lo largo de una zona de deformación con rumbo general norte sur cuyo origen se ignora; b) La segunda conforme a una zona de deformación transcurrente la

cual se propone asociada al acortamiento hidalgoano (Iaramide). La tercera fase se refiere a la reactivación de la trama estructural que se puede asociar al proceso de truncamiento del Sur de México y a la exhumación del Complejo Xolapa.

9. Se propone que el límite entre los terrenos Mixteco y Nahuatl corresponde con una zona de cizalla lateral izquierda de orientación noreste-sudoeste, la Cuenca Tehuitzingo-Tepexi se encuentra dentro de esta zona de deformación transcurrente que afectó tanto al borde noroeste del Terreno Mixteco, como al sector oriental de la Plataforma Guerrero-Morelos. La formación de la Cuenca Tehuitzingo-Tepexi ocurrió en el marco de la deformación hidalgoana (Iaramide) y estuvo asociada a un sistema de fallas enlazadas que acomodó el acortamiento en el sur de México. Las estructuras mayores que participaron en el acortamiento fueron las fallas Oaxaca y Vista Hermosa, junto con otras cabalgaduras de la Faja de Pliegues y Cabalgaduras de Zongolica y del Frente Tectónico sepultado. Durante la fase de acortamiento, la Falla de Papalutla se comportó como una falla lateral izquierda que involucró al basamento, y dado su arreglo escalonado, produjo cuencas transcurrentes en aquellos sectores con escalonamiento a la izquierda, en tanto que donde el escalonamiento fue a la derecha, generó fallas inversas como es el caso de la flexura compresional en la localidad de Papalutla, Guerrero y al noroeste de Teopantlán, Puebla.

VII.3 Evolución de la Cuenca Tehuitzingo-Tepexi

Con la información disponible se bosqueja un área continental durante el Cretácico tardío en la región donde se desarrollaría la Cuenca Tehuitzingo-Tepexi, dicha área continental estuvo caracterizada por afloramientos paleozoicos, tanto del Complejo Acatlán como de las sucesiones sedimentarias de Patlanoaya y de Olinalá. Hacia el Campaniano, esta franja continental de orientación general noreste-sudoeste estaría limitada hacia el noroeste por el sistema de falla Papalutla, y habría individualizado a la Plataforma Guerrero-Morelos al noroeste y a la Cuenca de Tlaxiaco localizada al sudeste, (Hernández-Romano, 1999), condición continental que prevaleció durante el Cenozoico. La Cuenca Tehuitzingo-Tepexi inició su historia sedimentaria en un tiempo anterior a los 36 Ma que es la edad más vieja en el relleno de la cuenca. El espacio depositacional de la cuenca fue definido por la dislocación que provocaron en la región dos sistemas de fallas laterales izquierdas cuyos desplazamientos ocurrieron a partir del Eoceno medio?. Un sistema de rumbo general norte-sur que formó una cuenca romboide en una flexión relajante izquierda en el Área Tehuitzingo. El otro sistema de fallas laterales con un rumbo general suroeste-noreste junto con la falla normal Tepexi, generaron cuencas transcurrentes coalescentes en el Área Huehuetlán-Tepexi. Las cuencas transcurrentes reconocidas en estas áreas se integraron en la Cuenca Tehuitzingo-Tepexi, embalse lacustre que se estableció brevemente hacia el límite Eoceno-Oligoceno y se desintegró hacia el Oligoceno temprano. Se bosqueja la evolución tectonosedimentaria de la Cuenca Tehuitzingo-Tepexi en seis etapas de acuerdo al control temporal que se obtuvo en la investigación, durante un lapso aproximado de 6. 2 Ma, que inicia con certeza hace 36.1 ± 1.4 Ma en el Eoceno Tardío y culmina en el Oligoceno temprano, sin embargo se considera que el inicio de la acumulación cenozoica se remonta al Eoceno Medio.

Eoceno medio?-tardío (Antes de los 36. 1)

En un tiempo anterior a los 36. 1 Ma, probablemente hace 43 Ma, ocurrió una fase de deformación transcurrente que reactivó discontinuidades preexistentes en el basamento. El desplazamiento lateral izquierdo del Sistema de Falla Izucar-Tecolutla-Boqueroncito de rumbo general norte-sur y que define una flexión izquierda, generó la cuenca romboide Tehuitzingo cuyos hombros están conformados por el Complejo Acatlán. En esta cuenca – en ese tiempo independiente del Área Huehuetlán-Tepexi- se acumularon depósitos de brechas, fanglomerados (Formación Tepexi) y depósitos lacustres, en ocasiones con depósitos evaporíticos y algunos flujos turbidíticos (Formación Coatzingo) se infiere que en la cuenca romboide ocurrió una acumulación continua hasta el Oligoceno temprano. Por otro lado, el desplazamiento lateral izquierdo de las fallas Patlanoaya, Zacapala y El Gavilán con rumbo noreste-sudoeste, junto con el desplazamiento normal de la Falla Tepexi definieron dos cuencas en cuyos depocentros se acumuló la sucesión conglomerática y brechoide de la Formación Tepexi, un depocentro se definió en el sector oriental del Bloque Coatzingo y otro hacia el sudeste del Bloque Ixcaquixtla.

En el bloque Coatzingo la acumulación de la Formación Tepexi se instauró tempranamente en forma de abanicos aluviales; en tanto que en el bloque Ixcaquixtla la acumulación de la Formación Tepexi se estableció primero en el extremo suroeste y más tardíamente hacia el sector noreste, donde el espesor es reducido, esto sugiere que inicialmente el borde noroeste del Bloque Ixcaquixtla estuvo sujeto a erosión. Así la Formación Tepexi se habría acumulado tardíamente en el borde noreste del Bloque Ixcaquixtla, probablemente hasta que se haya colmatado el depocentro establecido en el bloque Coatzingo. En el sector oriental del Bloque Ixcaquixtla cerca de Tepexi ocurrió un cambio en la procedencia, de tal forma se acumuló la Formación Barranca Risco discordantemente, sobre la Formación Tepexi, como una coalescencia de abanicos aluviales con procedencia desde las sierras calcáreas del noreste.

Eoceno tardío (A partir de 36. 1 Ma)

Hace 36.1 ± 1.4 Ma inicio la actividad volcánica silícica en la Cuenca Tehuiztingo-tepexi con la edificación de una estructura volcánica cuyos productos conforman a la Formación Puerto El Gato, la cual se observa interdigitada con la Formación Coatzingo. Durante el Eoceno tardío en el lapso posterior a los 36. 1 y antes de los 33. 9 Ma el entorno tectónico se mantuvo con actividad lateral de los dos sistemas de fallas laterales; las fallas de rumbo sudoeste-noreste también habrían experimentado desplazamiento lateral izquierdo como se observa en las estructuras menores que presenta el cuerpo subvolcánico de Tepene en su contacto con los conglomerados de la Formación Tepexi.

Eoceno tardío (Poco antes de los 33. 9 Ma)

Hacia el fin del Eoceno tardío, se acumuló la Formación Pie de Vaca en un embalse lacustre con poco tirante de agua en el marco de la declinación de la deformación transcurrente. El embalse se extendió sobre los bloques Coatzingo e Ixcaquixtla. Los afloramientos actuales de la Formación Pie de Vaca permiten bosquejar un embalse lacustre en el área comprendida entre Tepexi de Rodríguez, el Río Atoyac y Molocayán, en el sector central de la cuenca ocurrían acumulaciones evaporíticas. El embalse lacustre constituía un refugio para aves zancudas y abrevadero para distintos vertebrados que imprimieron sus huellas en los lodos calcáreos, tanto en las cercanías de Tepexi de Rodríguez como en Huehuetlán. Durante la acumulación de la Formación Pie de Vaca ocurrió deformación extensional en dirección noreste-sudoeste.

Límite Eoceno-Oligoceno temprano (Antes de los 31. 8 Ma)

Hacia el límite Eoceno-Oligoceno, fueron emitidos los flujos ignimbríticos del Miembro Cebolleja de la Formación Ahuehuetes; en tanto que, hacia el sector oriental de la cuenca se depositaron los productos cineríticos como tobas, areniscas tobáceas turbidíticas y limolitas tobáceas portadoras de flora fósil propios de la Formación Ahuehuetes. La sedimentación durante esta etapa fue de carácter cíclico, bajo condiciones de corto tirante de agua, con intercalaciones clásticas, volcánicas y calcáreas con desarrollos de pedernales lacustres, estas condiciones sedimentológicas prevalecieron en todo el bloque Ixcaquixtla y en el Área de Tehuiztingo.

Hacia la parte final de este lapso, la Falla Zacapala experimentó desplazamiento lateral izquierdo, manifiesto en la deformación que exhiben las formaciones Pie de Vaca y Ahuehuetes. En tanto que el Sistema Izucar – Tecolutla – Boqueroncito con cinemática lateral izquierda deformó los estratos de la Formación Coatzingo según los anticlinales Cerro Largo y El Tabernal. Se formó la Falla normal Colucan que dislocó a la Formación Puerto el Gato al sudoeste de El Tepenene. En tanto que, la Falla Huehuetlán restringió la extensión septentrional de la Cuenca Tehuizingo-Tepexi y condicionó la acumulación de los abanicos aluviales de la Formación Huehuetlán a partir de la erosión de la Formación Pie de Vaca, del basamento y de su cobertura. En tanto que la erosión en el Bloque Ixcaquixtla fue favorecido por la reactivación de la Falla Zacapala como falla normal con bloque caído hacia el norte. Erosión que se reconoce en la discordancia entre las formaciones Ahuehuetes y Ajamilpa en las cercanías de Tepexi, discordancia desarrollada entre el límite Eoceno-Oligoceno y hace 31. 8 Ma, tiempo en que se acumuló la Formación Ajamilpa.

Oligoceno temprano (Entre 31. 8 y 29. 9 Ma)

La Formación Ajamilpa se acumuló en el sector noreste del bloque Coatzingo conforme ocurría la reactivación de la Falla Zacapala con dislocación normal con bloque caído al noroeste, una vez que cesó la actividad de la Falla Zacapala, la sucesión colmató el bloque techo y se acumuló sobre la superficie erosionada del Bloque Ixcaquixtla para entonces casi desprovisto de la sucesión cenozoica, La acumulación de la Formación Ajamilpa sugiere que el depocentro se encontraba al pie de la Falla Tepexi, la cual se habría reactivado con desplazamiento normal. La erosión de la sucesión lacustre del Bloque Ixcaquixtla, separó otra vez las áreas Tehuizingo y Huehuetlán-Tepexi. La sedimentación continuó en el Área Tehuizingo hasta hace 29. 9 Ma, cuando ocurrió la actividad volcánica de la Ignimbrita Atopolitlán intercalada en la sucesión de la Formación Coatzingo, posteriormente la cuenca fue colmatada por depósitos conglomeráticos.

Mioceno-Plioceno?

Después de que cesó la tectónica transcurrente hace ~30. 9 Ma, el área experimentó un levantamiento probablemente como respuesta al truncamiento del sur de México entre el Oligoceno y el Mioceno. Este levantamiento propició la erosión del área Tehuizingo y la definición de un drenaje que fluía hacia el Pacífico; mientras que la región al noreste de la Sierra El Tenzo sería drenada por el ancestral Río Atoyac, muy probablemente a la vertiente del Golfo de México. Las manifestaciones del volcanismo andesítico-basáltico Mioceno-Plioceno de la Faja volcánica transmexicana obstruyeron el flujo del ancestral Río Atoyac y formaron un cuerpo lacustre entre Santa Isabel Tlanepantla y Molcaxac. El volcanismo estuvo acompañado por la reactivación de las fallas Tepexi y Huehuetlán con desplazamiento normal, lo cual propició que este nuevo embalse lacustre se extendiera en el área Huehuetlán-Tepexi, con sedimentación calcárea de travertinos y algunas calizas lacustres de la Formación Agua de Luna. Dado que el relieve regional se caracteriza por cañadas profundas que cortan a las sucesiones lacustres de la Cuenca Tehuizingo-Tepexi, se infiere que ocurrió un levantamiento hacia el Mioceno tardío-Plioceno; este levantamiento regional

favoreció una etapa vigorosa de erosión que desarrolló un sistema fluvial que integró al ancestral Río Atoyac a la vertiente del Pacífico.

Gilberto Silva Romo

BIBLIOGRAFÍA

- Aguilera, J.G., 1906. *Excursión de Tehuacán a Zapotitlán y San Juan Raya*: Congreso Geológico Internacional 10ª Sesión. Guía de la Excursión 7.
- Alaniz-Alvarez, S.A., y 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., y Gómez-Caballero, A., First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference, Guidebook of field trip B, Terrane Geology of southern Mexico: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, p. 75 - 81.
- Alaniz-Alvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., y Ortega-Gutiérrez, F. 1994. *Structural evolution of the Sierra de Juárez mylonitic complex, State of Oaxaca, Mexico*: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, **11**: 147-146.
- Alaniz-Alvarez, S.A., van der Heyden, P., Nieto-Samaniego, A.F., y Ortega-Gutiérrez, F. 1996. *Radiometric and kinematic evidence for middle Jurassic strike-slip faulting in southern Mexico related to the opening of the Gulf of Mexico*: Geology, **24**: 443-446.
- Alaniz-Alvarez, S.A., y 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, **14**: 26-37.
- Alaniz-Alvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Morán-Zenteno, D.J., y Alba-Aldave, L. 2002. *Rhyolitic volcanism in extension zone associated with strike-slip tectonics in the Taxco region, Southern Mexico*: Journal of volcanology and geothermal research, **118**: 1-14.
- Alaniz-Alvarez, S.A., y Nieto-Samaniego, A.F. 2005. *El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana: Volumen conmemorativo del centenario. No. 1. Grandes fronteras tectónicas de México. 57*: 65-82.
- Alencaster, G., y Buitrón B.E. 1965. *Estratigrafía y Paleontología del Jurásico Superior de la parte centromeridional del Estado de Puebla, Parte II. Fauna del Jurásico Superior de la región de Petlalcingo, Estado de Puebla*: Paleontología Mexicana **21**, 1-53.
- Alzaga-Ruíz, H., Santamaría-Orozco, D. 1987. *Estudio estratigráfico-sedimentológico de rocas del Cretácico en el prospecto Azumbilla, Puebla*: Instituto Mexicano del Petróleo, Sbdirección de Tecnología de Exploración, Proyecto C-3026, 180 p.
- Alencaster, G., 1980. *Moluscos del Maastrichtiano de Texmalac, Guerrero*: Sociedad Geológica Mexicana, Libro guía de la excursión geológica a la Cuenca del Alto Río Balsas, 39-42.
- Allen, Ph.A., y Allen, J.R. 1990. *Basins associated with strike-slip deformation*: In *Basin Analysis. Principles & Applications*. Blackwell Scientific Publications. Oxford London.
- Andreani, L. 2008. *Contraintes structurales et cinématiques sur une frontière de plaque récente: La limite nord du Bloc Sud Mexicain*. Université Paul Cézanne Spécialité: Géosciences et Environnement, Tesis de Doctorado, inédita.
- Angelier, J. 1994. *Fault slip analysis and palaeostress reconstruction*: In Hancock L.P. 1994. *Continental Deformation*. Pergamon Press Ltd. Oxford, New York, Korea, Tokyo.
- Ángeles-Moreno, E. 2006. *Petrografía, geología estructural y geocronología del borde noroccidental del terreno Cuicateco, sierra Mazateca, estado de Oaxaca*: Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra. Tesis de Maestría, 194 p. inédita.
- Applegate. S.P. 1992. *A new genus and species of pycnodont from the Cretaceous (Albian) of central Mexico, Tepexi de Rodríguez, Puebla*: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, **10**: 164-178.



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

- Applegate, S.P., y Espinosa-Arrubarena, L. 1984. *Las calizas litográficas de la Cantera Tlayúa en Tepexi de Rodríguez, Puebla, México*: México, D.F. Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, **7**, Libroto-guía de la excursión, 83 p.
- Avé-Lallemant y Gordon, M.B. 1999. *Deformation History of Roatán Island: Implications for the Origin of the Tela Basin (Honduras)*: Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World, 4 Mann P. (Ed.)(Series Editor: K.J. Hsü), p 197-218.
- Aydin, A., y Nur, A. 1982. *Evolution of Pull-apart basins and their independence*: Tectonics, **1**: 91-105.
- Aydin, A., y Nur, A. 1985. *The types and roles of stopovers in strike-slip tectonics*: In Biddle, K.T., y Christie-Blick, N. (Eds.), *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication, **37**: 35-44.
- Barboza-Gudiño, J.R. y Schwab, K. 1996. *Contribución a la geología de la Sierra de Juárez en el sur de México. [Contribution to the geology of the Sierra Juárez, southern Mexico]*: Zbl Geol. Paläont. Teil I, 1994 Stuttgart. **7/8**: 991-1005.
- Barceló-Duarte, J. 1978. *Estratigrafía y petrografía detallada del área de Tehuacán -San Juan Raya, Estado de Puebla*: Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México. Tesis Profesional 143 p., inédita.
- Bartlett, W.L., Friedman, M., y Logan, J.M. 1981. *Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure. Part IX. Wrench faults in limestone layers*: Tectonophysics, **79**: 255-277.
- Beard, L.S. 1996. *Paleogeography of the Horse Spring Formation in relation to the Lake Mead fault system, Virgin Mountains, Nevada and Arizona*: In Beratan, K.K., (Ed.) *Reconstructing the History of Basin and Range Extension Using Sedimentology and Stratigraphy*: Geological Society of America Special Paper **303**: 27-60.
- Benammi, M., Urrutia-Fucugauchi, J., y Alva-Valdivia, L.M. 2003. *Magnetostratigraphic Study of the Continental Lower Miocene Suchilquitongo Formation, Southern Mexico*: The Journal of Geology, **111**: 605-613 (doi: 10. 1086/376769).
- Beraldi-Campesi, H.B. 2003. *Estratigrafía, Sedimentología y Paleontología de una porción de la Formación Pie de Vaca, Tepexi de Rodríguez, Puebla*: Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias Biológicas, Instituto de Geología, Tesis de Maestría, 53 p., inédita.
- Beraldi-Campesi, H., Cevallos-Ferriz, S.R.S., Centeno-García, E., Arenas-Abad, C., y Pedro-Fernández, L. 2006. *Sedimentology and Paleogeology of an Eocene-Oligocene alluvial-lacustrine arid system, Southern Mexico*: Sedimentary Geology **191**: 227-254.
- Bertoluzza, L., y Perotti, C.R. 1997. *A finite-element model of the stress field in strike-slip basins: Implications for the Permian tectonics of the Southern Alps (Italy)*: Tectonophysics **280**: 185-197.
- Cabral-Perdomo, M.A. 1995. *Los icnofósiles de vertebrados terrestres de Terciario tardío del área de Tepexi de Rodríguez, Estado de Puebla*: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, tesis de licenciatura, 107 p.
- Calderón-García, A. 1956. *Bosquejo geológico de la región de San Juan Raya, Puebla*: Congreso Geológico Internacional, XX Sesión, México, Libroto-guía de la excursión **A-11**: 9-27.
- Campa, M.F., y Coney, P.J. 1983. *Tectonostratigraphic Terranes and Mineral Resource Distributions in Mexico*: Canadian Journal Earth Science, **20**: 1040-1051.
- Campa-Uranga, M.F., García Díaz, J.L., Bustamante García, J., Torreblanca-Castro, T.J., Aguilera-Martínez, M.A., y Vergara-Martínez, A. 1998. *Carta Geológico-Minera Chilpancingo E-15-8, Guerrero, Puebla y Oaxaca*: Secretaría de Comercio y Fomento Industrial.
- Campos-Enriquez, J.O., y Garduño-Monroy, V.H. 1987. *The shallow structure of Los Humeros and Las Derrumbadas geothermal fields, Mexico*: Geothermics, **16**: 539-554.

- Carfantán, J.Ch. 1981 (1984). *Evolución estructural del sureste de México; paleogeografía e historia tectónica de las zonas internas mesozoicas*: Revista Instituto de Geología. Universidad Nacional Autónoma de México, **5**: 207-216.
- Carrillo-Bravo, J. 1961. *Geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina al noroeste de Ciudad Victoria, Tamaulipas*: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, **13**: 1-98.
- Carrillo-Bravo, J. 1965. *Estudio de una parte del Anticlinorio de Huayacocotla*. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, **17**: 73-96.
- Carroll, A.R., y Bohacs, K.M. 1999. *Stratigraphic classification of ancient lakes: Balancing tectonic and climatic controls*. *Geology*, **27**: 99-102.
- Case, J.E., Holcombe, T.L., y Martin, R.G. 1984. *Map of geologic provinces in the Caribbean region*: In Bonni, W.E., Hargraves, R.B., y Shagam, R. (Eds.), *The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics*. Geological Society of America Memoir **162**: 1-30.
- Centeno-García, E., 1988. *Evolución estructural de la Falla de Oaxaca durante el Cenozoico*: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias. Tesis de Maestría, 156 p. inédita.
- Centeno-García, E., y Keppie, J.D. 1999. *Latest Paleozoic early structures in in Central Oaxaca Terrane of southern Mexico: Deformation near a triple junction*. *Tectonophysics*, **301**: 231-242.
- Centeno-García, E., Guerrero-Suategui, M., Talavera-Mendoza, O. 2008. *The Guerrero Terrane Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone*: Society of America Special Paper **436**: 279-302.
- Centeno-García, E., Mendoza-Rosales, C.C., y Silva-Romo, G. 2009. *Sedimentología de la Formación Matzitzí (Paleozoico Superior) y significado de sus componentes volcánicos, región de Los Reyes Metzontla-San Luis Atlotitlán, Estado de Puebla*: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, **26**: 18-36.
- Cerca-Martínez, L.M. 2004. *Deformación y Magmatismo Cretácico Tardío-Terciario Temprano en la zona de la Plataforma Guerrero Morelos*: Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra. Tesis de Doctorado, 175 p. inédita.
- Cerca, M., Ferrari, L., Bonini, M., Corti, G., y Manetti, P. 2004. *The role of crustal heterogeneity in controlling vertical coupling during Laramide shortening and the development of the Caribbean-North America transform boundary in Southern Mexico: insights from analogue models*: In Grocott, J., Tikoff, B., McCaffrey, K.J.W., y Taylor, G. (Eds.) *Vertical Coupling and Decoupling in the Lithosphere*. Geological Society, London Special Publications, **227**: 117-140.
- Cerca, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Martiny, B., e Iriondo, A. 2007. *Late Cretaceous shortening and early Tertiary shearing in the central Sierra Madre del Sur, southern Mexico: Insights into the evolution of the Caribbean-North American plate interaction*: *Tectonics* **26**, TC3007.
- De Cserna, Z., Ortega-Gutiérrez, F., y Palacios-Nieto, M. 1980. *Reconocimiento geológico de la parte central de la Cuenca del Alto Río Balsas, estados de Guerrero y Puebla*: Sociedad Geológica Mexicana, Libro-guía de la excursión geológica a la parte central de la Cuenca del Alto Río Balsas, estados de Guerrero y Puebla, 1-33.
- Christie-Blick, N., y Biddle, K.T. 1985. *Deformation and Basin Formation along strike-slip fault*:. In Biddle, K., T. y Christie-Blick, N., (Eds.), *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication, **37**: 1-34.
- Crowell, J.C. 1974. *Origins of Late Cenozoic Basins in Southern California*: In Dickinson, W.R. (Ed.), *Tectonics and Sedimentation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, **22**: 190-204.

- Corona-Chávez, P., Poli, S., y Bigioggero, B. 2006. *Syn-deformational migmatites and magmatic-arc metamorphism in the Xolapa Complex, southern Mexico*: Journal of Metamorphic Geology, **24**, 169-191.
- Dávalos-Álvarez, O.G., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Alvarez, S.A., Hernández, E., y Santa María-Díaz, A. 2005. *Relación de la estratigrafía cenozoica del Valle de Tehuacán y la Falla Oaxaca*: Geos, **25**: p 104.
- Dávalos-Álvarez, O.G., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Alvarez, S.A., Martínez-Hernández, E., y Ramírez-Arriaga, E. 2007. *Estratigrafía cenozoica de la región de Tehuacán y su relación con el sector norte de la falla de Oaxaca*: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, **24**, 197-215.
- Davison, I. 1994. *Linked fault systems; extensional, strike-slip and contractional*. In Hancock L.P. 1994. *Continental Deformation*. Pergamon Press Ltd. Oxford, New York, Korea, Tokyo.
- Delgado-Argote, L. y Carballido-Sánchez, E. 1990. *Análisis tectónico del sistema traspresivo y neogénico entre Macuspana, Tabasco y Puerto Ángel, Oaxaca*: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista **9**: 21-32.
- Demant, A. 1978. *Características del Eje Neovolcánico transmexicano y sus problemas de interpretación*: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, **2**: 172-187.
- Dickinson, W.R., y Lawton, T.F. 2001. *Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico*: Geological Society of America Bulletin, **113**: 1142-1160.
- Doblas, M. 1998. *Slickenside kinematic indicators*: Tectonophysics, **295**: 187-197.
- Ducea, M., Shoemaker, S., Gehrels, G., y Ruiz, J. 2004. *Geologic evolution of the Xolapa complex, southern Mexico; evidence from U-Pb zircon geochronology*: Geological Society of America Bulletin, **116**: 1016-1025.
- Eguiza-Castro, M.H. 2001. *Geometría y cinemática del arco estructural Tecamachalco-Tehuacán-Calipam*: Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Unidad Ticumán, Tesis Profesional. 84 p. inédita.
- Elías-Herrera, M., y 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, **21**: 4-1 – 4-17.
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Sánchez-Zavala, J.L., Macías-Romo, C., Ortega-Rivera, A., e Iriondo, A. 2005. *La falla de Caltepec: raíces expuestas de una frontera tectónica de larga vida entre dos terrenos continentales del sur de México*: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen Conmemorativo del Centenario Grandes Fronteras Tectónicas de México. **57**: 83-110.
- Errasti-Orozco, M.M. 2001. *Geología de la Sierra de Alquitrán, Estado de Guerrero*: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, México, Tesis Profesional. 80 p. inédita.
- España-Pinto, A. 2001. *Estratigrafía y geología de la cuenca de Tehuiztzingo, Puebla*: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, México, Tesis Profesional. 69 p. inédita.
- Ferrari, L. 2004. *Slab detachment control on mafic volcanic pulse and mantle heterogeneity in central Mexico*: Geology, **32**: 77-80.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., y Carrasco-Núñez, G. 1999. *Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt*: Geology, **27**: 303-306.
- Ferreira-Hernández, N.H., e Islas-Blanco, M. 2009. *Análisis cinemático de la Falla Pozo Hondo en la Región Mixteca, estados de Oaxaca y Puebla*: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, México, Tesis Profesional. 65 p. inédita.

- Ferrusquía-Villafranca, I. 1970. *Geología del área Tamazulapan-Teposcolula-Yanhuitlán, Mixteca Alta, estado de Oaxaca*: Libro Guía de la excursión México-Oaxaca de la Sociedad Geológica Mexicana, 97-119.
- Ferrusquía-Villafranca, I. 1976. *Estudios geológicos-paleontológicos en la Región Mixteca, Parte I: Geología del área Tamazulapan-Teposcolula-Yanhuitlán, Mixteca Alta, estado de Oaxaca, México*: Boletín del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, **97**, 160 p.
- Finch, R., y Ritchie, A.W. 1991. *The Guayape fault system, Honduras, Central America*: Journal of South American Sciences, **4**: 43-60.
- Fillmore, P.R. y Walker, J.D. 1996. *Lower Miocene Pickhandle Basin, central Mojave Desert*: In Beratan, K.K., (Ed.), *Reconstructing the History of Basin and Range Extension using Sedimentology and Stratigraphy*: Geological Society of America. Special Paper **303**: 107-126.
- Fries, C. 1960. *Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México*: Boletín del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, **60**: 236 p.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., y Garduño, V.H. 2000. *Miocene to Recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano region, Central Mexico*: Tectonophysics, **318**: 281-302.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., y Ferrari, L. 2005. *Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana*: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, **57**: 227-284.
- Gordon, M.B., y Muehlberger, W. 1994. *Rotation of the Chortís block causes dextral slip on the Guayape fault*: Tectonics, **13**: 858-872.
- Grajales-Nishimura, J.M.; Centeno-García, E., Keppie, J.D., y Dostal, J. 1999. *Geochemistry of Paleozoic basalts from the Juchatengo complex of southern Mexico: tectonic implications*: Journal of South American Earth Sciences, **12**: 537-544.
- Harding, T.P., Vierbuchen, R.C., y Christie-Blick, N. 1985. *Structural styles, plate-tectonic settings, and hydrocarbon traps of divergent (Transtensional) Wrench faults*: In Biddle, K.T., y Christie-Blick, N., (Eds.), *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation*: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication, **37**: 51-77.
- Hasenaka, T., y Carmichael, I.S.E. 1985. *The Zinder cones of Michoacán-Guanajuato Central México: Their age, volume and distribution, and magma discharge rate*: Journal of volcanology and geothermal research, **25**: 105-24.
- Henry, Ch.D., y Aranda-Gómez, J.J. 1992. *The real southern Basin and Ranges: Mid to late Cenozoic extension in Mexico*: Geology, **20**: 701-704.
- Hernández-Bernal, M.S, Morán Zenteno, D.J. 1996. *Origin of the Río Verde Batholith, southern Mexico, as inferred from its geochemical characteristics*: International Geology Review, **38**: 361-373.
- Hernández-Romano, U. 1995. *Evolución sedimentológica de la secuencia cretácica en el área Huitziltepec*: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería. Tesis Profesional, 147 p. inédita.
- Hernández-Romano, U. 1999. *Facies, stratigraphy, and diagenesis of the Cenomanian-Turonian of the Guerrero-Morelos Platform, southern Mexico*: Postgraduate Research Institute for Sedimentology University of Reading. Tesis de Doctorado (Inédita). 322 p.
- Herrmann, U. R., Nelson, B.K., y Ratschbacher, L. 1994. *The origin of a terrane: U/Pb zircon geochronology and tectonic evolution of the Xolapa complex (southern Mexico)*: Tectonics, **13**: 455-474.
- Heward, A.P., y Reading, H.G. 1980. *Deposits associated with a Hercynian to late Hercynian continental strike-slip system, Cantabrian Mountains, Northern Spain*: International Association of Sedimentology, Special Publication **4**: 105-125.

- Horne, G., y Pushkar, P. 1976. *Pre-Cretaceous rocks of northwestern Honduras: basement terrane in Sierra de Omoa*: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, **60**: 566-583.
- Howard, K.A., y John, B.E. 1997. *Faulting-related folding during extension: Plunging basement-cored folds in the Basin and Range*: Geology, **25**: 223-226.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática) Dirección General de Geografía. 1984. *Carta Geológica 1:250 000 Cuernavaca E-14-5*.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática) Dirección General de Geografía. 1994. *Carta Geológica 1:250 000 Orizaba E-14-6*.
- Jansma, P.E., y Lang, H.R. 1997. *The Arcelia graben: New evidence for Oligocene Basin and Range extension in southern Mexico*: Geology, **25**: 455-458.
- Jennette, D., Wawrzyniec, T., Fouad, K., Dunlap, D.B., Meneses-Rocha, J., Grimaldo, F., Muñoz, R., Barrera, D., Williams-Rojas, C.T., y Escamilla-Herrera, A. 2003. *Traps and turbidite reservoir characteristics from complex and evolving tectonic setting, Veracruz Basin, southeastern Mexico*: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, **87**: 1599-1622.
- Johnson, C.A., y Barros J.A. 1993. *Tertiary tectonics and margin truncation in Southern Mexico*: GCSSEPM Foundation 13th Annual Research Conference Proceedings, julio 1, 1993, p 181-1991.
- Keppie, J.D. 2004. *Terranes of Mexico revisited: a 1.3 billion year odyssey*: International Geology Review, **46**: 765-794, doi: 10.2747/0020-6814.46.9.765.
- Keppie, J.D., y Morán-Zenteno, D. 2003. *Alternative Cenozoic reconstructins for the Chortis Block relative to Southern Mexico*: 2003 Abstracts with programs, Cordilleran section. Geological Society of America, **35,4**: 78.
- Keppie, J.D., y Morán-Zenteno, D. 2005. *Tectonic Implications of Alternative Cenozoic Reconstructins for Southern Mexico and the Chortis Block*. International Geology Review, **47**: 473-491.
- Keppie, J.D., Moran-Zenteno, D.J., Martiny, B.M., Gonzalez-Torres, E. 2007. *Estimates of Cenozoic Forearc Subduction off Southwestern Mexico: Constraints on EoceneMiocene Reconstructions*. AGU Abstract U53A-02.
- Lang, H.R., y Frerichs, W.E. 1998. *New planktic foraminiferal data documenting Conician age for Laramide Orogeny onset and paleoceanography in southern Mexico*: Journal of Geology, **106**: 635-640.
- Levresse, G., Tritlla, J., Deloule, E., y Pinto-Linares, P. 2007. *Is There a Grenvillian basement in the Guerrero-Morelos Platform of Mexico*: Geologica Acta 5: 167-175.
- Link, M.H., y Osborne, R.H. 1978. *Lacustrine facies in the Pliocene Ridge Basin Group: Ridge Basin, California*: In Matter A. y Tucker, M. E. (Eds.), *Modern and Ancient Lake Sediments*. International Association of Sedimentology, Special Publication 2: 169-187.
- Luévano-Orta, A. 1988. *Geología del área Villa Silacayoapan-San Jorge Nuchita, Edo de Oaxaca*: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Mexico Tesis Profesional. 166 p. inédita.
- McKenzie, D.P. 1978. *Some remarks on the development of sedimentary basins*: Earth Planetary Science Letters **40**: 25-32.
- Magallón-Puebla, S., y Cevallos-Ferriz, S.R.S. 1994a. *Fossil legume fruits from tertiary strata of Puebla, Mexico*: Canadian Journal of Botanic, **72**: 1027-1035.
- Magallón-Puebla, S., y Cevallos-Ferriz, S.R.S. 1994b. *Latest occurrence of the extinct genus Cedrelospermum (Ulmaceae) in North America: Cedrelospermum manchesteri from Mexico*. Review of Palaeobotany and Palynology, **81**: 115-128.
- Magallón-Puebla, S., y Cevallos-Ferriz, S.R.S. 1994c. *Eucommia constans n. sp. Fruits from upper Cenozoic strata of Puebla, Mexico: Morphological and anatomical comparison with Eucommia Ulmoides Oliver*: International Journal of Plantary Science, **155**: 80-95.

- Mann, P. 1997. *Model for the formation of large, transtensional basins in zones of tectonic escape*: *Geology*, **25**: 233-236.
- Mann, P. 1999. *Caribbean Sedimentary Basins: Classification and Tectonic Setting from Jurassic to Present*: In Mann, P. (Ed.) (Series Editor: K. J. Hsü.), *Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World*, **4**: 3-31.
- Mann, P., Hempton, M.R., Bradley, D.C., y Burke, K. 1983. *Development of pull-apart basins*: *Journal of Geology*, **91**: 529-554.
- Manton, W. 1996. (abs) *The Grenville of Honduras*: Geological Society of America, Annual Meeting Abstracts with Program, p. A-493.
- Manton, W. 1987. *Tectonic interpretation of the morphology of Honduras*: *Tectonics*, **6**: 633-651.
- Manton, W., y Manton, R. 1999. *The southern flank of the Tela basin, Republic of Honduras*: In Mann, P. (Ed.) (Series Editor: K. J. Hsü.), *Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World*, **4**: 219-236.
- Martin del Pozo, A.L. 1982. *Monogenetic vulcanism in the Sierra Chichinautzin, México*: *Bulletin of Volcanology*, **45**: 9-29.
- Martínez-Hernández, E. y Ramírez-Arriaga, E. 1996. *Paleocorología de angiospermas de la flora mexicana durante el Mesozoico y Terciario. Algunas evidencias palinológicas*: *Boletín de la Sociedad Botánica de México*, **58**: 87-97.
- Martínez-Hernández, E. y Ramírez-Arriaga, E. 1999. *Palinoestratigrafía de la región de Tepexi de Rodríguez, Puebla, México-Implicaciones cronoestratigráficas*: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, **16**: 187-207.
- Martiny-Kramer, B.M. 2008. *Estratigrafía y Geoquímica de las rocas magmáticas del Paleógeno en el occidente de Oaxaca y su significado petrogenético y tectónico*: Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra. Tesis de Doctorado, 160 p. inédita.
- Martiny, B., Martínez-Serrano, R.G., Morán-Zenteno, D.J., Macías-Romo, C., y Ayuso, R. A. 2000a. *Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the Oligocene magmatic rocks of western Oaxaca, southern Mexico*: *Tectonophysics*, **318**: 71-98.
- Martiny, B., Silva-Romo, G., y Morán-Zenteno, D.J. 2000b. *Estructuras oligocénicas del área de Huajuapán de León, Oaxaca*: Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra 2, Puerto Vallarta, Resúmenes y Programa, *Geos*, **20**: 327.
- Marrett, R., y Peacock, D. 1999. *Strain and stress*: *Journal of Structural Geology*, **21**: 1057-1063.
- Mendoza-Rosales, C.C., y Silva-Romo, G. 1998. *Ignitas de dinosaurios en la región mixteca, sur de Puebla, Mex*: Libro de Resúmenes. Primera Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, México, D. F. p. 149.
- Meneses-Rocha, J., Monroy-Audelo, M.E., y Gómez-Chavarría, J.C. 1994. *Bosquejo Paleogeográfico y tectónico del Sur de México durante el Mesozoico*: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, **44**: 18-45.
- Meschede, M., y Frisch, W. 1998. *A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate*: *Tectonophysics*, **296**: 269-291.
- Meschede, M., Ratschbacher, L., Frisch, W. y Hermann, U.R. 1994. *Relation between plate convergence and paleostress fields: fault-slip analysis in southern Mexico and along the Motagua-Polochic fault system in Guatemala*: *Göttinger Arb. Geol. Paläont.* 252-255.
- Meschede, M., Frisch, W., Hermann, U. R., y Ratschbacher, L. 1997. *Stress transmission across an active plate boundary: an example from southern Mexico*: *Tectonophysics*, **266**: 81-100.
- Mills, R.A. 1998. *Carbonate detritus and mylonite zones in Guerrero, Mexico and northern Honduras: new evidence for detachment of the Chortis block from southern Mexico*: *Journal of South American Earth Sciences*, **11**: 291-307.

- Michalzik, D., Fischer, R., Hernández, D., y Oezen, D. 2001. *Age and origin of the "Mexican Onyx" at San Antonio Texcala (Puebla, Mexico)*: Geologische Beiträge Hannover, **2**: 78-89.
- Monroy-Fernández, M., y Sosa-Patrón, A. 1984. *Geología de la Sierra del Tenzo, Puebla, borde norte del Terreno Mixteco*: In Simposio de la Tectónica de la Mixteca. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, **45**: 43-85.
- Morales-Recinos, C.L. 1990. *Hidrogeología de la Cuenca de Oriental, Estados de Tlaxcala, Puebla y Veracruz*: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, México. Tesis Profesional, 150 p., inédita.
- Morán-Zenteno, D.J. 1984. *Geología de la República Mexicana*: Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática – Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería. 88 p.
- Morán-Zenteno, D.J., Caballero-Miranda, C.I., Silva-Romo, G., Ortega-Guerrero, B., y González-Torres, E. 1993. *Jurassic-Cretaceous paleogeographic evolution of the northern Mixteca terrane, southern Mexico*: Geofísica Internacional, **23**: 453-473.
- Morán-Zenteno, D.J., Corona-Chávez, P., y Tolson, G. 1996. *Uplift and subduction erosion in southwestern Mexico since the Oligocene: pluton geobarometry constraints*: Earth and Planetary Science Letters, **141**: 51-65.
- Morán-Zenteno, D.J., Tolson, G., Martínez-Serrano, R.G., Martiny, B., Schaaf, P., Silva-Romo, G., Macías-Romo, C., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M.S., y Solís-Pichardo, G.N. 1999. *Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt*: Journal of South American Earth Sciences, **12**: 513-535.
- Morán-Zenteno, D.J., Alba-Aldave, L.A., Solé, J., e Iriondo, A. 2004. *A major resurgent caldera in southern Mexico: the source of the late Eocene Tilzapotla ignimbrite*: Journal of volcanology and geothermal research, **136**: 97-119.
- Morán-Zenteno, D., Keppie, J.D., Martiny, B., y González-Torres, E. 2006. *Synchronous arc hiatus and exhumation: the result of subduction erosion of forearc in the late Oligocene - early Miocene of southwestern Mexico*: Geological Society of America: Backbone of the Americas—Patagonia to Alaska, 3–7 April 2006, Mendoza, Argentina: Geological Society of America, Abstracts with Programs, Speciality Meeting No. 2, p. 99.
- Morán-Zenteno, D.J., Cerca, M., y Keppie, J.D. 2007. *La evolución geológica cenozoica del sur de México: avances y problemas de interpretación*: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen conmemorativo del centenario. Temas selectos de la Geología Mexicana. **57**: 319-341.
- Mossman, R.W., y Viniegra, F. 1976. *Complex fault structures in Veracruz province Mexico*: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, **85**: 379-388.
- Mullerried, F.K.G. 1945. *Contribución a la geología de México y noroeste de la América Central*: Universidad Nacional Autónoma de México, Imprenta Universitaria, México.
- Murillo-Muñetón, G., y Torres-Vargas, R. 1987. *Mapa petrogenético y radiométrico de la República Mexicana*: Instituto Mexicano del Petróleo. Informe Proyecto C-2010 78p.
- Nieto-Samaniego, A.F. y Alaniz-Álvarez, S.A. 1994. *La Falla de San Miguel Allende; características y evidencias de su actividad cenozoica*: Resúmenes de la Tercera Reunión Nacional de Geomorfología, Guadalajara, México 139-142.
- Nieto-Samaniego, A.F. 1999. *Stress, strain and fault patterns*: Journal of Structural Geology, **21**: 1065-1070.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., y Ortega-Gutiérrez, F. 1995. *Estructura interna de la Falla Oaxaca (México) e influencia de las anisotropías litológicas durante su actividad cenozoica*: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, **11**: 147-146.

- Nieto-Samaniego, A.F., Ferrari, L., Alaniz-Alvarez, S.A., Labarthe-Hernández, G., y Rosas-Elguera, J. 1999. *Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico*: Geological Society of America Bulletin, **111**: 347-363.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Silva-Romo, G., Eguiza-Castro, M.H., y Mendoza-Rosales, C.C. 2006. *Maastrichtian to Miocene deformation events in the eastern Sierra Madre del Sur, Mexico, inferred from the geometry and age of major structures*: Geological Society of America Bulletin, **118**: 238-252.
- Nixon, G.T., Demant, A., Armstrong, R.L., y Harakal, J.E. 1987. *K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt*: Geofísica Internacional, **26-1**: 109-158.
- Ortega-Guerrero, B. 1989. *Paleomagnetismo y geología de las unidades clásticas mesozoicas del área Totoltepec-Ixcaquixtla, Estados de Puebla y Oaxaca*: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad Ciencias, Tesis de Maestría, 134 p. inédita.
- Ortega-Gutiérrez, F. 1970. *Geología del cuadrángulo suroccidental de la hoja Tehuacán, Serie 1:100,000, Estados de Puebla y Oaxaca*: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis profesional, 130 p. inédita.
- Ortega-Gutiérrez, F. 1978. *Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca Baja, Estados de Puebla y Oaxaca*: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, **2**: 112-134.
- Ortega-Gutiérrez, F. 1980. *Rocas volcánicas del Maestrichtiano en el área de San Juan Tetelcingo, estado de Guerrero*: Sociedad Geológica Mexicana, Libro-guía de la excursión geológica a la parte central de la Cuenca del Alto Río Balsas, estados de Guerrero y Puebla, p 34-38.
- Ortega-Gutiérrez, F., y Corona-Esquivel, R. 1986. *La Falla Chacalapa: Sutura críptica entre los terrenos Zapoteco y Chatino*: Resumen. Reunión Anual 1986 de la Unión Geofísica Mexicana, GEOS, núm extraordinario.
- Ortega-Gutiérrez, F., y Elías-Herrera, M. 2009. *El controvertido límite oriental del Terreno Guerrero en el sur de México: Ubicación e implicaciones tectónicas*: GeoGuerrero Simposio: El origen, naturaleza y evolución geológica del Terreno Guerrero y sus conexiones regionales, Taxco, Guerrero, México 16-20 de febrero, 2009. GG-2009-15P.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L.M., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gomez, J., Morán-Zenteno, D.J., Alaniz-Alvarez, S.A., y Nieto-Samaniego, A.F. 1992a. *Carta Geológica de la República Mexicana. Escala 1:2,000,000 5ª Ed.*: Consejo de Recursos Minerales – Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L. M., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gomez, J., Morán-Zenteno, D.J., Alaniz-Alvarez, S.A., y Nieto-Samaniego, A.F. 1992b. *Texto explicativo de la Quinta edición de la Carta Geológica de la República Mexicana escala 1:2,000,000*, Consejo de Recursos Minerales – Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Ortega-Gutiérrez, F., Sedlock, R.L., y Speed, R.C. 1994. *Phanerozoic tectonic evolution of Mexico*: DNAG Continental-Ocean Transect Volume Phanerozoic Evolution of North American Continent-Ocean Transitions. The Geological Society of America. 265-306.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., y Dávalos-Elizondo, M.G. 2008. *On the nature and role of the lower crust in the volcanic front of the Trans-Mexican Volcanic Belt and its fore-arc region, southern and central Mexico*: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, **25**: 346-364.
- Oviedo de León, A. 1970. *El Conglomerado Texcoco y el posible origen de la Cuenca de México*: Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, **2**: 5-20.
- Pantoja-Alor, J. 1970. *Rocas sedimentarias paleozoicas de la región Centro-septentrional de Oaxaca*. Sociedad Geológica Mexicana. Excursión México-Oaxaca, 67-84.

- Pantoja-Alor, J. 1990(1992). *Geología y paleoambiente de la Cantera Tlayúa, Tepexi de Rodríguez, estado de Puebla*: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, **9**: 156-169.
- Pantoja-Alor, J., Malpica-Cruz, V., y Galguera, G.A. 1988. *Geología de los alrededores de la Cantera Tlayúa, Tepexi de Rodríguez, Puebla*: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología Tercer Simposio Geología Regional de México, Memoria, 1988, 61-69.
- Padilla y Sánchez, R.J. 1973. *Estudio geológico general de la Sierra de El Tenzo. Puebla*: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis Profesional, 78 p, inédita.
- PEMEX Exploración y Explotación. 1999. *Las reservas de hidrocarburos de México. Evaluación al 1º de enero de 1999*: México, D. F. Volumen I. 199 p.
- Pérez-Cruz, G.A. 1988. *Estudio sismológico de reflexión del subsuelo de la Ciudad de México*: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis de Maestría, 83 p. inédita.
- Pérez-Ibargüengoitia, J.M., Hokuto-Castillo, A., y de Cserna, Z. 1965. *Reconocimiento geológico del área Petlalcingo-Santa Cruz, Municipio de Acatlán, Estado de Puebla*: In *Estratigrafía y Paleontología del Jurásico Superior de la parte centromeridional del Estado de Puebla*: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Paleontología Mexicana, no. 21, part I, p. 1-22.
- Pindell, J.L., 1985. *Alleghenian reconstruction and the subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas: proto-Caribbean Sea*: Tectonics, **4**: 1-39.
- Pindell, J.L., y Dewey, J.F. 1982. *Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean Region*. Tectonics, **1**: 179-211.
- Pindell, J.L., y Barrett, S.F., 1990. *Geological evolution of the Caribbean region; a plate-tectonic perspective*: In Dengo, G., y Case, J.E. (Eds.), *The Caribbean region*: Geological Society of America, Geology of North America, v. H, p. 405-432.
- Pindell, J.L., Cande, S.C., Pitman-III, W.C., Rowley, D.B., Dewey, J.F., Labrecque, J., y Haxby, W. 1988. *A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution*: Tectonophysics, **155**: 121-138.
- Pindell, J., Kennan, L., Stranek, K. P., Maresch, W.V., y Draper, G. 2006. *Foundations of Gulf of Mexico and Caribbean evolution: Eight controversies resolved*: Geologica Acta, **4**: 303-341.
- Ponce-Castellanos, J.J. 1980. *Relaciones geológicas del área de Mexquihlán Guerrero (Parada Núm 2. - Mexquihlán)*: Sociedad Geológica Mexicana, Itinerario. Libro-guía de la excursión geológica a la parte central de la Cuenca del Alto Río Balsas, estados de Guerrero y Puebla. 47-49.
- Ramírez, J.L., y Cevallos-Ferriz, S. 2000. *Leaves of Berberidaceae (Berberis and Mahonia) from Oligocene sediments, near Tepexi de Rodríguez, Puebla*. Review of Palaeobotany and Palynology. **110**: 247-25.
- Ratschbacher, L., Riller, U., Meschede, M., Hermann, U. y Frisch, W. 1991. *Second look at suspect terranes in southern Mexico*: Geology, **19**: 1233-1236.
- Reynoso, V.H. 2000. *An unusual aquatic sphenodontian (Reptilia:diapsida) from the Tlayua Formation (Albian), Central Mexico*: Journal of Paleontology, **74**: 133-148.
- Riller, U., Ratschbacher, L., y Frisch, W. 1992. *Left-lateral transtension along the Tierra Colorada deformation zone, northern margin of the Xolapa magmatic arc of southern Mexico*: Journal of South American Earth Sciences, **5**: 237-249.
- Rivera, E., de la Teja Segura, M.A., Miranda, A.H., Lemus, O.B., Motolín, O.G., León, V.A., y Moctezuma, M.D.S. 1998. *Carta Geológico-Minera Cuernavaca E-15-5, Morelos, Puebla, Guerrero, Edo de México y Oaxaca*: Secretaría de Comercio y Fomento Industrial.

- Rodgers, D. A. 1980. *Analysis of pull apart basin development produced by echelon strike slip faults*: International Association of Sedimentologists, Special Publication **4**: 27-43.
- Rodríguez-Figueroa, D., Toriz-Gama, J., Banda-Hernández, J., y Meneses-Rocha, J. 1997. *Hydrocarbon habitat in the Zongolica sector of the Sierra Madre Oriental*: Second Joint American Association Petroleum Geologists/Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. Hedberg Research Symposium. Veracruz, México.
- Rodríguez-Torres, R. 1970. *Itinerario Geológico. Parte 1. - México, D. F. - Cautla, Mor. - Azúcar de Matamoros, Pue. - Huajuapán de León, Oaxaca*: In Segura, L. R. y Rodríguez-Torres, R. (Eds.) *Libro-Guía de la Excursión México-Oaxaca*. Sociedad Geológica Mexicana pp 4-25.
- Rogers, R. 2003. *Jurassic-Recent tectonic and stratigraphic history of the Chortis block*: University of Texas at Austin, Tesis de Doctorado, inédita.
- Rogers, R., Mann, P., Scott, R., y Emmet, P.A. 2007a. *Tectonic terranes of the Chortis block based on integration of regional aeromagnetic and geologic data*: In Mann, P. (Ed.), *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate in Northern Central America*: Geological Society of America Special Paper **428**: 65-88.
- Rogers, R., Mann, P., Scott, R., y Patino, L. 2007b. *Cretaceous intra-arc rifting, sedimentation, and basin inversion in east-central Honduras*: In Mann, P. (Ed.), *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate in Northern Central America*: Geological Society of America Special Paper **428**: 89-128.
- Rogers, R., Mann, P., Scott, R., Emmet, P. A., y Venable, M.E. 2007c. *Colon fold belt of Honduras: Evidence for Late Cretaceous collision between the continental Chortis Block and intraoceanic Caribbean arc*: In Mann, P. (Ed), *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate in Northern Central America*: Geological Society of America Special Paper **428**: 29-149.
- Royden, L.H. 1985. *The Vienna Basin: a thin-skinned pull-apart basin*: In Biddle, K.T., y Christie-Blick, N. (Eds.), *Strike-slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation*: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication **37**: 319-338.
- Ruíz-Castellanos, M. 1970. *Reconocimiento geológico en el área de Mariscala-Amatitlán, Estado de Oaxaca*: Sociedad Geológica Mexicana. Excursión México-Oaxaca, 55-66.
- Sabanero-Sosa, M.H., Salinas-Prieto, J.C., Talavera-Mendoza, O., y Campa-Uranga, M.F. 1996. *Carta Geológico-Minera Chiautla E-14-B72, Puebla*: Secretaría de Comercio y Fomento Industrial.
- Sánchez-Zavala, J.L. 1993. *Secuencia Volcanosedimentaria Jurásica Superior-Cretácico Arcelia Oztoloapan (Terreno Guerrero) área Valle de Bravo-Zacazonapan, Estado de México: Petrografía, geoquímica, metamorfismo e interpretación tectónica*: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, Tesis de Maestría, 156 p. inédita.
- Santamaría-Díaz, A., Alaniz-Alvarez, S.A., y Nieto-Samaniego, A.F. 2008. *Deformaciones cenozoicas en la cobertura de la falla Caltepec en la región de Tamazulapan, sur de México*: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, **25**: 494-516.
- Schaaf, P., Morán-Zenteno, D.J., Hernández-Bernal, M.S., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., y Herrmann, K. 1995. *Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence*: Tectonics, **14**: 1339-1350.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., y Speed, R.C. 1993. *Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico*: Geological Society of America Special Paper, **278**: 153 p.
- Seibertz, E., y Buitrón-Sánchez, B.E. 1987. *Investigaciones paleontológicas su aplicación bioestratigráfica de los Neohibolites de Tepexi de Rodríguez, Edo., de Puebla. (Albiano. Cretácico medio, México)*: In Barbarín-Castillo, J.M., Gursky, H.J., y Melburg, P. (Eds.) *El Cretácico de México y América Central*. Linares, Universidad Autón, Nuevo León, Facultad Ciencias de la Tierra, Actas. v. 2, Simp. Internal., Resúmenes, p. 121-124.

- Shoemaker, S., Ducea, M., Garver, J.G., Reiners, P., Campa, M.F., y Ruiz, J. 2003. *Cenozoic exhumation and the development of the Sierra Madre del Sur, Southern Mexico. Evidence from apatite fission track and (U-Th)/He thermochronometry*: 2003 Abstracts with programs, Cordilleran section. Geological Society of America, **35**,4: 75.
- Sibson, R.H. 2002. *Continental fault structure and the shallow earthquake source*: In Holdsworth, R. E. y Turner, J.P. (Comp.) *Extensional Tectonics: Faulting and related Processes*: The Geological Society, Key Issues in earth Sciences **2**(2), 107-133. (Primera publicación: Journal of the Geological Society, **140**, 741-767.)
- Silva-Romo, G. 2008a. *The Guayape-Papalutla fault system: A continuous Cretaceous structure from southern Mexico to the Chortís block? Tectonic implications*: Geology, **36**: 74-77.
- Silva-Romo, G. 2008b. *The Guayape-Papalutla fault system: A continuous Cretaceous structure from southern Mexico to the Chortís block? Tectonic implications. Reply*: Geology on line Forum, e172-e173. doi: 10. 1130/G25152Y.1.
- Silva-Romo, G., y Mendoza-Rosales, C.C. 2008. *Laramide Sedimentation and Deformation along Papalutla Fault System*: 2008 Joint Meeting of the Geological Society of America Octubre 4-10 de 2008.
- Silva-Romo, G., y Mendoza-Rosales C.C. 2009. *Evaluación geológica de los modelos para el truncamiento cenozoico del sur de México: Erosión por subducción y detachment del Bloque Chortís*: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 26: 165-176.
- Silva-Romo, G., Martiny, B., Mendoza-Rosales, C.C., Macías-Romo, C., Morán-Zenteno, D.J., y Martínez, R. 1996. *Vulcanismo monogenético Oligocénico en el Terreno Mixteco*: Resúmenes de la XIII Convención Geológica Nacional, Sociedad Geológica Mexicana.
- Silva-Romo, G., Mendoza-Rosales, C.C., y Nieto-Obregón, J. 1998. *Integración fluvial por la decapitación de una cuenca lacustre. Centro-oriente de México*: Actas X Congreso Latinoamericano de Geología y VI Congreso Nacional de Geología Económica, v 1, 325.
- Silva-Romo, G., Mendoza-Rosales, C.C., y Carreón-Méndez, M.A. 1999. *Mapa de la región septentrional del Terreno Mixteco con énfasis en registro Cenozoico*: Reunión Anual De La Unión Geofísica Mexicana. 1999. Puerto Vallarta, Jal. Octubre 26-30 de 1999.
- Silva-Romo, G., Martiny, B., y Mendoza-Rosales, C.C. 2001. *Formación de cuencas continentales en el Sur de México y su cronología respecto al desplazamiento del bloque de Chortís*: Congreso Latinoamericano de Geología 11, Congreso Uruguayo 3, Montevideo, Uruguay, Resúmenes. 2-9.
- Silva-Romo, G., Martiny, B., Mendoza-Rosales, C.C., Nieto-Samaniego, A.F., y Alaniz-Alvarez, S.A. 2002. *La Paleocuenca Aztlán, antecesora de la Cuenca de México*: Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra 3, Puerto Vallarta, Resúmenes y Programa, Geos, **22**: 149.
- Solari, L.A., Torres de León, R., Hernández-Pineda G., Solé, J., Solís-Pichardo, G., y Hernández-Treviño, T. 2007. *Tectonic significance of Cretaceous-Tertiary magmatic and structural evolution of the northern margin of the Xolapa Complex, Tierra Colorada area, southern Mexico*: Geological Society of America Bulletin, **119**: 1265-1279.
- Spörli, K.B. 1980. *New Zealand and oblique-slip margins: tectonic development up to and during Cainozoic*: International Association of Sedimentology, Special Publication **4**: 147-170.
- Steel, R., y Gloppen, T.G. 1980. *Late Caledonian (Devonian) basin formation, western Norway: signs of strike-slip tectonics during infilling*: International Association of Sedimentology, Special Publication **4**, 79-103.
- Sylvester, A.G. 1988. *Strike-slip faults*: Geological Society of America Bulletin, **100**: 1666-1703.
- Tolson, G. 2005. *La falla Chacalapa en el sur de Oaxaca*: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen Conmemorativo del Centenario Grandes Fronteras Tectónicas de México. **57**: 111-122.
- Tolson-Jones, G. 1998. *Deformación, Exhumación y Neotectónica de la margen continental de Oaxaca: Datos Estructurales, Petrológicos y Geotermobarométricos*: Universidad

- Nacional Autónoma de México, Unidad de Ciclos Profesionales y de Posgrado Colegio de Ciencias y Humanidades. Posgrado en Geofísica, Tesis de Doctorado, inédita.
- Tschalenko, J.S. 1970. *Similarities Between Shear Zones of Different magnitudes*: Geological Society of America Bulletin, **81**: 1625-1640.
- Tschalenko, J.S., y Ambraseys, N.N. 1970. *Structural analysis of the Dasht-e Bayaz (Iran) earthquake fractures*. Geological Society of America Bulletin, **81**: 41-60.
- Urrutia-Fucugauchi, J., y Ferrusquía-Villafranca, I. 2001. *Paleomagnetic results for the middle-Miocene continental Suchilquitongo Formation, Valley of Oaxaca, southeastern Mexico*: Geofísica Internacional, **40**: 191-205.
- Vázquez-Echeverría, A. 1986. *Descubrimiento de una nueva localidad de rocas marinas del Paleozoico al suroeste del Estado de Puebla*: XXIV Congreso Nacional de la Asociación de Ingenieros Petroleros de México, PEMEX, Distrito de Exploración. Zona Centro, 19 p.
- Velez-Scholvink, D. 1988. *Fallamiento transcurrente en la Cuenca Guerrero, sur de México*: Resúmenes. IX Convención Geológica Nacional, Sociedad Geológica Mexicana, p 35-36.
- Velez-Scholvink, D. 1990. *La Cuenca Guerrero un ejemplo de deformación por transcurrancia en el sur de México*: Ingeniería Petrolera, Enero: 25-35.
- Venable, M. 1994. *A geological, tectonic, and metallogenetic evaluation of the Siuna terrane*. University of Arizona, Tucson. 154 p. Tesis de Doctorado, inédita.
- Venegas-Salgado, S., Herrera-Franco, J., Maciel-Flores, R. 1985. *Algunas características de la Faja Volcánica Mexicana y sus recursos geotérmicos*: Geofísica Internacional, **24**: 47-81.
- Vilaclara-Fatjo, G. 1996. *Registro de erupciones volcánicas en las diatomitas lacustres de Tlaxcala, México*: Facultad de Biología, Universidad de Barcelona, España, Tesis de Doctorado, 186 p.
- Von Erffa A., Hilger W., Knoblich K. y Weyl R. 1976. *Geología de la cuenca alta de Puebla-Tlaxcala y sus contornos*: Comunicaciones Proyecto Puebla-Tlaxcala **13**: 99-118.
- Wilcox, R.E., Harding, T.P., y Seely, D.H. 1973. *Basic Wrench Tectonics*: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, **57**: 74-96.
- Wilson, J.T. 1965. *A New Class of Faults and their Bearing on Continental Drift*: Nature, **207**: 343-347.
- Wilson, J.A., y Clabaugh, S.E. 1970. *A new Miocene formation and a description of volcanic rocks, northern Valley of Oaxaca*. In *Libro-Guía de la excursión México-Oaxaca*. Segura L.R., y Rodríguez-Torres, R. (Eds.) Sociedad Geológica Mexicana, 120-128.
- Woodcock, H.N., y Schubert, C. 1994. *Continental strike-slip tectonics*: In Hancock L.P. 1994. *Continental Deformation*. Pergamon Press Ltd. Oxford, New York, Korea, Tokyo.
- Yeats, R.S., Kerry, S., y Clarence, R.A. 1997. *The Geology of Earthquakes*: Oxford University Press. New York - Oxford. 568 p.
- Yañez-García, C. y García-Durán S. 1982. *Exploración de la región geotérmica Los Humeros-Las Derrumbadas, Estados de Puebla y Veracruz*: Comisión Federal de Electricidad. Mexico. 96 p.
- Yañez, P., Ruíz, J., Patchett, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., y Gehrels, G.F. 1991. *Isotopic studies of the Acatlan complex, southern Mexico: Implications for Paleozoic North American tectonics*: Geological Society of America Bulletin, **103**: 817-828.

Gilberto Silva Romo

**APÉNDICE A COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS MEDIDAS EN LAS
SUCESIONES CENOZOICAS DE LA CUENCA TEHUITZINGO-
TEPEXI**



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.

Área Tehuizingo

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA PUERTO EL GATO

Medición de la secuencia del Puerto El Gato sobre la carretera 190 entre Izúcar de Matamoros y Tehuizingo, Puebla, cerca de Guadalupe. Medición realizada con el tesista José Aurelio España-Pinto. Espesor total medido 749.00 m. (Figura A.1).

FORMACIÓN PUERTO EL GATO

MIEMBRO A. Conglomerado de color verde, con clastos subangulosos y subredondeados de esquistos, cuarzo metamórfico y calizas en una matriz arenoso y con cementante calcáreo con tamaños entre 2 y 5 cm; el conglomerado presenta estratificación cruzada y fracturas rellenas de calcita. En la parte media del miembro se presenta un horizonte tobáceo de color gris verdoso, de grano fino. Con oquedades rellenas de zeolitas. Espesor 24.00 m.

MIEMBRO B. Cubierto. Espesor 4.00 m.

MIEMBRO C. Tobas silíceas de grano fino color verde claro y gris intercaladas con limolitas tobáceas, algunos horizontes presentan meteorización nodular; hacia la cima se observan estratos friables y un estrato de 80 cm de ceniza deleznable. Espesor 54.00 m.

MIEMBRO D. Tobas silíceas de de grano fino y grueso con algunos líticos de pómez, color gris verdoso, presenta meteorización esferoidal, algunos horizontes se observan brechoides con líticos volcánicos de tamaños entre 3 y 5 cm. Algunos estratos presentan oquedades por la alteración y remoción de clásticos volcánicos. En el miembro se presentan horizontes de ceniza volcánica sin compactación de grano fino y horizontes con clastos subredondeados de rocas volcánicas. Espesor 41.50 m.

MIEMBRO E. Tobas silíceas y Brechas piroclásticas soldadas, con clastos de pómez de hasta 1.5 cm y horizontes de líticos volcánicos angulosos de tamaños entre 3 y 20 cm. Se observan algunos horizontes ignimbríticos con líticos volcánicos angulosos. El miembro presenta color verde claro al fresco y adopta tonos de ocre al intemperismo. Espesor 26.00 m.

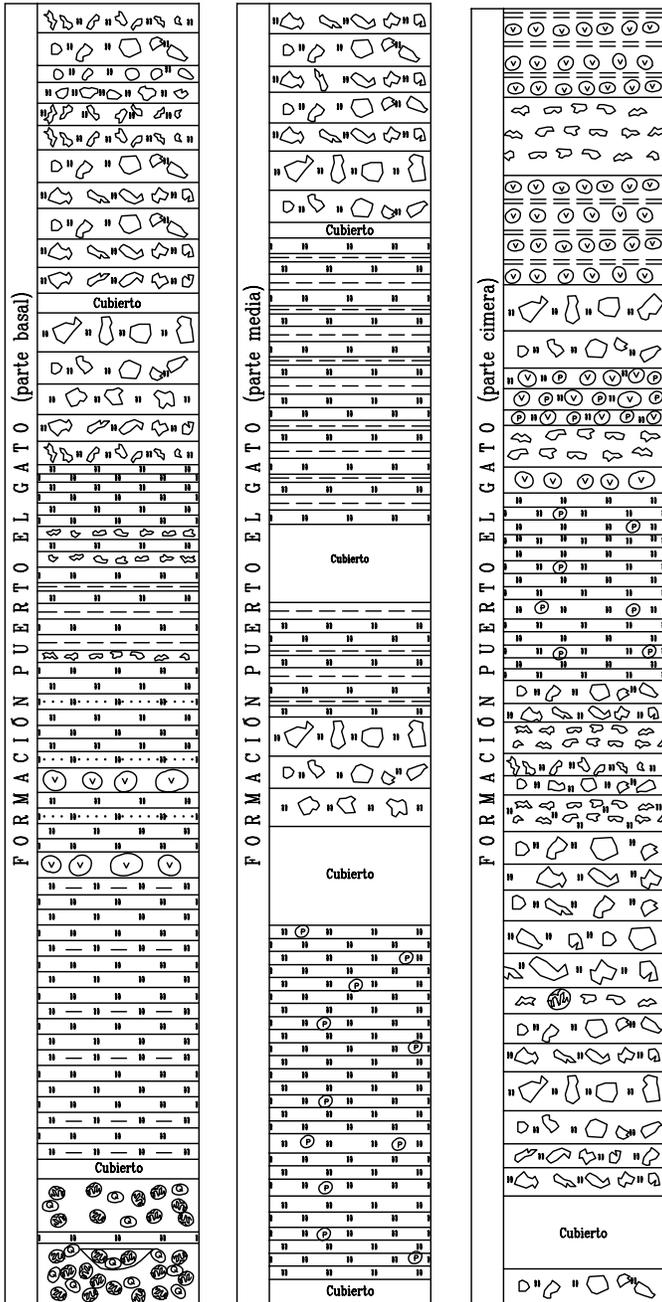
MIEMBRO F. Tobas deleznales de grano fino con aspecto masivo, con colores verde y rosa. Espesor 12.00 m.

MIEMBRO G. Brechas volcánicas sin estratificación definida con bloques volcánicos angulosos y subredondeados en tamaños entre 30 y 45 cm, soportados por una matriz de ceniza volcánica. El miembro tiene un color gris claro con tonos de verde y adquiere tonos de ocre por meteorización. Espesor 29.00 m.

MIEMBRO H. Cubierto. Espesor 3.80 m.

1 COLUMNA ESTRATIGRÁFICA

PUERTO EL GATO



Espesor total 749.00 m

SIMBOLOGÍA

- Fanglomerado
- Toba
- Brecha volcánica
- Brecha volcánica con matriz tobácea
- Conglomerado
(clastos: cuarzo, metamórfico, pómez y volcánico)
- Toba laminada y lodolita
- Toba arenosa
- Epiclástico
- Líticos en las tobas
(pómez y volcánico)

Figura A.1
Columna Estratigráfica El Gato
Área Tehuiztingo

Gilberto Silva Romo	Tesis Doctoral	2010
Posgrado Ciencias de la Tierra		UNAM

MIEMBRO I. Tobas y brechas volcánicas. La parte basal del miembro consiste en volcaniclásticos de lapilli, con clastos volcánicos vesiculares de color rojo, angulosos sin consolidar; intercalados con horizontes de ceniza fina de la misma coloración. Hacia la cima se presenta una Intercalación de brechas tobáceas epiclásticas con tobas de grano fino. Las brechas presentan clastos volcánicos subredondeados de diversos colores; rojos, verdes y grises; soportados en una matriz de ceniza bien consolidada. Espesor 55.50 m.

MIEMBRO J. Cubierto. Espesor 5.00 m.

MIEMBRO K. Toba gruesa de color verde con fragmentos de pómez, con intercalaciones de 5 cm de tobas laminadas de grano muy fino de color pardo oscuro. Se observan algunas estructuras de carga. En la cima del miembro predominan las tobas gruesas. Espesor 10.00 m.

MIEMBRO L. Toba gruesas de color verde claro. Espesor 6.00 m.

MIEMBRO M. Toba silícicas gruesas de color verde claro con abundantes líticos de pómez. Las tobas tienen meteorización nodular y son muy fiables. Espesor 52.00 m.

MIEMBRO N. Cubierto. Espesor 19.00 m.

MIEMBRO Ñ. Brecha volcánica con bloques entre 10 y 15 cm de diámetro soportados por matriz tobácea de color verde claro. El miembro presenta meteorización esferoidal. Espesor 21.00 m.

MIEMBRO O. Toba de grano fino, color verde grisáceo, intensamente fracturada en pequeñas lascas; con incipiente estratificación y bandeamiento. Presenta algunos horizontes blanquecinos de carbonato de calcio. Espesor 22.00 m.

MIEMBRO P. Cubierto. Espesor 15.00 m.

MIEMBRO Q. Toba de grano fino de color verde grisáceo semejantes a las descritas en el miembro O. El miembro presenta en la parte media un estrato de 4.5 m de espesor de toba de grano fino muy consolidada de color café ocre. Espesor 55.00 m.

MIEMBRO R. Cubierto. Espesor 3.00 m.

MIEMBRO S. Brecha volcánica con líticos volcánicos angulosos en tamaños menores a los 10 cm con una matriz tobácea con carbonato. Los clastos volcánicos. El miembro se caracteriza por la presencia de oquedades por la remoción de los líticos volcánicos. En los dos metros de la cima disminuye el tamaño de los líticos y la desaparición de las oquedades. Espesor 49.00 m.

MIEMBRO T. Cubierto. Espesor 14.00 m.

MIEMBRO U. Brecha volcánica deleznable en estratos difusos con líticos volcánicos y de pómez en una matriz tobácea de color verde. Predominan los líticos de pómez. Espesor 10.00 m.

MIEMBRO V. Brecha volcánica deleznable en estratos difusos con líticos volcánicos y de pómez en una matriz tobácea de color verde. Predominan los líticos volcánicos. Espesor 25.00 m.

MIEMBRO W. Brecha volcánica de color verde, con clastos volcánicos, angulosos, de 15 x 20 cm en promedio y soportados por una matriz tobácea soldada. El miembro contiene algunos líticos volcánicos. Espesor 5.00 m.

MIEMBRO X. Depósito de bloques y ceniza de color rosa claro con tonalidades verdosas, muy deleznable. Los clastos volcánicos tienen tamaños hasta de 100 x 50 cm. Espesor 30.00 m.

MIEMBRO Y. Brecha volcánica tobácea, fuertemente compactada, con líticos angulosos menores a los 5 cm. Espesor 7.00 m.

MIEMBRO Z. Brecha volcánica con matriz tobácea soportados por los clastos de 4 a 12 cm; la matriz poco cohesiva es de color blanco. Presenta intercalaciones de tobas friables de color verde con tintes rojos estratos. Esta unidad presenta el desarrollo de una brecha de falla. Espesor 8.00 m.

MIEMBRO AA. Brecha volcánica muy cohesiva de color verde, con clásticos por lo general de 15 cm. Espesor 6.00 m.

MIEMBRO AB. Brecha volcánica con matriz tobácea soportados por los clastos de 4 a 12 cm; la matriz es de color blanco y es muy deleznable. Presenta algunas intercalaciones de tobas friables de color verde con tintes rojos estratos. Espesor 8.00 m.

MIEMBRO AC. Tobas silíceas con líticos de pómez y algunos de rocas volcánicas, en estratos poco definidos. En la superficie fresca las tobas son de color verde y en superficie meteorizada presentan tonos rojizos. Espesor 28.00 m.

MIEMBRO AD. Toba de grano grueso, de color rosáceo moderadamente compactadas con manchas blanquecinas que corresponden con líticos de pómez. Espesor 8.00 m.

MIEMBRO AE. Brecha volcánica con líticos subredondeados en una matriz soldada, de color pardo con tintes verdes, clastos. Espesor 5.00 m.

MIEMBRO AF. Brecha volcánica con líticos en una matriz escasa y poco cohesiva de color verde, con líticos de 4.5 a 12 cm. Espesor 8.00 m.

MIEMBRO AG. Toba lítica con clastos volcánicos de color rojo y de pómez con tamaños entre 4 y 15 cm en una matriz abundante de ceniza volcánica poco consolidada de color verde. El miembro tiene un aspecto moteado por los colores de los líticos Espesor 11.00 m.

MIEMBRO AH. Brecha volcánica, de color amarillo verdoso, con líticos con diámetros entre 20 y 100 cm intercalada con estratos medianos (40 a 50 cm) de toba de color verde en superficie fresca que altera en tonos de ocre. El miembro presenta erosión diferencial. Espesor 16.00 m.

MIEMBRO AI. Conglomerados masivos de color rojo, con bloques angulosos y subangulosos, en tamaños variables entre los 20 y los 150 cm dispuestos en estratos discontinuos con abundante matriz, los clastos se encuentran sostenidos por la matriz areno-arcillosa. El miembro presenta horizontes de limolitas laminadas. Espesor 21.00 m.

MIEMBRO AJ. Brecha tobácea de color blanco, con líticos volcánicos subangulosos con tamaños entre los 3 y 4 cm en una matriz tobácea. En superficie meteorizada, el miembro presenta pequeñas oquedades por la remoción de los líticos. Hacia la cima, aumenta en el tamaño y la cantidad de líticos mismos que se presenta n subredondeados en un cambio transicionalal miembro AK. Espesor 15.00 m.

MIEMBRO AK. Conglomerados masivos de color verdoso, con bloques angulosos, en tamaños variables entre los 50 y los 70 cm dispuestos en estratos discontinuos con abundante matriz, los clastos se encuentran sostenidos por la matriz areno-arcillosa. El miembro presenta horizontes de limolitas y lodolitas laminadas. Espesor 17.00 m.

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA TECOLUTLA

FORMACIÓN COATZINGO

Espesor expuesto más de 332.10 m (Ver Figura A.2)

Medición de la secuencia sobre la Barranca Tepolteca al oriente de Tecolutla, Puebla.

MIEMBRO A. Travertinos, lodolitas, algunas calcáreas en estratos entre 20 y 45 cm de color blanquecino. Espesor 4.50 m.

MIEMBRO B. Areniscas de grano medio con líticos de volcánicos y cristales de mica en estratos entre 3 y 5 cm, algunos estratos laminados esporádicos de 25 cm. Espesor 16.90 m.

MIEMBRO C. Lodolitas y areniscas de grano fino, color rojizo al fresco y con tonos de verde pistache a la intemperie, estratos de 2, 5 y 15 cm; algunas areniscas de grano medio. Lodolitas con yeso en la parte superficial se desarrollan rosas del desierto y muchas vetillas de yeso. Hacia la parte alta se presentan estratos de yeso granular con espesores de 15 y 25 cm intercalados con lodolitas en los últimos 6 m. Espesor 39.00 m.

MIEMBRO D. Yesos sacaroides con algunos lentes laminares de lodolitas. Espesor 2.00 m.

MIEMBRO E. Lodolitas y areniscas rojizas que se alteran en tonos de verde. Areniscas de grano fino y medio con líticos de volcánicos y micas, en estratos de 2, 5 y 15 cm. Espesor 9.00 m.

MIEMBRO F. Areniscas de grano medio y grueso, algunas areniscas tobáceas con abundante mica tonos de ocre, estratos entre 25 y 40 cm, horizontes de pumicita de 50 cm. En la cima calizas con pedernal en estratos de 3 a 5 cm y después un horizonte de yeso sacaroide de 30 cm. muestra Teco-1. Arenisca tobácea en la base del miembro. Espesor 7.50 m.

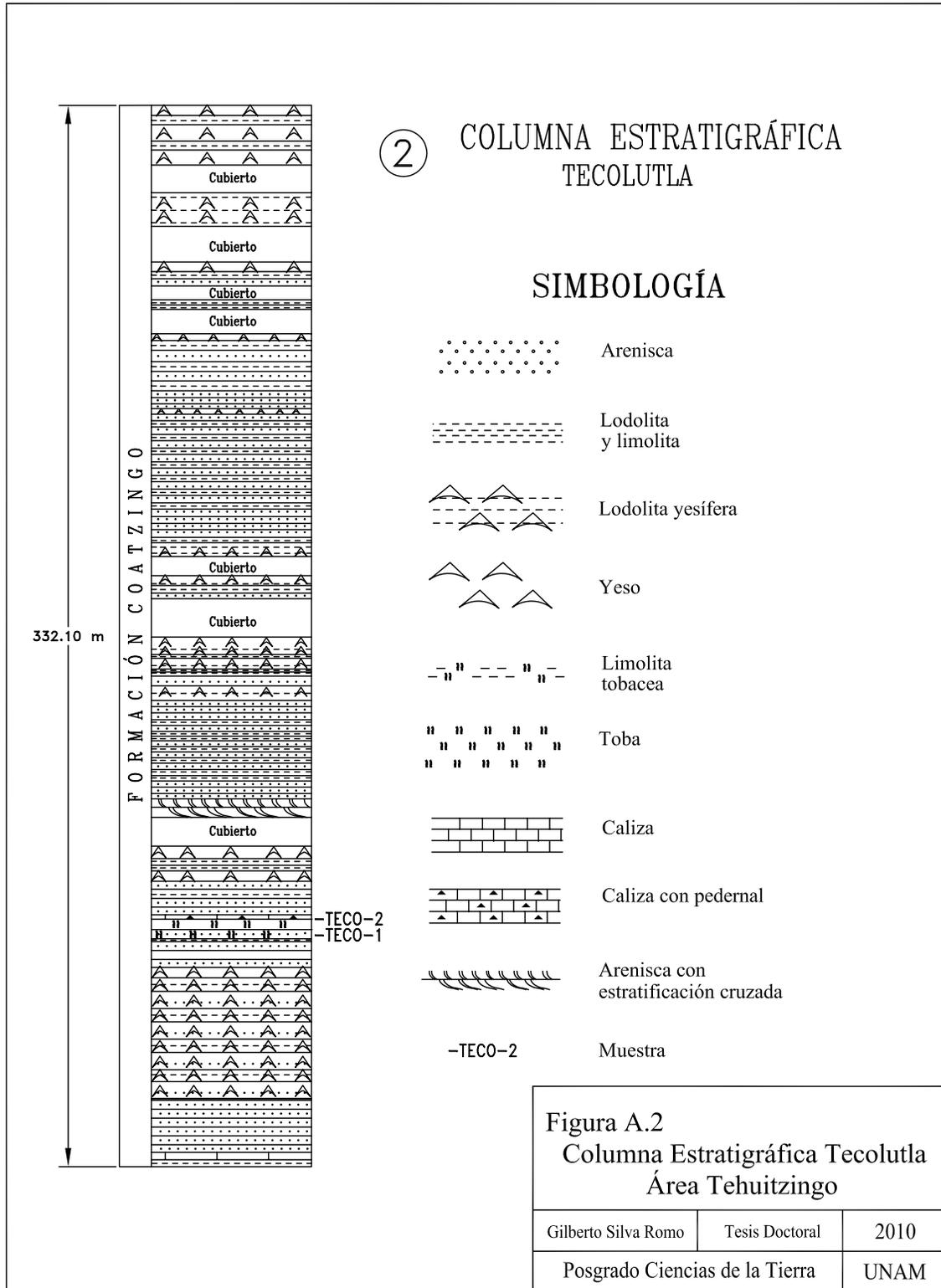
MIEMBRO G. Yeso sacaroide con espesor de 50 cm separado por laminas de lodolita de 3-4 cm. Espesor 0.50 m.

MIEMBRO H. En la base lentes de caliza y pedernal, termina con un horizonte de yeso con cristales en dos orientaciones: una 34° al S 20° E y otra perpendicular a la superficie de estratificación N 50° E, 50°. Lodolitas en estratos de 2 y 3 cm algunas yesíferas intercaladas con areniscas de grano grueso de 2-3 cm y otros de 40 cm de grano medio. Espesor 7.50 m.

MIEMBRO I. Lodolitas y areniscas con yesos fibrosos en bandas de 2, 3 cm. Estratos delgados de arenisca de grano medio color verde. Algunos estratos hasta de 20 cm con vetillas de yeso. Espesor 7.50 m.

MIEMBRO J. Yeso en bandas, sacaroide, fibroso intercalados con lodolitas con cristales de yeso y desarrollos de rosas del desierto. Espesor 6.00 m.

MIEMBRO K. Cubierto. Espesor 9.00 m.



MIEMBRO L. Areniscas de grano medio color verde en estratos de 10 – 25 cm intercaladas con lodolitas, horizontes de yeso. El miembro termina con un estrato de arenisca de grano grueso de 70 cm con clastos de lodolita y restos de plantas. Algunos estratos con estratificación cruzada. Espesor 7.50 m.

MIEMBRO M. Areniscas con estratificación cruzada en estratos entre 10 y 20 cm yesíferas de color verde. Intercaladas con lodolitas, algunos desarrollos de rosas del desierto y pequeños nódulos de óxido. El miembro termina con un estrato de estratificación cruzada y yesífero de 25 cm. Espesor 16.50 m. (S0 N 60° E, 25°).

MIEMBRO N. Lodolitas rojizas y café con vetillas de yeso, hacia la cima con algunas intercalaciones de areniscas verdosas de grano medio, yesíferas con gravillas de 3 mm, en estratos con espesores de 3, 4 y 6 cm. muestra U-14 corresponde con una arenisca. Espesor 8.75 m.

MIEMBRO Ñ. S0 N 50° E, 22°. Areniscas turbidíticas con estratificación gradada en espesores de 10 y 40 cm con líticos de lutita en la base, intercaladas con lodolitas con espesores entre 10 y 80 cm con vetillas de yeso. Unidad yesífera. muestra U-15. Espesor 11.50 m.

MIEMBRO O. S0 N 70° E, 20°. Lodolitas en estratos de 2.50 cm con esporádicas areniscas de grano medio con vetillas de yeso y yesíferas color café con tonos de verde. Espesor 6.75 m.

MIEMBRO P. S0 N 70° E, 20°. Yesos sucios bandeadas con intercalaciones de lodolitas yesíferas, vetillas de yeso y bandas de yeso cristalino sacaroide, bandas de 6 –10 cm. Espesor 5.50 m.

MIEMBRO Q. Cubierto. Espesor 11.00 m.

MIEMBRO R. S0 N 35° E, 25°. Lodolitas y areniscas verdes con tonos de ocre con vetillas de yeso y lodolitas yesíferas en estratos entre 2 y 12 cm. Areniscas yesíferas de grano medio. Espesor 4.50 m.

MIEMBRO S. Yesos sacaroides con intercalaciones de lodolitas en estratos de 10-15 cm. En la base un estrato de pedernal ondulado de 4 cm de espesor. Algunos yesos sucios. Espesor 3.20 m.

MIEMBRO T. Cubierto. Espesor 6.00 m.

MIEMBRO 22. Lodolitas en estratos de 2-5 cm con intercalaciones esporádicas de areniscas de grano fino y yesos. Espesor 6.00 m.

MIEMBRO U. Areniscas de grano medio con líticos de volcánico, metamórfico y de cuarzo; con bandas y vetillas de yeso fibroso. Estratos de 40 cm con algunos nódulos mejor cementados. En los 0. 75 m, muestra U-23. Después lodolitas y areniscas en estratos delgados de 2-4 cm algunos estratos laminares de colores rojizos con bandas de yeso fibroso cada 20-30 cm y vetillas de yeso diagonales a la estratificación. Hacia la cima estratos hasta de 40 cm de areniscas deleznales yesíferas y lodolitas yesíferas. Espesor 39.00 m.

MIEMBRO V. Areniscas turbidíticas con líticas de lutitas, marcas de base, estratos hasta de 30 cm, algunas yesíferas con yeso en el horizonte de grano fino. Unidad con intercalaciones de lodolitas yesíferas y yesos, paquetes de yeso y lodolitas de 1.50 m. Espesor 22.50 m.

MIEMBRO W. Yeso con lodolitas, yeso sacaroide. Espesor 0.50 m.

MIEMBRO X. Lodolitas café rojizas con algunas bandas verdes en estratos de 3-6 cm, con intercalaciones esporádicas de areniscas de grano fino hasta de 40 cm de espesor. Espesor 9.00 m.

MIEMBRO Y. Yesos bandeados sacaroides arenosos y con lodolitas en estratos de 6-15 cm. Espesor 3.00 m.

MIEMBRO Z. Cubierto. Espesor 7.50 m.

MIEMBRO AA. Lodolitas nodulares café rojizas al fresco, meterorizan en color verde, presentan puntos de yeso. Estratos de 2-20 cm. Espesor 4.50 m.

MIEMBRO AB. Cubierto. Espesor 3.00 m.

MIEMBRO AC. Lodolitas y areniscas con bandas de yeso, arenas verdes de grano medio. Espesor 4.00 m.

MIEMBRO AD. Yesos sucios arenosos y con lodolitas color crema con cristales de yeso laminares y en capas delgadas de 2-3 cm, sacaroides y fibrosos, formando estratos de 60-150 cm. Espesor 7.50 m.

MIEMBRO AE. Cubierto. Espesor 10.50 m.

MIEMBRO 34. Yesos sacaroides en estratos de 10-30 cm. Espesor 4.00 m.

MIEMBRO AF. Lodolitas blanquecinas con rosas de desierto. Limolitas blancas con yesos fibrosos y yesos sacaroides en estratos de 40-60 cm, consistentes en capas de 1-3 cm. Espesor 4.50 m.

MIEMBRO AG. Cubierto. Espesor 9.00 m.

MIEMBRO AH. Yesos sacaroides y fibrosos intercalados con limolitas blanquecinas en estratos de 3-5 cm. Espesor 24.00 m.

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA ATOPOLTITLÁN

Columna compuesta con un espesor parcial de 118.65 m, con base en la columna estratigráfica medida por José Aurelio España-Pinto (2001), sobre la Barranca Las Tinajas, al oriente de Atopolitlán, Puebla. (Figura A.3).

FORMACIÓN COATZINGO

MIEMBRO A. Areniscas de grano fino y limolitas en estratos delgados y medianos. Espesor 3.90 m.

MIEMBRO B. Conglomerados con clásticos de esquistos, cuarzo metamórfico y rocas volcánicas en tamaños entre 3 y 8 cm, en estratos medianos y gruesos, algunos lenticulares. Espesor 2.00 m.

MIEMBRO C. Areniscas con lentes conglomeráticos. Clásticos de rocas metamórficas, cuarzo metamórfico y de rocas volcánicas, limolitas intercaladas con areniscas en estratos delgados incluye un horizonte de Toba silícica color verde en la parte cimera del miembro. Espesor 10.30 m.

MIEMBRO D. Limolitas y areniscas verdosas intercaladas con algunos estratos de areniscas tobáceas en estratos delgados y algunos medianos. Espesor 3.00 m.

MIEMBRO E. En la base calizas y calizas arcillosas con pedernal negro en estratos delgados, hacia la cima areniscas en estratos entre 5 y 20 cm. Espesor 4.00 m.

MIEMBRO F. Cubierto. Espesor 1.40 m.

MIEMBRO G. Unidad de color verde pistache; en la parte basal Intercalación de tobas con líticos de pómez y areniscas tobáceas en estratos entre 10 y 25 cm, y una Intercalación de lodolitas tobáceas y areniscas en estratos delgados entre 3 y 6 cm, y algunos horizontes de tobas. La parte media del miembro consiste en tobas dispuestas en estratos entre 5 y 25 cm de espesor intercalados con areniscas tobáceas, lodolitas tobáceas y limolitas e incluye una toba con líticos de pómez en un horizonte con espesor de 60 cm. En la parte superior del miembro se observan areniscas de grano medio con estratificación gradada cuyas cimas son tobáceas, en estratos entre 20 y 25 cm, el miembro termina en un estrato de arenisca de 70 cm. Espesor 17.70 m.

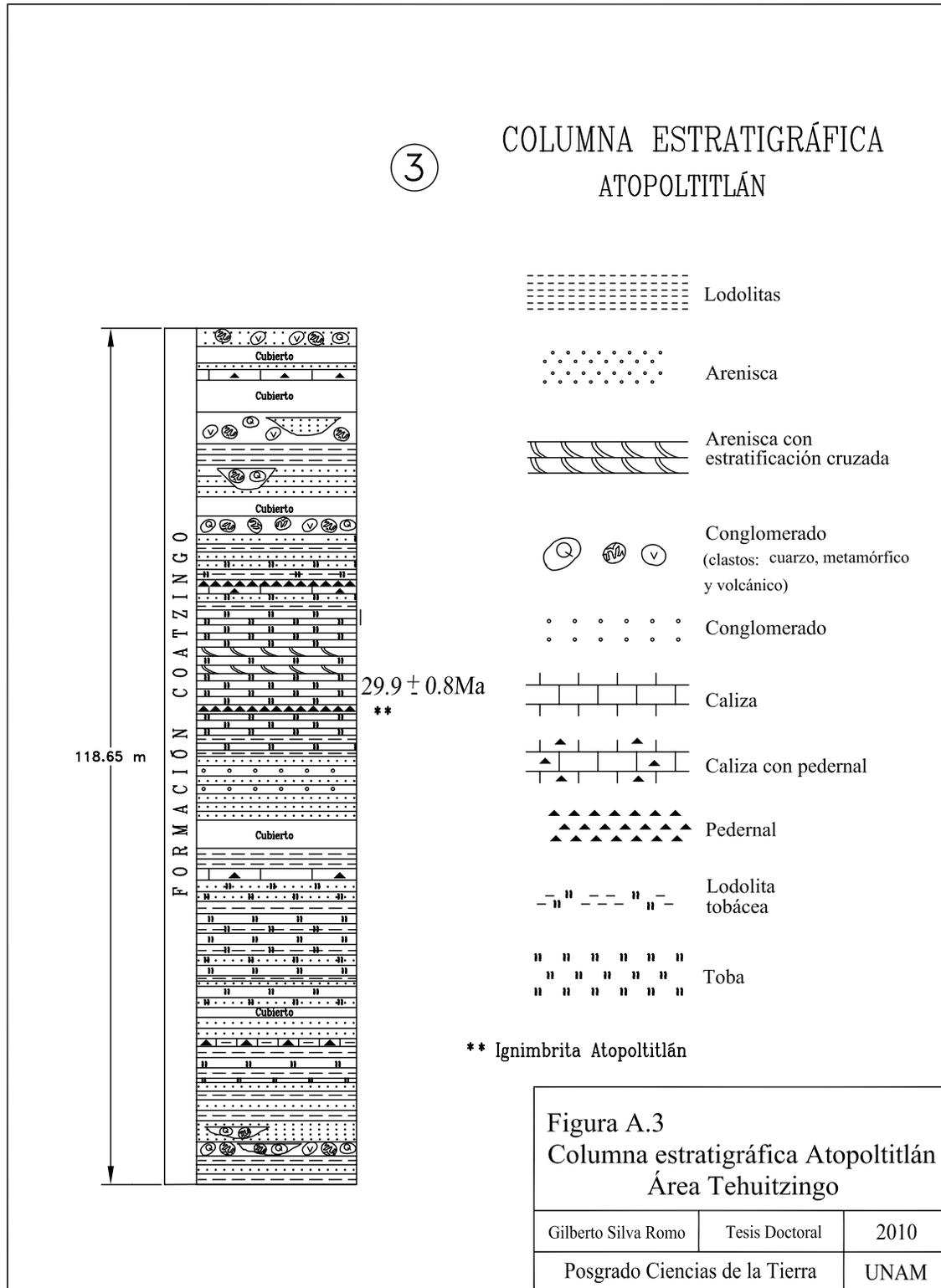
MIEMBRO H. Calizas lacustres blanquecinas con pedernal café claro, en estratos de 25 a 40 cm intercalados con lodolitas calcáreas. Espesor 1.60 m.

MIEMBRO I. Lodolitas y limolitas tobáceas en estratos entre 3 y 10 cm. Espesor 2.80 m.

MIEMBRO J. Cubierto. Espesor 3.90 m.

MIEMBRO K. Secuencia de litarenitas de grano grueso y conglomerados en estratos medianos y gruesos, con líticos de rocas metamórficas y volcánicas. Espesor 8.80 m.

MIEMBRO L. Esta unidad aparece mencionada en las figuras y en el texto como Ignimbrita Atopolitlán. Se trata de una ignimbrita muy cohesiva color verde, en la



base presenta un horizonte con abundante biotita, de la cual se obtuvo una fecha K-Ar de 29.9 ± 0.8 Ma. (Muestra Tehu-65). Espesor 2.90 m.

MIEMBRO M. Lodolitas tobáceas color verde intercaladas con tobas híbridas Espesor 2.90 m.

MIEMBRO N. Pedernal negro y lodolitas tobáceas de color verde. Espesor 1.30 m.

MIEMBRO Ñ. Tobas silíceas de color verde claro. Espesor 4.30 m.

MIEMBRO O. Areniscas y lodolitas tobáceas de color verde pálido. Las areniscas presentan estratificación cruzada. Espesor 3.70 m.

MIEMBRO P. Tobas híbridas con líticos de pómez y micas intercaladas con limolitas tobáceas. Espesor 7.40 m.

MIEMBRO Q. Calizas blanquecinas con bandas de pedernal pardo. Espesor 2.00 m.

MIEMBRO R. Alternancia de lodolitas tobáceas, areniscas tobáceas con líticos de pómez. Espesor 6.30 m.

MIEMBRO S. Conglomerados poco cementados con líticos de cuarzo metamórfico, esquistos y de rocas volcánicas verdes en una matriz de arenisca de grano grueso. Espesor 2.50 m.

MIEMBRO T. Cubierto. Espesor 2.60 m.

MIEMBRO U. En la base areniscas de grano grueso con lentes conglomeráticos de clásticos de rocas metamórficas y de cuarzo metamórfico. Hacia la cima lodolitas verdes con algunas gravas de cuarzo metamórfico. Espesor 7.35 m.

MIEMBRO V. Conglomerados en estratos gruesos con gravas entre 4 y 8 cm de cuarzo metamórfico, esquistos y volcánicos, con algunos lentes de litarenitas de grano grueso. Espesor 4.40 m.

MIEMBRO W. Cubierto. Espesor 4.40 m.

MIEMBRO X. Calizas blanquecinas con nódulos y bandas de pedernal color miel, hacia la cima se presentas areniscas de grano fino y algunas limolitas tobáceas. Espesor 2.40 m.

MIEMBRO Y. Cubierto. Espesor 2.30 m.

MIEMBRO Z. Fanglomerados y conglomerados con abundante matriz arenosa, con gravas hasta de 6 cm de rocas metamórficas y de ignimbritas verdes. Espesor 2.50 m.

Gilberto Silva Romo

Área Huehuetlán-Tepexi

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA HUEHUETLÁN

Medición de la secuencia expuesta en la cañada al noreste de Santo Domingo Huehuetlán (Huehuetlán El Grande), Puebla. Espesor total medido 187.80 m. (Figura A.4).

FORMACIÓN PIE DE VACA

Espesor expuesto 47.50 m.

MIEMBRO A. Arenisca tobácea de grano fino laminada con cuarzo y micas, con cementante calcáreo. Espesor 0.50 m.

MIEMBRO B. Calizas lacustres color blanco con espesores entre 5 y 40 cm y lodolitas color blanquecino con espesores de 5 a 8 cm. HUE#2 El estrato basal de calizas presenta tres pista con huellas de vertebrados, de dos tipos y diques de arenisca tobácea. En la base las calizas presentan microfósiles HUE #1. Se observan texturas packstone y grainstone de oolitos. En un horizonte de lodolitas se observan huellas de gotas de lluvia y un horizonte de óxido de hierro. Una caliza de 25 cm de espesor está laminadas en la parte basal y presentan polígonos de desecación de aproximadamente 30 cm. sobre esta caliza se observa un horizonte de 5 cm de pedernal café rojizo con “esferulitas” que semejan oolitos. Sobre el pedernal, ya en la cima del miembro se observa un estrato discontinuo brechoide de caliza dispuesto como montículos de unos 40 cm de diámetro rodeados por caliza laminar. Espesor 1.50 m.

MIEMBRO C. Lodolitas calcáreas blanquecinas laminares en la base con horizontes de fósiles. Estratos entre 1 y 6 cm, arriba lodolitas con intercalaciones de yeso 2 cm, lodolitas 20-30 cm con óxidos. Muestra HUEH#3 en la base. Espesor 2.10 m.

MIEMBRO C. Lodolitas y areniscas calcáreas litarenitas de grano medio, clásticos de metamórficos, cuarzo metamórfico con óxidos, laminadas, algunas no efervecen, estratos entre 10 y 20 cm. muestra HUEH#4 en la base. Espesor 1.40 m.

MIEMBRO D. Lodolitas y calizas limosas con nódulos de óxido de hierro. Estratos entre 6 y 20 cm. Espesor 1.00 m.

MIEMBRO E. Estrato de arenisca con estratificación gradada verde con tonos de ocre con líticos de lodolitas de 0. 4 cm con manchas de óxidos y nódulos incipientes. Muestra HUEH#5 en la base. Espesor 1.30 m.

MIEMBRO F. Calizas laminares, oolíticas y densas intercaladas con limolitas, estratos entre 2 y 6 cm, nódulos de hematita y relleno de grietas de desecación. Muestra HUEH 6 en la parte media Espesor 0.70 m.

MIEMBRO G. Lodolitas laminadas de color blanquecino presentan algunos horizontes discontinuos con óxidos. Estratos entre 10 y 20 cm, meteorización diferencial, algunos estratos son más compactos. En la cima muestra HUEH 7. Espesor 3.00 m.

④ COLUMNA ESTRATIGRÁFICA
HUEHUETLÁN

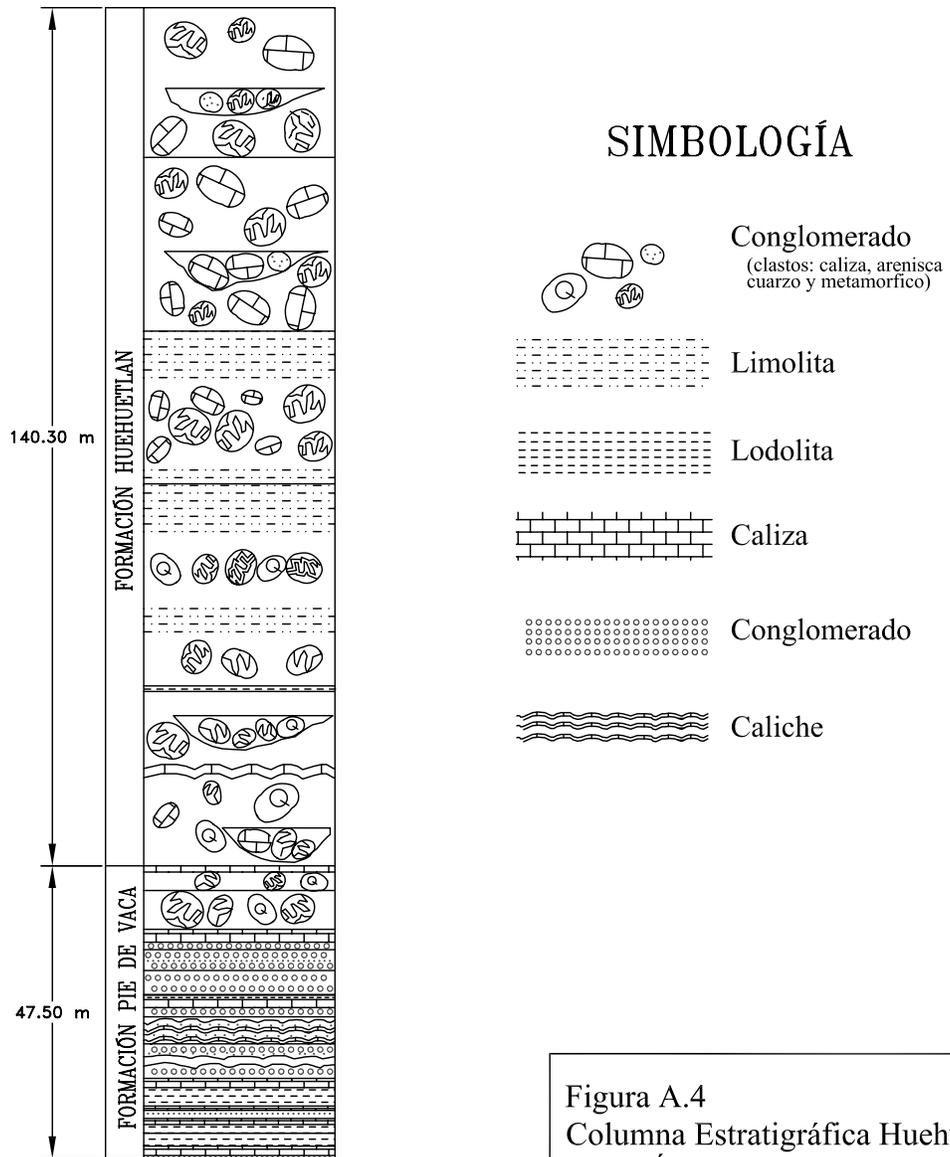


Figura A.4
Columna Estratigráfica Huehuetlán
Área Huehuetlán-Tepexi

Gilberto Silva Romo	Tesis Doctoral	2010
Posgrado Ciencias de la Tierra		UNAM

MIEMBRO H. Dos horizontes edáficos con polígonos y estratificación ondulante densos con aspecto de una brecha. Espesor 0.60 m.

MIEMBRO I. Estratos ondulados entre 0.5 y 5 mm de calizas limosas con poca efervescencia, se observan laminados con meteorización diferencial. Espesor 0.80 m.

MIEMBRO J. Conglomerado de clastos de metamórfico, cuarzo metamórfico en una matriz de arena gruesa color verde cementados por óxidos de hierro. Clastos hasta de 10 cm predominan los de 2 cm. Espesor 2.00 m.

MIEMBRO K. Dos horizontes edáficos. El inferior blanquecino de unos 40 cm con líticos de metamórfico. El superior amarillento con clastos del tamaño de la arena. Espesor 1.50 m.

MIEMBRO L. Brecha de clastos de rocas metamórficas y de cuarzo metamórfico en matriz de arena gruesa, gravas de menos de 3 cm. Espesor 0.60 m.

MIEMBRO M. Estrato de arenisca conglomerática color amarillo con tonos de verde con gravas de menos de 1 cm de esquistos y cuarzo metamórfico subredondeados. Arenas de grano medio y grueso en una matriz de menos del 15 % de arcilla, poco cementado por carbonatos. Espesor 1.50 m.

MIEMBRO N. Caliches y areniscas verdes de grano medio a grueso en estratos entre 1.00 y 1.50 m. Areniscas verdosas y caliches arenosos ocráceos. Espesor 5.00 m.

MIEMBRO Ñ. Conglomerado de color verde con clásticos de rocas metamórficas y esporádicamente de areniscas rojas de grano fino. Espesor 1.50 m.

MIEMBRO O. Dos estratos de calizas lacustres blanquecinas con huellas de vertebrados. Espesor 0.80 m.

MIEMBRO P. Conglomerado verde con matriz arenosa, líticos de rocas metamórficas de menos de 3 cm. Espesor 0.50 m.

MIEMBRO Q. Caliza lacustres blanquecinas y lodolitas calcáreas en estratos entre 6 y 25 cm. Espesor 0.70 m.

MIEMBRO R. Paleosuelo con aspecto limoso y terroso con líticos esporádicos de rocas metamórficas, color café. Espesor 1.00 m.

MIEMBRO S. Conglomerado verde con líticos de cuarzo metamórfico y esquistos, algunos horizontes de caliche intercalados. Espesor 3.00 m.

MIEMBRO T. Conglomerado rojizo con clastos de cuarzo metamórfico, esquistos, areniscas rojas, conglomerados rojos, con tamaños entre 1 y 12 cm, matriz de arena y arcilla. Muestras HUEH 9a, b y c. Espesor 3.40 m.

MIEMBRO U. Conglomerado con líticos de metamórfico y arenisca en tamaños hasta de 6 cm. Espesor 1.50 m.

MIEMBRO V. Caliza lacustres. Espesor 0.50 m.

MIEMBRO W. Conglomerado con líticos de metamórfico y arenisca en tamaños hasta de 6 cm. Espesor 1.20 m.

MIEMBRO X. Calizas lacustres color blanquecino. Espesor 0.40 m.

MIEMBRO Y. Conglomerado con líticos de metamórfico y arenisca, lentes de gravas angulosas hasta de 12 cm, los últimos 4.50 m con abundante matriz y con tamaños de 1 – 2 cm y esporádicas gravas de 6 cm. Espesor 9.30 m.

MIEMBRO Z. Estrato de caliza lacustre blanquecina con tonos rojizos con microfósiles en la base del estrato se observan gravas angulosas con tamaños entre 1 y 4 cm de líticos metamórficos y Espesor 0.30 m.

FORMACIÓN HUEHUETLÁN

Espesor expuesto 140.30 m.

MIEMBRO AA. Fanglomerado de color verde pistache con clastos de caliza lacustre (Muestra AHUEH 10), areniscas rojizas, esquistos, cuarzo metamórfico, presenta estratos lenticulares con clásticos semejantes en los que predominan los menores a 3 cm, son muy frecuentes los diámetros de 10 cm y se observan algunos entre 15 y 30 cm. El miembro presenta una morfología escalonada e incluye algunos horizontes con desarrollo edáfico. Espesor 15.80 m.

MIEMBRO AB. Después de un estrato de un paleosuelo petrocálcico de 40 cm, continúa una secuencia similar a la anterior. El miembro termina en una discordancia. La secuencia al igual que el miembro AA presenta superficies de estratificación paralelas. Espesor 13.50 m.

MIEMBRO AC. Estrato de limolitas verdes, en la cima se aprecia un pequeño relieve por erosión. Espesor 0.90 m.

MIEMBRO AD. Fanglomerados en estratos hasta de 3.00 m intercalados con limolitas, con clásticos de calizas mesozoicas, metamórficos y algunos de caliche, predominan los tamaños entre 4 y 5 cm, entre los líticos metamórficos se observan tamaños hasta de 18 cm y entre los de calizas, esporádicos de 20 cm. Hacia la cima aumenta la proporción de los fragmentos de caliza y el tamaño de los clásticos. Espesor 32.80 m.

MIEMBRO AE. Estratos gruesos entre 1.09 y 2.00 m de conglomerados con líticos de metamórficos y de calizas, intercalados con estratos delgados y medianos de 10 – 40 cm de areniscas y lodolitas, algunas lodolitas también de 1.50 m. El miembro tiene color amarillento con tonos de verde. Los clastos de caliza hasta de 10 cm. Espesor 24.80 m.

MIEMBRO AF. Fanglomerados con algunos lentes de conglomerados, con esporádicos horizontes de areniscas y algunos horizontes de caliche. Estratos con superficies de estratificación plana con espesores entre 1.50 y 2.00 m. Líticos de cuarzo metamórfico, esquistos y de calizas mesozoicas (de 25 cm bien redondeados), areniscas rojizas, areniscas verdes, conglomerados cementados por sílice (15 cm) y rocas volcánicas porfídicas en matriz rojiza (18 cm), lentes poco litificados. El

miembro incluye algunos estratos de areniscas de grano grueso poco cementadas con capas delgadas de conglomerado y limolitas intercaladas. Espesor 28.20 m.

MIEMBRO AG. Fanglomerados semejantes a los anteriores con algunos horizontes de caliche ondulados de 30 cm. Intercalación de limolitas y conglomerados clastos de cuarzo metamórfico, esquistos y calizas mesozoicas. Espesor 24.30 m.

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA TEJALUCA

Medición de la Sucesión Tejaluca en la Carretera Intermixteca, cerca del entronque a San Lucas Tejaluca, Puebla. La secuencia inicia en un contacto por falla no analizado con las rocas metamórficas. Espesor medido 281.20 m. (Figura A.5).

FORMACIÓN TEPEXI

Espesor expuesto 68.00 m.

MIEMBRO A. Lodolitas rojizas, nodulares con espesor de un metro, después intercalación de lodolitas, areniscas, areniscas conglomeráticas de grano grueso presenta un horizonte claro de arcillas bentoníticas de 2 cm. Estratos delgados entre 2 y 12 cm. Los líticos son de cuarzo metamórfico redondeados y de una roca con aspecto vítreo. Espesor 3.00 m.

MIEMBRO B. Areniscas cuarzosas de grano fino rojizas con bandas de color verde en estratos entre 10 y 20 cm se observa con meteorización diferencial por disolución del cementante calcáreo. Espesor 1.00 m.

MIEMBRO C. Areniscas de grano fino de color rojo poco cementadas por carbonato con intercalaciones de lodolitas rojizas. Estratos entre 12 y 20 cm, algunos horizontes de menos de 1 cm, algunos estratos nodulares. Espesor 6.00 m.

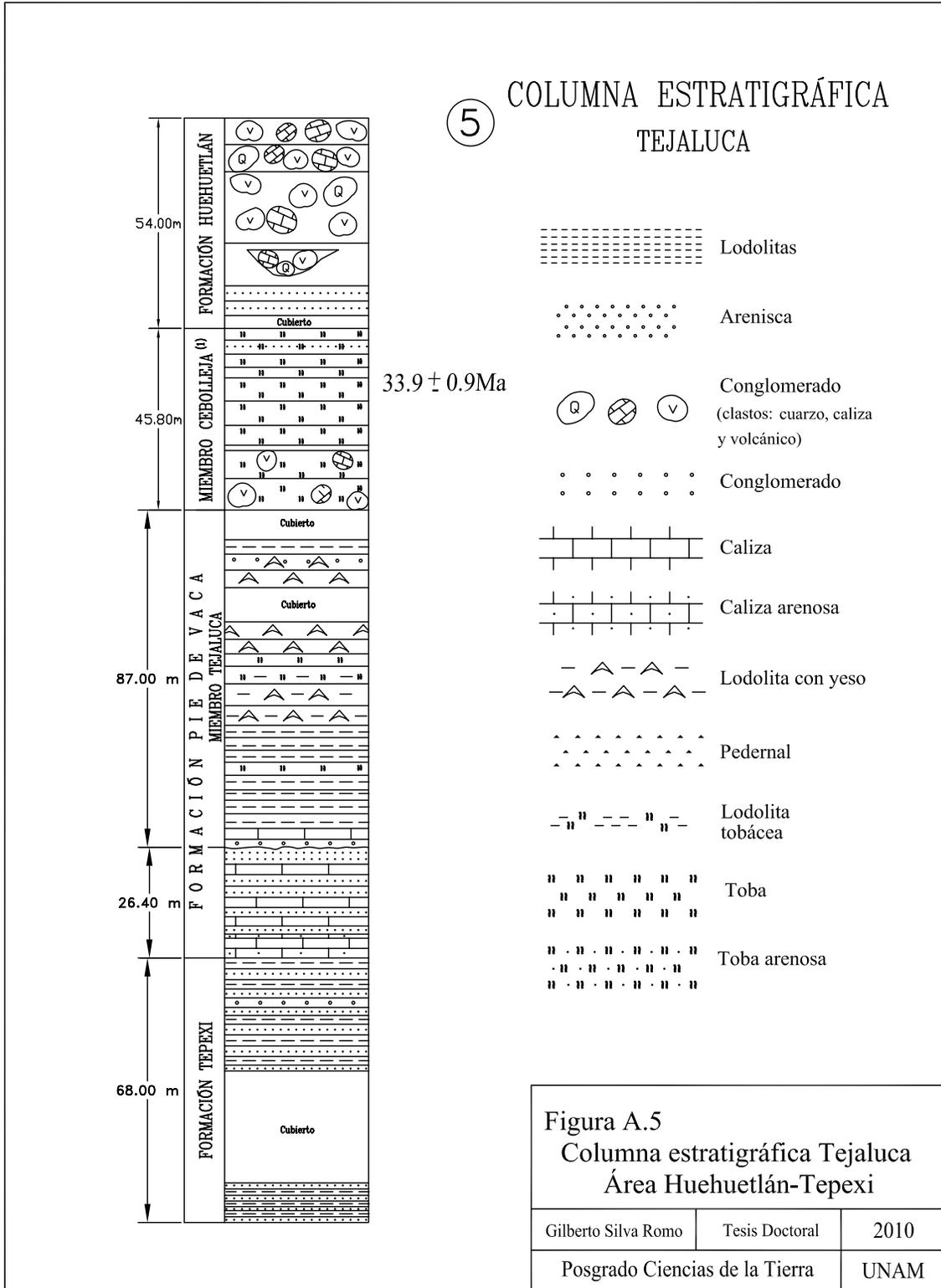
MIEMBRO D. Cubierto 28.00 m.

MIEMBRO E. Areniscas de cuarzo de grano medio y algunos de grano grueso bien redondeado, con cementante calcáreo y esporádicas lodolitas. Las areniscas tienen color rojizo, algunos líticos verde translúcidos, algunos estratos de areniscas limosas sobre todo en la base. Espesor de los estratos entre 10 y 30 cm. Intercalaciones de lodolitas en estratos de 5-10 cm. Espesor 16.00 m.

MIEMBRO F. Intercalación de conglomerados, areniscas conglomeráticas, areniscas de grano grueso y lodolitas en estratos lenticulares de color rojizo. El miembro inicia con conglomerados de clastos de menos de 5 cm de arenisca, caliza, cuarzo metamórfico y esquistos en una matriz de arena gruesa. Espesor 3.00 m.

MIEMBRO G. Areniscas y lodolitas rojas, areniscas de grano medio y grueso, algunas conglomeráticas con clastos de caliza y de cuarzo metamórfico con tamaños menores a 6 cm, en una matriz de lodolita. Las lodolitas semejan paleosuelos, espesor de los estratos entre 15 y 40 cm. Espesor 9.50 m.

MIEMBRO H. Conglomerado con matriz arenosa y cementante calcáreo, clastos de caliza, cuarzo metamórfico en tamaños hasta de 10 cm con intercalaciones de areniscas de grano grueso, calcáreas de color rojizo. Espesor 1.50 m.



FORMACIÓN PIE DE VACA

Espesor medido 26.40 m.

MIEMBRO I. Calizas arenosas nodulares blanquecinas sin estratificación definida, algunas intercalaciones de lodolita entre los nódulos calcáreos. Esta unidad es arenosa en la base y sin terrígenos hacia la cima, presenta druzas en forma de oblea, rellenas de calcita variedad diente de perro. Espesor 4.50 m.

MIEMBRO J. Areniscas nodulares rojizas de grano medio con algunas intercalaciones de lodolitas en estratos entre 2 y 10 cm de espesor. El miembro presenta una intercalación de calizas blanquecinas nodulares que contrasta con el tono rojizo del miembro. Espesor 15.00 m.

MIEMBRO K. Unidad con tono blanquecino que consiste en calizas arenosas, con gravas de cuarzo metamórfico y de calizas cretácicas hasta de 2.5 cm. Espesor 0.90 m.

MIEMBRO L. Areniscas de grano grueso rojizas con abundante cementante calcáreo y con algunas gravas de calizas cretácicas. Areniscas nodulares en estratos entre 5 y 40 cm, predominan los de 15 y 20 cm. Espesor 6.00 m.

DISCORDANCIA

MIEMBRO TEJALUCA

Espesor medido 87.00 m.

MIEMBRO M. Conglomerados de clastos de pedernal, calizas lacustres, calizas arenosas nodulares, areniscas calcáreas, calizas fosilíferas con miliólidos y pedernal negro en matriz arenosa y cementante calcáreo, tamaño de los clásticos redondeados de las areniscas conglomeráticas de la base: 5, 7, 12 y 15 cm: Estratos lenticulares de areniscas rojas de cuarzo y líticas de 2.5 cm de espesor, con gradación normal. Espesor 2.00 m.

MIEMBRO N. Lodolitas rojizas y verdes con algunas intercalaciones tobáceas de 5 cm. Estratos entre 10 y 30 cm, en la parte basal se observa un lente calcáreo nodular blanquecino de 30 cm que subyace a un horizonte de yeso de 5 cm. Las calizas son limosas y presentan meteorización nodular; algunas intercalaciones de grano fino limosas y con lodolitas en estratos de 6 y 10 cm. Espesor 24.00 m.

MIEMBRO Ñ. Lodolitas rojizas en estratos delgados con vetillas de yeso. El miembro se suspende por una falla; después continúan las lodolitas con tonos verdosos y con mayor densidad de vetillas de yeso. Espesor 6.00 m.

MIEMBRO O. Lodolitas tobáceas color verde pistache al fresco, por meteorización presentan color rojizo con menos vetillas de yeso paralelas y diagonales a la estratificación. Espesor 8.50 m.

MIEMBRO P. Yesos sucios en estratos de 30 –50 cm color amarillo claro sacaroide con intercalaciones esporádicas tobáceas y de lodolitas con vetillas de yeso fibroso

paralelas a la estratificación hasta de 5 cm y otras diagonales con secciones romboidales y con estrías subhorizontales. Espesor 13.50 m.

MIEMBRO Q. Cubierto. Espesor 7.50 m.

MIEMBRO R. Yesos masivos y delgados; las masivas con estructuras tipo panal como en la base y otro en la cima de 1.50 metros c/u. Yesos rojizos sucios con intercalaciones de lodolitas rojizas y tobáceas con espesores entre 3 y 15 cm, vetillas fibrosas paralelas a la estratificación hasta de 20 cm; otras diagonales en la base después de la tipo panal; yesos con gravas espesor 40 cm, las gravas tienen diámetros menores de 2 cm y son de cuarzo metamórfico, esquisto y pedernal en una matriz de yeso. Espesor 7.50 m.

MIEMBRO S. Yesos en estratos entre 40 cm y un metro de color amarillento verdoso claro con vetillas de yeso fibroso paralelas a la estratificación, presentan arenas gruesas, en la base un estrato de un metro con gravas de metamórfico, cuarzo metamórfico y de pedernal anguloso de menos de 2 cm soportadas en yeso sacaroides; algunos estratos de areniscas yesíferas con icnofósiles (pistas). Espesor 4.50 m.

MIEMBRO T. Lodolitas rojizas en estratos delgados entre 5 y 15 cm; con vetillas de yeso paralelas a la estratificación. El miembro incluye al final un horizonte verde tobáceo muy notable de grano fino. Espesor 4.50 m.

MIEMBRO U. Cubierto. Espesor 13.50 m.

FORMACIÓN AHUEHUETES

MIEMBRO CEBOLLEJA

Espesor medido 45.80 m.

MIEMBRO V. Conglomerados con líticos de caliza y volcánicos en una matriz tobácea verde pistache con lentes de gravas hasta de 20 cm. Espesor de los estratos entre 80 cm y un metro. Líticos de calizas mesozoicas, rocas volcánicas de textura escoriácea con anfíboles, calizas lacustres y brechas hasta de 25 cm; predominan los de volcánicos, se trata de flujos ignimbríticos con lentes de conglomerados de matriz tobácea verde, se presenta un flujo ignimbrítico de 2.00 m. S0 N 25° E, 16°. Espesor 15.50 m.

MIEMBRO W. Ignimbritas de color verde pistache, dispuestas como flujos masivos (6 metros) con líticos esporádicos de volcánicos verdes y amarillos 4.50 m. Los estratos superiores con líticos de pómez sin colapsar, hasta de 15 cm. El miembro consiste en ocho flujos ignimbríticos, los superiores son más delgados y con paleosuelos. En esta unidad se colectó la muestra Iz- 23 con una edad K-Ar de 33.9 ± 0.9 Ma. Espesor 21.00 m.

MIEMBRO X. Tobas silíceas subacuosas con pómez verdes y areniscas tobáceas en estratos de 60, 80 y 150 cm. Espesor 8.50 m.

MIEMBRO Y. Ignimbrita con líticos de pómez, los cuales son menos resistentes a la erosión de tal manera se presentan como huecos en la roca. Espesor 0.80 m.

FORMACIÓN HUEHUETLÁN

Espesor expuesto medido 54.00 m.

MIEMBRO Z. Cubierto. Espesor 3.00 m.

MIEMBRO AA. Areniscas en estratos entre 1.5 y 15 cm, presentan meteorización nodular y esferoidal, con líticos de volcánicos y de las propias tobas con anfíboles. En el miembro se reconocen rasgos de corte y relleno, y lentes con gravas en la base. Lentes conglomeráticos de unos 2 metros de largo por 30 –25 cm de espesor. Espesor 19.50 m.

MIEMBRO AB. Conglomerados con abundante matriz, fanglomerados, la parte basal se observa sin estratificación. Líticos de calizas mesozoicas, volcánicos, cuarzo metamórfico. Define una burda laminación o estratificación con intercalaciones de areniscas gruesas lenticulares, gravas hasta de 25 cm. Espesor 18.00 m.

MIEMBRO AC. Conglomerados y fanglomerados con estratificación cruzada, líticos de cuarzo metamórfico, caliza, volcánicos café rojizo alterados, líticos verdes y matriz tobácea. Tamaños hasta de 25 cm, la parte superior sin matriz verdosa. Como se aprecia en la parte basal tiene una proporción de grano fino. Espesor 13.50 m.

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA COATZINGO

Espesor parcial medido 51.63 m en dos fracciones separadas por un espesor no cuantificado. Fracción basal 33.28 m (Medida a partir del punto 14Q 586 288E, 2059 656N) y la fracción cimera de 18.35 m (Medida a partir del punto 14Q586 024 mE, 2060 771 mN). (Figura A.6).

FORMACIÓN COATZINGO

Fracción basal 33.28 m.

MIEMBRO A. Lodolitas verdes en estratos delgados entre 3 y 10 cm, presentan meteorización nodular. Con horizontes con pequeñas conchas de gasterópodos de pared delgada, entre los estratos se observan óxidos y algunos horizontes calcáreos. Espesor 0.75 m.

MIEMBRO B. Limolitas y areniscas de grano fino de color amarillo ocre con marcas de base, estratos ondulados con laminillas de yeso. Areniscas yesíferas de grano medio a grueso con interestratos arcillosos. Estratos delgados entre 2 y 10 cm. Espesor 0.50 m.

MIEMBRO C. Calizas limosas blanquecinas con grietas de desecación y con meteorización diferencial. Espesor 0.25 m.

MIEMBRO D. Lodolitas y limolitas verdes con pátinas ocre semejan estratos rojizos, sin embargo son verdes. Estratos laminares con meteorización nodular, con espesores entre 3 y 10 cm. Espesor 1.50 m

MIEMBRO E. Conglomerado poco cementado por carbonatos y areniscas gruesas. Clastos de cuarzo metamórfico, areniscas de cuarzo de grano grueso, andesitas porfídicas, vidrios con bandas caolinizadas, pedernal, calcedonia y riolita. Espesor 1.50 m.

MIEMBRO F. Estrato calcáreo reemplazado por sílice con pequeños gasterópodos en la base, con manchas tubulares de óxidos de hierro. Estrato ondulado con horizontes laminares tobáceos. Espesor 0.58 m.

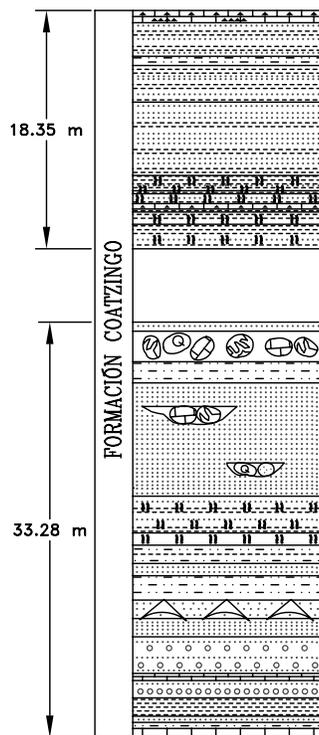
MIEMBRO G. Conglomerado con abundante matriz color amarillo ocre, líticos de volcánicos como los del miembro E. Estratos lenticulares intercalados con areniscas gruesas, con pómez y esquirlas de vidrio, lodolitas con galerías rellenas por arenas gruesas en estratos delgados entre 3 y 10 cm. Espesor 3.00 m.

MIEMBRO H. Areniscas medianamente consolidadas de grano grueso con gravas similares a las anteriores. Estratos entre 20 y 30 cm algunas lodolitas intercaladas. Unidad de color amarillo ocre. Espesor 1.50 m.

MIEMBRO I. Areniscas de grano grueso a medio de color amarillo ocre, masivas deleznales y yesíferas con abundantes vetillas de yeso. En la cima se observan mejor compactadas, unidad color verde. Las areniscas presentan meteorización nodular. Espesor 1.50 m.

6

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA COATZINGO



SIMBOLOGÍA

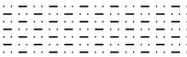
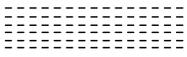
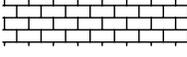
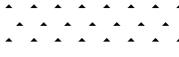
- 
Conglomerado
 (clastos: caliza, arenisca, cuarzo y metamorfo)
- 
Limolita
- 
Lodolita
- 
Caliza
- 
Pedernal
- 
Conglomerado
- 
Yeso
- 
Arenisca
- 
Toba

Figura A.6
Columna Estratigráfica Coatzingo
Área Huehuetlán-Tepexi

Gilberto Silva Romo	Tesis Doctoral	2010
Posgrado Ciencias de la Tierra		UNAM

MIEMBRO J. Areniscas de grano grueso con vetillas de yeso intercaladas con horizontes de limolitas amarillo crema. Las areniscas tienen espesores de aproximadamente un metro sin rasgos de estratificación definida. Las limolitas tienen espesores de alrededor de 15 cm, se observan bandeadas y están mejor compactadas que las areniscas, las cuales presentan poco cementante calcáreo, las limolitas resaltan por su expresión morfológica positiva. Algunos estratos de arenisca de 5 cm de espesor aparecen mejor compactados. Espesor 3.00 m.

MIEMBRO K. Lodolitas y limolitas blanquecinas con superficies de estratificación irregulares, presenta numerosas galerías verticales y horizontales de 1 y 1.50 cm. Espesor 1.50 m.

MIEMBRO L. Toba verde lítica con horizontes de limolita presenta galerías igual que el miembro anterior. Líticos volcánicos verdes y rosas de grano medio con feldspatos. Muestra COA-4. Espesor 1.00 m.

MIEMBRO M. Areniscas y lodolitas tobáceas verdes en estratos entre 4 y 10 cm. Algunos estratos bien cementados de grano medio a grueso como COA-5. Espesor 2.50 m.

MIEMBRO N. Areniscas gruesas y lentes conglomeráticos poco cohesivos color verde con gravas de rocas volcánicas. Presenta estratificación cruzada N 40° W, 40°; N 62° W, 07°. Espesor 9.50 m.

MIEMBRO Ñ. Limolitas y lodolitas calcáreas como estratos resistentes intercalados con estratos más deleznable con meteorización nodular. Estratos de 8, 10 y 30 cm de espesor. Espesor del miembro 1.50 m.

MIEMBRO O. Conglomerados masivos con abundante matriz arenosa con líticos de volcánicos, intercalados con algunos lentes de areniscas con algunas gravas. Espesor 2.50 m.

MIEMBRO P. Areniscas amarillas de grano grueso con líticos volcánicos. Espesor 0.75 m.

MIEMBRO Q. Cubierto. Espesor incierto.

Fracción cimera 18. 35 m.

MIEMBRO R. Lodolitas intercaladas con areniscas tobáceas y algunas tobas oxidadas. Estratos entre 10 y 20 cm; presenta grietas de desecación y diques de arena en las lodolitas. Espesor 2.00 m.

MIEMBRO S. Tobas intercaladas con lodolitas amarillentas con espesores entre 40 y 60 cm. Las lodolitas entre 10 y 20 cm. El estrato cimero de lodolitas de la cima presenta icnofósiles (galerías). Espesor 1.00 m.

MIEMBRO T. Caliza pedernalosa blanca con grietas de desecación, con bandas de pedernal café en la base, abajo lodolitas tobáceas en estratos delgados de 3, 5 y 10 cm. Pedernal negro ondulado de 5 cm de espesor. Espesor 0.45 m.

MIEMBRO V. Intercalación de tobas arenosas con lodolitas con icnofósiles (pistas). Tobas amarillo ocre. Lodolitas blanquecinas en estratos con espesores entre 6 y 12 cm con marcas de carga. Muestra COA-6. Espesor 0.90 m.

MIEMBRO W. Lodolitas laminadas blanquecinas calcáreas y pedernalosas. Muestra COA-7. Espesor 0.25 m.

MIEMBRO X. Intercalación de lodolitas tobáceas con areniscas amarillentas tobáceas en estratos entre 6y 20 cm. Espesor 1.25 m.

MIEMBRO Y. Areniscas en estratos gruesos de 40, 60 y 80 cm, las cuales aparecen intercaladas con lodolitas amarillo ocre. En las lodolitas se observan cristales secundarios de yeso, en la base de los estratos algunos lentes de gravas volcánicas. Secuencia con meteorización nodular y estratificación ondulada. Espesor 6.00 m.

MIEMBRO Z. Lodolitas verdes intercaladas con algunos horizontes arenosos con estratificación difusa y meteorización nodular. Espesor 3.00 m.

MIEMBRO AA. Limolitas compactas blanquecinas en estratos de 2 a 10 cm intercaladas con calizas y lodolitas deleznales, en la base limolitas con pedernal. Algunos estratos se observan laminados. Muestra COA-8. Espesor 0.75 m.

MIEMBRO AB. Areniscas deleznales de grano medio a grueso con estratificación cruzada, en estratos gruesos de 1 a 18 cm ondulados de color verde pálido con intercalaciones de limolitas blanquecinas y de lodolitas deleznales con espesores de 1 a 3 cm. Espesor 2.75 m.

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA ZACAPALA

Sucesión incompleta medida en las cercanías de Zacapala, Puebla. Espesor parcial 9.25 m. Figura A.7.

FORMACIÓN PIE DE VACA

MIEMBRO TEJALUCA

El Miembro Tejaluca de la Formación Pie de Vaca, al norte de Zacapala, consiste en una secuencia delgada, principalmente de yesos en estratos delgados de menos de 4 cm con algunas intercalaciones de limolitas, de esporádicas calizas y algunas láminas de bentonitas. El miembro termina con un estrato masivo de yeso.

MIEMBRO A. Calizas blanquecinas en estratos laminados de 1-2 cm intercaladas con láminas de bentonita de 0.3 – 1 mm y algunos horizontes de yesos. Espesor 0.40 m.

MIEMBRO B. Estrato de bentonita verde en hojuelas irregulares con cristales de yeso hasta de 3 cm. Espesor 0.10 m.

MIEMBRO C. Limolitas calcáreas blancas laminadas en estratos de 0.8 a 30 mm con algunas láminas de yeso de 3 mm. El miembro presenta cristales euhedrales de yeso hasta de 3 cm. Espesor 0.40 m.

MIEMBRO D. Intercalación rítmica de yesos laminares y limolitas calcáreas laminadas blanquecinas en estratos entre 1 y 2 cm. Yesos fibrosos y algunos sacaroides. Hacia la cima los estratos de limolita tienen espesores de 5-6 cm y los de yeso 1-2 cm. Espesor 1.50 m.

MIEMBRO E. Lodolitas y limolitas con meteorización nodular laminados con algunos horizontes de yeso y otros de óxido de hierro, en estratos entre 10 y 20 cm. Tres estratos presentan abundante óxido de hierro de tal forma que se aprecian con tonos ocráceos. Espesor 1.70 m.

MIEMBRO F. Lodolitas laminadas en estratos ondulados de 3 a 8 cm, los inferiores con intercalaciones de yeso, mientras los superiores se aprecian deleznable. Espesor 0.45 m.

MIEMBRO G. Intercalación de limolitas laminadas y yesos, en estratos de 3-6 cm en las limolitas y de 2-3 cm en los yesos. Algunas limolitas presentan grietas de desecación. Espesor 1.20 m.

MIEMBRO H. Yesos y limolitas, predominan los yesos. Espesor 0.80 m.

MIEMBRO I. Lodolitas verdes Espesor 0.20 m.

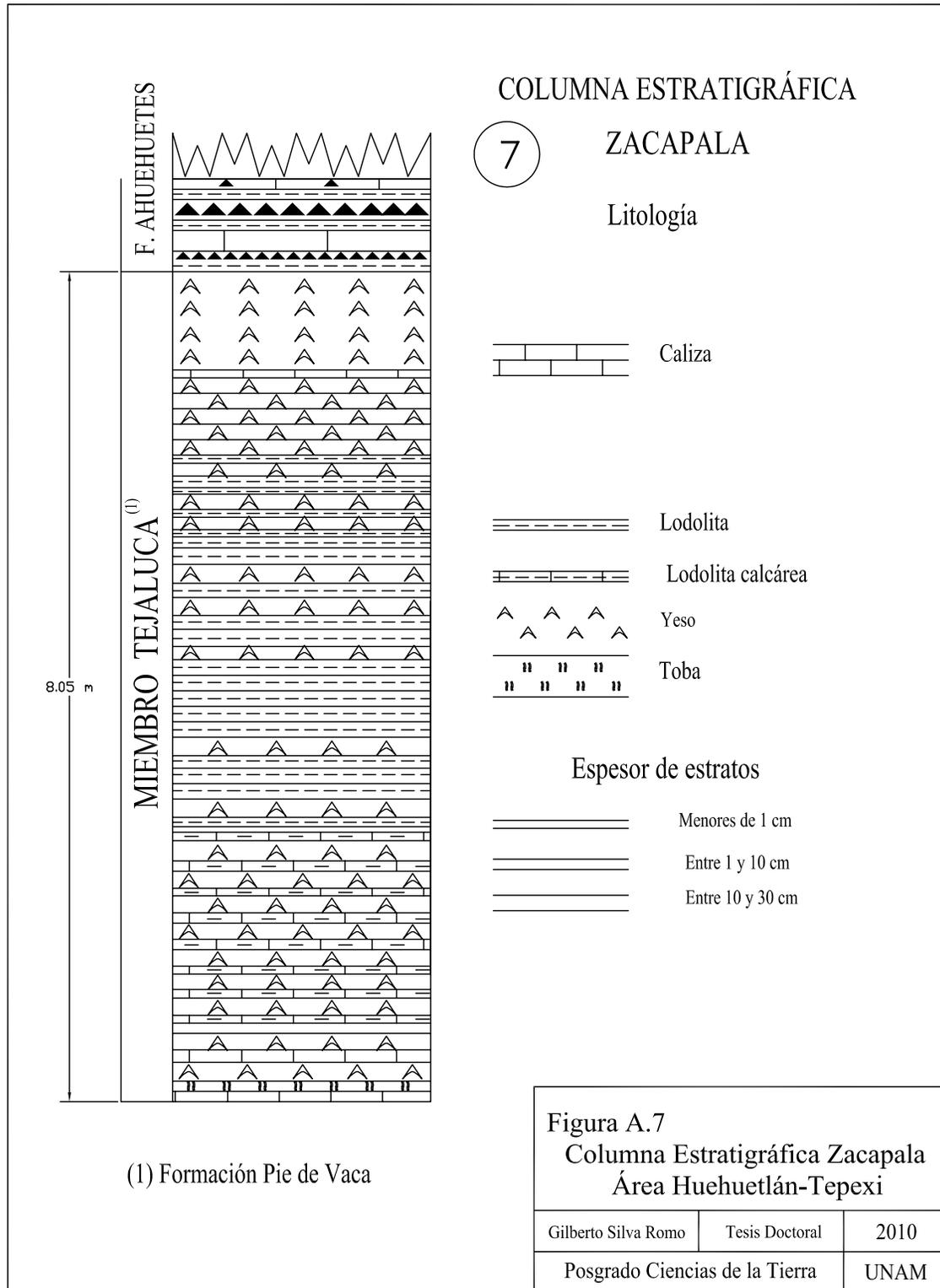
MIEMBRO J. Intercalación de yesos y lodolitas en estratos entre 2 y 3 cm. Espesor 0.30 m.

MIEMBRO K. Espesor 0.12 m.

MIEMBRO L. Yesos fibrosos en estratos ondulados con espesores entre 3 y 10 cm. Espesor 1.00 m.

MIEMBRO M. Calizas blanquecinas con aspecto terroso. Espesor 0.08 m.

MIEMBRO N. Yesos masivos. Espesor 1.00 m.



COLUMNA ESTRATIGRÁFICA COMPUESTA TEPEXI

Columna compuesta con base en mediciones y en estimación de espesores. Las formaciones Tepexi y Barranca Risco se midieron sobre el Río Ajamilpa, aguas arriba del Puente Viejo hacia el Rosario y la parte media de la columna en las cercanías de la localidad “balsa” Los Ahuehuetes. (Figura A.8).

FORMACIÓN TEPEXI

Medida sobre el Río Ajamilpa, desde el contacto con el Complejo Acatlán hasta el contacto discordante con la Formación Barranca Risco. No se observa la base del miembro, aparentemente el contacto es por falla normal con el Complejo Acatlán. Ambas unidades tienen el mismo nivel topográfico pero no se observa ningún rasgo que permita establecer el tipo de falla. Espesor medido 45.00 m.

MIEMBRO A. Fanglomerados brechoides de color café claro con tonos verdosos en estratos lenticulares de 45 a 50 cm con marcas de base, con clastos imbricados de metamórficos, esquistos y cuarzo metamórfico de 1-5 cm, predominan los tamaños comprendidos entre 2 y 3 cm, algunos líticos de arenisca de grano fino verdosos, clásticos subangulosos a angulosos, pobremente clasificados en una matriz arcillosa rojiza de:

Esquistos con tamaños entre 0.1 y 5 cm. 40%.

Cuarzo metamórfico con tamaños entre 0.1 y 5 cm- 20%.

Areniscas con tamaños entre 1 y 2 cm 8%.

Calizas arenosas con tamaños entre 5 y 7 cm. 2%.

Matriz arcillosa 30%.

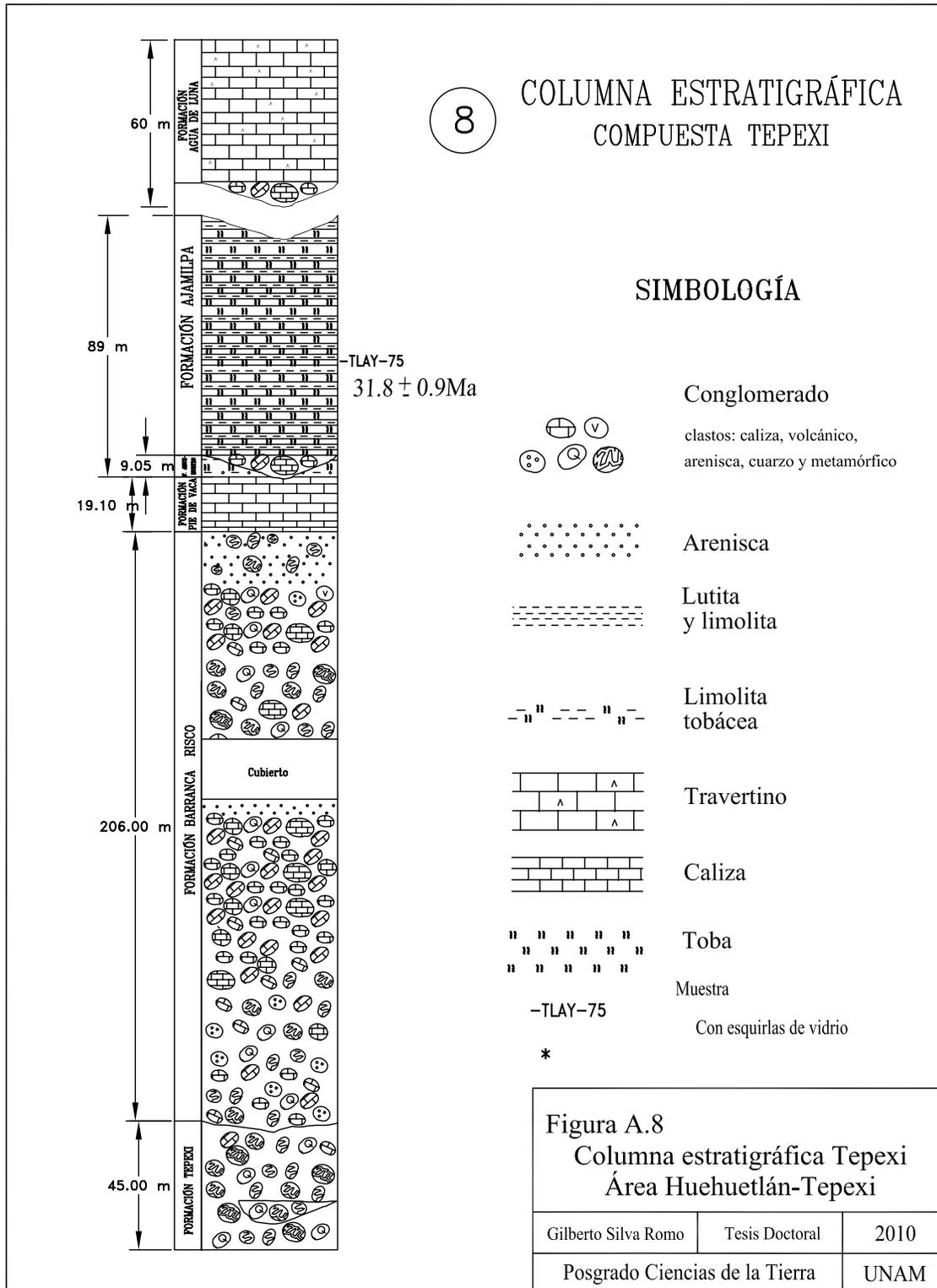
Los fragmentos calcáreos son de colores café claro, arenosos y redondeados. Hacia arriba se observan lentes de conglomerado, como relleno de canales en los cuales los fragmentos mayores son de calizas con toucasias, propias de la Formación Tlayúa, tienen tamaños entre 25 y 40 cm y son redondeados, aunque también hay de cuarzo metamórfico y areniscas de cuarzo. La matriz es de color rojizo de carácter limo-arenosa. Espesor 45.00 m.

Discordancia

FORMACIÓN BARRANCA RISCO

Medida sobre el Río Ajamilpa, desde el contacto discordante con la Formación Tepexi hasta la base de la Formación Pie de Vaca, aguas arriba hacia el puente viejo. Espesor medido 206.00 m.

MIEMBRO B. Conglomerado conformado principalmente por clastos de calizas arcillosas, calizas con toucasias; con diámetros entre 5 y 50 cm, predominan los de 20-30 cm redondeados, hacia arriba aparecen clastos de calizas blanco amarillentas recristalizadas, aumenta la presencia de líticos de areniscas de cuarzo de color verde. Presenta lentes conglomeráticos por lo general con clastos de calizas.



Esporádicamente se observan bloques aislados de calizas hasta de 60 cm de diámetro, algunos de areniscas de cuarzo y otros de calizas arcillosas gris claro redondeados. S0 S 35° W, 18°. Espesor 45.00 m.

MIEMBRO C. Consiste de dos paquetes con características similares a los expuestos en el miembro anterior observados a la distancia por dificultad en el acceso, uno basal de aproximadamente 15.00 m y otro mejor cementado y con relieve prominente con un espesor de 6.00 m. Espesor 21.00 m.

MIEMBRO D. Conglomerados masivos, con superficies de estratificación muy mal definida burdamente laminada. Se componen de clastos subredondeados a redondeados de diferentes tipos de caliza con cementante calcáreo, con un color gris oscuro y un relieve muy marcado en el paisaje. Los clastos varían de 5 mm hasta 30 cm y son de:

Caliza café claro con miliólidos, wackestone dolomitizadas parcialmente, procedentes de la Formación Tlayúa, caliza café medio totalmente recristalizada; caliza café claro wackestone de miliólidos con de pedernal amarillo miel; caliza wackestone con pelecípodos; calizas con una costra de pedernal amarillo miel; clastos calcáreos con disolución y con relleno tipo drusa de calcita variedad diente de perro y pedernal color miel subredondeado a subangulos con tamaños entre 1 y 5 cm. Espesor 43.50 m.

MIEMBRO E. (A partir del Puente sobre el Río Ajamilpa) Conglomerados mal clasificados con clastos hasta de 15 cm en estratos de 20-30 cm. Entre los clastos redondeados predominan los de calizas similares a los del miembro anterior, pero comienzan a aparecer nuevamente clastos metamórficos de esquisto y cuarzo. Conforme se asciende estratigráficamente los clastos son más pequeños y aumenta la proporción de metamórficos. Espesor 1.40 m.

MIEMBRO F. Estrato de arenisca rojiza (Sublitarenita de cuarzo) de 23 cm, laminada con cementante calcáreo de grano medio con cuarzo, metamórfico, areniscas y caliza. Hacia arriba el tamaño de los clastos decrece y aumenta la matriz, con gran cantidad de clastos de origen metamórfico y pocos o casi ninguno de caliza. Este estrato presenta estratificación cruzada. Aguas arriba hacia el recodo más próximo del Río, se observa un espesor de areniscas similares de 1.50 m, después la secuencia está cubierta. Espesor 1.60 m.

MIEMBRO G. Cubierto. Espesor 20.00 m.

MIEMBRO H. Conglomerados similares a los propios del miembro E, solo que este también incluye además clastos de cuarzo metamórfico, de esquisto y algunos esporádicos de conglomerado. Los fragmentos de metamórficos son subangulosos, contiene algunas gravas de cuarzo metamórfico perfectamente redondeados. La matriz es rojiza y el cementante calcáreo. La estratificación no es muy clara, pero se observa burdamente laminado y lenticular con imbricación. Los clastos mayores de hasta 25 cm son de caliza bien redondeados; la matriz está compuesta por clastos de pedernal, cuarzo metamórfico, esquistos verdes, calizas de 1-5 cm. Entre los clásticos calcáreos del miembro, se presentan calizas con pedernal y calizas con exposición sub-aérea. Los conglomerados aparecen intercalados con algunos horizontes hasta de 100 cm de caliche blanquecino con gravas, en los primeros 27.00 m. Espesor 46.50 m.

MIEMBRO I. Conglomerado gris oscuro con matriz rojiza y cementante calcáreo similar a la anterior, pero con clastos más pequeños entre un milímetro y 2 cm y algunos esporádicos hasta de 5 cm. Los líticos son similares a los del miembro anterior. La proporción de arena es mayor 50:50. Casi al finalizar un horizonte de clastos calcáreos bien redondeados y luego muchos finos. Espesor 18.00 m.

FALLA.

MIEMBRO J. La cima está definida por una transición entre el material clástico a uno calcáreo: Se observan intercalaciones de estratos de orígenes lacustres y fluviales. Estratos conglomeráticos con laminación cruzada, laminación paralela, lentes conglomeráticos y estructuras de corte y relleno. Los clásticos son de cuarzo metamórfico y esquisto con tamaños entre 2 y 20 cm; subangulosos e imbricados. Clastos de caliza subredondeados color café claro, clastos de caliche blanquecino, redondeados en una matriz arenosa con cementante calcáreo en estratos de 15-30 cm. Los estratos de caliza tienen espesores entre 10 y 15 cm, se trata de mudstone blanco con pedernal café. Algunos bloques rodados de caliza en los cortes del camino presentan huellas de vertebrados. Espesor 9.00 m.

La medición de este miembro termina en el contacto transicional con el miembro Pie de Vaca en la localidad 14Q 611 758 mE, 2 057 523 mN.

FORMACIÓN PIE DE VACA.

(Ver Descripción en la Columna estratigráfica Los Ahuehuetes)

FORMACIÓN AHUEHUETES

(Ver Descripción en la Columna estratigráfica Los Ahuehuetes)

FORMACIÓN AJAMILPA.

En afloramientos discontinuos a lo largo del Río Ajamilpa, se estimó un espesor de aproximadamente 90 m para la Formación Ajamilpa, el cual incluye un conglomerado basal con matriz arenosa y poco cementado, los líticos son de calizas procedentes de la Formación Tlayúa. Así, se observan gravas y bloques de calizas mudstone y wackestone entre 4 y 25 cm de diámetro. Después la secuencia consiste en rocas epiclásticas y tobas arenosas en estratos lenticulares, el miembro incluye tobas silíceas con esquirlas de vidrio, las cuales tienen una edad K-Ar de 31.8 ± 0.9 Ma (Muestra Tlay-75).

FORMACIÓN AGUA DE LUNA

En las cercanías de Tepexi de Rodríguez, en la mesa de Moralillo, se estimó un espesor aproximado de 60.00 m para la formación. En la base se presentan estratos de conglomerado de matatenas y bloques de caliza en una matriz calcárea muy densa, la cual paulatinamente aumenta de proporción hasta que se convierte en una caliza lacustre con algunos gasterópodos; el miembro incluye travertinos con abundantes restos de plantas acuáticas, como se observa en las canteras labradas en la mesa.

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA AHUEHUETES

La secuencia parcial incluye a las formaciones Pie de Vaca Ahuehuetes, se midió sobre el Río Ajamilpa, en el paraje conocido como “La balsa” Los Ahuehuetes, Se puede llegar al sitio fácilmente por la carretera La Colorada - Tepexi de Rodríguez, un kilómetro antes de cruzar el puente sobre el Río Ajamilpa, se encuentra una brecha de acceso; la localidad se encuentra a unos 500 m de la carretera. (Figura A.9). Espesor expuesto 19.10 m.

FORMACIÓN PIE DE VACA

MIEMBRO A. Calizas lacustres blancas en estratos entre 2 y 10 cm. En la base se observan texturas clásticas y algunas intercalaciones de estratos de lodolitas y lutitas calcáreas. En la parte media se presentan intercalaciones de lodolitas laminadas blanquecinas, algunas con horizontes de pedernal laminado de color ocre; también se observan algunos horizontes calcáreos con nódulos de pedernal de color café. Hacia la cima, se observan calizas de color crema con oquedades, intercaladas con calizas arcillosas y lodolitas con nódulos de pedernal café. Espesor 4.90 m.

MIEMBRO B. Pedernales laminados y bandeados de colores blanco y café en estratos entre 6 y 20 cm. Intercalados con calizas terrosas de color blanquecino. Espesor 1.10 m.

MIEMBRO C. Cubierto. Espesor 1.50 m.

MIEMBRO D. Lodolitas calcáreas laminadas con plantas fragmentadas y calizas terrosas, algunas densas en estratos entre 6 y 15 cm. Hacia la cima un estrato de pedernal blanco moteado, las motas tienden a ser translúcidas. Espesor 1.70 m.

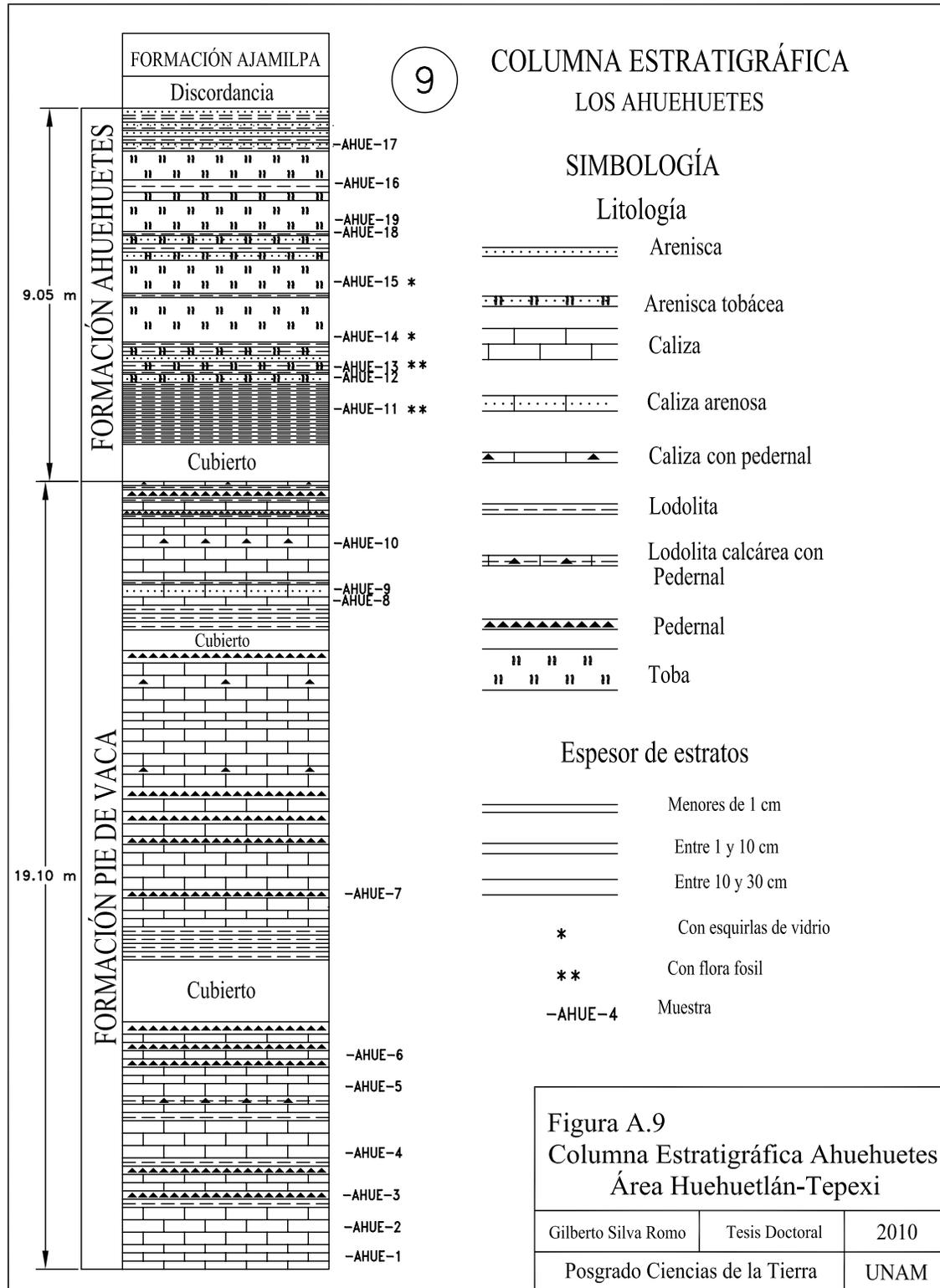
MIEMBRO E. Calizas blanquecinas laminadas de color blanquecino, deleznales con oquedades; en estratos entre 6 y 10 cm. Espesor 0.90 m.

MIEMBRO F. Calizas lacustres cristalinas de color blanco en estratos de 10 a 20 cm con intercalaciones de pedernal blanco. Estratificación ondulada. Hacia la base se observan calizas densas con bandas de pedernal blanco y hacia la cima se aprecian algunos nódulos de pedernal. Espesor 2.20 m.

MIEMBRO G. Calizas blanquecinas en estratos entre 8 y 20 cm algunos ondulados con lentes de pedernal con superficies irregulares, hacia la cima los lentes de pedernal presentan estructuras de deformación penecontemporáneas, se observan rotos y las fracturas aparecen rellenas con la caliza subyacente; en otros casos los lentes de pedernal presentan pliegues pequeños. Espesor 2.70 m.

MIEMBRO H. Cubierto. Espesor 0.50 m.

MIEMBRO I. Calizas arenosas de grano grueso, densas con textura sacaroide blanquecinas, en estratos entre 4 y 15 cm algunos ondulados. Hacia la base se observan lodolitas calcáreas formando un paquete de 70 cm. En la cima se presentan lentes de pedernal de color gris claro, un estrato de caliza presenta marcas de carga. Espesor 2.70 m.



MIEMBRO J. Secuencia de limolitas, pedernal y calizas en estratos con espesores entre 1 y 3 cm, todos ellos laminados y con colores blanco, verde pálido y crema. Algunas calizas presentan grietas de desecación. En la base se observa un estrato de pedernal laminado de color café con tonos de rojo. Espesor 0.90 m.

DISCORDANCIA. El miembro termina cubierta por un conglomerado masivo con clastos de calizas de la F. Tlayúa (De texturas mudstone y wackestone de colores gris claro con tonalidades rojizas) en tamaños hasta de 40 cm.

FORMACIÓN AHUEHUETES

La sucesión se midió en la localidad con flora fósil estudiada por Magallón-Puebla y Cevallos-Ferriz (1994a), se trata de la base de la formación preservada de la erosión. Espesor expuesto 9.05 m.

MIEMBRO K. Cubierto. 0.90 m.

MIEMBRO L. Lodolitas calcáreas color verde claro adoptan un color gris oscuro en superficie meteorizada, presenta laminaciones onduladas de menos de 1 mm. En esta unidad se han colectado plantas y un hongo (Comunicación personal del Dr. Sergio Ceballos-Ferriz). Espesor 1.50 m.

MIEMBRO M. Unidad de tobas silíceas y lodolitas volcánicas de color verde pálido. El miembro inicia con una toba arenosa de 15 cm de espesor, el resto consiste en 19 estratos entre 1 y 4 cm de lodolitas calcáreas y tobáceas, algunas laminadas y con estratificación ondulada, presenta algunas intercalaciones de litareniscas el más grueso de 8 mm, las cuales presentan marcas de carga. Esta unidad es otra de las portadoras de plantas fósiles. Espesor 0.97 m.

MIEMBRO N. Tobas silíceas cristalino-vítrea de caída libre, en estratos gruesos de hasta 60 cm con estratificación gradada, color verde, presenta fragmentos de pómez y esquirlas de vidrio, la parte alta de los estratos de toba gradúan a limolitas volcánicas. En la parte media se observa un horizonte de limolita tobácea delgado. Espesor 1.98 m.

UNIDAD O. Intercalaciones de tobas arenosas con estratificación gradada y lodolitas tobáceas en estratos de 3 a 10 cm. El miembro presenta color verde pálido, se caracteriza por un abundante contenido de plantas fósiles, termina con un horizonte con óxido de hierro y abundantes fragmentos de plantas. Espesor 0.70 m.

MIEMBRO P. Intercalación de areniscas tobáceas con estratificación gradada y lodolitas con grietas de desecación. Las areniscas son más resistentes a la erosión, están dispuestas en estratos con espesores entre 5 y 15 cm. En la parte media del miembro se presenta una toba lítica con estratificación gradada con espesor de 70 cm. Espesor 3.00 m.

El miembro termina en una superficie de erosión, la cubre el conglomerado con clastos calcáreos descrito antes.

Gilberto Silva Romo

APÉNDICE B. LAS CUENCAS SEDIMENTARIAS DESARROLLADAS EN UNA ZONA DE DEFORMACIÓN TRANSCURRENTE

El campo de la deformación frágil en la Tierra se restringe a la porción más somera de la corteza terrestre, la zona de transición entre la deformación frágil y la deformación dúctil ocurre a profundidades que varían entre 10 y 15km según sea el gradiente geotérmico local (Sibson, 2002). El estudio de la deformación se puede abordar desde dos aproximaciones: Una **dinámica**, en la cual se explican rasgos estructurales a partir del campo de esfuerzos que los produjo. La otra aproximación tiene que ver con el análisis del estado deformado que se observa en las rocas (**cinemática**) (Nieto-Samaniego, 1994). El estudio de la deformación frágil en sus aspectos cinemático y dinámico permiten abordar con rigor el estudio de la estructura cenozoica de la región motivo del proyecto; ya que las bases teóricas de la deformación frágil son aplicables independientemente de cual sea la orientación del elipsoide de deformación; sin embargo, las particularidades de los sistemas transtensivos resultan útiles para valorar la cronología de la deformación, ya que derivan en la formación de surcos sedimentarios en los cuales se acumulan sucesiones sedimentarias tanto fluviales como lacustres y volcánicas susceptibles de fecharse, ya sea mediante métodos paleontológicos o isotópicos. Más aún, dichas sucesiones continentales pueden registrar la evolución de los sistemas de esfuerzos regionales.

Una Zona de Deformación Transcurrente (ZDT) acomoda la deformación entre dos bloques que manifiestan desplazamiento uno con respecto al otro, conforme a una dirección subparalela a la traza de las fallas principales que limitan los bloques. El acomodo se puede resolver en una sola discontinuidad o en varias dispuestas en forma subparalela. El desplazamiento lateral se juzga como derecho si el movimiento relativo entre los bloques provoca una rotación horaria a un eje vertical ubicado entre los bloques, e izquierdo si la rotación resulta anti-horaria. En las ZDT pueden coexistir rasgos estructurales que expresan extensión y contracción, y se definen áreas donde ocurre sedimentación, como se observa en la Figura B.1, adaptada de Allen y Allen (1990); en el caso (a) se ilustran estructuras que expresan *transcurrencia convergente* (Transpresión), mientras en el caso (b) se tratan de estructuras congruentes con una *transcurrencia divergente* (Transtensión). El sentido del movimiento se puede apreciar con base en los desplazamientos de marcadores estratigráficos, o bien en los indicadores cinemáticos desarrollados en las superficies de falla durante el desplazamiento de los bloques (Angelier, 1994; Tolson, 1996; Doblas, 1998). Las fallas de desplazamiento lateral en una ZDT, por lo general se caracterizan por superficies estructurales verticales, aunque esta característica no es indispensable.

Las cuencas sedimentarias desarrolladas en un marco tectónico transcurrente son generalmente pequeñas y complejas, comparadas con otros tipos de cuencas como las cuencas *rift*. Las cuencas asociadas a fallas de desplazamiento lateral han sido motivo de diversos análisis desde su origen y desarrollo (Wilcox *et al.*, 1973; Christie-Blick y Biddle, 1985; Harding *et al.*, 1985; Allen y Allen, 1990; Yeats *et al.*, 1997; Woodcock y Schubert, 1994; Mann, 1997) hasta su evolución tectónica (Spörl, 1980), o su historia sedimentaria (Beard, 1996; Fillmore y Walker, 1996). Se han reconocido cuencas antiguas cuyo origen se explica en un marco tectónico de fallamiento a rumbo (Steel y Gloppen 1980; Heward y Reading, 1980).

B. 1 Fallas de desplazamiento a rumbo

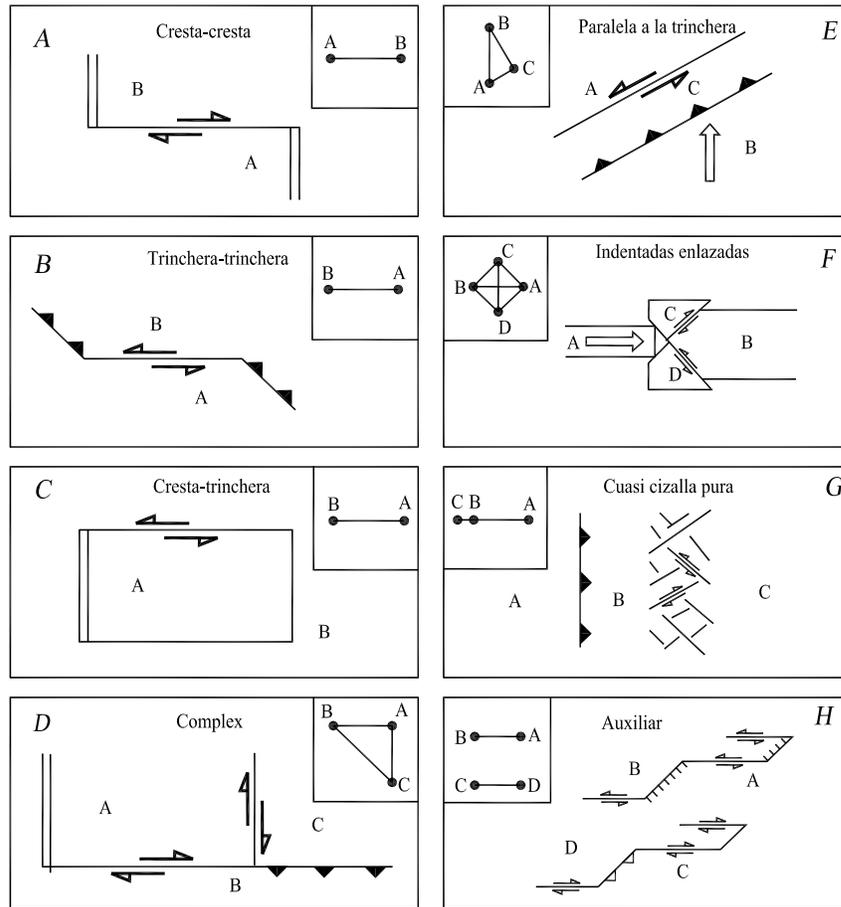
Las fallas de desplazamiento a rumbo, también denominadas fallas laterales han recibido una nomenclatura vasta:

- a) Falla de desplazamiento a rumbo *strike-slip fault*.
- b) Falla de cizalla *wrench fault*.
- c) Falla transcurrente *transcurrent fault*.

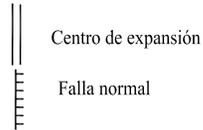
d) Falla transformante *transformant fault*. Yeats *et al.* (1997) consideran apropiado conservar la denominación *transformant fault* para aquellas que yuxtaponen placas tectónicas como lo acuñó Wilson (1965) y proponen descartar los términos *wrench* y *transcurrent*; sin embargo el término *transcurrent* es aplicado por Marret y Peacock (1999) con acepción cinemática para describir las estructuras formadas en condiciones de esfuerzo ya sea transpresivo o transtensivo; con lo cual establecen una nomenclatura específica para el tratamiento cinemático de las estructuras asociadas a desplazamiento lateral: Aquellas desarrolladas bajo condiciones transpresivas se describirán como **contracción oblicua**, **transcurrencia convergente** o **transcurrencia prolada**; en tanto que las estructuras desarrolladas bajo transtensión se describirán como **extensión oblicua**, **transcurrencia divergente** o **transcurrencia oblada**. Por otro lado las estructuras con desplazamiento lateral sin componente contráctil o extensiva no consideradas por Marret y Peacock (1999) se podrán describir como **transcurrencia simple**.

De acuerdo a Sylvester (1988), las fallas laterales se pueden clasificar en una primera aproximación por su emplazamiento, entre o dentro de las placas tectónicas (Ver Tabla B.1.) La ocurrencia de estructuras transcurrentes en la corteza terrestre se asocia a distintos ambientes tectónicos, en la Figura B.2 (Tomada de Yeats *et al.*, 1997) se ilustran los escenarios tectónicos más comunes en donde ocurren fallas de desplazamiento lateral: Los casos A, B, C y D se refieren a límites entre placas tectónicas mientras los otros cuatro casos ilustran escenarios dentro de las placas.

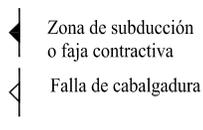
Escenarios tectónicos donde ocurren fallas de rumbo



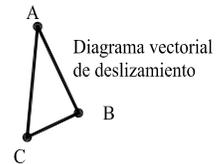
Estructuras extensionales



Estructuras contractivas



Falla de rumbo



Tomada de Yeats, et al., (1997)

Figura B.2
Escenarios tectónicos donde ocurren fallas de rumbo

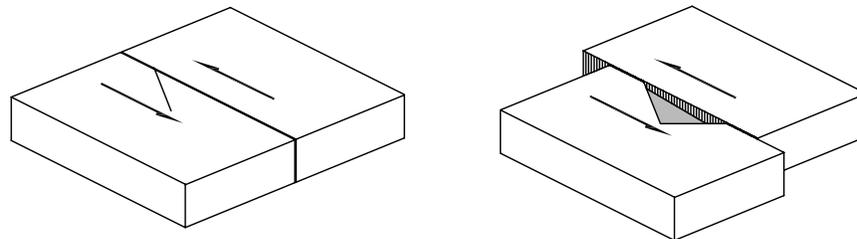
Gilberto Silva Romo	Tesis Doctoral	2010
Posgrado Ciencias de la Tierra		UNAM

Tabla B.1. CLASIFICACIÓN DE LAS FALLAS A RUMBO (Tomado de Sylvester, 1988)	
1. INTER-PLACAS Transformantes Delimitan a las Placas Tectónicas	INTRA-PLACAS Transcurrentes Confinadas a la Corteza
<i>1. 1 Fallas transformantes de los "ridges"</i> Desplazan segmentos de corteza oceánica con vectores de expansión similares. Ejem. Zona de fractura Romanche (Océano Atlántico).	<i>2. 1 Fallas a rumbo indentadas</i> Unen bloques continentales en zonas de colisión. Ejem. Norte de Anatolia (Turquía).
<i>1. 2 Fallas transformantes limítrofes</i> Separan diferentes placas, son paralelas al límite de las placas. Ejem. Falla de San Andrés (California).	<i>2. 2 Fallas a rumbo intracontinentales</i> Separan alóctonos de diferente estilo tectónico. Ejem. Falla Garlock (California).
<i>1.3 Fallas a rumbo asociadas a las Trincheras</i> Acomodan la componente horizontal de una subducción oblicua. Ejem. Falla Atacama (Chile)	<i>2. 3 Fallas de desgarre (Tear faults)</i> Acomodan desplazamientos diferenciales dentro de un alóctono dado o entre el alóctono y las unidades estructurales adyacentes. Ejem. Faja de pliegues y cabalgaduras Asiatic (Canadá).
	<i>2. 4 Fallas de transferencia (Transfer faults)</i> Fallas a rumbo escalonadas o en echelon. Ejem. Fallas diagonales sur y norte (Este de Sinaí, Israel).

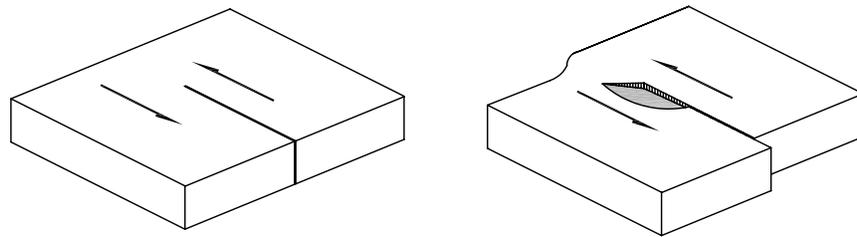
B. 2 Emplazamiento de las Cuencas Transcurrentes

El desarrollo de cuencas asociadas a desplazamiento lateral tiene lugar en sitios singulares, como se puede observar en la Figura B.3 adaptada de (Bertoluzza y Perotti, 1997):

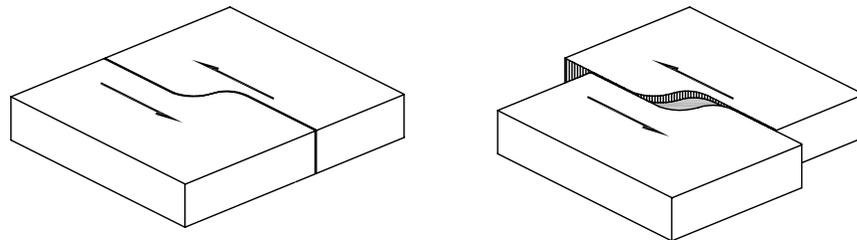
- a) **En la confluencia de dos fallas laterales;** lugar en donde la deformación se resuelve en extensión y formación de un surco sedimentario (Figura B.3a).
- b) **En el extremo de una falla lateral,** condición que define dos áreas de deformación opuesta, una de extensión y otra de acortamiento (Figura B.3b) como lo reconocen Aydín y Nur (1982, 1985).



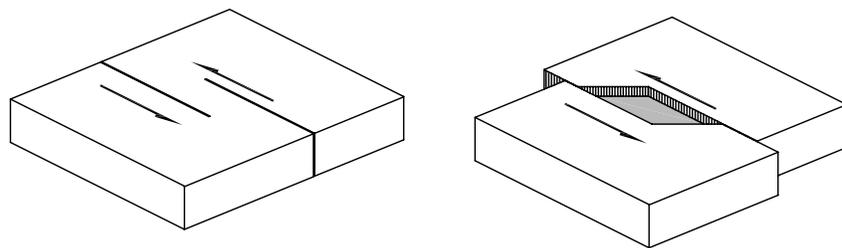
a) Confluencia de dos fallas laterales



b) En el extremo de una falla lateral



c) En una curva relajante



d) En el traslape relajante entre dos fallas laterales

Modificada de Bertoluzza y Perotti (1997)

Figura B.3

Escenarios de las Cuencas Transcurrentes

Gilberto Silva Romo	Tesis Doctoral	2010
Posgrado Ciencias de la Tierra		UNAM

- c) **En una curva relajante *releasing bend*.** Una flexión en la traza de la falla lateral, que la desplace en el mismo sentido del movimiento lateral de la falla favorece el desarrollo de una cuenca; mientras que una flexión en el sentido opuesto al movimiento lateral de la falla, se traduce en acortamiento y el desarrollo de fallas inversas (Figura B.3c).
- d) **En el traslape relajante entre dos fallas laterales.** Dadas dos fallas laterales escalonadas, se desarrollará una cuenca *pull-apart* cuando el escalonamiento sea en el mismo sentido que el movimiento de las fallas laterales, como se observa en la Figura B.3d. En el caso contrario, con el escalón en el sentido opuesto al movimiento de la falla lateral, ocurrirá acortamiento.

B. 3 Cuencas pull-apart

Las cuencas tipo *pull-apart* se caracterizan por una forma romboidal y están constreñidas por dos pares de fallas subparalelas: Dos de desplazamiento lateral con el mismo sentido y dos fallas normales con bloques de techo en dirección opuesta, como se ilustra en la Figura B.4, que es una adaptación del esquema clásico de este tipo de cuencas (Crowell, 1974). En el esquema se muestra un catálogo de rasgos estructurales y sedimentológicos, no necesariamente coexistentes, que pueden presentarse en una cuenca pull-apart. Aydın y Nur (1982) reconocen que la razón largo/ancho en una población de 70 cuencas “pull-apart” con longitudes que abarcan cinco órdenes de magnitud, tiende a ser de 3. 2, ese valor fue obtenido del mejor ajuste de una recta usando el método de mínimos cuadrados. De tal forma, esos autores argumentan que durante el aumento de tamaño de una cuenca *pull-apart* debe ocurrir la coalescencia de cuencas contiguas.

B. 3. 1 Características morfológicas y estratigráficas de una cuenca pull-apart

1. La geometría de una cuenca *pull apart* es profunda pero relativamente angosta, con un relieve acentuado que propicia la ocurrencia de conglomerados y brechas acumuladas en las márgenes afalladas de la cuenca. El ritmo de sedimentación es rápido.
2. Una cuenca *pull-apart* presenta cambios laterales de facies rápidos, así las brechas marginales pueden pasar lateralmente a lodolitas lacustres.
3. El desplazamiento de las fallas laterales de una cuenca *pull-apart* puede causar discordancias sinsedimentarias, las cuales constituyen diferencias estratigráficas en cuencas adyacentes, lo que causa problemas al intentar establecer correlaciones.
4. Los sedimentos de la cuenca comúnmente están disociados de sus fuentes. Esto puede representar una discrepancia entre el tamaño del sistema depositacional y el drenaje del área o entre el carácter petrográfico de los sedimentos y la geología del entorno.

Esquema idealizado de una cuenca pull-apart

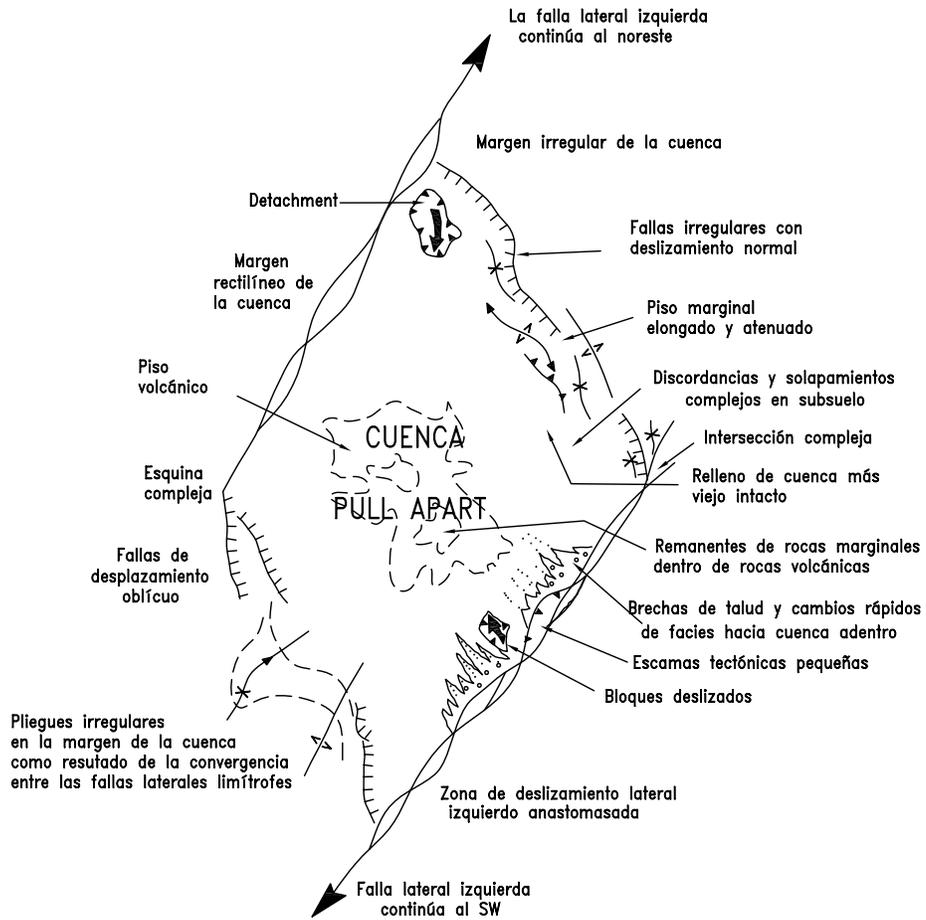


Imagen espejular de la propia de Crowell (1974)

Figura B.4

Esquema idealizado de una cuenca pull-apart

Gilberto Silva Romo	Tesis Doctoral	2010
Posgrado Ciencias de la Tierra		UNAM

5. En las cuencas *pull-apart* modernas puede haber truncamientos entre rasgos geomorfológicos como ríos, abanicos aluviales o cañones submarinos.

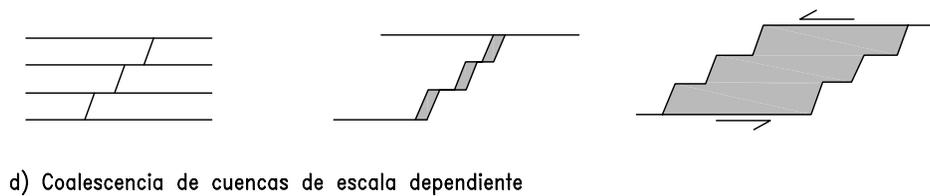
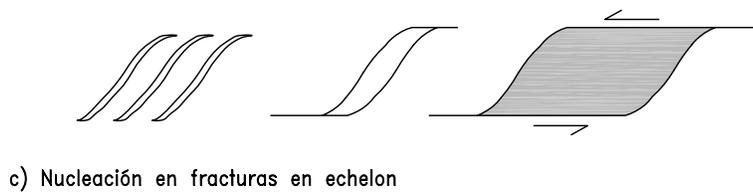
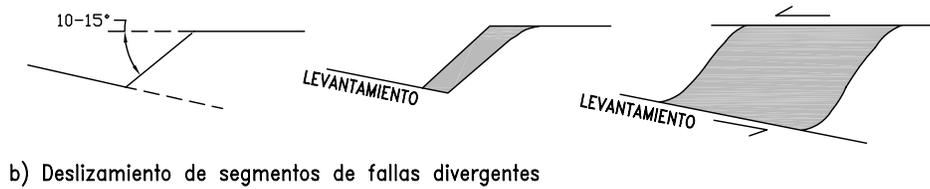
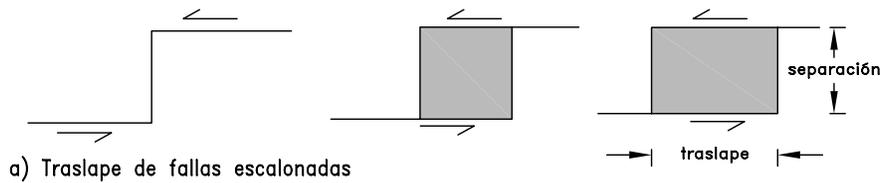
B. 3. 2 Modelos de formación de cuencas pull-apart

De acuerdo a Allen y Allen (1990) se reconocen cuatro mecanismos para la formación de cuencas *pull-apart*, mecanismos que se ilustran en la Figura B.5 tomada de Mann *et al.* (1983):

1. Traslape de fallas a rumbo escalonadas con escalón en el mismo sentido que su desplazamiento como se ilustra en la Figura B.5a, en la cual se ilustra el desarrollo de una cuenca entre dos fallas a rumbo con sentido izquierdo, dispuestas en forma escalonada a la izquierda.
2. Deslizamiento de segmentos de fallas divergentes, como se ilustra en la Figura B.5b, la formación de la cuenca *pull apart* originada por el desplazamiento de las fallas laterales se ve acompañada por un levantamiento de uno de los bloques, fenómeno que aceleraría el relleno de la cuenca por el incremento en el potencial generador de detritos del bloque levantado.
3. Agrandamiento de fracturas en echelon o *riedel shears*. En el marco de una cizalla se pueden desarrollar fracturas en echelon, las cuales pueden ser el germen del desarrollo de una cuenca tipo *pull apart* que se anide en el lugar de ocurrencia de tales fracturas. Ver Figura B.5c.
4. Coalescencia de cuencas *pull-apart* en un sistema mayor. Un sistema de fallas laterales escalonadas puede generar un conjunto de cuencas independientes, las cuales pueden ser unificadas en una cuenca mayor, si el proceso de deslizamiento lateral continúa vigente durante un lapso relativamente grande, como se puede ver en la Figura B.5d.

En el caso de una cuenca transcurrente desarrollada a partir de una flexión en la traza de una falla lateral maestra, cuando el vector de desplazamiento no es paralelo a la flexión; la cuenca experimenta diferentes estadios, conforme progresa la deformación, los estadios se califican de acuerdo a la geometría que sucesivamente adopta la cuenca, por ejemplo a partir de la geometría de una falla a rumbo izquierda (Figura B.6a) (Mann *et al.*, 1983). Desde una **cuenca embrionaria con forma de espiga** (Figura B.6b) en una etapa temprana del desarrollo de la cuenca; la persistencia del deslizamiento modifica a la cuenca hasta presentar una **forma de “S” abierta** (Figura B.6c); para después adoptar la geometría típica de una **cuenca romboidal “graben romboidal”**. (Figura B.6d). El proceso de ampliación de la cuenca puede derivar en el desarrollo de corteza oceánica con la formación de una **cuenca elongada con piso oceánico**. (Figura B.6e).

Modelos de formación de cuencas "pull-apart"



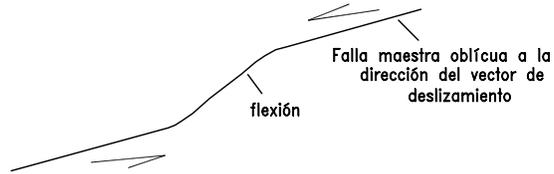
(Tomada de Mann et al., 1983)

Figura B.5
Modelos de formación de cuencas *pull apart*

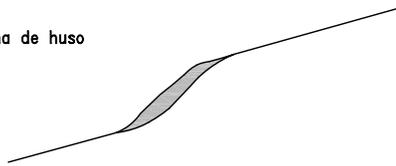
Gilberto Silva Romo	Tesis Doctoral	2010
Posgrado Ciencias de la Tierra		UNAM

Evolución de una Cuenca Transcurrente formada en una falla lateral con flexión

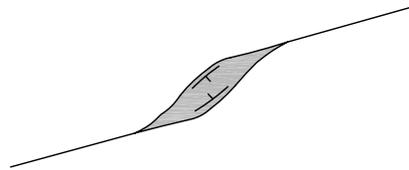
a) Geometría inicial de la falla



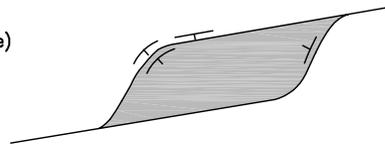
b) Proto-cuenca; cuencas en forma de huso



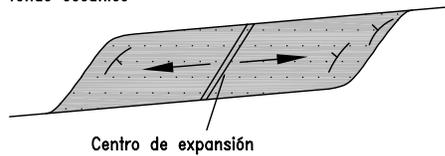
c) Cuenca en forma de S abierta



d) Cuenca romboidal (graben romboide)



e) Cuencas elongadas con fondo oceánico



Tomada de Mann et al., (1983)

Figura B.6
Evolución de una Cuenca Transcurrente
formada en una falla lateral con flexión

Gilberto Silva Romo	Tesis Doctoral	2010
Posgrado Ciencias de la Tierra		UNAM

B. 3. 3 Cuencas desarrolladas por escape tectónico

Mann (1997) propone un modelo para la formación de las cuencas asociadas al desplazamiento lateral, tanto para las cuencas *pull-apart* desarrolladas entre fallas escalonadas, como para las definidas por una componente normal en el desplazamiento lateral, ambos tipos de cuencas son consideradas por Mann (1997) como rasgos asociados a la tectónica de escape. La tectónica de escape se refiere al desplazamiento lateral que domina al movimiento de corteza ya sea continental o de arco en la dirección de la subducción de corteza oceánica. Mann (1997) propone que se forman cuencas *pull-apart* a lo largo de las fallas nuevas establecidas entre los sectores en colisión y escapante de la placa. La reorientación de la placa escapante a lo largo de una nueva zona de falla transtensional está determinada por la presencia de una faceta libre o corteza oceánica susceptible de subducción, probablemente por el jalón inercial de la propia loza oceánica densa que subduce.

B. 3. 4 Evolución de una cuenca pull-apart

El arreglo geométrico de dos fallas laterales escalonadas define los parámetros que influyen en la evolución de una cuenca *pull-apart* (Rodgers, 1980):

- a) La separación (distancia entre las dos falla).
- b) El traslape *overlap* (longitud en la cual las dos fallas coexisten).

Rodgers (1980) analiza la evolución de una cuenca *pull apart* conforme aumenta el traslape entre las fallas, desde un estadio en el cual el traslape es cero. La Figura B.7 muestra en el lado izquierdo el patrón de las fallas vistas en planta y en el derecho las secciones correspondientes, el movimiento de las fallas laterales aparece señalado mediante las flechas, las áreas rotuladas con la letra N corresponden con regiones en donde ocurre fallamiento normal, la región de fallas normales se desplaza dentro de la cuenca, conforme aumenta el traslape. Esto puede explicar las relaciones de corte que se observan entre las fallas laterales y normales y que aparentemente son contradictorias en una región sujeta a una cizalla. En la planta también se señalan dos puntos, los cuales son proyectados como referencia en las líneas de sección, que se ilustran en la parte derecha. En estas secciones se observan los perfiles teóricos que presentaría la cuenca al aumentar el traslape.

Bertoluzza y Perotti (1997) con base en un modelado de elementos finitos elásticos desarrollaron un juego de modelos del campo de esfuerzos definido en la zona de traslape en un sistema de fallas laterales, reconocen la relación entre la geometría de las cuencas *pull-apart* y las variaciones del campo de esfuerzos actuantes en su formación. En los modelos presentados por Bertoluzza y Perotti (1997) se analiza el efecto de los factores: a) Condiciones de frontera y b) La relación traslape vs separación.

Evolución de una cuenca de desgarre al aumentar el traslape

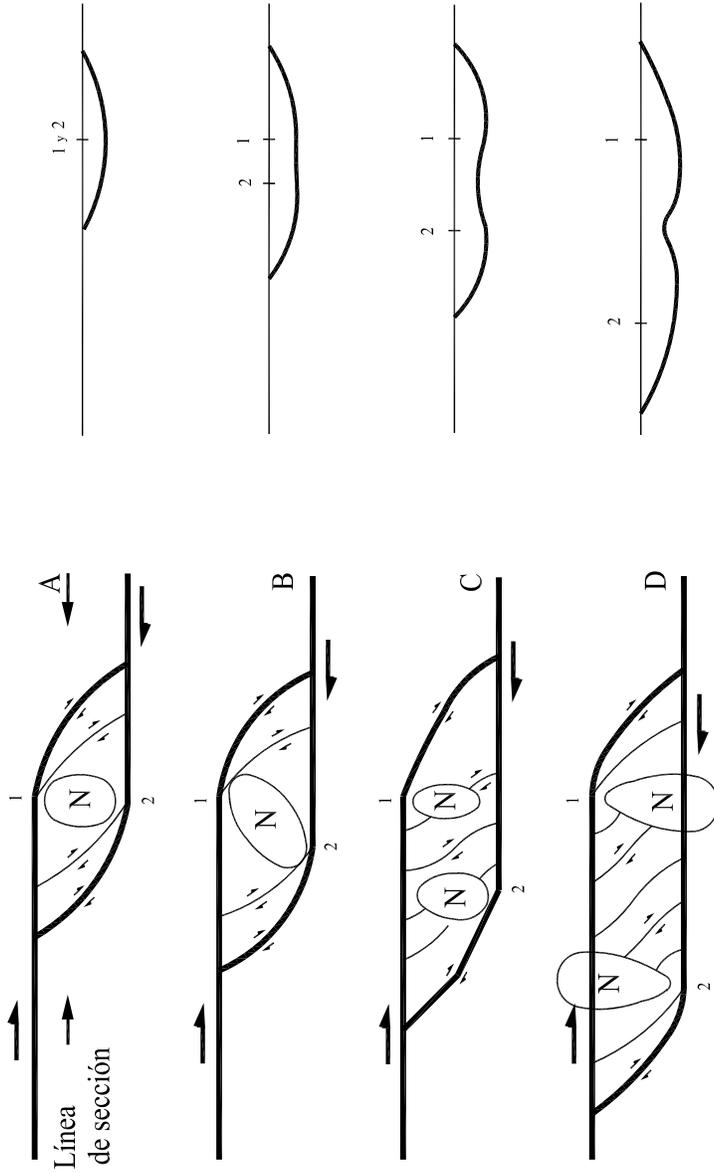


Figura B.7
 Evolución de una cuenca de desgarre al aumentar el traslape

Tomada de Rodgers, (1980)

Gilberto Silva Romo	Tesis Doctoral	2010
Posgrado Ciencias de la Tierra		UNAM

B. 3.5 Condiciones de frontera

Si consideramos dos fallas laterales paralelas es posible reconocer tres casos en las condiciones de frontera:

- a) Deslizamiento lateral puro *wrenching*.
- b) Deslizamiento lateral en un marco transpresivo.
- c) Deslizamiento lateral en un marco transtensivo.

Las condiciones de frontera se expresan en la orientación de las fallas normales generadas a partir de los extremos de las fallas laterales. Bertoluzza y Perotti (1997) definen el ángulo de deflexión β como el medido entre la dirección de las fallas de desplazamiento lateral y las fallas normales como se presenta en la Figura B.8, en la cual se observa un esquema que muestra el arreglo geométrico de las fallas que definen la cuenca bajo las distintas condiciones de frontera; asimismo se presentan sombreadas las áreas sujetas a extensión, mismas que evolucionarán como depocentros sedimentarios.

Los resultados de Bertoluzza y Perotti (1997) se expresan en términos del ángulo β :

DESPLAZAMIENTO LATERAL	ÁNGULO β
TRANSTENSIVO	10° - 65°
PURO (Simple)	60° - 74°
TRANSPRESIVO	75° - 120°

B. 3. 6 Relación traslape/separación

La relación traslape/separación de las dos fallas laterales de la cuenca *pull-apart* no tiene incidencia en la geometría externa de la cuenca. De acuerdo a Bertoluzza y Perotti (1997) cuando se incrementa el traslape se aumenta el área de máxima subsidencia para un mismo deslizamiento de las fallas maestras, mientras se conserva el ángulo de deflexión β .

B. 4 Cuencas *rift* vs Cuencas *Strike-Slip*

En cuencas antiguas es difícil establecer con claridad cuál fue su origen, si se trata de cuencas desarrolladas por fallas de desplazamiento lateral o por depresiones tipo *rift*, pues el registro estratigráfico en ambos casos presenta características similares (Steel y Gloppen, 1980); sin embargo, dichos autores identifican dos criterios que resultan los más importantes en el reconocimiento de cuencas generadas por desplazamiento lateral:

Rasgos de una cuenca de desgarre bajo diferentes condiciones de frontera

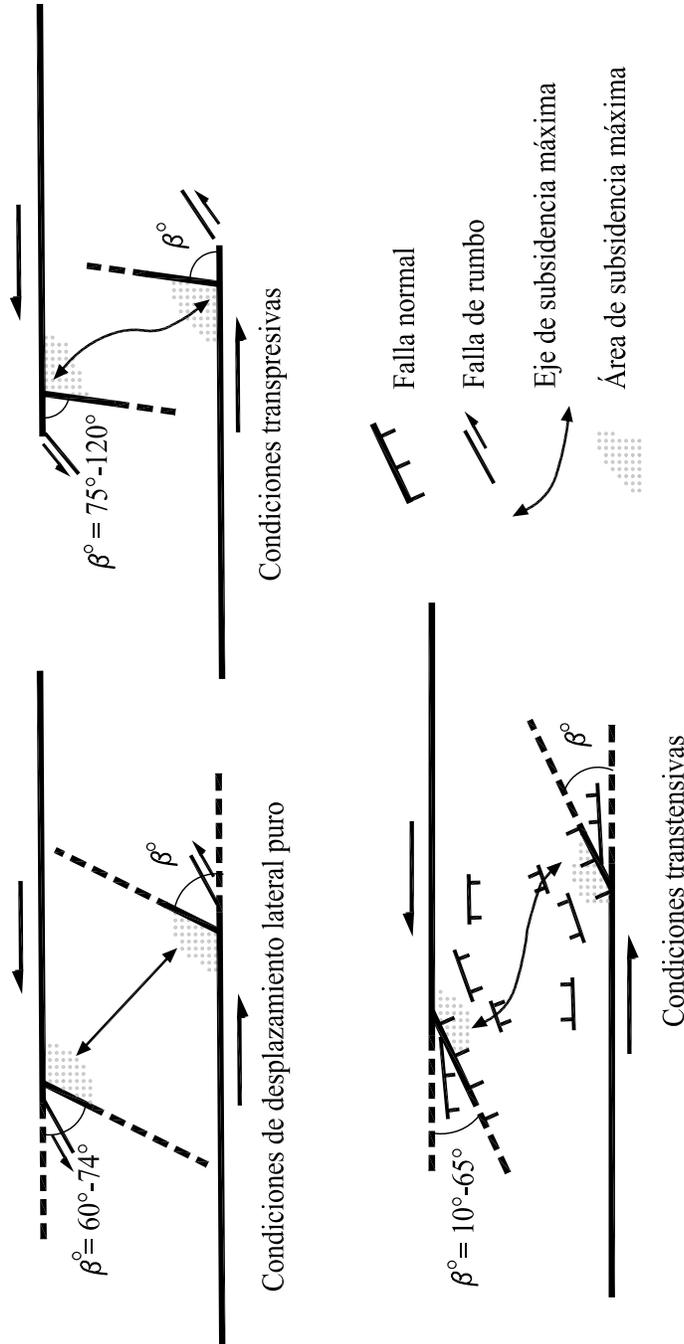


Figura B.8
 Rasgos de una cuenca de desgarre bajo diferentes condiciones de frontera

Gilberto Silva Romo	Tesis Doctoral	2010
Posgrado Ciencias de la Tierra		UNAM

Figura especular de la propia de Bertoluzza y Perotti, (1997)

- a) Falta de correspondencia entre los abanicos y las áreas de drenaje.
- b) Evidencias de la migración del depocentro de la cuenca.

B.5 El modelo de la extensión litosférica uniforme aplicado a las cuencas pull-apart

De acuerdo a la historia térmica de las cuencas asociadas a un marco tectónico transtensivo se pueden reconocer dos amplios grupos de cuencas (Allen y Allen, 1990):

- a) Cuencas transtensivas que involucran al manto (cuencas calientes).
- b) Cuencas transtensivas superficiales *strike-slip basin thin skinned* (cuencas frías).

La extensión en una cuenca *pull-apart* causa rápidas subsidencia y sedimentación, por ejemplo: Se acumularon más de 10 km de sedimentos en menos de 5 Ma en algunas cuencas miocénicas de California (Link y Osborne, 1978). La subsidencia puede aproximarse al modelo de McKenzie (1978), el tamaño pequeño de las cuencas *pull-apart* implica que el gradiente termal lateral debe ser grande. La conducción del calor a las paredes de la cuenca es un factor importante en la pérdida del calor. Las cuencas angostas se enfrían rápidamente durante la extensión, en ellas la subsidencia es mayor que la prevista para la etapa *rift* en un modelo de extensión uniforme. La rápida subsidencia temprana relacionada a la pérdida lateral de calor puede ayudar a explicar el déficit de sedimentos y la profunda batimetría que caracteriza la fase temprana del desarrollo de una cuenca *pull-apart*.

B. 6 El modelo de tectónica superficial (*thin skinned basin model*)

Royden (1985) propuso un modelo de formación de cuencas *pull-apart* en un ambiente tectónico compresivo al analizar la Cuenca de Viena en el Sistema Alpino-Carpatiano, la cual se generó durante el desplazamiento de una napa; mientras una parte del alóctono fue frenado o tuvo un deslizamiento con un ritmo más lento, el otro sector se deslizó con respecto al anterior de acuerdo a un sistema de fallas laterales escalonadas. La cuenca *pull-apart* se formó sin involucrar la base de la corteza, se trata de una cuenca fría.

El modelo propuesto por Royden (1985) considera las siguientes suposiciones:

- a) La base de la corteza continental y el manto no se encuentran involucrados en la deformación. Por lo tanto no hay anomalía térmica debajo de la cuenca.
- b) Si la extensión está confinada a los niveles superiores de la corteza. Entonces el flujo calorífico en la cuenca es equivalente aproximadamente al mismo que ocurre en el entorno.

- c) Dado que no hay perturbación térmica a profundidad, entonces la subsidencia térmica post-extensión no se presenta o es mínima.

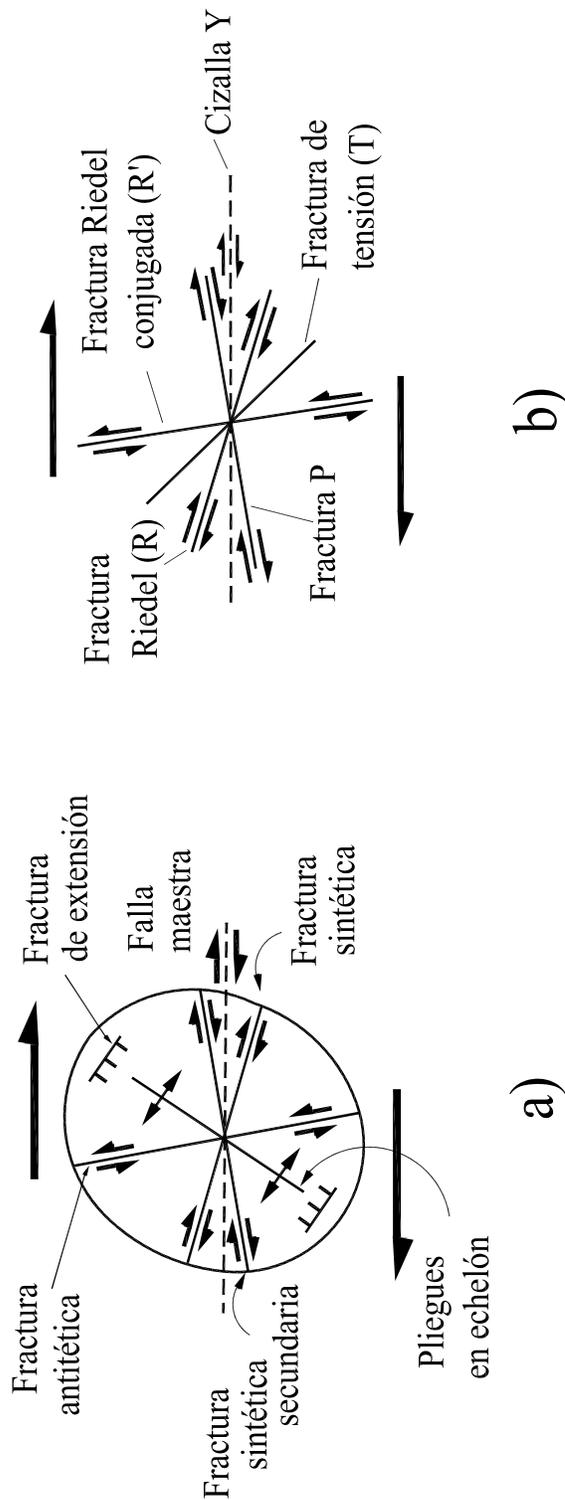
En el modelo utilizado por Royden (1985) para calcular el efecto termal en la cuenca de Viena se aprecia el efecto del emplazamiento de una napa con una temperatura de 0° C, sobre la plataforma europea hace 17.5 Ma. La extensión confinada a la napa ocurrió entre los 17.5 y los 13 Ma. El autóctono no es afectado mecánicamente ni termalmente por la extensión *thin skinned*, la temperatura en la cuenca se incrementó únicamente por la conducción desde la Placa Europea subyacente.

B. 7 Aspectos experimentales de las fallas a rumbo

Si se considera un medio rocoso sin discontinuidades previas al cual se le aplica una cizalla, entonces se generarán dos juegos de fracturas que tienen una orientación previsible en la zona de cizalla: Una presenta un ángulo entre 10 y 30 con respecto a la dirección de la cizalla (discontinuidad sintética en la Figura B.9a); mientras que la segunda presenta un ángulo entre 70 y 90° (antitética). Estas fracturas conjugadas pueden resultar como juntas o como fallas dependiendo de la magnitud de la cizalla. El ángulo agudo entre las fracturas puede ser entre 60 y 70°, en función de la naturaleza de la roca y de la deformación. Si las discontinuidades funcionan como fallas de desplazamiento lateral, tienen sentidos opuestos. En el plano bisector agudo se localiza la dirección de máxima compresión y en el bisector obtuso, la dirección de extensión relativa (Wilcox *et al.*, 1973). En la Figura B.9b se presenta la nomenclatura de las fracturas *Riedel* modificada de Tschalenko y Ambraseys (1970) y de Bartlett *et al.* (1981) por Allen y Allen (1990). Con referencia a una falla lateral como la que se ilustra en la Figura B.9a se muestran: los *riedel* (R) *shears* y los P *shears*, que son fallas sintéticas; mientras que las *riedel* conjugados (R') *shears* son fallas antitéticas, en tanto que las Y *shears* son fallas paralelas a la falla maestra, las fracturas de tensión resultan paralelas a las fracturas de extensión y corresponden con el bisector entre las *riedel* y su conjugada.

De acuerdo al modelo de Tschalenko (1970) para el desarrollo de una zona de falla en un experimento en un pastel de arcilla, en una falla a rumbo se definen fracturas Riedel como se muestran en la Figura B.10, donde se observa la geometría que adquiere el modelo conforme se aumenta el de desplazamiento (D) entre los bloques que soportan al modelo.

Fracturas en una zona de cizalla
y su nomenclatura

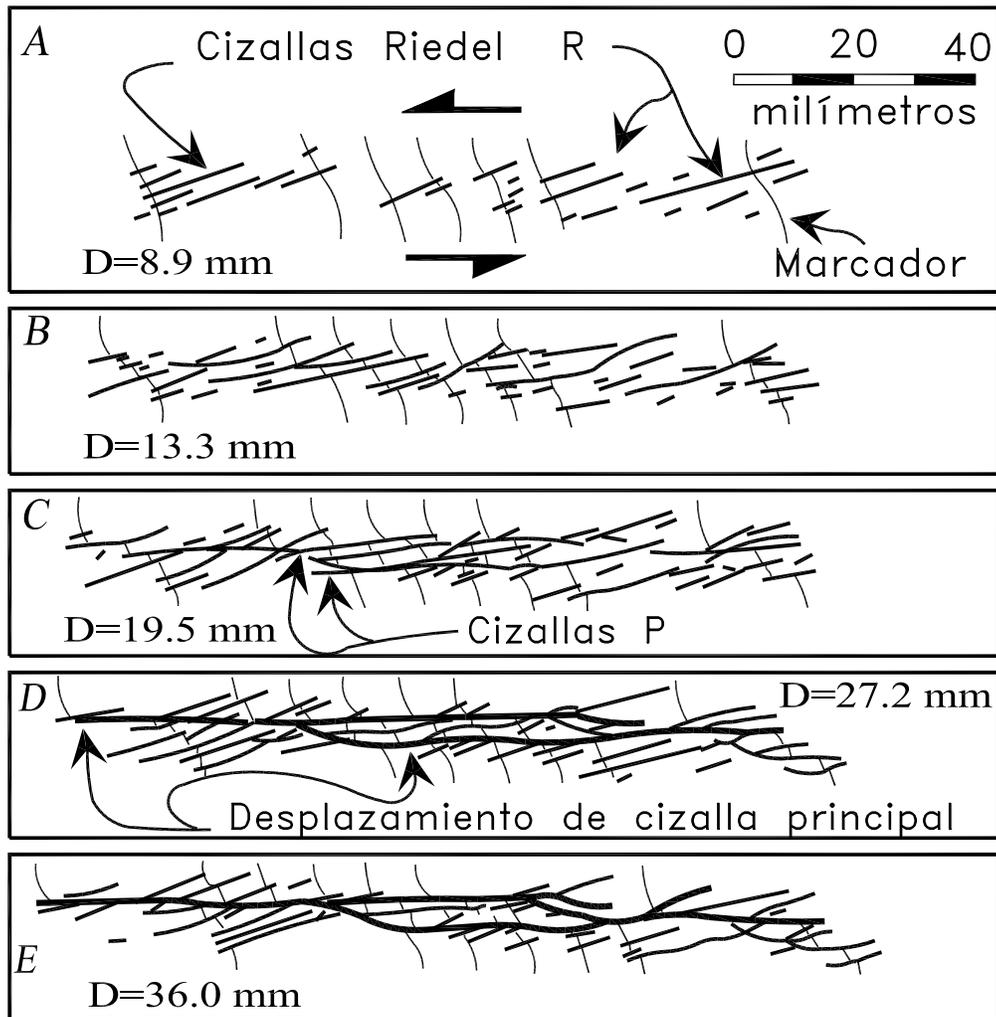


Tomada de Allen y Allen, (1990)

Figura B.9
Fracturas en una zona de cizalla
y su nomenclatura

Gilberto Silva Romo	Tesis Doctoral	2010
Posgrado Ciencias de la Tierra		UNAM

Evolución de los rasgos estructurales en un modelo de arcilla



Tomada de Tschalenko (1970)

Figura B.10
Evolución de los rasgos estructurales en un modelo de arcilla

Gilberto Silva Romo	Tesis Doctoral	2010
Posgrado Ciencias de la Tierra		UNAM

Gilberto Silva Romo

