

03060
16

Universidad Nacional Autónoma de México

UNIDAD DE CICLOS PROFESIONALES
Y DE POSGRADO
COLEGIO DE CIENCIAS Y HUMANIDADES
Posgrado en Ciencias de la Tierra

ESTRATIGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE LA
SECUENCIA VOLCANOSSEDIMENTARIA
PALEOZOICA DEL NORESTE DEL ESTADO
DE HIDALGO, MÉXICO.

T E S I S

que para obtener el grado de
MAESTRA EN CIENCIAS (GEOLOGÍA)

presenta

LAURA ROSALES LAGARDE

2002



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.

Dedicatoria

A mis padres, Laura Lagarde Spínola y Miguel Rosales, por su constante apoyo, confianza y cariño a lo largo de todos estos años.

A mis hermanos Miguel, Alejandra, David, Harim y Bruna por acompañarme, apoyarme y dejarme darles lata. Los quiero mucho.

A mi abuela Constanza León quién siempre me ha impulsado a viajar y a disfrutar.

A las Familias Sánchez Cisneros y Sánchez Hernández de Chapula, Hidalgo por permitirme ser parte de su familia, en especial a Idalid y a Doña Emilia por su ejemplo y ganas de vivir.

A mis amigos de aquí, allá, acullá y siempre, especialmente a Godzilla y su banda.

A los espacios en donde todavía puede disfrutarse del silencio, escucharse el viento, los grillos, el agua y sentirse parte de este loco mundo. Por que siempre existan lugares así...

Agradecimientos

Un agradecimiento especial a Elena quién me abrió las puertas de la geología y tuvo la suficiente paciencia para ver ésta tesis terminada. Gracias por tu constante apoyo y múltiples enseñanzas. He disfrutado mucho de todo esto.

A los doctores Fernando Ortega Gutiérrez, Dante Morán Zenteno, Duncan Keppie y Francisco Sour por su revisión cuidadosa y consejos para mejorar este trabajo. Gracias también por todas sus enseñanzas, tanto dentro como fuera de clase.

Agradezco también a los ingenieros Claudia Mendoza y Gilberto Silva por sus enseñanzas y valiosos comentarios durante el desarrollo de ésta tesis.

A todos aquellos que de una u otra forma me ayudaron a ser quien soy, tanto del Instituto de Geología como del Grupo de Montañismo de la UNAM, la Facultad de Ingeniería, etc. Fui muy afortunada por encontrarles en mi camino, muchas gracias. Aunque su nombre no sé encuentre en esta hoja ustedes no se borran de mi memoria.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, una institución de las mejores del país, con muchas posibilidades a desarrollar y reflejo de nuestra situación actual en México, con sus virtudes y defectos.

A las Universidades y al personal de Saint Mary's, en Halifax Nueva Escocia; Memorial University, en Saint John's, Newfoundland; University of Arizona en Tucson y al Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México por facilitarme la realización de los análisis químicos de mis muestras. En especial a Pam King, Memorial University John Patchett and Clark Issacksen, University of Arizona y a Rufino Lozano, UNAM.

Un agradecimiento especial al Dr. Jarda Dostal, David Slauenwhite y a Lakmali por su apoyo desinteresado, hospitalidad y enseñanzas.

A Rosario, Francisco, Benjamín por su siempre dispuesta sonrisa y ayuda.

A l proyecto de PAPIIT-DGAPA UNAM No. IN101095 y a la GSA Foundation, grant number 5873-96, por su apoyo en la realización de los análisis químicos de Fluorescencia de Rayos X y Plasma Inducido acoplado a Espectrometría de Masas.

A quienes me acompañaron a campo, a la Familia Cabrera de Pemuxco y a todos aquellos que me facilitaron llevar a cabo el trabajo de campo.

Por que la única constante es el cambio...

ÍNDICE	ii
A. Índice de figuras	iii
B. Apéndice	vi
RESUMEN	1
1. INTRODUCCIÓN	3
1.1 Planteamiento del problema	3
1.2 Antecedentes	4
1.3 Localización del área	4
1.3. Metodología	7
2. ESTRATIGRAFÍA GENERALIZADA DEL ÁREA	9
2.1 Precámbrico- Gneis Huiznopala	10
2.2 Paleozoico	13
2.3 Triásico Superior (Liásico Inferior)- Formación Huizachal	17
2.4 Jurásico Inferior- Formación Huayacocotla	17
2.5 Jurásico Medio- Formación Cahuassas	18
2.6 Formaciones calcáreas del Jurásico Medio al Cretácico	19
2.9 Terciario Grupo El Morro, Formación Tlalchinol y Formación Atotonilco el Grande	20
3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL DEL ÁREA	20
4. RESULTADOS	23
4.1 Descripción de la secuencia estratigráfica	23
4.2 Descripción de facies de la Formación Tuzancoa	25
Facies 1: Volcánica	41
Facies 2: Turbidítica de grano medio	42
Facies 3: Flujos de detritos calcáreos	45
Facies 4: Conglomerática	46
4.3 Paleontología y edad	48
4.4 Relaciones de contacto de la Formación Tuzancoa	50
4.5 Asociaciones de facies e Interpretación del medio ambiente de depósito	52
4.6 Estructura interna de la Formación Tuzancoa	54
4.7 Petrografía	58
4.8 Geoquímica	59
a) Diagramas bivariantes y trivariantes	60

b) Diagramas multivariantes	62
c) Isótopos de Samario y Neodimio	65
4.9 Comparación de la geoquímica de las rocas volcánicas de la Formación Tuzancoa con otras formaciones Pérmicas	65
5. DISCUSIÓN	72
5.1 Ambiente de formación y paleogeografía	72
5.2 Correlación regional con rocas pérmicas en México	73
6. CONCLUSIONES	76
REFERENCIAS	78
Apéndice	79

A. Índice de figuras

Figura 1. Localización del área de estudio de la Formación Tuzancoa	5
Figura 2. Localidades con afloramientos marinos e ígneos carboníferos y pérmicos de México, enlistados de NW a SE; el nombre de estas localidades se encuentra en la tabla 6 del anexo (modificado de Campa & Coney, 1983; Sánchez-Zavala, et al., 1999; Taylor et al., 1991)	6
Figura 3. Mapa geológico de la Formación Tuzancoa en el área de estudio, estado de Hidalgo (<i>esta figura se encuentra como un anexo al final de la presente tesis</i>)	
Figura 4. Afloramientos precámbricos y paleozoicos en el área de estudio (modificado de Ochoa-Camarillo, 1996)	11
Figura 5. Cabalgadura Pochutla, la cual pone en contacto a la Formación Tuzancoa, de edad Pérmica, sobre rocas mesozoicas. Localidad cercana a la comunidad de Piedra Ancha, Hidalgo	22
Figura 6. Leyenda de la columna medida de Norte a Sur en la sección realizada sobre el río Tlacolula, Hidalgo	27
Figura 6-1a. Columna levantada de la Formación Tuzancoa, norte a sur, sobre la sección del Río Tlacolula, Hidalgo	28
Figura 6-1b. Columna levantada de la Formación Tuzancoa, norte a sur, sobre la sección del Río Tlacolula, Hidalgo	29
Figura 6-1c. Columna de la Formación Tuzancoa medida a lo largo del Río Tlacolula (en dirección norte a sur)	30
Figura 6-1d y 6-2a. Columna levantada de Norte a Sur de la Formación Tuzancoa, sobre la sección medida en el Río Tlacolula	31

Figura 6-2b. Columna levantada de la Formación Tuzancoa; Norte a Sur, sobre la sección del Río Tlacolula, Hidalgo	32
Figura 6-2c. Columna levantada de la Formación Tuzancoa Norte a Sur en la sección sobre el Río Tlacolula, Hidalgo	33
Figura 6-2d. Columna levantada de Norte a Sur a lo largo de la Formación Tuzancoa sobre el Río Tlacolula, Hidalgo	34
Figura 6-2e y 6-3a. Columna levantada de la Formación Tuzancoa, Norte a Sur en la sección sobre el Río Tlacolula, Hidalgo	35
Figura 6-3b. Columna levantada de la Formación Tuzancoa, Norte a Sur en la sección sobre el Río Tlacolula, Hidalgo	36
Figura 6-3c y 6-4a. Columna levantada de la Formación Tuzancoa, medida de Norte a Sur en la sección sobre el Río Tlacolula, Hidalgo	37
Figura 6-4b. Columna levantada de la Formación Tuzancoa, Norte a Sur sobre el Río Tlacolula, Hidalgo	38
Figura 6-4c y 6-5a. Columna levantada de la Formación Tuzancoa, Norte a Sur en la sección sobre el Río Tlacolula, Hidalgo	39
Figura 6-5b. Columna levantada de la Formación Tuzancoa sobre el Río Tlacolula, Hidalgo. Con una orientación de Norte a Sur	40
Figura 7. Texturas presentes en los derrames andesíticos masivos de la Formación Tuzancoa, facies 1, Hidalgo: A. Brechas andesíticas con clastos fracturados; B. Brecha andesítica (epiclasto) y C. Lavas almohadilladas	42
Figura 8. Estructuras primarias características de la facies volcánicla (2B) de la Formación Tuzancoa, Hidalgo. A) Estratificación ondulante y flaser; B) Intraclastos de lutita en areniscas, y C) Pliegues sinsedimentarios	45
Figura 9. Flujo de detritos calcáreos característicos de la facies 3 de la Formación Tuzancoa, Hidalgo. A) Foto de afloramiento de clastos de detritos calcáreos en el que destaca la textura "cacariza" de la roca debido a la disolución diferencial de los fósiles; B) Acercamiento de un flujo de detritos calcáreos	46
Figura 10. Estructuras primarias de la facies 4, conglomerática, de la Formación Tuzancoa, Hidalgo. A) Base erosiva de relleno de canal B) Textura del conglomerado en el que se observan clastos de caliza alargados, de andesitas y de areniscas redondeados, principalmente	47
Figura 11. Proyecciones equiaerales de los polos de la estratificación y de ejes de pliegues medidos en la Formación Tuzancoa, estado de Hidalgo. En A y B se observa la orientación del esfuerzo de compresión (~N49°E;20°NE) definido por la máxima concentración de los polos de la estratificación. La orientación de la charnela de los pliegues cruzados (~N22°E;80°NE) está definida por el polo del círculo mayor encontrado mediante el método-n. En C se observa también la orientación de algunos ejes de pliegues cruzados (triángulos invertidos) y de ejes de pliegues mayores (círculos)	55

- Figura 12 Estructuras que afectan a andesitas de la Formación Tuzancoa: A) Planos S-C de la zona de cizalla en andesitas que pone en contacto lutitas y limolitas de la facies 2A (siliciclástica) con andesitas (facies 1) mediante una falla inversa; B) Diagrama mostrando planos S-C y el sentido inverso de desplazamiento sobre el plano C mostrado en A; C) Planos de falla plegados con dos familias de estrias en andesitas de la facies 1..... **56**
- Figura 13. Estructuras secundarias que afectan a la facies volcániclaística (2B) de la Formación Tuzancoa: A) Pliegue principal abierto, B) Pliegues principales tipo chevron con charnelas horizontales, y C) Pliegues cruzados tipo chevron, con charnelas subverticales..... **57**
- Figura 14. Diagramas de discriminación con elementos traza incompatibles de la Formación Tuzancoa, Hidalgo. (A) $\text{SiO}_2\text{-Zr/TiO}_2$, (B) $\text{Zr/TiO}_2\text{-Nb/Y}$, (Winchester & Floyd, 1977) y (C) $\text{Na}_2\text{O+K}_2\text{O-FeO}^*$ y MgO (AFM: Irvine & Baragar, 1971). Los círculos representan derrames andesíticos masivos y los triángulos invertidos volcániclastos..... **61**
- Figura 15. Diagramas de discriminación de elementos traza para determinar el ambiente tectónico en el que se generaron los derrames andesíticos masivos y los volcanosedimentos de la Formación Tuzancoa, Hidalgo. Diagrama A, Gill (1981); diagrama B, Pearce (1983) y diagrama C, Wood (1980). En el diagrama B los vectores representan procesos magmáticos: S se refiere a componentes de subducción; C- contaminación cortical; W- enriquecimiento intraplaca y F a cristalización fraccionada. TH= Toleiítico; CA= Calcálcico y S= Shoshonítico. Las claves de las muestras son como en la figura 15..... **62**
- Figura 16. Diagramas A y B, de Masuda-Coryell, de derrames andesíticos y volcániclastos de la Formación Tuzancoa normalizados con valores de condrita de Nakamura (1974). Diagramas multielementales (C y D) de la misma formación normalizados con respecto a MORB, Pearce (1983). La explicación a estos diagramas se encuentra en el texto..... **63**
- Figura 17 Diagramas de variación de elementos traza A y B para las Formaciones Pérmicas Tuzancoa, Anacahuita y Delicias (este trabajo; Strater, 1993; y Lopez 1997)..... **67**
- Figura 19. Diagramas de variación de elementos traza A y B para las Formaciones Pérmicas Tuzancoa, Anacahuita y Las Delicias (este trabajo; Strater, 1993; y Lopez 1997)..... **67**
- Figura 18. Diagramas multielementales de las rocas de composición intermedia ($[\text{SiO}_2]=57\text{-}60\%$) de las Formaciones Tuzancoa (este trabajo), Anacahuita (Strater, 1993); Las Delicias (Lopez, 1997) y granitoides permó-triásicos (Torres-Vargas et al., 1999). A) Valores de normalización de Nakamura (1974)..... **69**
- Figura 19. $\epsilon\text{Nd-t}(\text{Ma})$ de la Formación Tuzancoa (este trabajo) y de otras rocas de edad Pérmica y su correspondiente basamento precámbrico, Lopez (1997); Ruiz et al. (1998); Torres-Vargas et al., (1999)..... **71**
- Figura 20. Posición paleogeográfica de la Formación Tuzancoa en el Paleozoico superior (modificado de Ross and Scotese, 1988; y Sánchez-Zavala et al., 1999)..... **75**

Figura 21. Modelo tectónico en el cual probablemente se depositaron las Formaciones Tuzancoa (T) Las Delicias (LD) y Anacahuita (A) durante el Pérmico.....	75
---	-----------

B. APÉNDICE

Tabla 1. Petrografía de muestras con análisis geoquímicos de la Formación Tuzancoa.....	82
Tabla 2. Concentración de elementos mayores (por ciento en peso) de las muestras analizadas de la Formación Tuzancoa (base anhidra).....	85
Tabla 3. Concentración de elementos traza (ppm) de las muestras analizadas de la Formación Tuzancoa.....	86
Tabla 4. Concentración de tierras raras (ppm) de las muestras analizadas de la Formación Tuzancoa.....	87
Tabla 5. Concentración de isótopos de Sm/Nd de la Formación Tuzancoa (este trabajo); Formación Las Delicias, Lopez, (1997); granitoides Permo-Triásicos, Torres-Vargas et al. (1999) y basamento Precámbrico de estos, Ruiz et al. (1988). Datos graficados en el diagrama 10A.....	88
Explicación de la figura 2: localidades del Paleozoico Tardío en México (modificado de Sánchez-Zavala et. al., 1999 y de Taylor et al.,1991).....	89

RESUMEN

La secuencia originalmente definida como Guacamaya, en el Noreste del estado de Hidalgo, México, se redefine en este trabajo como Formación Tuzancoa debido a la abundancia de derrames andesíticos masivos y de areniscas volcanosedimentarias. Mediante un estudio estratigráfico, petrográfico y geoquímico de las rocas volcánicas y volcanoclásticas de esta secuencia se busca encontrar el ambiente tectónico en el que se produjo esta formación. Los resultados se compararon con secuencias ígneas de la misma edad para tratar de inferir la relación existente entre ellas.

La Formación Tuzancoa, de edad Wolfcampiano-Leonardiano (Pérmico Inferior), se caracteriza de acuerdo a sus litofacies en: volcánica; turbidítica siliciclástica; turbidítica volcanoclástica; flujos de detritos calcáreos y conglomerática. Éstas se repiten e interdigitan predominando como matriz la turbidítica volcanosedimentaria.

Esta secuencia contiene principalmente andesitas con un patrón ligeramente enriquecido en tierras raras ligeras y aproximadamente plano en pesadas. La fuente de las muestras analizadas de Tuzancoa tiene una relación Sm/Nd mayor a CHUR. Las características geoquímicas de estas rocas sugieren que se generaron a partir de un arco continental, probablemente un intrarco, en el que existía una gran influencia de extensión que no permitió una gran contaminación cortical en el magma, a pesar de tener como basamento al Gneis Precámbrico Huiznopala.

El Pérmico Tuzancoa fue deformado durante la Larámide generando su despegue sobre él mismo, el precámbrico y unidades del Mesozoico.

Se infiere que los arcos Las Delicias, Anacahuita y Tuzancoa se depositaron, contemporáneamente, en cuencas asociadas a un arco generado por una subducción al este.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Planteamiento del problema

El objetivo central de este trabajo es revisar la estratigrafía y caracterizar el ambiente tectónico donde se originaron las rocas paleozoicas definidas por otros autores en el Estado de Hidalgo como Formación Guacamaya (Martínez-Pérez, 1962; Carrillo-Bravo, 1965). Aunque anteriormente fue reportada la presencia de derrames volcánicos intercalados en la secuencia pérmica (Pérez-Ramos, 1978; Moreno-Cano y Patiño-Ruíz, 1981) estos no fueron caracterizados ni definido su significado tectónico.

Habiéndose realizado la geología general del área por Martínez-Pérez (1962), Carrillo-Bravo (1965), Moreno-Cano y Patiño-Ruíz (1981), Hernández-Treviño y Hernández-Bernal (1991) y un análisis bioestratigráfico sobre el Río Tlacolula por Pérez-Ramos (1978), este estudio requirió de una cartografía detallada para caracterizar las litofacies que presentan estas rocas Pérmicas. Además se realizó el análisis geoquímico de las rocas volcánicas y volcanoclásticas intercaladas dentro de la secuencia para determinar su origen tectónico.

Con base en esta información se redefinió dicha unidad y se determinó el significado de la secuencia. También se comparó con otras áreas de afloramientos de la misma edad.

1.2. Antecedentes

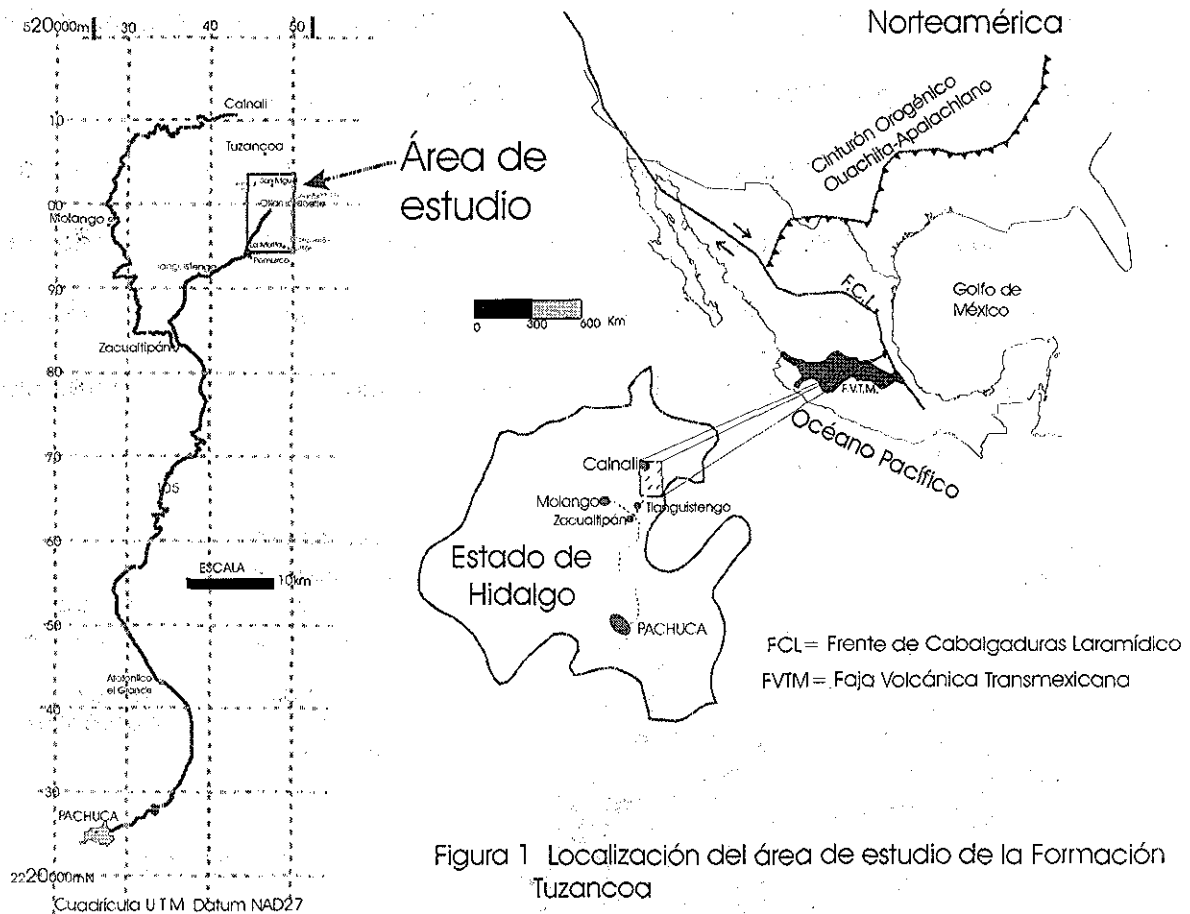
Martínez-Pérez (1962) estudió por primera vez las rocas paleozoicas del NE de Hidalgo relacionándolas con la Formación Guacamaya de Ciudad Victoria, Tamaulipas (Carrillo-Bravo, 1961). Basándose en este trabajo, Carrillo-Bravo (1965) publicó un mapa geológico regional del anticlinorio de Huayacocotla y agrupó toda la secuencia paleozoica como la Formación Guacamaya; sin embargo, Moreno-Cano y Patiño-Ruíz (1981) consideraron que también existían dentro del área las Formaciones Vicente Guerrero y Del Monte, de edades misisípica y pensilvánica, respectivamente.

Hernández-Treviño y Hernández-Bernal (1991), Ochoa-Camarillo (1996) y Arellano-Gil et al. (1998) realizaron descripciones posteriores de la estratigrafía de la Formación Guacamaya. Pérez-Ramos (1978) realizó un estudio bioestratigráfico de la secuencia sobre el Río Tlacolula enfocándose en las microfacies de las rocas carbonatadas, sin embargo, no se había realizado un estudio detallado de la columna ni una caracterización del ambiente sedimentario y tectónico en que se formaron estas rocas.

1.3. Localización del área

El área de estudio se localiza geográficamente en la región centro-oriental del Estado de Hidalgo, al NE de las poblaciones de Zacualtipán y Tianguistengo. Está limitada por las comunidades de Calnali al norte y Pemuxco, al sur (*Figura 1*), latitud 20°45'- 20°49.5' y 98°35'- 98°31' de longitud.

El acceso a esta zona se lleva a cabo mediante la carretera federal número 105, Pachuca- Zacualtipán tomando enseguida la desviación hacia Tianguistengo. De esta comunidad se sigue el camino de terracería rumbo a Pemuxco y Linderos.



El relieve es en general accidentado fluctuando la elevación entre 400 y 1300 m.s.n.m. El área está drenada, de norte a sur, por los ríos dendríticos Pochutla o Xocontla, Contzintla o Chinameca y Tlacolula o Tlahuelompa, correspondientes a la cuenca del Pánuco (carta topográfica F-14-D-52, Instituto Nacional de Estadística, 1982; Carrillo-Bravo, 1965; Martínez-Pérez, 1962; Moreno-Cano y Patiño-Ruíz, 1981).

400 2000
 1000 2000
 2000 2000

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

Fisiográficamente esta área se encuentra en la provincia de la Sierra Madre Oriental. Geológicamente esta región se conoce como parte del anticlinorio de Huayacocotla (Carrillo-Bravo, 1965) dentro del Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas (Sedlock et al., 1993). Desde el punto de vista tectónico se localiza en el Terreno Sierra Madre según Campa and Coney (1983) o en la parte central del bloque Oaxaquia según Ortega-Gutiérrez et al. (1995) (Figura 2).

En esta región se hallan expuestas rocas Precámbricas metamórficas; rocas volcánicas del Paleozoico Superior; rocas sedimentarias cuya edad varía del Triásico al Cretácico y rocas ígneas de edad terciaria. Este trabajo se enfoca en el análisis estratigráfico, geoquímico y petrográfico de la secuencia volcanosedimentaria Pérmica.

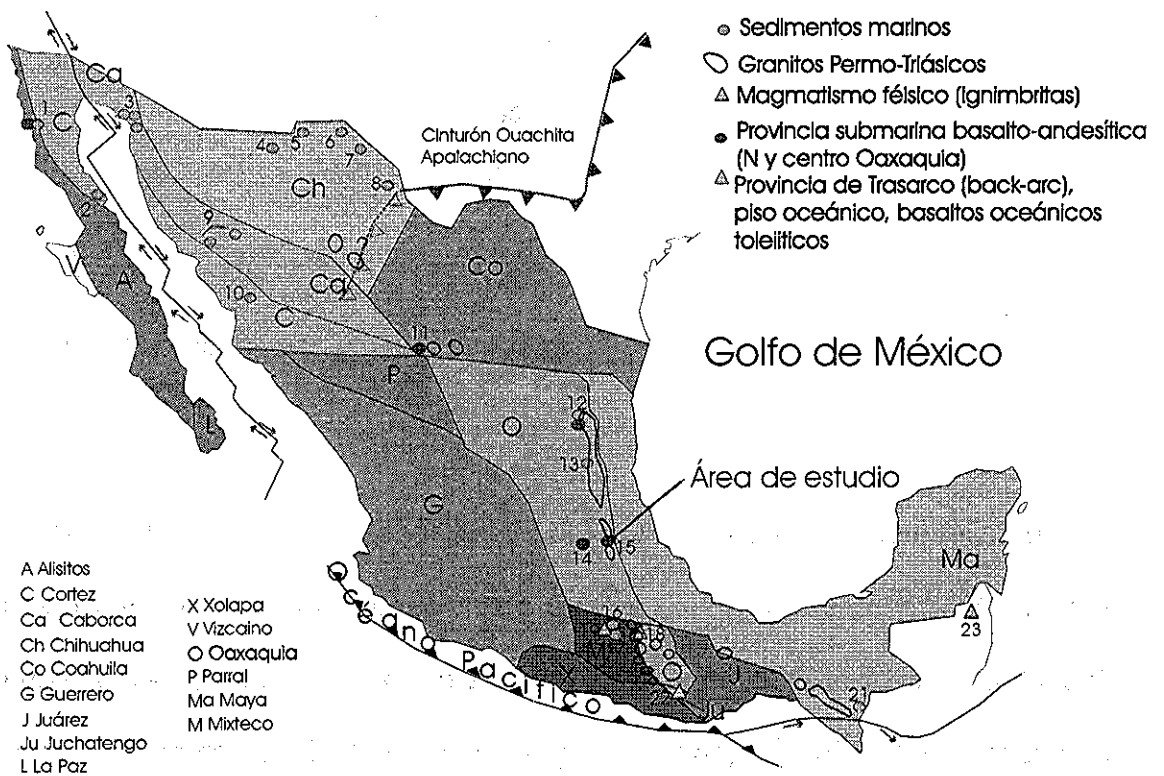


Figura 2. Localidades con afloramientos marinos e ígneos carboníferos y pérmicos de México, enlistados de NW a SE; el nombre de estas localidades se encuentra en el anexo B Modificado de Campa and Coney (1983), Sánchez-Zavala et al. (1999); Taylor et al. (1991).

RECIBIDA
 JUNIO 10 1999

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

1.3. Metodología

TRABAJO DE CAMPO

En primera instancia se hizo una búsqueda de la bibliografía existente del área, se revisaron fotografías aéreas a escala 1:50,000 además de realizar salidas de reconocimiento al área de estudio. El trabajo de campo se llevó a cabo midiendo secciones solo a lo largo de ríos y caminos, debido a lo abrupto de la topografía y para obtener un mejor control de los cambios estratigráficos y estructurales del área.

Se utilizaron para la cartografía las cartas topográficas a escala 1:50,000 de Calnali (F-14-D-52) y Zacualtipán (F-14-D-62) de INEGI ampliados a una escala 1:12,500. Se eligió provisionalmente como sección tipo a la localizada a lo largo del río Tlahuelompa, desde el Este de la comunidad de Otlamalacatla hasta la intersección con el río Amajac, debido al buen estado de los afloramientos y lo completo de la sección. Además de esta se realizaron secciones generales a lo largo de los caminos Tuzancoa-Texacal, Hormiguero-Piedra Ancha, Otlamalacatla-La Morita, Hormiguero-Tonchintlán, Jalapa-San Mateo y en las cañadas al sur de Pemuxco y al sur de Tetzimico además de en los alrededores de Calnali (*Figura 3*). En estas secciones se tomaron datos sedimentológicos y estructurales además de tomar muestras para realizar láminas delgadas. Se muestrearon las unidades volcánicas y algunas volcanoclásticas presentes en la secuencia para análisis petrográfico y geoquímico (elementos mayores, traza e isótopos de Sm/Nd).

A partir de los datos de campo se elaboró un mapa geológico del área y una columna estratigráfica de la Formación Tuzancoa (*Figuras 3 y 5*).

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA

Se realizó la petrografía de las rocas volcánicas, volcanoclásticas y algunas sedimentarias localizadas dentro de la secuencia para la identificación de los minerales que las constituyen y con el objetivo de determinar el grado de alteración de las muestras (*Tabla 1*).

También se realizaron la petrografía y análisis químico de 28 muestras volcánicas y volcanosedimentarias localizadas en diferentes niveles estratigráficos de la Formación Tuzancoa. Los elementos analizados fueron: mayores, traza e isótopos de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$. No se hicieron análisis de isótopos de estroncio debido a su movilidad y a la alteración observada en algunas de las rocas presentes en la sección.

Los análisis de elementos mayores de todas las muestras se realizaron por Fluorescencia de Rayos X (FRX) en el laboratorio de geoquímica de la Universidad de Saint Mary's, Halifax (Nueva Escocia, Canadá) y en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), Universidad Nacional Autónoma de México, México D.F. Los análisis de elementos traza de 20 muestras se realizaron en las instituciones previamente mencionadas por FRX, además mediante FRX y Espectrometría de Masas de Plasma Inductivamente acoplado (ICP-MS, Inductively Coupled Plasma- Mass Spectrometry) en la Memorial University, Saint John's, Newfoundland, Canadá (los análisis de FRX en este último laboratorio se efectuaron como control analítico interno de los resultados determinados por ICP-MS). Dentro del método de ICP-MS se prepararon 16 muestras mediante oxidación con peróxido de sodio (analiza 20 elementos) y 5 muestras mediante digestión ácida (analiza 30 elementos). Adicionalmente se

seleccionaron y analizaron 16 muestras para la evaluación de un nuevo método de determinación de elementos traza mediante fusión (Bernal U. et al., 1998)

Los datos obtenidos a partir de los análisis por Fluorescencia de Rayos X, Plasma acoplado a masas e isotopía fueron graficados en diferentes diagramas para definir sus características geoquímicas, clasificar las muestras de rocas ígneas y determinar el ambiente tectónico donde se originaron estas lavas.

Se evaluó la información obtenida a partir de la geoquímica junto con la petrográfica y estratigráfica para proponer un modelo tectónico de esta secuencia.

Se comparó la información obtenida en este estudio de la Formación Tuzancoa con la de otras formaciones Pérmicas de México para tratar de entender la relación existente entre ellas.

2. ESTRATIGRAFÍA GENERALIZADA DEL ÁREA

En la región se hallan expuestas rocas precámbricas metamórficas; sedimentarias, volcánicas y volcanosedimentarias del Paleozoico superior (*Figura 3*); secuencias sedimentarias marinas y continentales de edad Triásico a Cretácico y rocas ígneas terciarias.

En esta sección se resumen las características principales de las formaciones presentes en el área con base en el trabajo realizado por Ochoa-Camarillo (1996) y a las observaciones realizadas en campo. El Paleozoico constituye el objetivo principal de este trabajo por lo que se le dedica un capítulo en especial.

seleccionaron y analizaron 16 muestras para la evaluación de un nuevo método de determinación de elementos traza mediante fusión (Bernal U. et al., 1998)

Los datos obtenidos a partir de los análisis por Fluorescencia de Rayos X, Plasma acoplado a masas e isotopía fueron graficados en diferentes diagramas para definir sus características geoquímicas, clasificar las muestras de rocas ígneas y determinar el ambiente tectónico donde se originaron estas lavas.

Se evaluó la información obtenida a partir de la geoquímica junto con la petrográfica y estratigráfica para proponer un modelo tectónico de esta secuencia.

Se comparó la información obtenida en este estudio de la Formación Tuzancoa con la de otras formaciones Pérmicas de México para tratar de entender la relación existente entre ellas.

2. ESTRATIGRAFÍA GENERALIZADA DEL ÁREA

En la región se hallan expuestas rocas precámbricas metamórficas; sedimentarias, volcánicas y volcanosedimentarias del Paleozoico superior (*Figura 3*); secuencias sedimentarias marinas y continentales de edad Triásico a Cretácico y rocas ígneas terciarias.

En esta sección se resumen las características principales de las formaciones presentes en el área con base en el trabajo realizado por Ochoa-Camarillo (1996) y a las observaciones realizadas en campo. El Paleozoico constituye el objetivo principal de este trabajo por lo que se le dedica un capítulo en especial.

2.1. Precámbrico- Gneis Huiznopala

Su extensión es de 1000 m², en el Río Contzintla y el Río Tlacolula dentro del área de estudio (Ortega-Gutiérrez et al., 1997). Situado en el núcleo del Anticlinorio de Huayacocotla fue descrito como gneises bandeados de facies granulita (Martínez-Pérez, 1962; Suter, 1990; Ortega-Gutiérrez et al., 1997) y definido como gneis Huiznopala por (Fries Carl Jr. y Rincón-Orta, 1965). Ochoa-Camarillo (1996) lo define como un ortogneis (granítico y gabroico) y un paragneis (calcáreo, pelítico y psamítico) basándose en Ortega-Gutierrez et al., (1995). Lawlor et al., (1999) menciona también la presencia de metanortositas y gneises gabroicos al NW de la comunidad Chipoco.

El Gneis Huiznopala se ha correlacionado con el Gneis Novillo, también de edad grenvileana, de la región de Ciudad Victoria, Tamaulipas (Carrillo-Bravo, 1961; Martínez-Pérez, 1962) y ambos se consideran parte del basamento del bloque Oaxaquia (Ortega-Gutierrez et al., 1995). Basándose en datos isotópicos (Keppie et al., 1995) se ha interpretado como un fragmento continental que formó parte de Gondwana durante el Precámbrico- Paleozoico Temprano aunque para Lawlor (1999) pudo derivarse del mismo reservorio isotópico que los magmas de Laurentia.

Dentro de la región de Molango el Gneis Huiznopala aflora en cinco localidades (*Figura 4*): 1) Comunidad Huiznopala al Río Claro (localidad tipo); 2) Arroyo Chipoco (al NE de la localidad anterior); 3) Río Pilapa (área de Otongo); 4) Área cercana a la comunidad Chapula (dentro del área de estudio); 5) Aproximadamente a 10 km al este del Río Chipoco (Ochoa-Camarillo, 1996; Ortega-Gutiérrez et al., 1997).

ANTICLINORIO DE HUAYACOCOTLA

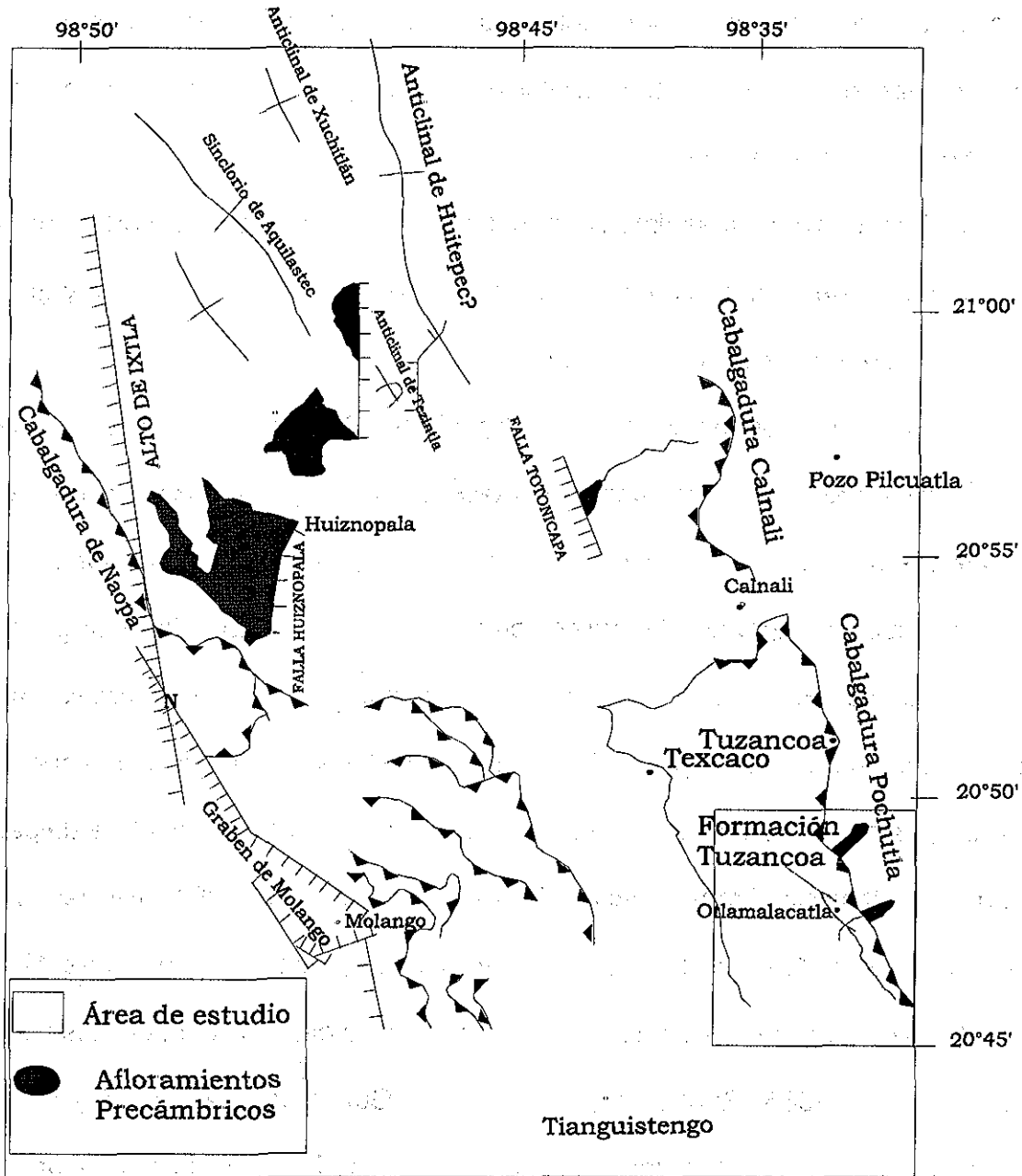


Figura 4. Afloramientos Precámbricos y Paleozoicos en el área de estudio (modificado de Ochoa-Camarillo, 1996)

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

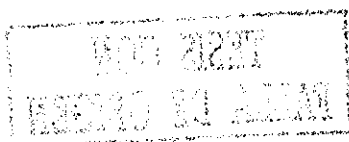
El Gneis Huiznopala, (Ortega-Gutiérrez et al., 1997) consta de dos litofacies o paquetes que sufrieron deformación dúctil y metamorfismo en facies de granulita aproximadamente hace 990 Ma (Lawlor et al., 1999) y una retrogresión posterior en facies de esquisto verde:

a) Secuencia metasedimentaria del Río Agua de Sal. Formada por una pequeña capa de gneises cuarzo feldespáticos con abundantes granates y grafito, lo cual sugiere un origen sedimentario

b) Secuencia ortognéica, aflora en el Río Chipoco y consiste en meta-anortositas de andesina asociadas a gneises gabroicos y charnokitas con bandas de gneises máficos. En la localidad cercana a Chapula se encuentra también un gneis granítico con granate (Martínez-Pérez, 1962; Lawlor et al., 1999). (Figura 3).

El gneis Huiznopala presenta una textura cataclástica previa a la discordancia del Jurásico (¿Pérmico?). Esta cataclasis es tal vez responsable de la retrogresión de los minerales máficos, con un desarrollo ocasional de delgadas zonas miloníticas y ultramiloníticas (Ortega-Gutiérrez et al., 1997). Fechamientos radiométricos realizados con diferentes técnicas sugieren una edad entre 1200 y 830 Ma para los gneises que afloran en las cercanías de Huiznopala (Fries Carl Jr. y Rincón-Orta, 1965; Ruíz et al., 1988; Ortega-Gutierrez et al., 1995 y Ortega-Gutiérrez et al., 1997) y una afinidad de la unidad charnokítica con un arco magmático activo ~1200 a ~1150Ma (Ortega-Gutiérrez et al., 1997 y Lawlor et al., 1999).

En toda la región los gneises subyacen discordantemente a rocas calcáreas y a capas rojas del Jurásico Superior (Martínez-Pérez,, 1962; Carrillo-Bravo 1965).



2.2. Paleozoico

Esta secuencia se describirá con mayor detalle que las demás debido a que constituye el objetivo central de esta tesis.

Varios trabajos cartográficos han sido realizados en el área (tesis y publicaciones) a continuación se sintetizan los resultados de estos.

Martínez-Pérez (1962) y Carrillo Bravo (1965) describieron la estratigrafía del área de estudio por primera vez y consideraron a los afloramientos paleozoicos como Formación Guacamaya, de edad pérmica. (Carrillo-Bravo 1961) define la Formación Guacamaya en su sección tipo, Anticlinorio Huizachal-Peregrina, como una "secuencia sedimentaria marina de arenisca y lutita intercaladas con algunos intervalos de conglomerado y caliza con fósiles de edad pérmica (Leonardiano-Wolfcampiano)". Sin embargo, las rocas paleozoicas de Hidalgo son muy distintas a la Formación Guacamaya del área tipo, ya que contienen abundantes rocas volcánicas. Sin embargo, Gursky and Michalzik (1989) encontraron una fuente volcánica en parte de la sección que midieron de la Formación Guacamaya, dentro del cañón de Peregrina, al W de Ciudad Victoria Tamaulipas: En la parte inferior de la secuencia reportan turbiditas provenientes de fuentes distintas, pero en la parte media y alta de esta la fuente dominante es volcánica. En medio de la sección describen un grueso conglomerado con bloques de andesita y de caliza y en la parte alta un conglomerado con rocas volcánicas y una caliza boundstone con briozoarios, algas y foraminíferos. Esta descripción es muy semejante a la Formación Tuzancoa, pero sin magmatismo *in situ*, sin embargo no se ha realizado un estudio geoquímico de los clastos volcánicos en estas rocas, por lo que no se incluyen en la comparación geoquímica realizada en este trabajo.

Moreno-Cano y Patiño-Ruíz (1981) mencionan que también están presentes al Norte de Calnali las Formaciones Vicente Guerrero (Misisípico) y Del Monte (Pensivánico medio), todas estas formaciones asociadas con aquellas del mismo nombre en el anticlinorio Huizachal-Peregrina en la región de Ciudad Victoria, Tamaulipas (Carrillo-Bravo, 1961). Además confirman la presencia del Pérmico en la región de Calnali. Hernández-Treviño y Hernández-Bernal (1991) describen en el área de Zacualtipán, al Sur del área de estudio, sólo la presencia de la Formación Guacamaya. Cercano a San Mateo, Veracruz, Martínez-Pérez (1962) y Carrillo-Bravo (1965) describen en la cima de esta formación un horizonte de lutitas negras carbonosas con abundantes impresiones de hojas, restos de tallos y pelecípodos de edad Leonardiana que también se observaron al norte del área.

Ochoa-Camarillo (1996) reduce la extensión de rocas Paleozoicas marcada por Carrillo-Bravo (1965), aumentando la extensión de la Formación Huayacocotla; redefine también informalmente a las Formaciones Tuzancoa y Otlamalacatla en vez de la antes definida Guacamaya. Según ésta descripción (op. cit) la Formación Otlamalacatla estaría constituida de arenisca y lutita con fauna de trilobites, equinodermos y braquiópodos en afloramientos representados en escamas tectónicas, cubierta por la Formación Tuzancoa compuesta de una secuencia volcanosedimentaria con lentes calcáreos con fusulínidos y crinoides abundantes. Sin embargo, en las secciones detalladas que se realizaron como parte de esta tesis, se observó que las litologías de ambas formaciones están intercaladas.

Arellano et al., (1998) realizan una sección sobre el río Tianguistengo, al sur del área de estudio y determinan que la Formación Tuzancoa corresponde a la Formación Guacamaya. Describen una secuencia turbidítica que varía desde un

flysch caótico (debritas) de facies de pendiente, hasta un flysch pelítico-arenoso de facies distales con la presencia de flujos de detritos calcáreos y de clastos de andesitas y de rocas metamórficas en los conglomerados, pero no mencionan la presencia de derrames andesíticos intercalados en la secuencia, como se describe en este trabajo.

El primer estudio bioestratigráfico del área lo realizó Pérez-Ramos (1978) en una sección sobre el río Tlacolula. Basándose en el trabajo geológico de Martínez-Pérez (1962) y Carrillo-Bravo (1965) reporta una edad Pérmica para la Formación Guacamaya. Esta determinación se basa en la presencia de equinodermos, crinoides, restos de gasterópodos, braquiópodos, briozoarios, espículas de esponja, foraminíferos y fusulínidos. La fauna reportada como Wolfcamp del Pérmico Inferior por Buitrón et al. (1987) está constituida por braquiópodos, fusulínidos (*Schwagerina* sp. *Pseudo* y *Paraschwagerina*), crinoides, pelecípodos y algunos trilobites.

López-Ramos (1979); Moreno-Cano y Patiño-Ruíz (1981) reportan la presencia de la Formación del Monte (Pensilvánico medio) por la presencia del braquiópodo *Overtonia* (*Neospirifer* sp. *Cf. fascimger*), un trilobita broteido, el alga (*Komia* sp); fusulínidos de concha schwagerinida y calcitornélidos, abundantes fragmentos de briozoarios fenestélidos y algas rodofíceas además de abundantes fragmentos de crinoides que se clasificaron por el método parataxonómico con una edad de Pensilvánico Medio a Superior. Buitrón et al., (1987) ratifican la presencia del Misisípico al Norte de Calnali debido a la presencia de los crinoides: *Cylindrocauliscus fiski*, *Baryschyra anosus*, *Cyclocaudex insaturatus*, *C. Jucundus*, *Mooreanteris waylandensis*, *Plummeranteris sansaba*, *Heterosteleschus keithi* y

los braquiópodos *Septosyringothyris* cf., *S. Demantei* y *Allorinchus* cf., *A. Heteropsis*.

Silva-Pineda (1987) reportó la presencia de pteridospermas, cicadofites y coniferofites como fragmentos dentro de sedimentos acarreados por corrientes de turbidez en algunas localidades dentro del área de estudio. Esta flora se encuentra en la zona de estudio asociándose con fusulínidos de edad Pérmica (Pérez-Ramos, 1978).

En la cuesta al sur de la comunidad de Pemuxco, (Arellano-Gil et al., 1998) localizaron en un *packstone/floatstone* silicificado con estilolitas fragmentos de crinoides, briozoarios-fenestélidos y braquiópodos; las algas *Tubiphytes* sp. Y *Epimastopora* sp., pequeños foraminíferos de los géneros *Diplosphaerina/Eotuberitina*, *Earlandia*, *Endothyra*, *Tetrataxis*, *Climacammina*, *Globivalvulina*, *Calcitornella*, *Arenovidalina*, *Nodosaria*, *Geinitzina*, y fusulínidos de los géneros *Staffella* y *Skinnerella*.

Carrillo-Bravo (1965) correlaciona los fusulínidos pérmicos encontrados en el área con los de la caliza Vainilla, Chiapas y con el oeste de Texas (Wolfcampiano).

Los contactos, superior e inferior, de las rocas pérmicas del área han sido interpretados en formas diferentes:

Arellano-Gil et al., (1998) infieren una discordancia entre el Pérmico y los gneises Precámbricos Huiznopala mientras Martínez-Pérez (1962) y Carrillo-Bravo (1965) interpretan este contacto como una falla. La cabalgadura Pochutla pone en contacto rocas paleozoicas sobre rocas del Jurásico Superior y Cretácicas (Ochoa-Camarillo, 1996). Para Moreno-Cano y Patiño-Ruíz (1981) el Pérmico descansa mediante una discordancia sobre sedimentos pensilvánicos y el

misísipico está en contacto mediante una falla inversa con el mesozoico.

Según Martínez-Pérez (1962), Carrillo-Bravo (1965), Moreno-Cano (1981), Hernández-Treviño (1991) y Arellano-Gil (1998) el Paleozoico subyace mediante una discordancia angular a rocas de la Formación Huizachal (triásica) y a sedimentos del Jurásico Superior.

2.3. Triásico Superior (Liásico Inferior)- Formación Huizachal

Según Ochoa-Camarillo (1996) no existe a escala regional ninguna unidad de lechos rojos subyaciendo a la Formación Huayacocotla y los lechos designados como Formación Huizachal corresponden a la Formación Cahuwasas de edad Jurásico Medio o bien a horizontes de conglomerados dentro de la Formación Huayacocotla. En este trabajo no se distinguió entre estas dos unidades.

Martínez-Pérez (1962) describió como Formación Huizachal a la secuencia formada hacia la base por conglomerados con fragmentos de cuarzo y gneises subredondeados a subangulares, intercalados con arenisca y lodolita. Hacia la cima se encuentran abundantes pelecípodos. En la localidad de San Mateo se encuentra una unidad terrígena con abundantes restos de plantas bien conservados a los cuales Martínez-Pérez (1962) les asigna una edad del Triásico Tardío. Esta unidad subyace discordantemente a sedimentos de la Formación Huayacocotla y suprayace a sedimentos marinos del Paleozoico superior.

2.4. Jurásico Inferior- Formación Huayacocotla

La Formación Huayacocotla está formada por secuencias rítmicas y semirítmicas de arenisca y lutita pardo o gris con algunos estratos de conglomerado de cuarzo; algunos paquetes de lutita gris o negra contienen

concreciones arenosas con impresiones de amonites (Ochoa-Camarillo, 1996). La unidad superior consiste en lutita y arenisca ligeramente verdosa con restos de flora fósil. El mismo autor (Ochoa-Camarillo, 1996) reporta también afloramientos de rocas volcánicas intermedias a félsicas, así como basaltos almohadillados.

El Jurásico Inferior sobreyace discordantemente al Gneis Huiznopala (Ochoa-Camarillo, 1996) y al Triásico Superior (Martínez-Pérez, 1962). La Formación Huayacocotla está cubierta mediante una discordancia por el Jurásico Superior y en ocasiones por derrames terciarios (Ochoa-Camarillo, 1996; Martínez-Pérez, 1962).

2.5. Jurásico Medio- Formación Cahuwasas

Ochoa-Camarillo (1996) separa dentro de esta Formación a dos miembros (A y B) los cuales se interdigitan a lo largo de la secuencia. El primero está constituido por brecha y conglomerado burdamente estratificados y mal clasificados compuestos por clastos de arenisca, gneis, limolita y roca volcánica. Localmente presenta derrames de lava de composición félsica a intermedia, similares a los de la parte superior de la Formación Huayacocotla (Ochoa-Camarillo, 1996). El segundo miembro (B) está constituido por limolita con nódulos calcáreos y arenisca masiva en una secuencia monótona.

La Formación Cahuwasas sobreyace discordantemente a la Formación Huayacocotla y su contacto superior es concordante con la Formación Tepéxic, marcando el inicio de las rocas carbonatadas (Ochoa-Camarillo, 1996). Se le asigna una edad Jurásico Medio basándose en su posición estratigráfica (Ochoa-Camarillo, 1996; Carrillo-Bravo, 1965).

2.6. Formaciones calcáreas del Jurásico Medio al Cretácico

La Formación Tepéxic, de edad caloviana, consta principalmente de caliza arenosa, margas y limolita, caracterizándose por su abundancia de fósiles, principalmente del género *Gryphaea* (Ochoa-Camarillo, 1996). Su base está representada por un conglomerado de cuarzo con matriz calcárea. El contacto inferior de la Formación Tepéxic sobre la Formación Cahuascal es concordante y discordante sobre la Formación Huayacocotla. El contacto superior es concordante con las Formaciones Santiago, Tamán y Chipoco del Jurásico Superior.

El Jurásico Superior consiste en limolita negra calcárea y caliza negra con lutita (Formaciones Santiago, Chipoco y Tamán). Yace concordantemente sobre el Jurásico Medio y en forma discordante sobre el Precámbrico y el Paleozoico, hallándose cubierto por el Cretácico Inferior (Ochoa-Camarillo, 1996). En la Formación Tamán las calizas arcillosas alternan con bandas de pedernal negro y la Formación Chipoco presenta una gran concentración de manganeso en su base.

El Cretácico Inferior está constituido por caliza negra con intercalaciones de lutita (Formación Pimienta). Esta descansa concordantemente sobre la Formación Chipoco o discordantemente sobre el basamento (Ochoa-Camarillo, 1996). Debido a su incompetencia litológica se encuentra muy plegada. Sobre esta, transicionalmente, se encuentra la Formación Tamaulipas Inferior.

El Cretácico Inferior consta de secuencias de caliza aporcelanada gris con nódulos de pedernal (Formación Tamaulipas Inferior y Tamaulipas Superior) separadas por un horizonte más arcilloso (Formación Otates); descansa

concordantemente sobre la Formación Pimienta y se encuentra bajo la Formación Agua Nueva.

El Cretácico Superior (Formaciones Agua Nueva, San Felipe y Méndez) consta de rocas calcáreas con nódulos de pedernal; yace concordantemente sobre el Cretácico Inferior. Tanto el Jurásico Superior como el Cretácico se depositaron en un ambiente marino pelágico. A partir del Cretácico Superior la depositación terrígena aumenta gradualmente hasta llegar a la marga poco estratificada de la Formación Méndez (Suter, 1990).

2.9. Terciario: Grupo El Morro, Formación Tlalchinol y Formación Atotonilco el Grande

El Grupo el Morro está compuesto por conglomerados derivados principalmente de las Formaciones Pimienta, Tamaulipas Inferior y Tamaulipas Superior. Descansa mediante una discordancia sobre el Cretácico Inferior.

La Formación Tlalchinol y la Formación Atotonilco el Grande están formadas por rocas ígneas extrusivas de tipo basáltico a riolítico. Descansan estas rocas en discordancia angular sobre el Precámbrico Gneis Huiznopala y sedimentos marinos pérmicos, jurásicos y cretácicos (Ochoa-Camarillo, 1996).

3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL DEL ÁREA

El anticlinorio de Huayacocotla es la estructura regional descrita en el área de estudio por Carrillo-Bravo (1965), *figura 4*. Fue redefinido como un conjunto complejo de pliegues y cabalgaduras por Suter (1984; 1990) y Ochoa-Camarillo (1996). Esta estructura está limitada al norte por el lineamiento Talamaya-

concordantemente sobre la Formación Pimienta y se encuentra bajo la Formación Agua Nueva.

El Cretácico Superior (Formaciones Agua Nueva, San Felipe y Méndez) consta de rocas calcáreas con nódulos de pedernal; yace concordantemente sobre el Cretácico Inferior. Tanto el Jurásico Superior como el Cretácico se depositaron en un ambiente marino pelágico. A partir del Cretácico Superior la depositación terrígena aumenta gradualmente hasta llegar a la marga poco estratificada de la Formación Méndez (Suter, 1990).

2.9. Terciario: Grupo El Morro, Formación Tlalchinol y Formación Atotonilco el Grande

El Grupo el Morro está compuesto por conglomerados derivados principalmente de las Formaciones Pimienta, Tamaulipas Inferior y Tamaulipas Superior. Descansa mediante una discordancia sobre el Cretácico Inferior.

La Formación Tlalchinol y la Formación Atotonilco el Grande están formadas por rocas ígneas extrusivas de tipo basáltico a riolítico. Descansan estas rocas en discordancia angular sobre el Precámbrico Gneis Huiznopala y sedimentos marinos pérmicos, jurásicos y cretácicos (Ochoa-Camarillo, 1996).

3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL DEL ÁREA

El anticlinorio de Huayacocotla es la estructura regional descrita en el área de estudio por Carrillo-Bravo (1965), *figura 4*. Fue redefinido como un conjunto complejo de pliegues y cabalgaduras por Suter (1984; 1990) y Ochoa-Camarillo (1996). Esta estructura está limitada al norte por el lineamiento Talamaya-

Huichihuayán, al oriente por la cuenca Tampico-Misantla, al occidente por las cabalgaduras de la plataforma de Valles-San Luis Potosí y al sur por la Faja Volcánica Transmexicana, hasta Huayacocotla, Veracruz. En su núcleo se localizan los afloramientos paleozoicos estudiados en este trabajo, así como su basamento precámbrico, el Gneis Huiznopala.

El anticlinorio Huayacocotla se formó por una compresión en dirección este-oeste o suroeste-noreste durante la orogenia Laramide (Cretácico Tardío al Eoceno Tardío). Según Ochoa-Camarillo (1996), el despegue basal de las estructuras se encuentra en la Formación Huayacocotla, la cual descansa en algunas localidades sobre el zócalo cristalino. Sin embargo, en el área de estudio se observó que el Paleozoico también se encuentra involucrado en la deformación. Según Ochoa-Camarillo estas escamas tectónicas son producto de una deformación "thin skin" o lepidodérmicas por la reactivación de fallas normales antiguas. En este trabajo se observa que el despegue ocurre en la Formación Tuzancoa, aunque también existen escamas con un despegue en formaciones suprayacentes que incluyen estructuras como pliegues y planos, "flats", de cabalgaduras formando escamas tectónicas con dirección NW-SE como en las Formaciones Santiago y Pimienta. Otro fenómeno Laramídico fue la reactivación de fallas normales jurásicas como inversas (Ochoa-Camarillo, 1996). En el área de estudio hay también fallamiento lateral pre-Laramídico.

Estas estructuras complican los contactos entre las diferentes formaciones que integran al anticlinorio.

Dentro del anticlinorio de Huayacocotla la cabalgadura Pochutla (Ochoa-Camarillo, 1996) constituye la estructura que controla la estratigrafía del área de

estudio. Esta es una falla inversa situada al norte de Otlamalacatla y pone en contacto tectónico a las rocas paleozoicas de la Formación Tuzancoa sobre rocas del Jurásico Superior y del Cretácico Inferior. Ochoa-Camarillo (1996) la considera una reactivación de la falla normal Contzintla (Martínez-Pérez, 1962). Su geometría se encuentra bien expuesta en el río Pochutla, donde pone en contacto a las rocas paleozoicas sobre la Formación Pimienta (esta localidad no fue estudiada en este trabajo). Se observa también esta cabalgadura en la comunidad de Tuzancoa, donde las rocas paleozoicas cabalgan sobre la Formación Tamaulipas Inferior; aunque sobre el camino hay un "horse" de la Formación Pimienta (Ochoa-Camarillo, 1996).



Figura 5. Cabalgadura Pochutla, la cual pone en contacto a la Formación Tuzancoa de edad Pérmica sobre rocas mesozoicas. Localidad cercana a la comunidad de Piedra Ancha, Hidalgo.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

4. RESULTADOS

4.1. Descripción de la secuencia estratigráfica

PRECÁMBRICO

En el área cubierta en este trabajo sólo afloran rocas precámbricas en la localidad cuatro de Ortega-Gutiérrez et al., (1997), *figuras 3 y 4*. Consisten sobre el río Tlacolula en rocas masivas verdes, alterando a rojizo, con cruceo al NE, sin una foliación bien desarrollada. El ortogneis de granito está formado petrográficamente por fenocristales de feldespato, cuarzo y biotita subedrales, con alteración de calcita y arcillas. En el río Contzintla el Precámbrico consiste en un ortogneis cuarzo feldespático. El precámbrico es intrusionado en el Río Tlacolula por diques escasos de 2.5m de ancho de composición intermedia a básica, muy mineralizados. Esta observación coincide con la efectuada por Martínez-Pérez (1962) en el Río Chinameca o Contzintla. Dichos diques no se encontraron intrusionando al Paleozoico aunque podrían tener una relación genética con respecto a este. Se requiere de un análisis geoquímico y de fechamientos radiométricos para determinar la edad y origen de los diques.

En el Río Tlacolula y en el Río Contzintla el Gneis Huiznopala está en contacto por falla lateral con la secuencia paleozoica. A su vez, el gneis subyace discordantemente al Pérmico y a calizas de edad cretácica en la misma localidad. Cabe destacar que se encontraron algunos fragmentos de gneis dentro de areniscas y conglomerados de la secuencia paleozoica.

PALEOZOICO

En este estudio no se encontraron fósiles carboníferos, ni unidades paleozoicas litológicamente distintas al Pérmico estudiado.

No se retomó el nombre de Formación Guacamaya descrita por Carrillo-Bravo (1965) debido a la diferencia en la litología y origen: las rocas de Hidalgo se formaron como una secuencia volcanosedimentaria depositada en cuencas asociadas a un arco submarino.

Se decidió en este trabajo redefinir las rocas paleozoicas de la región debido a que en el área encontramos una intercalación de las formaciones Otlamalacatla y Tuzancoa definidas por Ochoa-Camarillo (1996) como formaciones distintas. Se observa que en la Formación Otlamalacatla (Ochoa-Camarillo, 1996) la lutita y arenisca, donde se encuentran braquiópodos y trilobites, está intercalada y genéticamente relacionada con derrames andesíticos, que el mismo autor consideró como la Formación Tuzancoa. Al no observarse una diferencia lo suficientemente clara como para definir dos formaciones distintas, aquí se propone agruparlas en una sola unidad: la Formación Tuzancoa. El nombre de Formación Tuzancoa proviene de una localidad cercana a la comunidad del mismo nombre (*Figura 3*), al norte del área de estudio, donde se presenta una sección similar a la del río Tlacolula. En este trabajo se describe la sección sobre el Río Tlacolula y se considera como la sección tipo de ésta formación.

La Formación Tuzancoa aquí redefinida consiste, de la base a la cima, de rocas siliciclásticas, derrames y brechas andesíticas; areniscas volcanosedimentarias alternando con estratos de lutitas. Estas dos últimas

presentan estructuras primarias características de ambientes turbidíticos como pliegues sinsedimentarios, estratificación convoluta, laminaciones, intraclastos, etc. Dentro de esta secuencia de volcanoclásticos se encuentran lentes de flujos de detritos calcáreos y conglomeráticos de relleno de canal. Cabe resaltar la presencia de derrames andesíticos en varios niveles a lo largo de la secuencia.

MESOZOICO Y PALEÓGENO (TERCIARIO)

✿ No se realizó ningún estudio detallado de estas rocas pues no fueron el objeto de estudio pero pienso que se requiere un análisis de facies de las formaciones jurásicas para precisar tanto su estratigrafía interna como sus relaciones de contacto.

4.2. Descripción de facies de la Formación Tuzancoa

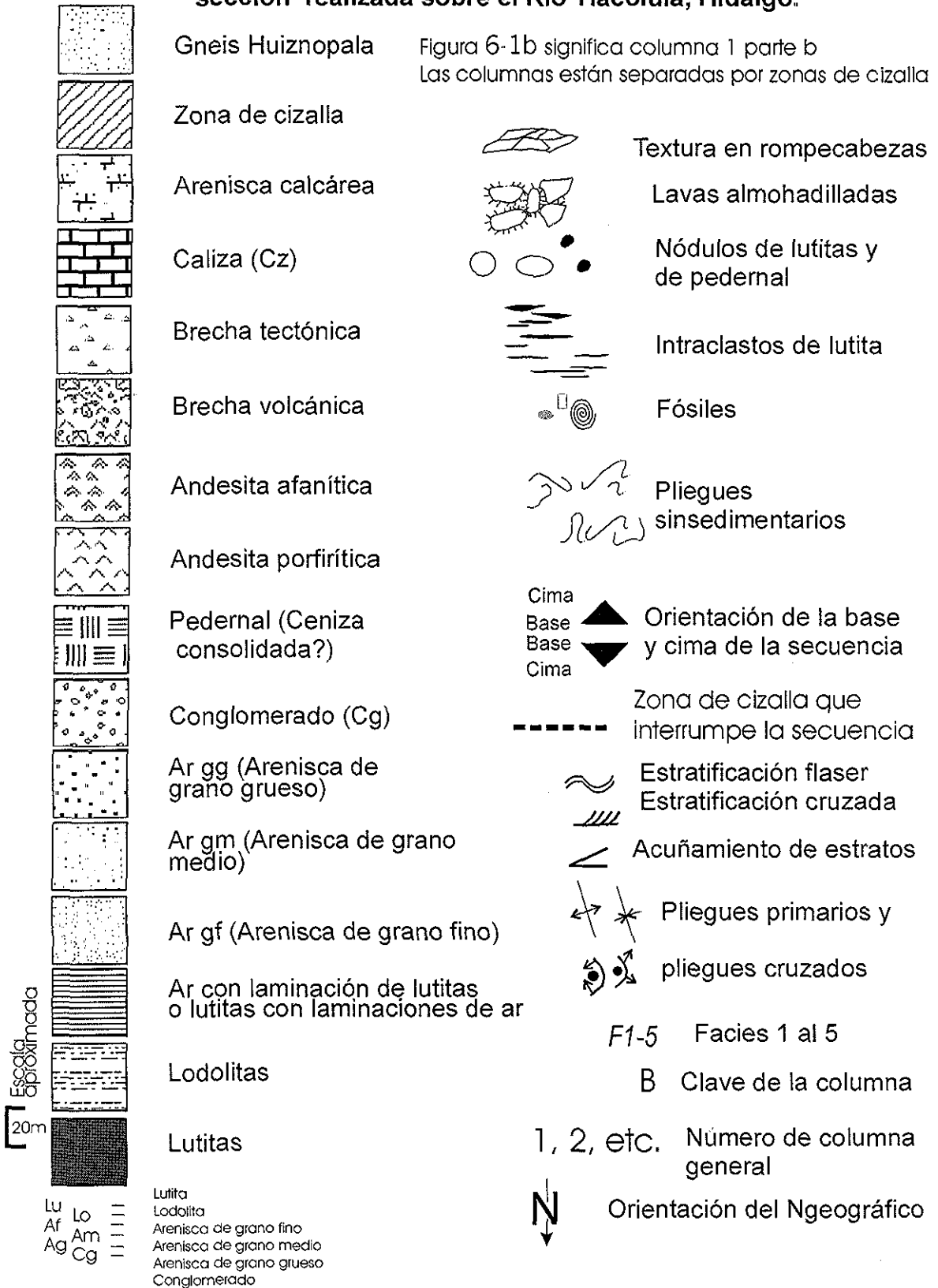
Basándose en la sección medida en el área de estudio (sobre el Río Tlacolula), se levantaron columnas detalladas en secciones donde existe continuidad estratigráfica. Por fallamiento y plegamiento, la sección puede dividirse en al menos cinco segmentos separados por zonas de cizalla, pliegues y fallas normales, algunas mejor expuestas que otras, que aparentemente rompen la continuidad de la secuencia. Entre cada segmento se observa un cambio en la orientación y posición de la base y la cima de los estratos. En el mapa geológico de la Formación Tuzancoa (*figura 3*) y en las columnas medidas a lo largo de la sección del Río Tlacolula (*figura 6*) se observa la relación existente entre las diferentes litofacies. En estas figuras se muestran los cinco segmentos de la

sección, de Norte a Sur, separados por zonas de cizalla interna en columnas enlistadas del uno al cinco, de las cuales puede seguirse su continuidad por las letras mayúsculas colocadas en la base y cima de la columna.

No se pudo determinar la continuidad entre las distintas columnas, sin embargo, las estructuras primarias y el tipo de fósiles que contienen sugieren que aproximadamente estas representan los cambios verticales de la sedimentación. En las columnas se pudo diferenciar cinco litofacies en la Formación Tuzancoa, las cuales se repiten e interdigitan (*Figuras 3 y 6-1a a 6-5b*). En la base de la secuencia se presenta la facies 2A, constituida por turbiditas siliciclásticas. Hacia la cima esta facies se encuentra en contacto por falla con la facies 1 volcánica. Cabe destacar que en el Río Conzintla no existe la facies 2A siliciclástica. Al subir estratigráficamente la facies 1 volcánica cambia transicionalmente a la facies 2B de turbiditas volcaniclásticas, la cual contiene lentes y cuerpos acuñados de las facies 3 de flujos de detritos calcáreos y la facies 4 conglomerática de relleno de canal.

A continuación se presentan las columnas medidas y posteriormente se describen las facies en detalle.

Figura 6. Leyenda de la columna medida de Norte a Sur en la sección realizada sobre el Río Tlacolula, Hidalgo.



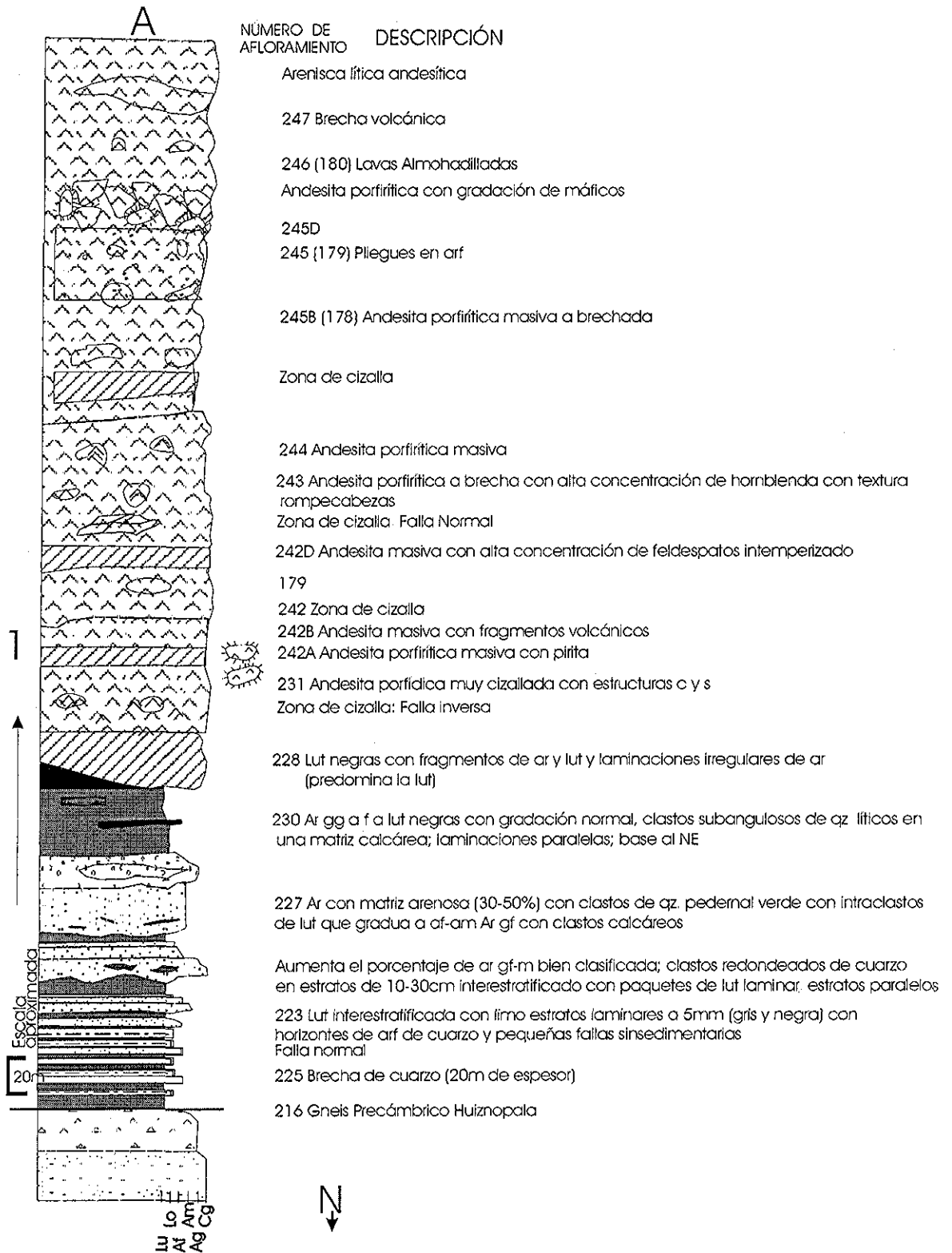
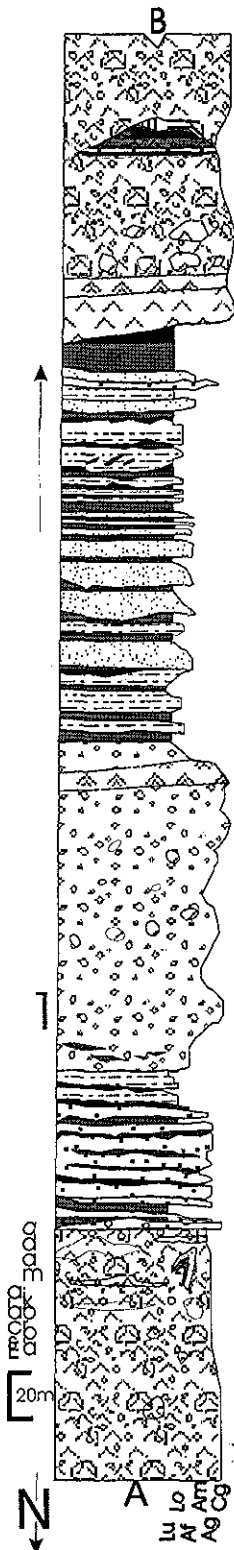


Figura 6-1a. Columna levantada de la Formación Tuzancoa; Norte a Sur, sobre la sección del Río Tlacolula, Hidalgo.

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

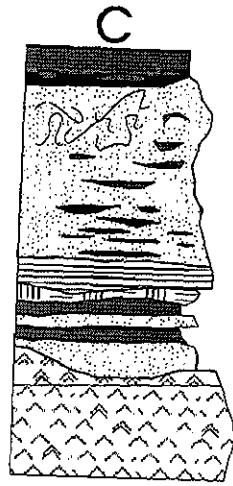


NÚMERO DE AFLORAMIENTO DESCRIPCIÓN

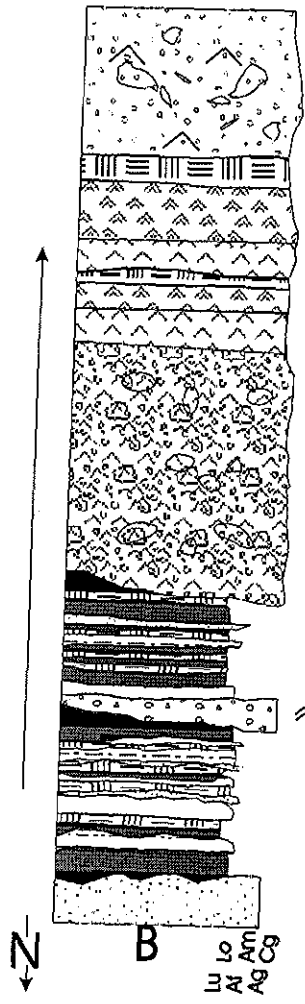
- 253C Ar gm masiva (cristales de feldespato, fragmentos irregulares de pedernal verde) muy alterada a blanco hacia la cima Tiene clastos de cz negra. lut, pirita en matriz afanítica
- 253B Lente de 15cm-2m de cz mudstone gris. lut negra y pedernal
 - Ar gm con granos de pedernal verde, calcita y feldespatos angulares Lutitas tabulares a bien redondeados Medianamente clasificados con intraclastos irregulares de lut en la cima
- 253A2 Cg con clastos subred a subang (8-1 cm) de argm (esféricos a irregular) pedernal. calcita líticos (1-2mm) andesita porfirítica Intraclastos de lut y algunas partes cg soportado por clastos.
- 253 Arenisca de gg, mal clasificada soportada por clastos, de aspecto masivo Compuesta de fenocristales de feldespatos y cuarzo en una matriz microcristalina verde Contiene intraclastos de lut y algunas partes de cg soportado por clastos
- 252 Ar calcárea gf con intraclastos de lut en la base. interestratificada con lodolitas calcárea
- 252D en estratos irregulares con laminaciones de ar volcánica de gg
 - Base al N
- 251 Ar (40cm) y lut en estratos delgados predominado las ar (15cm) de composición calcárea
 - Aumenta el espesor de ar de lentes a 30cm Bases erosivas y lentes de ar de hasta 40cm
- 250 Lutitas y lodolitas negro a verde oscuro con escasas ar volcánicas grano fino
- 249F Ar volc con intraclastos de lut
 - Cima al N?
- Ar conglomerática (clastos 1-3mm) a conglomerado (clastos 5-15cm) redondeados en ar grano grueso
- 249A Ar de granos grues (2-15cm) interestratificada con lut (láminas a 8cm) en estratos irregulares
- 249
- 249B Areniscas gruesas con estratificación incipiente a irregular conglomerado soportado por matriz arenosa (80%)
- 248 Brecha andesítica porfirítica de feldespatos en una matriz afanítica con clastos andesíticos bien clasificados con fracturas radiales (gradación normal)

Figura 6-1b. Columna levantada de la Formación Tuzancoa; Norte a Sur, sobre la sección del Río Tlacolula, Hidalgo.

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN



Ar gf con lentes de lut formando pliegues sinsedimentarios y lut con lentes de ar
 Lut silíceas negras con laminaciones de arf verde (25cm-láminas); bases ligeramente erosivas a paralelas
 Interestratificación de Ar gf y toba verde (láminas a 5cm) paralelos, discontinuos. Hacia la cima aumentan las laminaciones de material más fino
 Arf volc (2-15cm) interestratificada con lut silícea negra (5-10cm)
 Contacto irregular (erosivo) volcánico-volcaniclastico
 256 Andesita porfírica con gradación normal a afanítica



Ar andesítica gm, frags Angulosos, laminaciones de lutitas
 Ar andesítica con fragmentos de plagioclasa lut anfíboles; aumenta el tamaño de los cristales hacia la cima
 Toba verde
 Fragmentos de 1-7cm de toba, andes afanítica y porfírica redondeados
 Derrame andesítico homogéneo masivo
 Andesita porfírica verde con algunos clastos del mismo material (5-25cm) y clastos redondeados de toba verde (1-8cm) en matriz criptocristalina
 Intercalación de lodolitas, lut, toba verde y ar volc en estratos de 20cm a lenticulares, predominando láminas. Estratos discontinuos con bases erosivas de las ar. Estratificación flaser y aumento del %volcánico con respecto al arcilloso hacia la cima. El clivaje se concentra en las zonas de lut, lodolita
 Ar gm intemperiza a blanco- composición volcánica afanítica de la matriz; granos de cz, pedernal verde, lut andesitas

Figura 6-1c. Columna de la Formación Tuzancoa medida a lo largo del río Tlacolula (en dirección Norte a Sur).

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

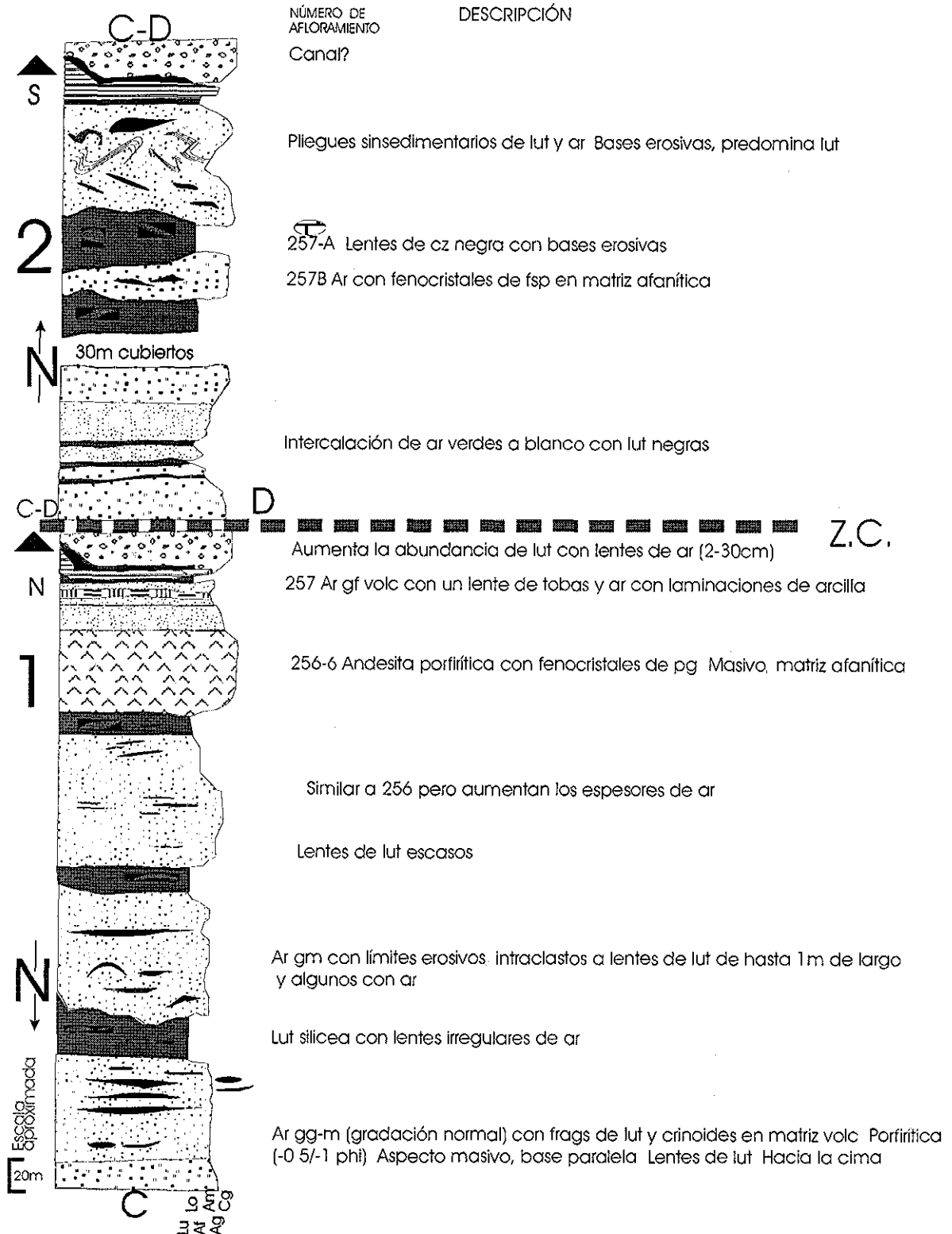


Figura 6-1d y 6-2a. Columna levantada de Norte a Sur de la Formación Tuzancoa, sobre la sección medida en el Río Tlacolula, Hidalgo.

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

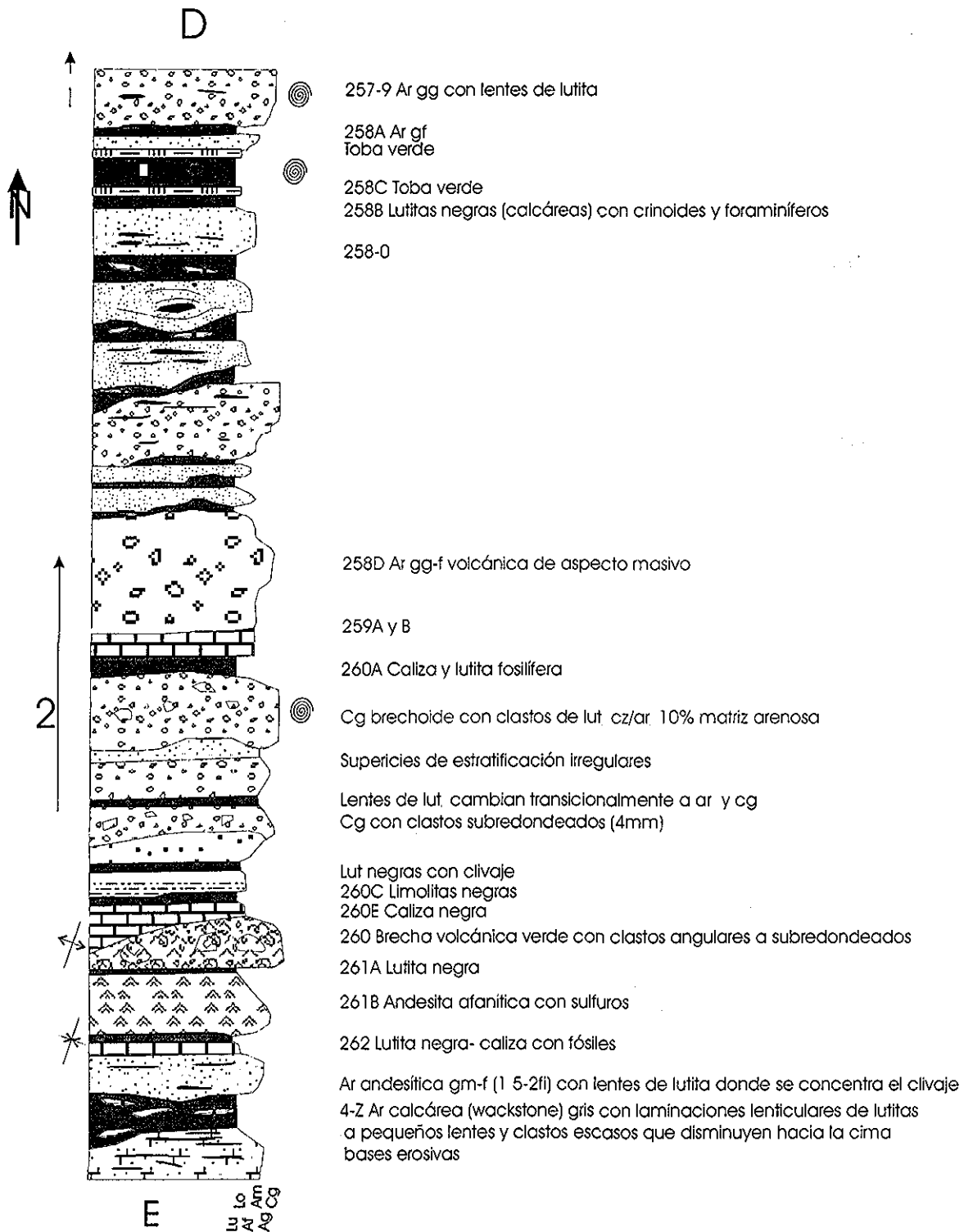


Figura 6-2b. Columna levantada de la Formación Tuzanco; Norte a Sur, sobre la sección del Río Tlacolula, Hidalgo.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

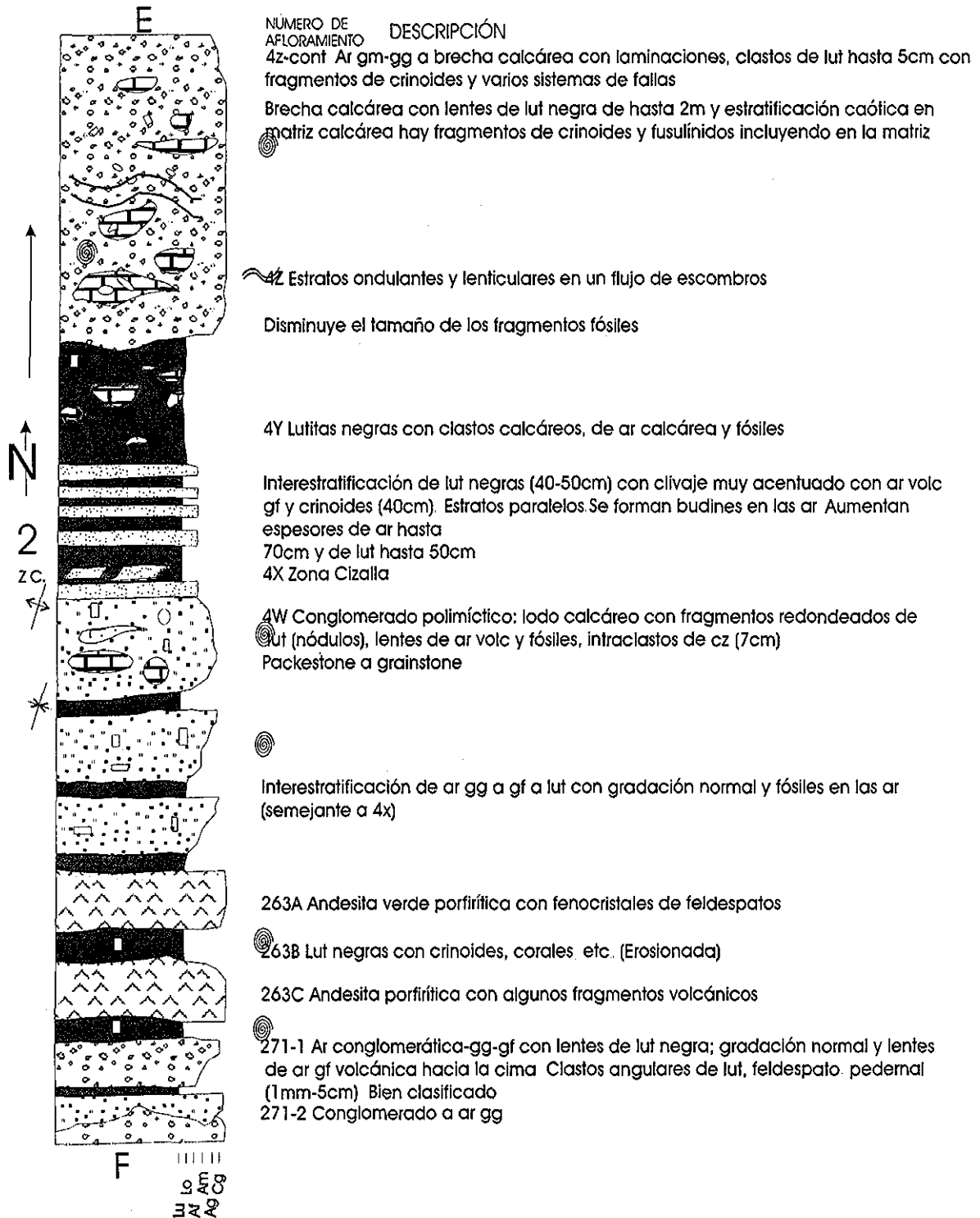


Figura 6-2c. Columna levantada de la Formación Tuzancoa; Norte a Sur en la sección sobre el Río Tlacolula, Hidalgo.

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

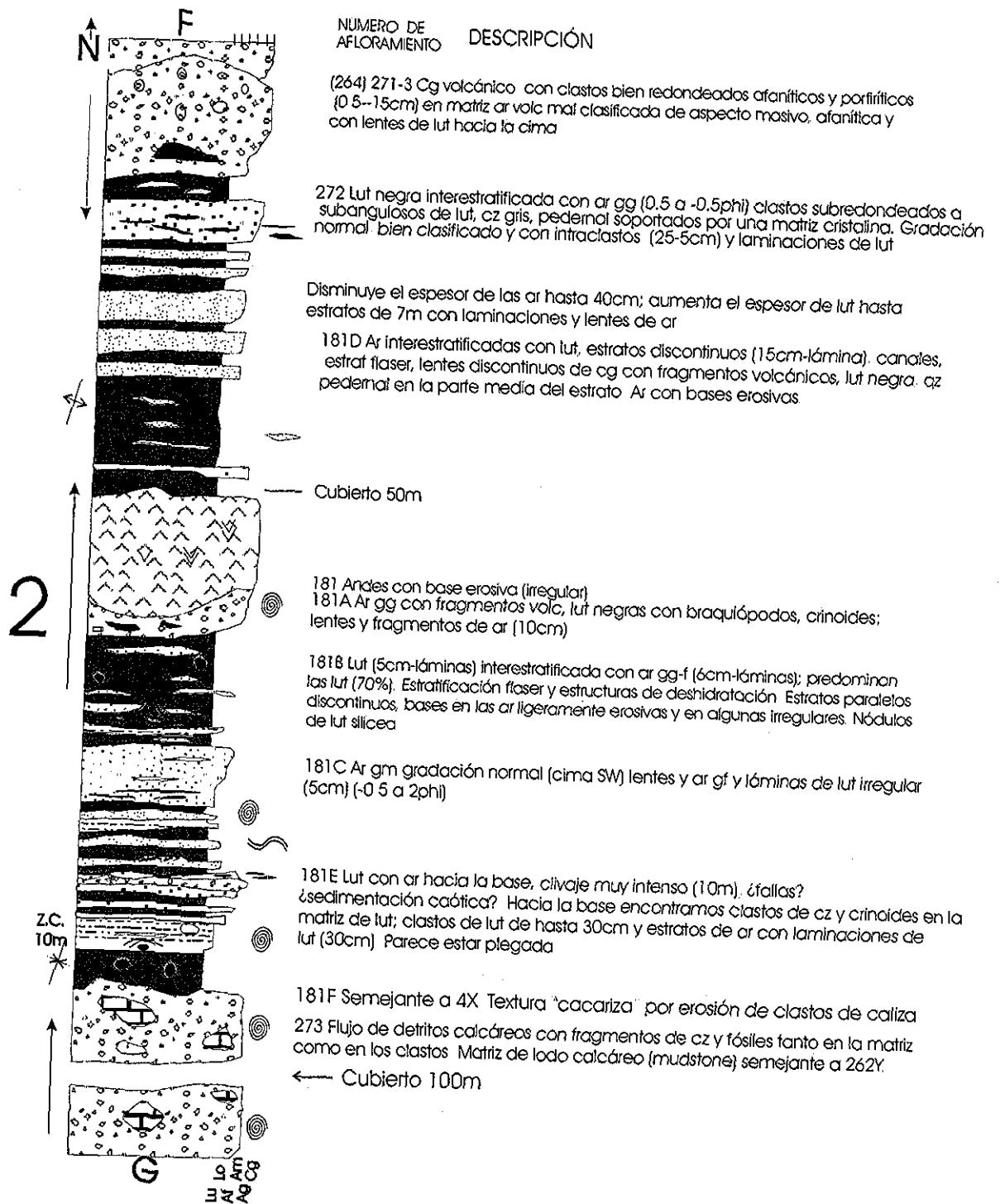


Figura 6-2d. Columna levantada de Norte a Sur la lo largo de la Formación Tuzancoa sobre el Río Tlacolula, Hidalgo

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

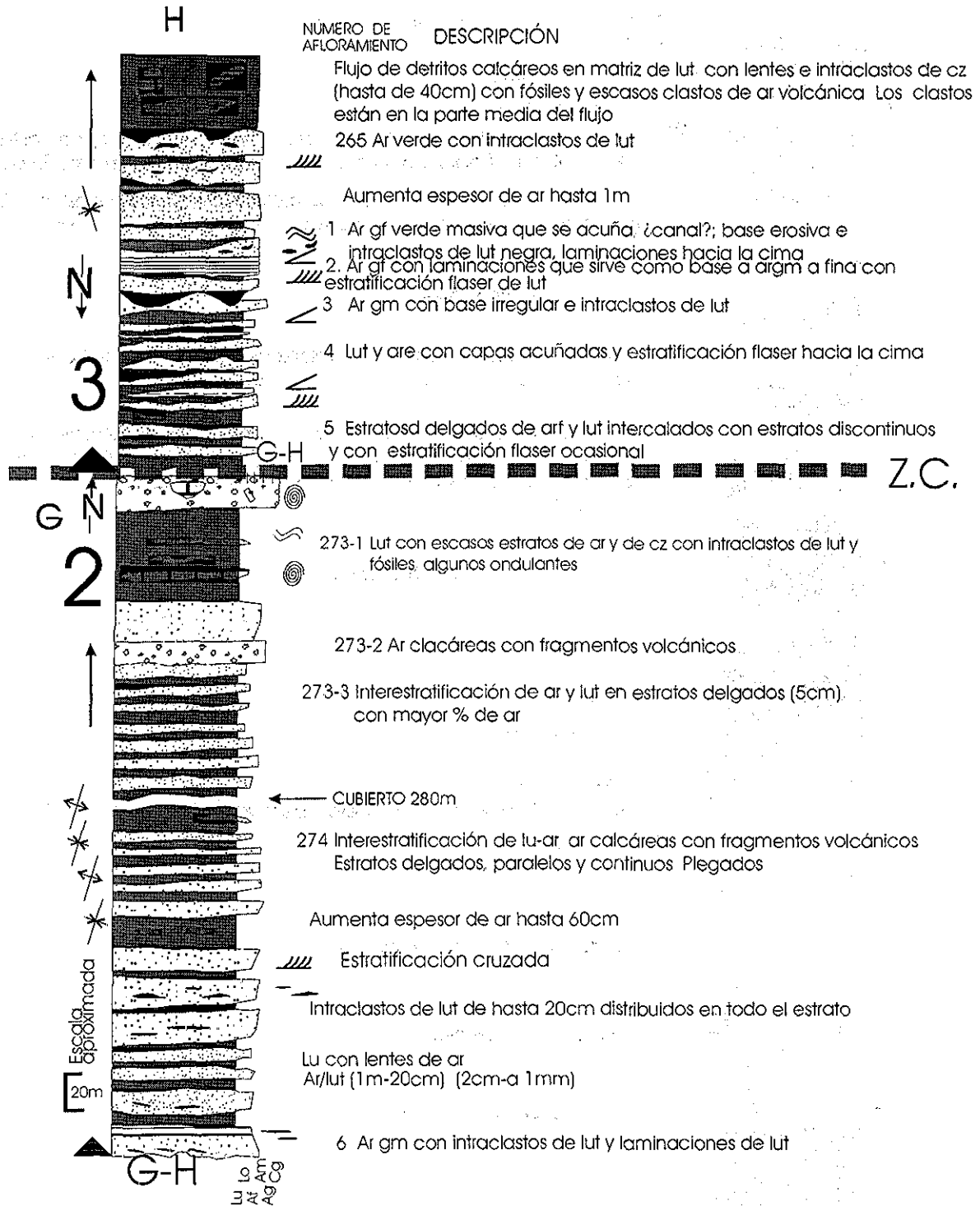


Figura 6-2e y 6-3a. Columna levantada de la Formación Tuzanco; Norte a Sur en la sección sobre el Río Tlacolula, Hidalgo

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS
UNAM-CC-1111

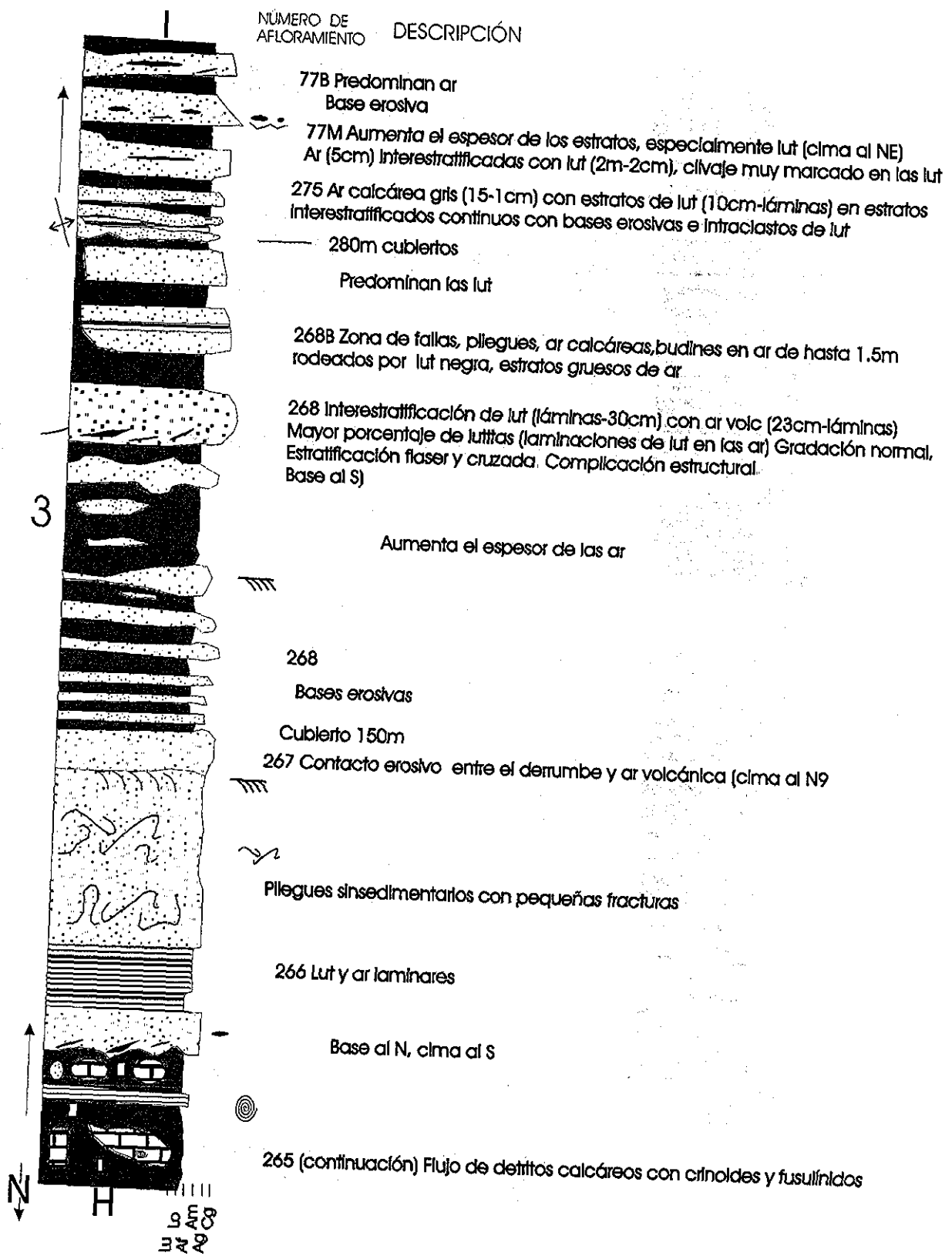


Figura 6-3b. Columna levantada de la Formación Tuzanco; Norte a Sur en la sección sobre el Río Tlacolula, Hidalgo.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

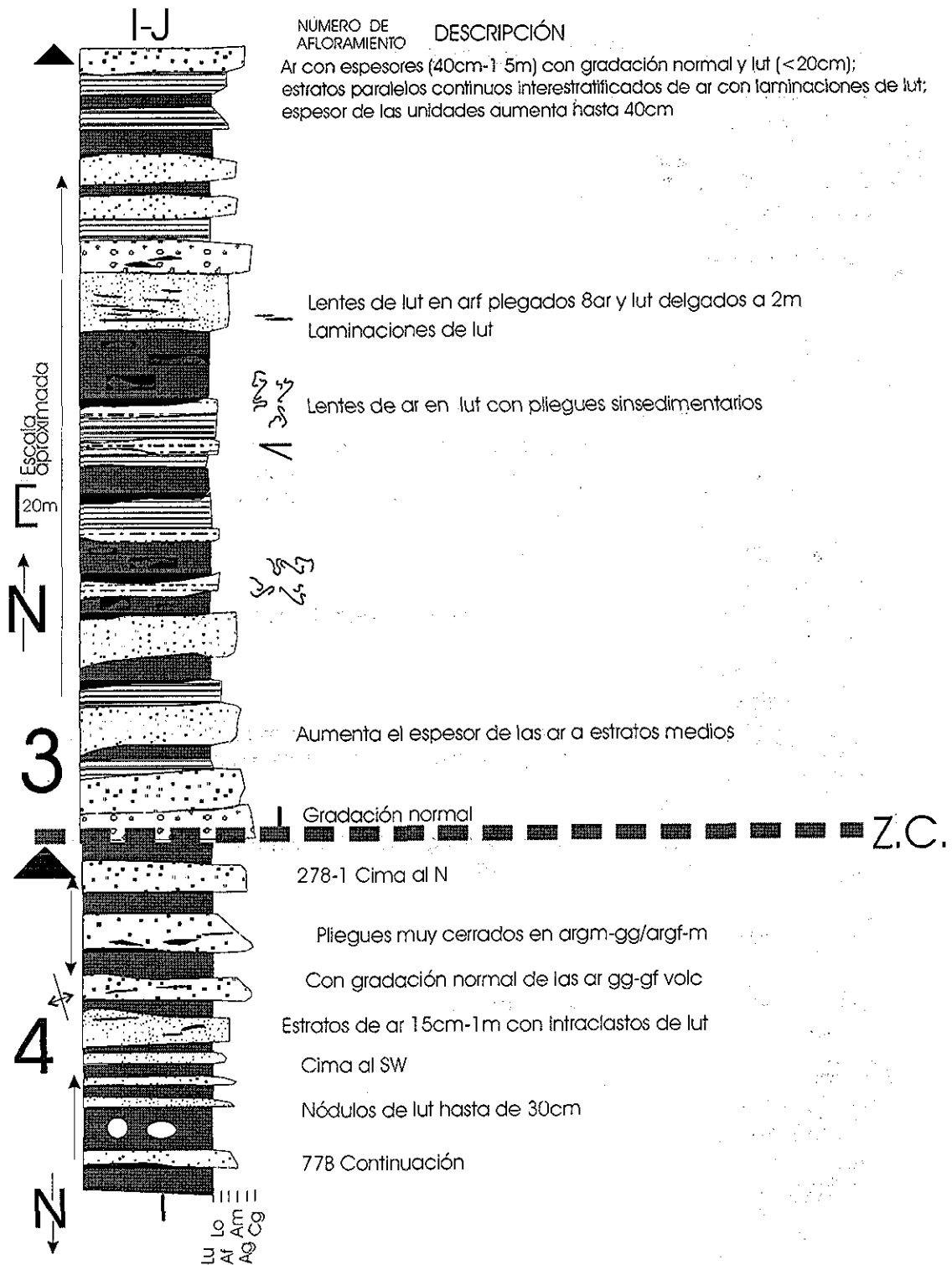


Figura 6-3c y 6-4a. Columna levantada de la Formación Tuzanco, medida de Norte a Sur en la sección sobre el Río Tlacolula, Hidalgo.

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

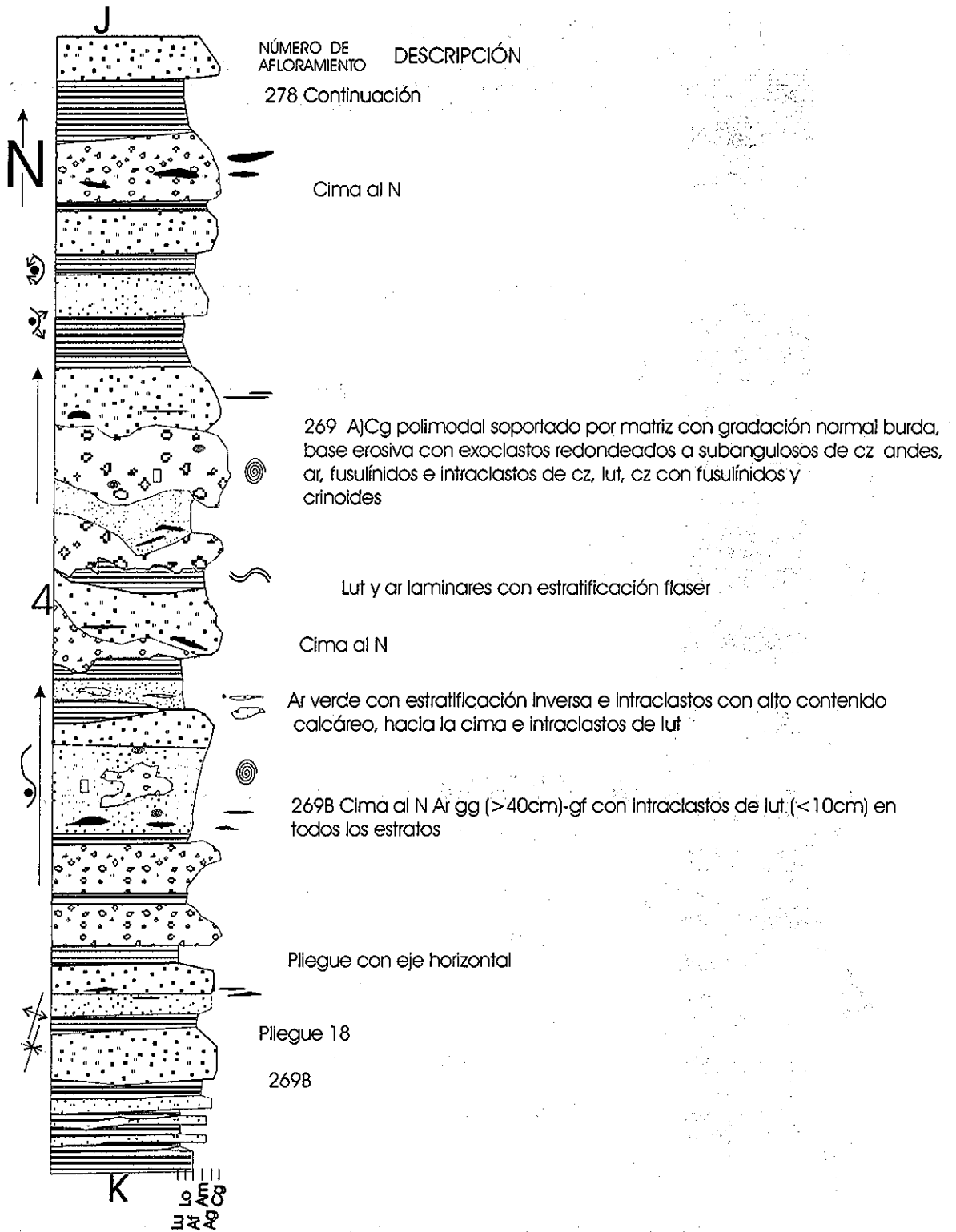


Figura 6-4b. Columna levantada de la Formación Tuzanco; Norte a Sur en la sección sobre el Río Tlacolula, Hidalgo.

TOD BIEN
 VERANO EN ALLEN
TESIS CON FALLA DE ORIGEN

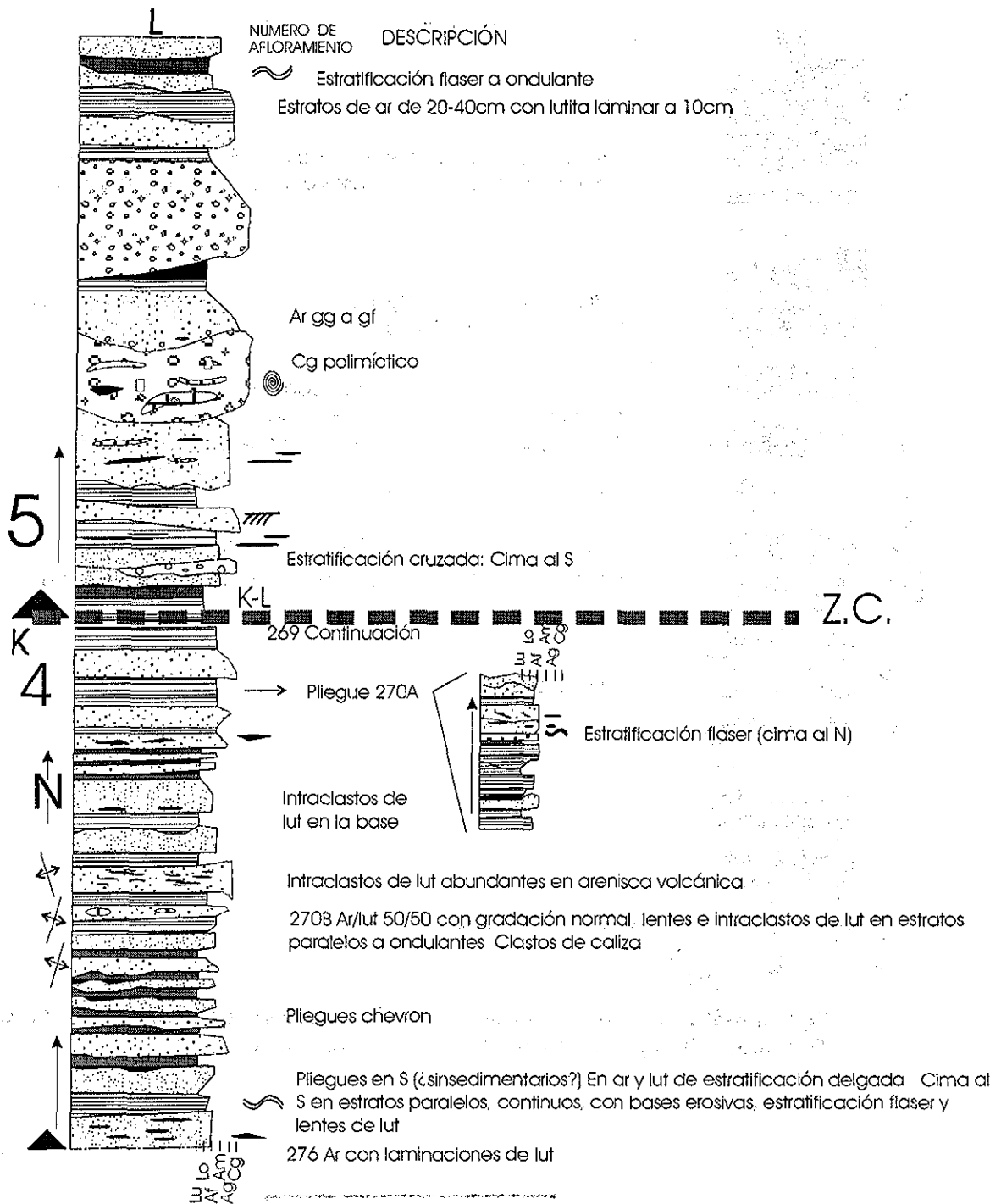


Figura 6-4c y 6-5a. Columna levantada de la Formación Tuzanco; Norte a Sur en la sección sobre el Río Tlacolula, Hidalgo.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

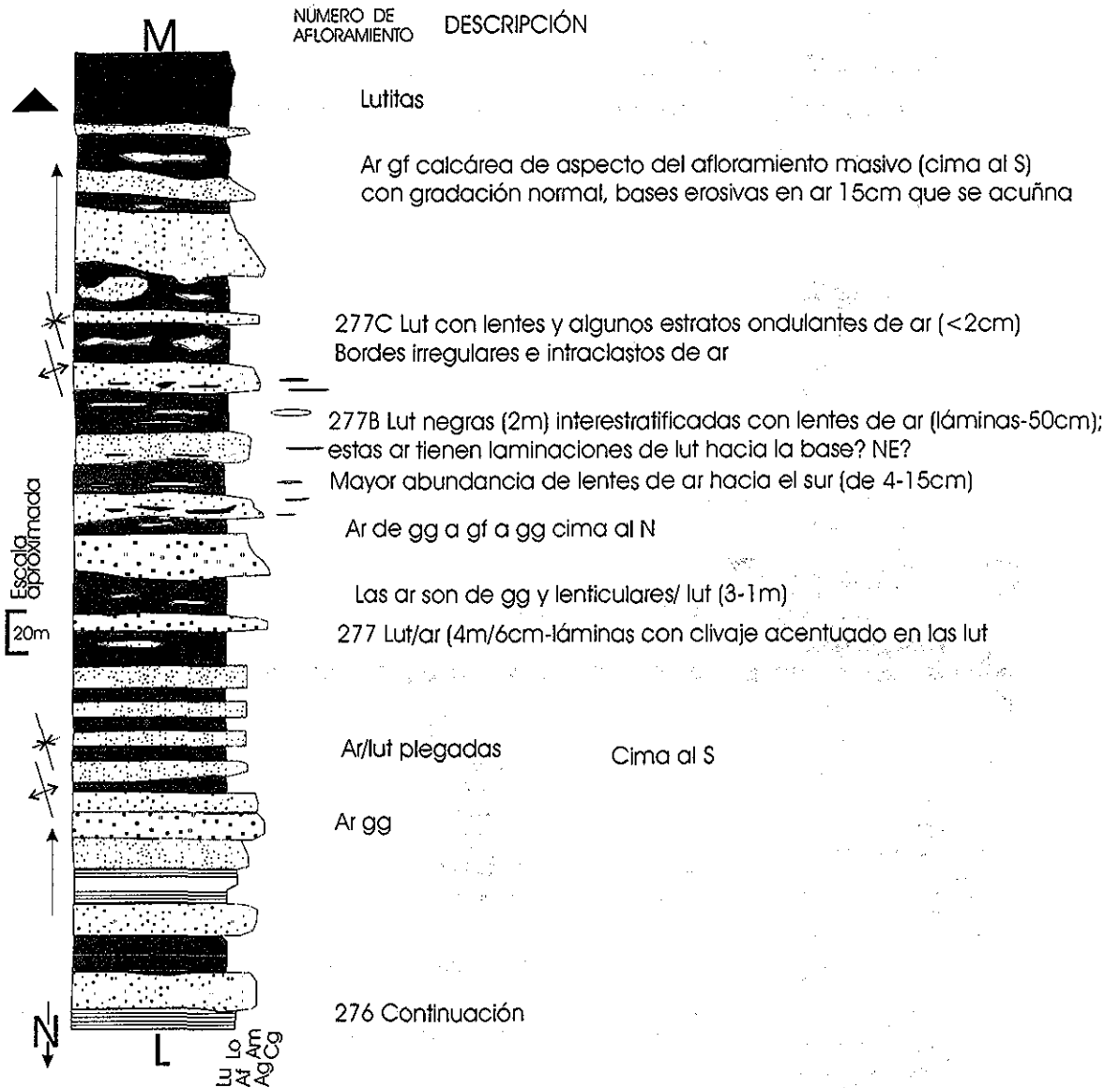


Figura 6-5b. Columna levantada de la Formación Tuzancoa sobre el Río Tlacolula, Hidalgo. Con una orientación de Norte a Sur.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

UNIVERSIDAD DE GUANAJUATO
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS

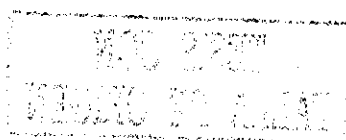
Facies 1: Volcánica

Está compuesta por una intercalación de derrames masivos de lava y brechas volcánicas. Se presentan escasos estratos de toba, provenientes probablemente de la consolidación de cenizas asociadas al evento magmático.

Tanto en los derrames como en los volcanoclásticos predomina la composición andesítica, aunque cerca de Tuzancoa se presentan también escasos derrames dacíticos. (*Figuras 3, 6-1a, 6-1c, 6-1d, 6-2b, 6-2c, 6-2d y 7*).

Los derrames de andesitas tienen un aspecto masivo y textura de afanítica a porfirítica; contienen fenocristales de plagioclasa en una matriz afanítica y algunas bandas donde se concentran fenocristales de anfíboles y pirita. Se observa dentro de algunos derrames un horizonte de 24 m con lavas pseudo-almohadilladas andesíticas caracterizadas por un fracturamiento radial de la matriz.

Algunos flujos de lavas presentan brechamiento hacia la cima, lo cual sugiere que los flujos fueron submarinos. Además hay brechas que presentan diversas texturas: de "hialoclastita", fragmentos angulares a redondeados con fracturamiento interno y no de la matriz; fracturamiento radial de la matriz alrededor del clasto, etc. (*figura 7*). Este tipo de texturas nos indica un depósito de estos magmas en un ambiente subacuoso cercano al centro de emisión con intercalación de derrames, flujos piroclásticos, y un alto porcentaje de material volcanoclástico. Toda esta secuencia presenta una cloritización de la matriz. La facies 1 se presenta intercalada con la facies 2B y 3. Por lo regular los derrames andesíticos presentan bases ligeramente erosivas cortando la estratificación de las rocas sedimentarias asociadas (*Figuras 6-1 a 6-2*).



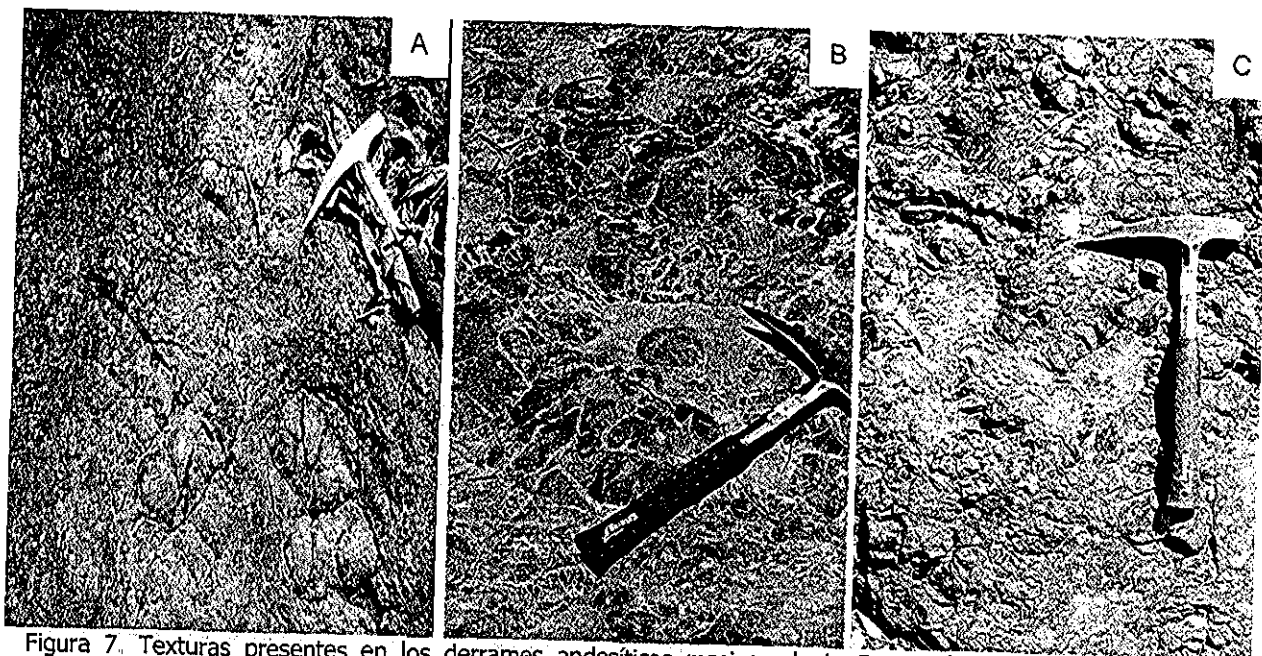


Figura 7. Texturas presentes en los derrames andesíticos masivos de la Formación Tuzancoa, facies 1, Hidalgo: A. Brechas andesíticas con clastos fracturados; B. Brecha andesítica (epiclasto) y C. Lavas almohadilladas.

Facies 2: Facies Turbidítica de grano medio

La Facies 2 esta formada por una interdigitación areniscas y lutitas que presentan estructuras originadas por flujos de gravedad (turbidíticos). Con base en el porcentaje de granos volcánicos vs granos de cuarzo, puede subdividirse en 2A) Siliciclástica y 2B) Volcaniciclástica, aunque los procesos sedimentarios que dieron origen al depósito de ambas son semejantes. A continuación se describen estas facies de la base a la cima (Figuras 3, 6-1 a 6-5 y 8):

Facies 2A, Siliciclástica: Está compuesta de una intercalación de lutita negra y lodolita laminar intercaladas con una secuencia formada por conglomerado y/o arenisca gruesa a fina con intraclastos de lutita y lutitas hacia la cima (Facies turbidíticas de Bouma: $T_{A,B,D}$) (Figura 6-1a). El conglomerado sobreyace con un contacto ligeramente erosivo a las lutitas y a su vez gradúa a

arenisca de grano grueso a medio con laminación paralela. En general todos los estratos son delgados, tabulares y con gradación normal.

Las areniscas y el conglomerado están compuestos por granos de cuarzo redondeado a subredondeado, fragmentos de mica, feldespatos, minerales accesorios, plagioclasa, fragmentos volcánicos, pedernal verde e intraclastos de lutita; y presentan un cementante calcáreo; clasificándose como areniscas líticas a cuarcíticas.

La presencia de intraclastos, bases ligeramente erosivas, estructuras primarias, y facies típicas de las series de Bouma sugieren que esta facies representa depósitos de flujos de alta densidad submarinos (turbiditas).

Facies 2B, Volcanoclástica: Se compone de una intercalación de lutitas, arcosas y areniscas líticas volcánicas con algunos horizontes de tobas verdes pedernalosas (*Figuras 3, 6-1 a 6-5 y 8*). Las areniscas contienen estructuras que sugieren transporte por corrientes de alta densidad como por ejemplo: pliegues sinsedimentarios (*slumps*), intraclastos de lutita, estratificación flaser y convoluta y en algunas partes también estratificación cruzada (*figura 8*). Las areniscas son en su mayoría bien clasificadas compuestas principalmente por granos angulosos y subangulosos de feldespatos y de fragmentos volcánicos en una matriz arcillosa microcristalina, con algunos minerales accesorios máficos.

Hacia la base de la secuencia los flujos turbidíticos consisten únicamente de arenisca masiva (conglomerática a de grano medio) con intraclastos de hasta 2m de una alternancia de lutita y arenisca (Facies de Bouma T_A). Los paquetes de arenisca con lutita y arenisca en estratos delgados paralelos presentan contactos

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

rectos a irregulares (Facies T_D de Bouma). Los espesores de los estratos son de láminares a 1m en el caso de las lutitas y de hasta 5 metros en el caso de las areniscas.

La arenisca presenta gradación normal (de media a fina) y las lutitas masivas en ocasiones presentan intraclastos de arenisca (facies de Bouma T_E). Dentro de algunos estratos gruesos de arenisca encontramos fragmentos de tallos de crinoides, fusulínidos y fragmentos de braquiópodos. En la alternancia de lutitas y areniscas delgadas encontramos también estratos de pedernal verde, de procedencia volcánica probablemente.

En partes de la sección estudiada esta facies se presenta como una alternancia de lutita y arenisca (T_D de Bouma) en estratos delgados a medios con base y cima paralelos a irregulares, ligeramente erosivos en ocasiones, intraclastos o lentes de lutita en la arenisca y de arenisca en los estratos más gruesos de lutita (facies de Bouma T_E). Encontramos también algunos estratos de caliza negra asociadas a la lutita.

A lo largo de la sección medida aumenta el porcentaje relativo de las lutitas y la alternancia de láminas de arenisca fina y de lutita (T_D) hacia la cima de la secuencia; en estratos gruesos de lutita también llegamos a encontrar nódulos calcáreos, en ocasiones con fósiles. En la base de esta facies generalmente faltan en la secuencia turbidítica las facies T_C y T_D de Bouma pero subiendo estratigráficamente la serie de Bouma tiende a ser más completa.

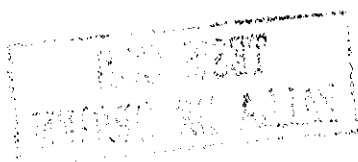




Figura 8. Estructuras primarias características de la facies volcanoclástica (2B) de la Formación Tuzancoa, Hidalgo. A) Estratificación ondulante y flaser; B) Intraclastos de lutita en areniscas, y C) Pliegues sinsedimentarios.

Facies 3: Flujos de detritos calcáreos

Esta facies se constituye principalmente por una brecha calcárea mal clasificada con intraclastos y exoclastos de lutita, caliza y algunos de arenisca calcárea y volcánica; lentes de lutita y fragmentos de crinoides dentro de una matriz calcárea. Los fragmentos calcáreos y los lentes de lutita llegan a medir hasta 2m. La brecha calcárea se encuentra subyacida y sobreyacida por arenisca calcárea con fragmentos de fósiles, lutita con un alto porcentaje de fauna y laminaciones de estos dos materiales. La estratificación que predomina es caótica con bases erosivas pero también se encuentra estratificación ondulante a tabular en la base. Por las características de estas rocas y la presencia de estructuras de flujo podemos interpretar que se formaron como un depósito de flujos de detritos o debritas calcáreas. (Figuras 3, 6-2b, 6-2c, 6-2d, 6-3a, 6-3b y 9) La caliza presente se puede clasificar como una caliza *wackestone* con fósiles. Los fósiles más abundantes son ramas de crinoides y fusulínidos en un buen estado de

conservación como lo muestra la presencia de una flor de crinoide, pero también se presentan briozoarios y fragmentos de conchas y otros fósiles. La buena conservación de algunos fósiles puede explicarse por una densidad alta en el flujo que conservó estructuras originales dentro del depósito de escombros calcáreos. Los cuerpos de detritos calcáreos tienen una forma lenticular, son de poca extensión lateral y se encuentran en diferentes niveles dentro de la secuencia.

En estos flujos se encontraron fusulinidos de edad Wolfcampiana-Leonardiana (Vachard, 1997a)

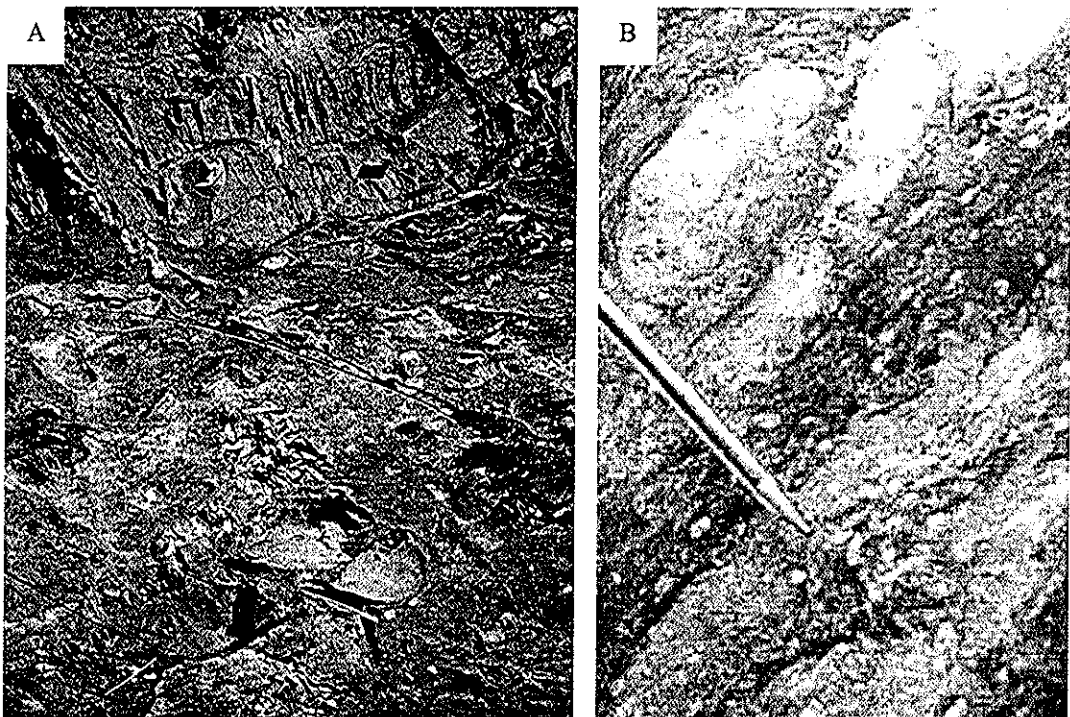


Figura 9. Flujo de detritos calcáreos característicos de la facies 3 de la Formación Tuzancoa, Hidalgo. A) Foto de afloramiento de clastos de detritos calcáreos en el que destaca la textura "cacariza" de la roca debido a la disolución diferencial de los fósiles; B) Acercamiento de un flujo de detritos calcáreos.

Facies 4: Conglomerática

Constituida por conglomerado, en un mayor porcentaje, y algunas capas de arenisca de grano grueso a medio. La base de los paquetes conglomeráticos es

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MEXICO
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES EN GEOLÓGIA Y MINERÍA
TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

erosiva y muy marcada, que cortan secuencias gruesas de lutita y arenisca. Los estratos son lenticulares con espesores de hasta 5m (Figuras 3, 6-4b, 6-5a y 10).

El conglomerado está mal clasificado, es polimodal soportado por una matriz arenosa verde y con gradación normal burda. Está compuesto por exoclastos redondeados a subangulosos de hasta 15cm de arenisca volcánica, caliza, caliza fosilífera, andesita, dacita, lutita, granito, toba verde, granos de cuarzo, y fragmentos de gneis. Contiene también intraclastos de caliza, lutita y caliza con fusulínidos.

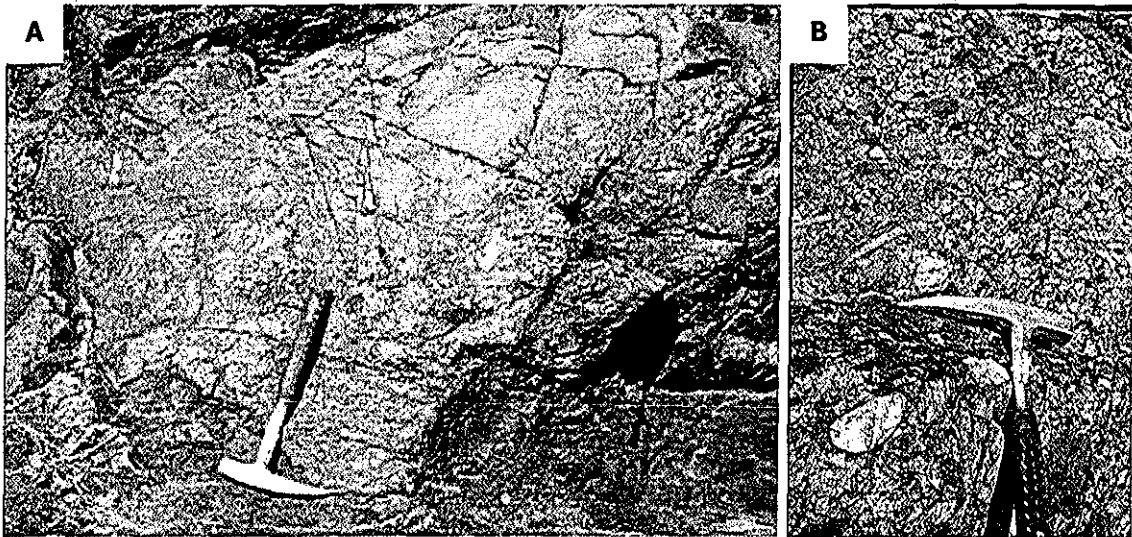


Figura 10. Estructuras primarias de la facies 4, conglomerática, de la Formación Tuzancoa, Hidalgo. A) Base erosiva de relleno de canal B) Textura del conglomerado en el que se observan clastos de caliza alargados, de andesitas y de areniscas redondeados, principalmente.

La litología y estructuras sedimentarias presentes indican el depósito en un ambiente de canal submarino, con alta energía. Incluso se observa un canal en una dirección N-NE en el área de El Hormiguero.

La composición de los clastos sugiere que parte del basamento de la región se encontraba expuesto al mismo tiempo que ocurría el magmatismo.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

4.3. Paleontología y edad

En este trabajo únicamente se encontraron fósiles de edad Pérmico Inferior (Wolfcampiano-Leonardiano) identificados por Sour-Tovar (comunicación personal, 1997), aunque edades más viejas han sido reportadas por otros autores.

La mayoría de estos fósiles forman parte de lentes turbidíticos y de flujos de detritos calcáreos intercalados dentro de la secuencia volcanosedimentaria. Los lentes y flujos de detritos calcáreos tienen un espesor de 1 a 10m respectivamente y están compuestos principalmente por fragmentos de crinoides, fusulínidos, braquiópodos y briozoarios.

La fauna colectada en Otlamalacatla, aparentemente la más vieja (Rosales-Lagarde et al., 1997) comprende dos diferentes asociaciones: La primera se encuentra en una lutita verde muy frágil que intemperiza a café, y está representada por troncos y ramas de crinoides, algunos braquiópodos, bivalvos, gasterópodos, colonias de briozoarios y trilobites. Los restos de crinoides representan parte del parataxa descrito por Buitrón et al., (1987) pero no se encontraron los fósiles índice. Los braquiópodos colectados hasta ahora son similares a *Sinuatella*; algunos *chonétidos* y *rinconélidos*; los bivalvos son *pectinoides*; los briozoarios encontrados son del tipo fenestélidos y los trilobites pertenecen a la Familia *Phillipsidae*. Esta asociación es típica de una plataforma terrígena, de ambiente somero, dónde los fósiles podrían haber sufrido un poco de retrabajo, y con una edad Pérmica Inferior (Rosales-Lagarde et al., 1997).

La segunda asociación es representativa de ambientes arrecifales, de aguas claras y someras. Litológicamente está formada por una calcarenita gris con abundantes corales rugosos y fusulínidos depositados en una matriz terrígena.

Estos foraminíferos son probablemente los mismos que Vachard (comunicación personal, 1997) colectó en esta área y los asigna a una edad Leonardiana-Wolfcampiana. Se considera que esta asociación se produjo *in situ*, para posteriormente ser removilizada por los flujos turbidíticos (Sour-Tovar, comunicación personal, 2001).

En la parte inferior de la secuencia, en un afloramiento al suroeste de Tuzancoa dentro de lutita negra con lentes delgados de toba y arenisca se encontraron nódulos con un amonoideo ceratítico de posible edad Pérmica. Sour-Tovar (comunicación personal, 2001) sugiere que pertenece al género *Stacheoceras*, el cual también ha sido reportado para la Formación Olinalá, en el Pérmico de Guerrero (Gonzalez-Arreola et al., 1994).

Vachard (comunicación personal, 1997) determinó en muestras de "floatstone" bioclástico del río Tlacolula la presencia de los siguientes fósiles:

Metazoa: crinoides, briozoarios, ostrácodos; Algae: *Tubiphytes obscurus* (Maslov); Pseudo-algae: *Epistacheoides* sp.; pequeños foraminíferos: *Diplosphaerina/Eotuberitina* sp., *Endothyra* sp., *Tetrataxis* sp., *Climacammina* sp., *Globiraernelina* spp., *Calcitornella* sp. y *Hedraites* sp. silicificados, *Protonodosaria* sp., *Geinitzina postcarbónica* (Spandel); Fusulínidos: *Schubertalla* sp., *Pseudoschwagerina woldeni* (Beede & Skinner), "*Schwagerina*" *neolata* (Thompson). Estos fósiles indican, según el mismo autor, un ambiente de rampa interna de edad Wolfcampiano medio, cuya asociación faunística es similar a la de rocas con la misma edad de la provincia de Texas

La fauna de la Formación Guacamaya descrita por (Carrillo-Bravo, 1961) en el área de Tamaulipas no es similar a la fauna encontrada en la Formación

Tuzancoa aunque pueden haberse formado contemporáneamente, (Sour-Tovar, comunicación personal, 2001): la primera corresponde a ambientes más profundos que la segunda. La fauna de la Formación Tuzancoa es semejante a la de la Formación Olinalá, Guerrero lo cual indicaría una comunicación en las aguas donde se formaron estos organismos (Sour-Tovar, comunicación personal, 2001).

4.4. Relaciones de contacto de la Formación Tuzancoa

La estructura en la zona de contacto entre el Precámbrico y la secuencia pérmica es compleja. La Facies 2A (siliciclástica) de la Formación Tuzancoa, que se encuentra en la base de la secuencia paleozoica en el Río Tlacolula, está en contacto tectónico por falla lateral vertical con el gneis Precámbrico Huiznopala (*figura 3*), contacto que generó una brecha tectónica. Sin embargo, en el Río Contzintla, donde la Facies 1 (volcánica) se encuentra en contacto con el gneis mediante la misma brecha tectónica asociada a la falla lateral, se observa también a la Formación Tuzancoa depositada sobre el Precámbrico.

A su vez, el Paleozoico cabalga, mediante la cabalgadura Pochutla sobre él mismo, al nivel de los ríos Tlacolula y Conzintla, y sobre rocas del Jurásico Superior y Cretácicas en la comunidad de Tonchintlán y Piedra Ancha, en las laderas cercanas a los parteaguas al este del área.

Las evidencias de que el Paleozoico se depositó sobre el gneis Huiznopala son: a) la relación estratigráfica actual entre los afloramientos Precámbricos y Paleozoicos, en el Río Contzintla; b) el hecho de que el contacto tectónico entre estas dos unidades no presenta estructuras mayores que indiquen grandes

desplazamientos; c) el bajo grado de deformación presente en las lutitas cercanas al contacto Pérmico- Precámbrico ya que si este representara aloctonía significativa tendría una mayor deformación; d) la distribución regional de la Formación Tuzancoa, con afloramientos de Precámbrico al este y al oeste; e) la presencia de clastos de gneis dentro de las areniscas y conglomerados Paleozoicos, y f) la abundancia de areniscas ricas en cuarzo hacia la base de la columna Paleozoica.

El contacto superior entre el Pérmico y las rocas marinas Jurásicas es paralelo, ya que no se observó una diferencia significativa entre los echados de la secuencia Pérmica y los de las rocas Jurásicas (*figuras 3 y 5*), aunque este contacto todavía requiere de un trabajo cartográfico detallado. La Formación Tuzancoa está cubierta también discordantemente por basaltos terciarios de la Formación Tlahuelompa, que son parte de la Faja Volcánica Transmexicana, probablemente parte de la Formación Tlanchinol o Atotonilco el Grande.

4.5. Asociaciones de facies e Interpretación del medio ambiente de depósito

La facies 2A muestra ya la existencia de vulcanismo en el área pero con un aporte muy bajo comparado con el aporte de los sedimentos cuarcíticos (¿fuente de emisión lejana, y/o comienzo del vulcanismo?). La cantidad de cuarzo, observado en esta unidad sugiere que el gneis precámbrico estaba expuesto a la erosión. Es más, la presencia de fragmentos de este basamento en diferentes niveles de la secuencia pérmica (facies 2A y 4) sugieren que el basamento estuvo expuesto en ciertos períodos durante todo el depósito de la Formación Tuzancoa. La cantidad de clastos volcánicos en las rocas sedimentarias, y el hecho de encontrarse interestratificados en estas la facies 1, volcánica, sugiere una proporción mayor de rocas volcánicas expuestas que de rocas del basamento.

La facies volcánica 1 se interpreta como el período del predominio de vulcanismo en el área con una fuente de emisión cercana, probablemente formada por edificios volcánicos de tamaño considerable, y que a su vez estos edificios alimentaban a la facies turbidítica y conglomerática.

La facies más abundante es la 2B, turbiditas volcanoclásticas, sirviendo de "matriz" a las demás facies, incluyendo a los derrames andesíticos masivos, ya que estas se encuentran de alguna forma contenidas en ella.

La facies calcárea (3) está asociada frecuentemente a pliegues sinsedimentarios de la facies 2B y cercana a la facies 1 (volcánica).

La facies 4 se encuentra estratigráficamente en la parte alta de la secuencia, depositándose en cañones submarinos que cortan a la secuencia volcanoclástica (facies 2B).

La correlación de facies de una sección a otra es difícil debido al carácter lenticular de las mismas y a la deformación presente en el área.

Se interpreta que la Formación Tuzancoa se depositó en una cuenca cercana a un arco volcánico. Probablemente los edificios volcánicos se encontraban rodeados de pequeñas lagunas calcáreas y arrecifes, asociados a cuencas intra-arco, donde se depositaron los derrames, brechas y el material volcanosedimentario en forma de lahares, flujos de alta densidad y probablemente cenizas de caída. Durante períodos de calma se desarrollaron arrecifes que fueron "barridos" por los depósitos turbidíticos producidos por la inestabilidad característica de los edificios volcánicos, formándose los flujos de detritos calcáreos.

El hecho de presentar un porcentaje considerable de derrames volcánicos sugiere cercanía a la fuente, por lo que se propone que la zona estudiada de la Formación Tuzancoa correspondió a cuencas intra-arco. Sin embargo, las características de la estratificación y condiciones de depósito pueden darse en cuencas de ante, o tras arco (cuencas *periarco*), y no son específicas de una de estas cuencas.

Otra conclusión importante es el hecho de tener fragmentos de gneis precámbrico en la secuencia, lo cual nos indica la cercanía de afloramientos de este basamento, a pesar de no observarse su influencia en la composición química de los magmas. La presencia de estas rocas metamórficas erosionándose durante la formación del arco Pérmico Tuzancoa indica únicamente que el arco es continental y que relacionado a este existieron altos del basamento.

4.6. Estructura interna de la Formación Tuzancoa

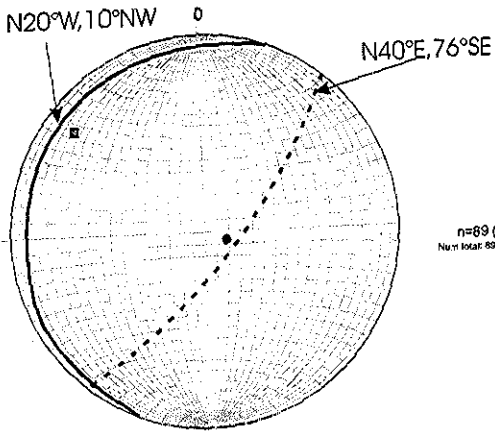
La orientación predominante de los pliegues y de las fallas inversas que afectan a la Formación Tuzancoa es NW-SE, siendo los rumbos de la estratificación de las capas paralelos al plano de cabalgadura Pochutla. Estas estructuras se formaron aparentemente por esfuerzos con una dirección SW-NE, probablemente relacionados a la orogenia Laramide (*Figura 11*). Sin embargo, existen también algunos pliegues menores con ejes aproximadamente verticales y una orientación NW-SE, éstos podrían ser pliegues cruzados (*cross folds*) originados por la misma deformación, o incluso representar un evento de plegamiento previo, pero hasta el momento no se cuenta con suficiente evidencia para reconocer la edad relativa entre los pliegues principales y secundarios.

Se graficaron los polos y diagramas de densidad de los planos de estratificación de la Formación Tuzancoa en una red estereográfica equiareal (*figura 11*). Mediante los diagramas- π se determinó la charnela de los pliegues principales y cruzados (*figuras 3 y 13C*). La charnela de los pliegues principales tiene una orientación de $\sim 80^{\circ}; 70^{\circ}\text{SE}$ y la de los pliegues secundarios $14^{\circ}; 50^{\circ}\text{NW}$ (inclinación y rumbo, respectivamente). La dirección de compresión definida por la zona de máxima densidad de polos de estratificación es de $\sim \text{N}49^{\circ}\text{E}; 20^{\circ}\text{NE}$, estos datos también sugieren una dirección de la deformación SW-NE.

Internamente el Pérmico también está afectado por fallas normales y laterales conjugadas, cuya edad se desconoce, además de las fallas inversas (escamas) con la misma orientación que la cabalgadura Pochutla (NW-SE). Algunas de estas fallas tienen una orientación oblicua a la cabalgadura principal ($\sim \text{N-S}$) controlando, aparentemente en gran parte, la dirección de parteaguas y

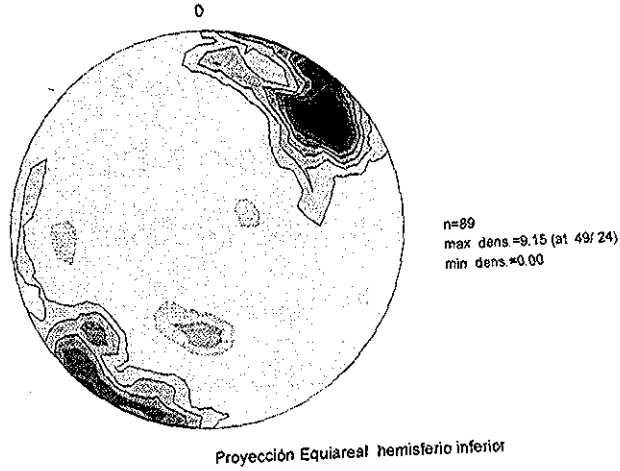
ríos (figura 3).

Estratificación: A



Proyección Equiareal, hemisferio inferior
 ■ Polo de los pliegues principales: 14°;50°NW
 ● Polo de los pliegues cruzados: 80°;70°SE

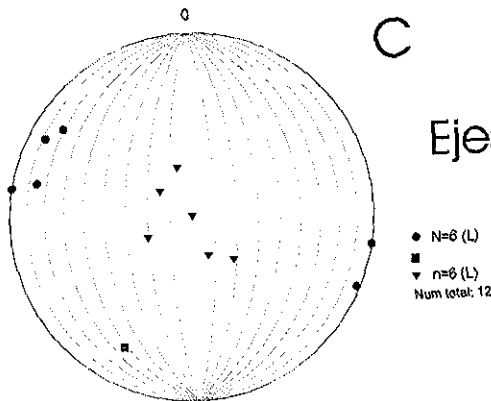
B



Proyección Equiareal hemisferio inferior

C

Ejes de pliegues



Proyección Equiareal hemisferio inferior

Figura 11. Proyecciones equiareales de los polos de la estratificación y de ejes de pliegues medidos en la Formación Tuzanco, estado de Hidalgo. En A y B se observa la orientación del esfuerzo de compresión (~N49°E;20°NE) definido por la máxima concentración de los polos de la estratificación. La orientación de la charnela de los pliegues cruzados (~N22°E;80°NE) está definida por el polo del círculo mayor encontrado mediante el método-n. En C se observa también la orientación de algunos ejes de pliegues cruzados (triángulos invertidos) y de ejes de pliegues mayores (círculos).

La deformación en la base de la secuencia, formada por derrames andesíticos masivos y brechas volcánicas de la facies 1, se caracteriza por ser frágil, con zonas de cizalla que contienen sigmoides que presentan estructuras C y

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

S, fracturas conjugadas y fallas normales e inversas en dirección NNW (figuras 3, 6-1a y 12).

En un afloramiento de andesitas masivas, cercanas a la base de la secuencia, se observan planos de falla con dos familias de estrías, probablemente conjugadas, que están plegados. El plegamiento de estas fallas define un eje NE-SW (figura 12). Esto sugiere la probable existencia de un evento de deformación (de extensión o transcurrencia?), previo al plegamiento Laramídico, al cual probablemente está relacionada también la falla que pone en contacto las rocas Precámbricas con la Formación Tuzancoa.

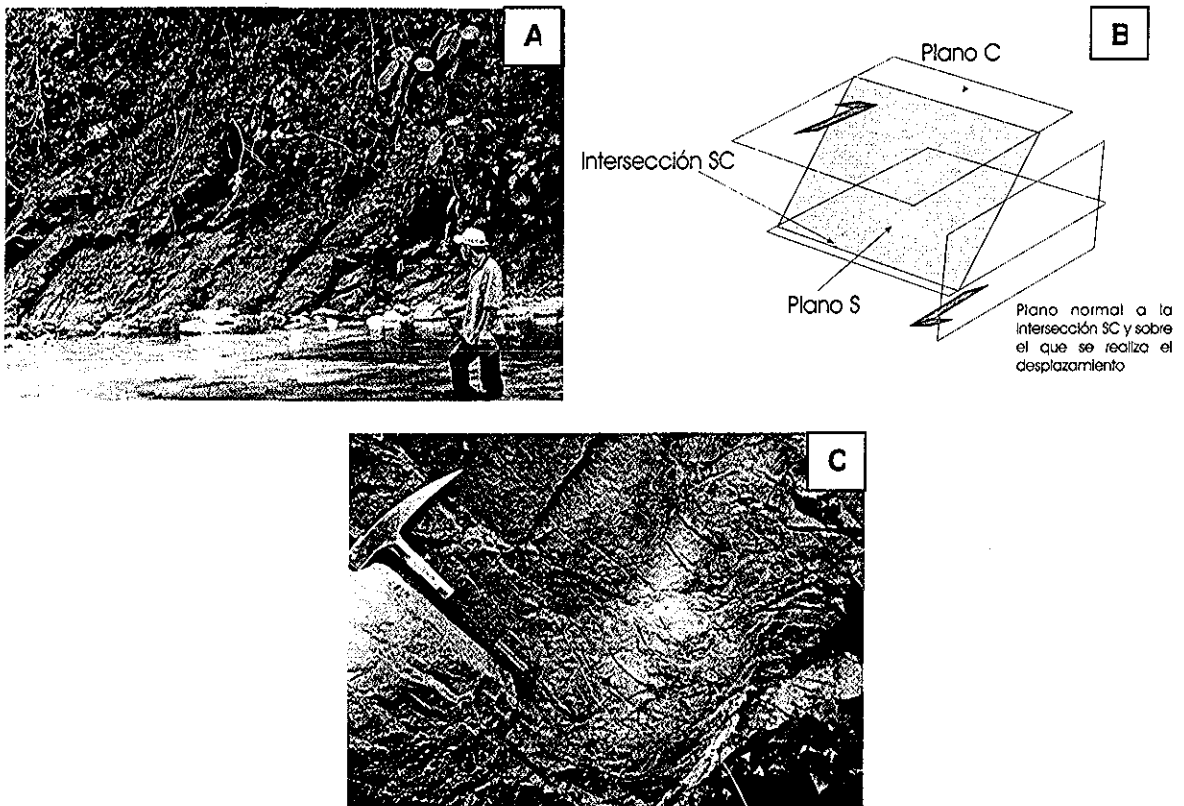


Figura 12. Estructuras que afectan a andesitas de la Formación Tuzancoa. Base de la secuencia, Río Tlacolula. A) Planos S-C de la zona de cizalla en andesitas que pone en contacto lutitas y limolitas de la facies 2A (silicioclástica) con andesitas (facies 1) mediante una falla inversa; B) Diagrama mostrando planos S-C y el sentido inverso de desplazamiento sobre el plano C mostrado en A; C) Planos de falla plegados con dos familias de estrías en andesitas de la facies 1.

En la facies volcánicoclástica (2B) la deformación se manifiesta de forma más dúctil debido al carácter sedimentario de la secuencia y a los espesores delgados de los estratos menos competentes que las rocas volcánicas en la base. Se caracteriza por pliegues cerrados (chevron), zonas de falla y fracturamiento intenso. Los ejes de los pliegues varían desde una orientación horizontal hasta vertical (*figuras 11 y 13*).

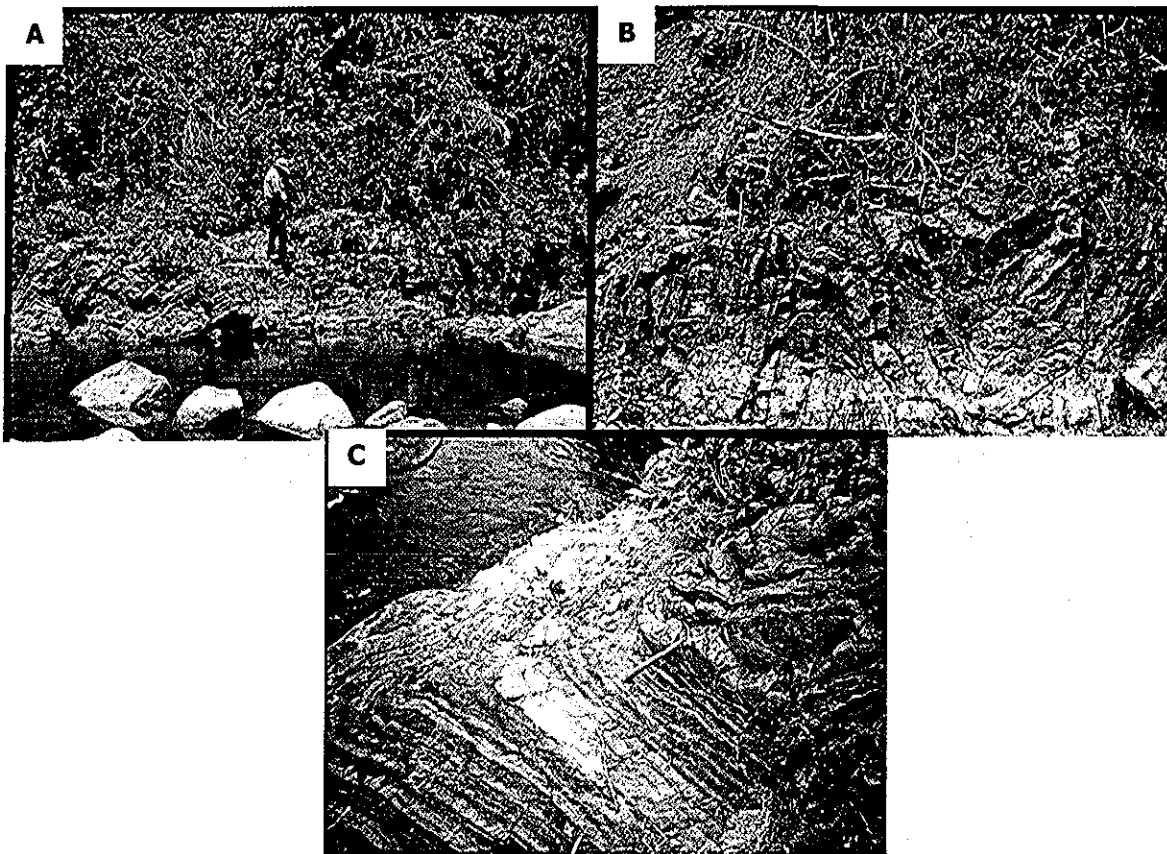


Figura 13. Estructuras secundarias que afectan a la facies volcánicoclástica (2B) de la Formación Tuzancoa: A) Pliegue principal abierto, B) Pliegues principales tipo chevron con charnelas horizontales, y C) Pliegues cruzados tipo chevron, con charnelas subverticales.

Tomando en cuenta que el plegamiento y cabalgamiento de edad Laramídica tiene una vergencia N-NE en las unidades mesozoicas, suponemos que la compresión sufrida por éstas fue transferida al Paleozoico como zonas de cizalla y

pliegues cerrados. Esta deformación pudo haber afectado al Precámbrico, o bien el Paleozoico pudo haberse "despegado" del basamento. Sin embargo, no se obtuvieron suficientes evidencias para apoyar alguna de estas hipótesis.

Todavía se requiere de un análisis estructural más detallado, tanto en la Formación Tuzancoa como en las formaciones más jóvenes, para determinar con mayor precisión la historia estructural que sufrieron estas rocas.

4.7. Petrografía

Debido a la importancia de la geoquímica en este trabajo la petrografía se enfocó principalmente a determinar la composición mineralógica y texturas de las muestras volcánicas y volcanoclásticas dentro de la secuencia estudiada, especialmente para diferenciarlas, ya que el aspecto masivo y cristalino de algunas areniscas volcánicas en el afloramiento y la vegetación presente en el área hacían difícil su identificación. De las 29 muestras analizadas predominan las areniscas líticas de composición andesítica (17 muestras), seguidas por los derrames andesíticos (12 muestras). En la *tabla 1* se describen con más detalle las características petrográficas principales de estas muestras.

También se realizó la petrografía de muestras del basamento Precámbrico, de la brecha tectónica que lo pone en contacto con las rocas pérmicas correspondiendo en el primer caso a un ortogneis de granito y ratificando en el segundo el carácter tectónico de la brecha.

En cuanto a las muestras de arenisca recolectadas, en general, se puede decir que la mayoría son areniscas líticas con un contenido de material volcánico



muy alto, con poco retrabajo y una composición de clastos muy homogénea, generalmente andesíticos. La matriz es limosa a lutítica y se observan en ocasiones vesículas rellenas en los clastos.

Las areniscas de la base de la secuencia (facies 2A), están formadas principalmente por clastos de cuarzo con cementante calcáreo. Dentro de estas areniscas se encontraron clastos redondeados de gneis que apoyan la hipótesis, sugerida por la distribución regional de ambas unidades (*Figura 3*), de que la Formación Tuzancoa se depositó sobre el basamento Precámbrico.

Las rocas volcánicas son lavas y brechas compuestas principalmente por plagioclasa sódica; se encontraron también minerales máficos, generalmente ortopiroxenos (augita) y anfíboles (hornblenda).

Las andesitas localizadas en la base de la secuencia del Paleozoico sufrieron una deformación dúctil muy grande, la cual puede observarse tanto a nivel afloramiento (*figura 12*) como a microescala.

4.8. Geoquímica

En los análisis de los elementos mayores no se detectaron diferencias significativas entre los diferentes laboratorios. Sin embargo, debido a que se cuenta con el análisis de todas las muestras del laboratorio de Saint Mary's University, Nova Scotia (SMUNS), se utilizaron sus resultados de elementos mayores para construir los diagramas que se muestran en este capítulo. Con respecto a los elementos traza se seleccionaron los resultados obtenidos mediante ICP-MS, porque con esta técnica se logra una mayor precisión y se puede analizar un número mayor de elementos (cuando no se contó con los

resultados de ICP-MS se utilizaron las concentraciones determinadas por FRX de MUNFL). Los resultados de todos los análisis se muestran en las *tablas 2, 3 y 4*.

Con base en la petrografía de las muestras analizadas 16 son andesitas masivas (Facies 1) y el resto son volcanoclásticas (13), colectadas en afloramientos de la Facies 2B. Estas fueron tomadas en diferentes niveles dentro del área de estudio, localizándose la mayoría dentro del área mostrada en el mapa geológico (*figura 3, tabla 1*), pero también fuera de esta área (al norte de Calnali y al sur de Pemuxco, *figura 1*).

A continuación se presentan los diagramas construidos y la interpretación de los mismos:

a) *Diagramas bivariantes y trivariantes*

De acuerdo a los diagramas Zr/TiO_2-SiO_2 y $Nb/Y-Zr/TiO_2$ (Winchester & Floyd, 1977) las rocas analizadas se clasifican como andesitas y andesitas basálticas (52 a 65% de SiO_2), y únicamente una muestra como dacita. Todas ellas pertenecen a la serie subalcalina, 15.47-19.43% de Al_2O_3 , (*figuras 14A y 14B, tablas 2 y 3*), con una tendencia calcialcalina que se caracteriza por un empobrecimiento en Fe con respecto a la serie toleítica (*figura 14C; Irvine & Baragar, 1971*). Esta tendencia predomina en rocas relacionadas a subducción (Wilson, M., 1989). El porcentaje de K_2O , de bajo a medio, que presentan las rocas de la Formación Tuzancoa (*tabla 2, figura 15*) puede ocurrir tanto en ambientes de arcos de islas oceánicos como en continentales.

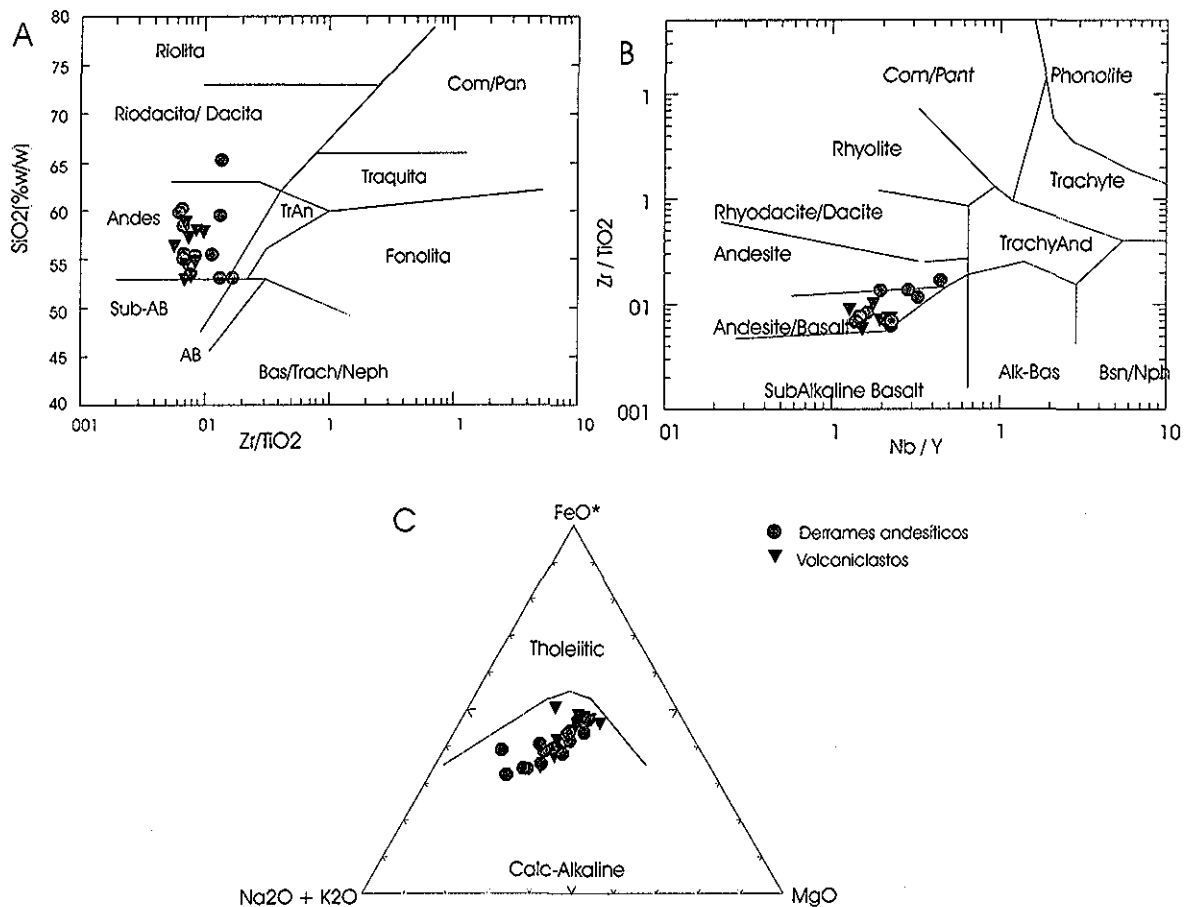


Figura 14. Diagramas de discriminación con elementos traza incompatibles de la Formación Tuzanco, Hidalgo. (A) SiO_2 -Zr/ TiO_2 , (B) Zr/ TiO_2 -Nb/Y, (Winchester & Floyd, 1977) y (C) $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ -FeO* y MgO (AFM: Irvine & Baragar, 1971). Los círculos representan derrames andesíticos masivos y los triángulos invertidos volcániclastos.

De acuerdo a diagramas de discriminación de elementos traza incompatibles, las andesitas de la Formación Tuzanco se formaron en un ambiente orogénico, de arco volcánico, (figuras 15A, B y C) en el que los fluidos de subducción participaron probablemente en su petrogénesis aumentando el valor de la relación Th/Yb con respecto a Ta/Yb. La fuente de estos magmas pudo haber sido un manto enriquecido, como litósfera subcontinental, a partir del cual las muestras sufrieron cristalización fraccionada (proceso sugerido por la tendencia de los datos "F" en la figura 15C), por lo que se infiere que se generaron en un arco volcánico continental.

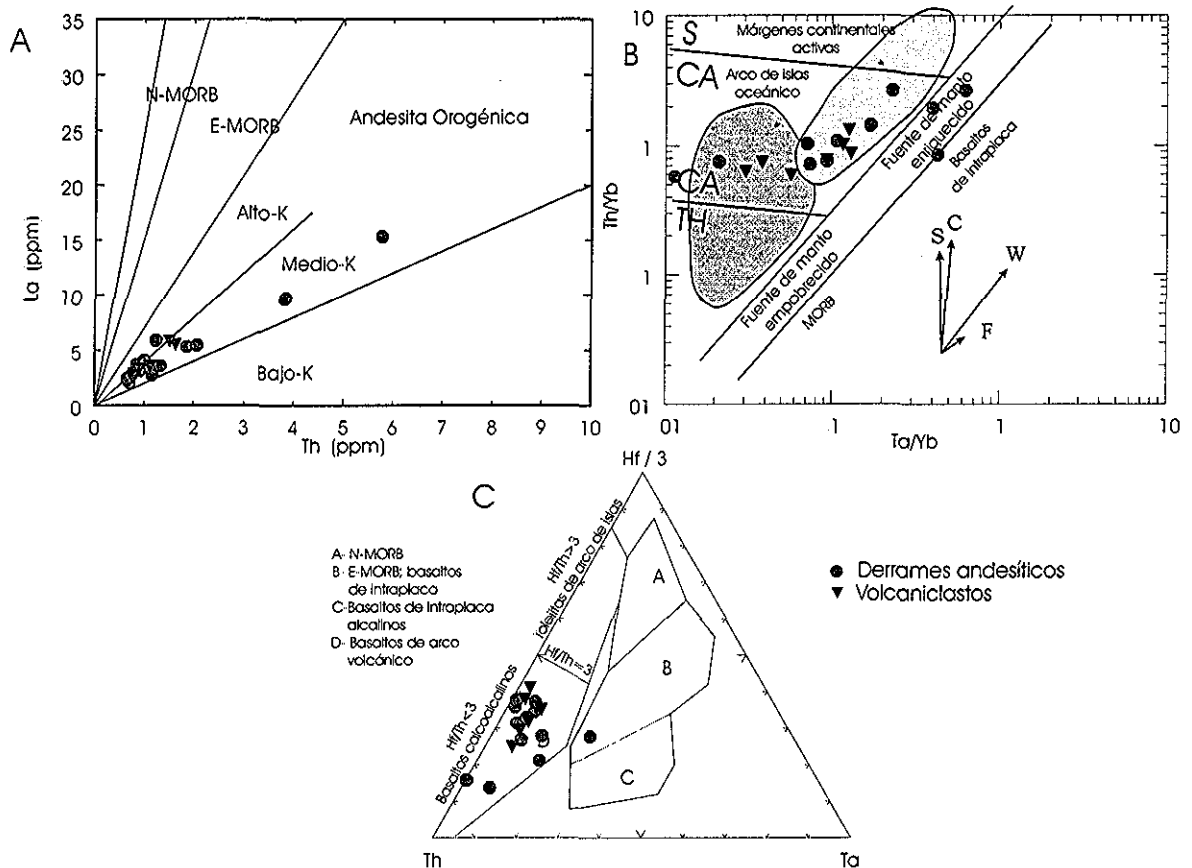


Figura 15. Diagramas de discriminación de elementos traza para determinar el ambiente tectónico en el que se generaron los derrames andesíticos masivos y los volcanosedimentos de la Formación Tuzancoa, Hidalgo. Diagrama A, Gill (1981); diagrama B, Pearce (1983) y diagrama C, Wood (1980). En el diagrama B los vectores representan procesos magmáticos: S se refiere a componentes de subducción; C- contaminación cortical; W- enriquecimiento intraplaca y F a cristalización fraccionada. TH= Toleiítico; CA= Calcialcalino y S= Shoshonítico. Las claves de las muestras son como en la figura 15.

b) Diagramas multivariantes

En este caso se utilizaron en los diagramas de Masuda-Coryell (lantánidos) y los valores de normalización de Nakamura (1974), figuras 16A y B, quien utiliza un promedio de valores de condrita. Los diagramas multielementales se normalizaron con valores de MORB (Pearce, 1983), figuras 16C y D, para identificar variaciones en las muestras con respecto a este. Se graficaron también las tierras raras normalizadas con los valores de Jenner (1996) quien no utiliza elementos móviles (figura 19).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Se graficaron los valores de las rocas volcánicas separados de los derrames para determinar si existe algún tipo de contaminación u otra fuente del magma en los primeros pero al parecer los volcániclastos se derivan de la misma fuente que las andesitas debido a la similitud en su composición geoquímica (figuras 14-16).

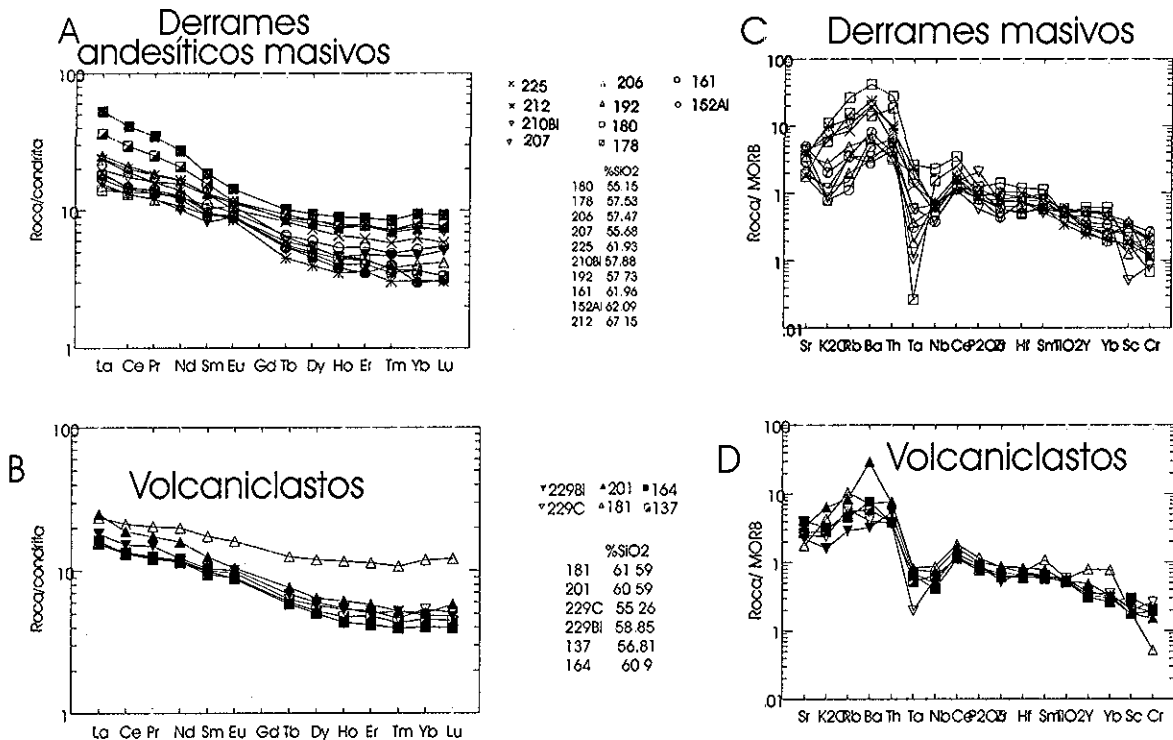


Figura 16. Diagramas A y B, de Masuda-Coryell, de derrames andesíticos y volcániclastos de la Formación Tuzanco normalizados con valores de condrita de Nakamura (1974). Diagramas multielementales (C y D) de la misma formación normalizados con respecto a MORB, Pearce (1983). La explicación a estos diagramas se encuentra en el texto.

Los patrones de tierras raras normalizados con valores de condrita muestran un ligero fraccionamiento de tierras raras ligeras (LREE) respecto a las pesadas casi planas ((Ce/Yb)_N=3.4 o (La/Lu)_N=4.1 o LREE de 15-45ppm y HREE de 4-11ppm) semejante a rocas provenientes de un manto enriquecido como P-MORB, o rocas calcálcas de arco o trasarco. No presentan una anomalía negativa de Eu (característica del fraccionamiento de plagioclasas).

Cabe mencionar el comportamiento homogéneo de la mayoría de las muestras, con excepción de los derrames andesíticos más cercanos a la cabalgadura principal Pochutla (probablemente la base de la secuencia; muestras 178 y 180 (*figuras 3 y 16A*), que tienen LREE más fraccionadas que las otras muestras debido probablemente a una mayor contaminación cortical (*figuras 15C, 16A y C*).

Otras muestras que se salen ligeramente del patrón general de la mayoría de las rocas volcánicas y volcanoclásticas (*figuras 16A y B*) son el volcaniclasto 181 (58.1% SiO₂), que presenta un patrón plano de REE (Ce/Yb)_N= 1.8, y la dacita 212 (65.3 %SiO₂) con tierras raras pesadas más diferenciadas que las otras muestras, (Ce/Yb)_N= 6.2.

En los diagramas multielementales de las *figuras 16C y D*, normalizados con MORB (Pearce, 1983), se observa una anomalía negativa Nb-Ta característica de la participación de corteza continental en la generación del magma (Nb/Ta₀ ≈ 20). También una anomalía negativa de los elementos inmóviles HFS (Sm, Ti, Y, Yb, Sc, Cr) y un enriquecimiento de elementos de bajo potencial iónico (Sr, K, Rb, Ba y Th) debido probablemente a la participación de corteza continental en la formación del magma, o a la introducción de los fluidos derivados de la subducción. Este patrón sugiere una fuente de litósfera subcontinental enriquecida a la que se adicionaron fluidos de subducción (Pearce, 1983) el cual podría producirse en un ambiente orogénico (arco o trasarco). Es importante resaltar que no se observa una influencia marcada de contaminación de una corteza Precámbrica como se ha encontrado en arcos continentales actuales, como por



ejemplo, en la parte central de los Andes (Wilson, 1989), a pesar de las evidencias estratigráficas de su presencia en la región de Tuzancoa.

c) *Isótopos de Samario y Neodimio*

Se obtuvo la relación $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de 0.152011 y un $\text{ENd}_{(260)}$ de 3.84 y 4.27 los cuales indican una fuente de estos magmas con una concentración ligeramente mayor que CHUR de Sm/Nd (*tabla 5*), probablemente un manto ligeramente empobrecido. Estos valores representarían una baja contaminación cortical si la fuente fuera un manto poco empobrecido o ligeramente enriquecido, como es el caso de muchas áreas continentales actuales, y probablemente se emplazaron durante un régimen de extensión. Las edades modelo de las rocas volcánicas de la Formación Tuzancoa son de 680 y 740Ma (*figura 19*) lo cual puede indicar la participación de diferentes fuentes en la formación del magma, como una mezcla entre el magma Pérmico y materiales fundidos de la corteza Precámbrica o sedimentos atrapados en la zona de subducción. Esto también sugiere que la Formación Tuzancoa se desarrolló sobre un basamento Precámbrico.

4.9. Comparación de la geoquímica de las rocas volcánicas de la Formación Tuzancoa con otras formaciones Pérmicas

Las rocas pérmicas a carboníferas sedimentarias se presentan en mayor abundancia que otras rocas de edad paleozoica en México (Sánchez-Zavala et al., 1999) pero afloran de manera discontinua y aparentemente aislada. El magmatismo es mucho más común en el Paleozoico superior que en el inferior y

se puede agrupar en tres provincias (*figura 2, anexo 2*):

- a) Básica (andesitas basálticas) submarina, a la cual pertenecen el terreno Coahuila, Oaxaquia norte y centro (incluyendo a la Formación Tuzancoa, estudiada aquí);
- b) Basaltos toleíticos continentales del terreno Juchatengo; y
- c) Magmatismo félsico (ignimbrítico) del norte y sur de México (sur de Oaxaquia, terreno Mixteco y Chihuahua, terreno Maya y Belice).

El basamento de estas rocas se fechó proporcionando una edad de 900 a 1000Ma (Ortega-Gutiérrez et al., 1997; Ruíz et al., 1988; Torres-Vargas et al., 1999)

Las rocas volcánicas de la Formación Juchatengo consisten de basaltos y diques máficos a intermedios depositadas y deformadas, probablemente en el Pérmico temprano o antes, cercanos al extremo oriental de una cuenca trasarco o en un rift continental (Grajales-Nishimura et al., 1999), debido a la incertidumbre en su edad y diferencia en su composición no se consideran en esta comparación.

Mientras el magmatismo de la Formación Tuzancoa consiste principalmente de andesitas/basaltos (*figura 14*), la Formación Anacahuíta (Strater, 1993), en el área de Ciudad Victoria, Tamaulipas se divide en tres series, dos de composición riolítica y una intermedia (*figura 17A*) de edad pre-Jurásico Tardío interpretadas como un depósito en un ambiente de arco relacionado a la colisión que formó Pangea durante el Pensilvánico Tardío-Pérmico Temprano. Aunque no se ha determinado con precisión la edad de esta secuencia se considera contemporánea a la Formación Tuzancoa debido a la semejanza de sus características

sedimentológicas con la Formación Guacamaya descrita por Gursky and Michalzik (1989) y a su descripción geoquímica.

Tanto la Formación Anacahuita como Tuzancoa registran la presencia de magmatismo *in situ* asociado a un ambiente orogénico (figura 17B). Sin embargo, el porcentaje y la geoquímica de derrames y volcanoclastos encontrados en Tuzancoa hablan de una fuente cercana al arco contra una menor abundancia en Anacahuita que indicaría una posición relativamente más lejana de la fuente.

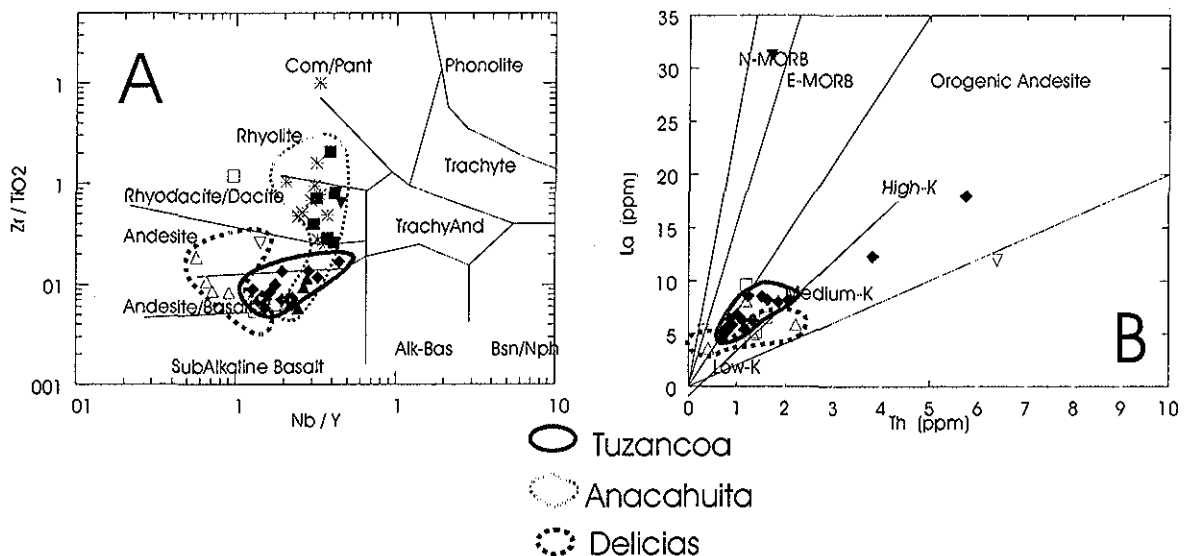


Figura 17. Diagramas de variación de elementos traza A y B para las Formaciones Pérmicas Tuzancoa, Anacahuita y Delicias (este trabajo; Strater, 1993; y Lopez 1997)

La Formación Las Delicias (Coahuila) se formó a partir de un arco continental activo desde el Pensilvánico medio al Pérmico con sedimentación en una cuenca de trasarco hasta el Guadalupiano (Lopez, 1997; McKee et al., 1999) localizada de acuerdo a su geografía actual al norte del arco. Consiste de grandes bloques de basamento, flysch paleozoico, carbonatos, rocas volcánicas y plutónicas, estas

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

últimas variando desde riolitas a basaltos (*figura 17A*), incluyendo flujos de ceniza soldados, flujos de lava y algunas lavas almohadilladas.

La presencia de grandes bloques de rocas volcánicas en Delicias indica una posición relativamente más lejana de la fuente o una irregularidad en la forma de las cuencas comparada con la Formación Tuzancoa donde los derrames masivos y piroclastos encontrados hablan de una fuente más cercana.

Como se menciona en la tabla 5, las formaciones Anacahuita, Tuzancoa y Las Delicias tienen una edad de formación aproximada de 250 a 310Ma, la cual sugiere que la fuente que generó a la Formación Tuzancoa y a los arcos Anacahuita y Las Delicias puede ser la misma. Torres-Vargas et al., (1999) reportó un cinturón de granitoides de edad Permo-Triásico a lo largo de la sutura entre el terreno Maya y Oaxaquia: La geoquímica de elementos traza de estos intrusivos indica un arco asociado a una zona de subducción. Cabe destacar que el magmatismo en el arco Las Delicias y Tuzancoa es considerablemente más viejo que los últimos plutones de edad pérmica a triásica (Lopez, 1997).

Comparando los patrones de REE normalizadas con valores de Condrita (Nakamura, 1974) de las rocas de composición intermedia ($[\text{SiO}_2]=57-60\%$) de las tres formaciones (*figura 18A*), podemos observar que la Formación Las Delicias (Lopez, 1997) presenta un patrón plano con valores semejantes a los de la Formación Tuzancoa y tendiendo además a presentar una ligera anomalía de Eu asociada al fraccionamiento de plagioclasas. Este empobrecimiento relativo en los elementos-LIL (Low Ionic Litophile) indica que el arco se desarrolló en una corteza relativamente delgada en el que no ocurrió delaminación (Lopez, 1997), en un ambiente de extensión. Este empobrecimiento relativo lo comparten, aunque en

menor proporción, las rocas de la Formación Tuzancoa lo cual sugiere su emplazamiento en una corteza también adelgazada pero en menor grado. El patrón de LREE/condrita de la Formación Anacahuita (Strater, 1993) es ligeramente más evolucionado que la Formación Tuzancoa pero debido a que no está completo no pueden hacerse otras interpretaciones.

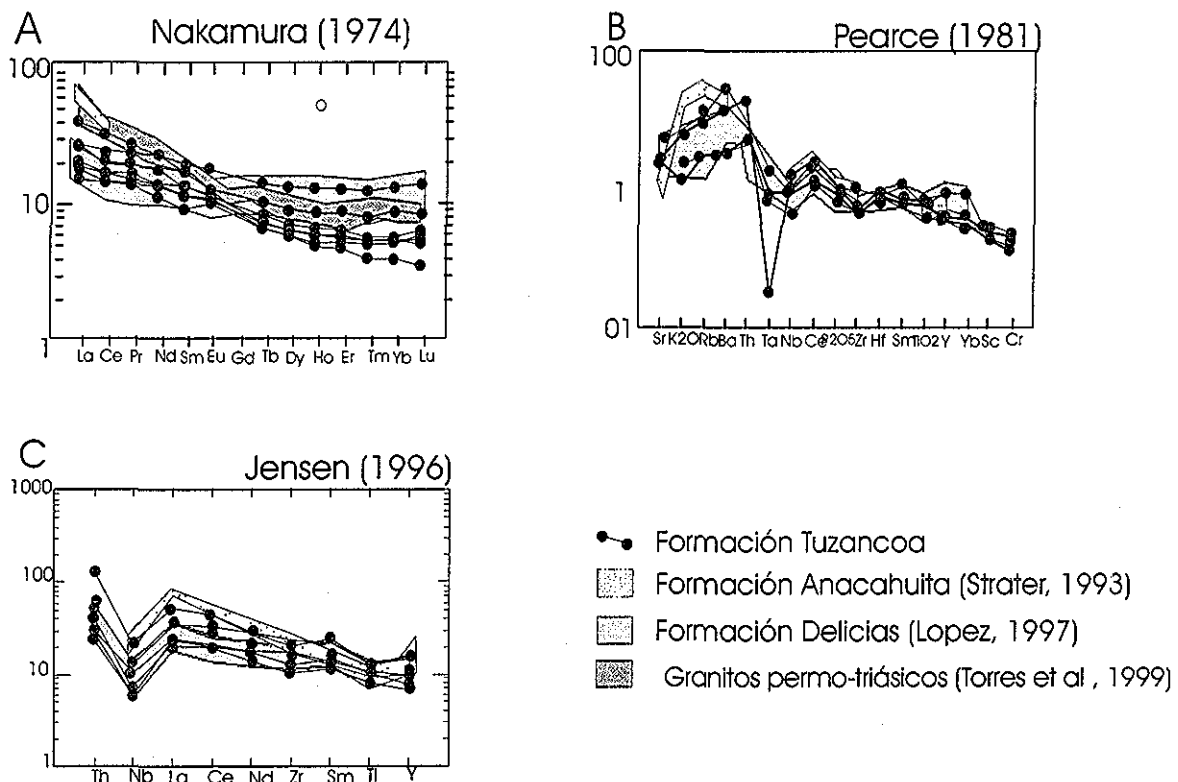


Figura 18. Diagramas multielementales de las rocas de composición intermedia ($[SiO_2]=57-60\%$) de las Formaciones Tuzancoa (este trabajo), Anacahuita (Strater, 1993); Las Delicias (Lopez, 1997) y granitoides permo-triásicos (Torres-Vargas et al., 1999). A) Valores de normalización de Nakamura (1974)

Los granitoides permo-triásicos de Torres-Vargas et al., (1999) aparentemente se encuentran más diferenciados que el de la Formación Tuzancoa por lo que podrían haberse generado a partir de la misma fuente, aunque Lopez (1997) reporta una diferencia en la geoquímica de la Formación Las Delicias y los granitoides cercanos pero valores iniciales de Pb y Nd similares son

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

interpretados como un cambio en el ambiente tectónico: de una subducción sud-sudeste bajo Gondwana a una subducción tipo Cordillerano dirigida hacia el este bajo la costa oeste de Pangea.

Comparando los patrones normalizados con valores de Pearce (1983), *figura 18B*, de las rocas volcánicas intermedias de las formaciones Anacahuíta, Las Delicias y Tuzancoa: estas son muy semejantes coincidiendo en un empobrecimiento moderado de Nb pero decreciente desde Tuzancoa a Las Delicias (semejante) hasta Anacahuíta. Usando los elementos y valores de Jenner (1996), *figura 18C*, los patrones de la Formación Tuzancoa y Las Delicias son muy similares, especialmente los volcanoclastos de la primera, a excepción de un ligero enriquecimiento de elementos incompatibles y una anomalía negativa de Ti en la Formación Las Delicias; ésta anomalía puede deberse a un residuo de magnetita en la Formación Tuzancoa. La Formación Anacahuíta presenta un patrón más evolucionado enriqueciéndose en Th, Nb, La y Ce mientras se empobrece en Zr, Sm y Ti. La semejanza entre estos patrones sugiere que los tres arcos estaban relacionados, emplazándose Las Delicias en una corteza adelgazada, Tuzancoa en un ambiente transicional pero todavía extensivo y Anacahuíta probablemente en una corteza más gruesa. Se requieren más estudios de esta última formación para confirmarlo.

La *figura 19* muestra la relación expresada entre el ϵ_{Nd} y el tiempo de otras rocas ígneas pérmicas y de la Formación Tuzancoa. Los granitos pérmicos (Torres-Vargas et al., 1999) tienen valores de ϵ_{Nd} negativos a excepción del granito de Totoltepec (ϵ_{Nd} 2.3 y 2.5) lo cual indica una gran influencia de corteza



continental o un manto enriquecido, distinto de los valores del arco Delicias y de la Formación Tuzancoa. En este caso la fuente tanto del arco Delicias (Lopez, 1997) como del de Tuzancoa parece ser similar, proviniendo de una fuente con una relación Sm/Nd mayor a CHUR. De acuerdo a Lopez (1997) las rocas volcánicas de Las Delicias sugieren que estos magmas fueron influenciados más por extensión que por un engrosamiento de la corteza en el tiempo (característico de una colisión) lo cual coincide con las características geoquímicas del arco Tuzancoa.

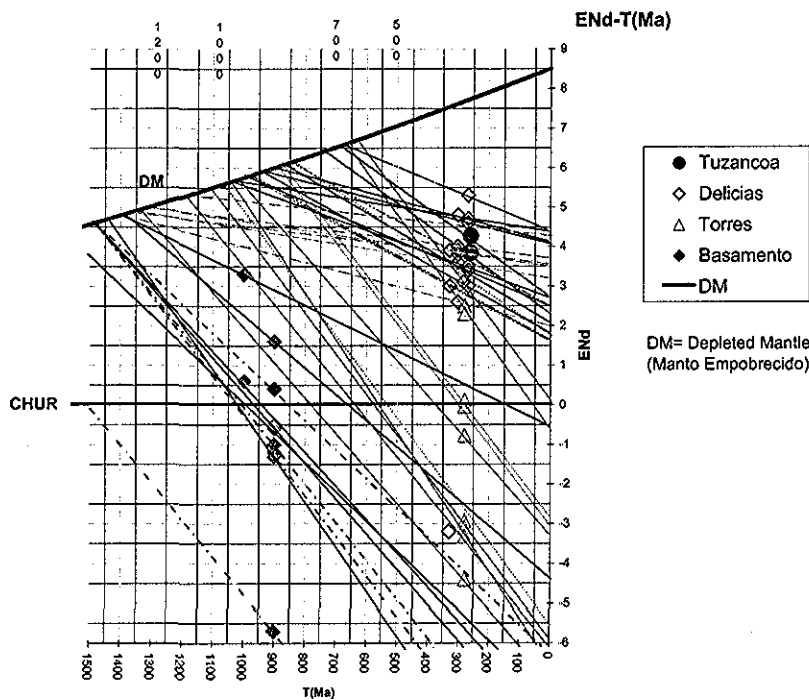


Figura 19. $\epsilon_{Nd}-t(\text{Ma})$ de la Formación Tuzancoa (este trabajo) y de otras rocas de edad Pérmica y su correspondiente basamento precámbrico, Lopez (1997); Ruiz et al. (1998); Torres-Vargas et al., (1999)

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

5. DISCUSIÓN

5.1. Ambiente de formación y paleogeografía

La estratigrafía y geoquímica de las rocas estudiadas permiten interpretar a la Formación Tuzancoa como depósitos en una cuenca asociada a un arco continental, ésta cercana a los edificios volcánicos de los cuales recibía gran aporte de material volcánico, incluso derrames masivos. Durante períodos de inactividad volcánica, alrededor de los edificios volcánicos o fuera de los canales submarinos se desarrollaban probablemente parches arrecifales o pequeñas plataformas calcáreas donde crecían crinoides, braquiópodos, algunas algas, briozoarios y fusulínidos. Evidencias de estos se observan en la secuencia como fragmentos o bloques acarreados por corrientes de turbidez. También se identificaron canales que se rellenaron con el aporte de los materiales derivados del arco, acarreados a la cuenca por corrientes turbidíticas principalmente. La presencia de clastos de gneis en conglomerados y areniscas sugiere que la cuenca de Tuzancoa también recibió aporte de materiales del basamento. El basamento probablemente se encontraba expuesto, formando altos alrededor o debajo de los edificios volcánicos (*figura 21*). Se desconoce que tan profunda fue esta cuenca. Hasta la fecha sólo se han colectado fósiles de organismos que vivieron en ambientes someros, por lo cual se infiere que el depósito no ocurrió a grandes profundidades. La composición química e isotópica sugiere que el magmatismo de la formación Tuzancoa se originó en un ambiente de arco cuyos magmas tuvieron relativamente poca contaminación de materiales corticales. El arco continental no estaba muy evolucionado puesto que sólo se observa la

presencia de andesitas a andesitas-basálticas, estas no presentan anomalía de Eu, y las edades modelo no reflejan porcentajes mayores de contaminación cortical. El hecho de que se observara a la Formación Tuzancoa depositada sobre las rocas precámbricas, el que los sedimentos de la formación contengan clastos derivados del complejo metamórfico, además de las firmas isotópicas de sus lavas sugieren que el basamento de este arco lo constituye el Gneis Precámbrico Huiznopala.

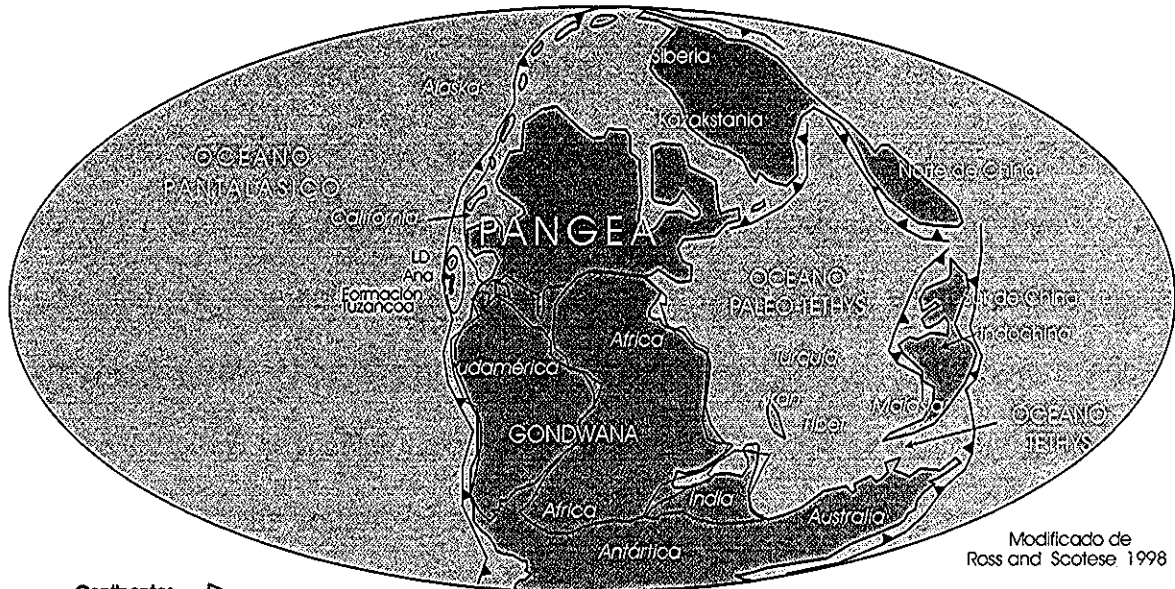
5.2. Correlación regional con rocas pérmicas en México

Para determinar si existe correlación regional de la Formación Tuzancoa con otras unidades de la misma edad, se estudió la estratigrafía de estas unidades, además de realizar una comparación de los datos geoquímicos para determinar si hay una relación tectónica entre dichas unidades. Estas unidades son: La Formación Guacamaya y Formación Anacahuíta en Ciudad Victoria, Las Delicias en la localidad del mismo nombre, en el Estado de Coahuila y el cinturón de granitoides del permo-triásico del oriente de México. Las características estratigráficas y geoquímicas de estas unidades se han descrito y mencionado a través del presente texto. A continuación sólo se presenta una síntesis de dicho análisis:

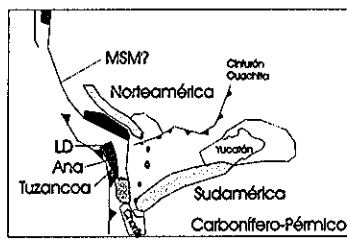
En las formaciones Tuzancoa y Anacahuíta sí se encuentran *in situ* los derrames volcánicos, pero aparentemente de forma más escasa en Anacahuíta. Esto parece sugerir a la Formación Tuzancoa como la unidad más proximal a la fuente del magmatismo comparando con la Formación Anacahuíta y la Formación Guacamaya descrita por Gursky and Michalzik (1989), *figura 21*.

La similitud entre la fauna misisípica de Ciudad Victoria y la de América del Norte (*Stewart et al., 1999*) sugieren una cercanía entre Oaxaquia y Laurencia durante este tiempo. (*Pindell, 1985*) coloca en su paleo reconstrucción del Paleozoico tardío un cinturón colisional a lo largo de Oaxaquia y la margen occidental de Pangea, sin embargo, la presencia del magmatismo sugiere otro origen. Contrariamente a lo que señalan *Dickinson et al., (2001)*; *Pindell (1985)* y *Lopez (1997)*, en la Formación Tuzancoa no se registran evidencias estructurales de una colisión lo cual sugiere que esta ocurrió en un tiempo diferente, o que esta área estaba protegida, o no fue afectada por ella como sugieren *McKee et al., (1999)* y *Sedlock et al., (1993)*. Sin embargo, el tener una subducción hacia el norte con la Formación Delicias depositándose en una cuenca trasarco como sugiere *McKee et al., (1999)* cortaría la conexión entre la fauna de braquiópodos reportada por *Navarro et al. (en prensa)* para el Misisípico, esta profundización de las cuencas hacia el norte podría ser sólo una flexión en el arco.

Aunque no pueda definirse con exactitud en que cuenca se depositó la Formación Tuzancoa, esta se encuentra aparentemente más cercana al arco que las formaciones Las Delicias, Anacahuita y Guacamaya. Los magmas de Tuzancoa pudieron haber evolucionado a los de la Formación Anacahuita o estos tres fueron contemporáneos y sus diferencias se deben a su localización con respecto al arco, como se muestra en las *figuras 20 y 21*.



Continentes antiguos
 Continentes modernos
 Zona de subducción (los triángulos apuntan en dirección de la subducción)
 Formaciones volcánicas Pérmicas
 LD: Las Delicias
 Ana: Anacahuíta
 Tuzancoa



Pérmico 255 Ma
 ■ Plataformas de carbonatos
 □ Provincia riolítica
 ▨ Provincia basáltico-andesítica
 ▩ Provincia basáltica oceánica (terreno Juchatengo)
 ⊙ Granitoides Permo-Triásicos

Figura 20. Posición paleogeográfica de la Formación Tuzancoa en el Paleozoico superior (modificado de Ross and Scotese, 1988; y Sánchez-Zavala et al., 1999)

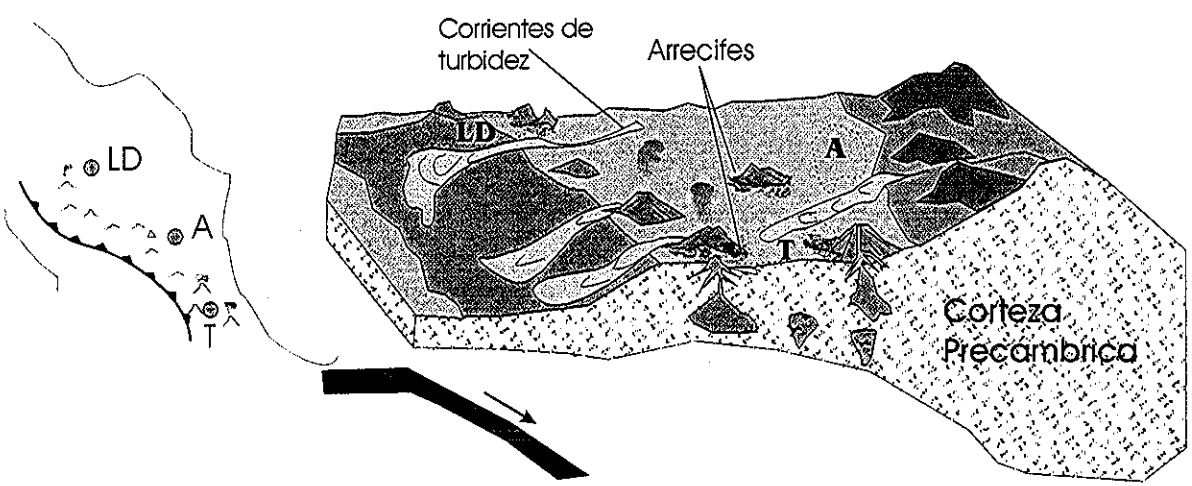


Figura 21. Modelo tectónico en el cual probablemente se depositaron las Formaciones Tuzancoa (T) Las Delicias (LD) y Anacahuíta (A) durante el Pérmico.

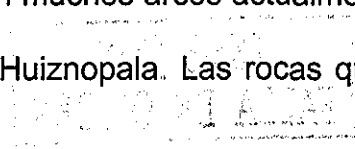
TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

6. CONCLUSIONES

La Formación Tuzancoa puede describirse de acuerdo a sus diferencias litológicas y sedimentológicas, en 5 litofacies las cuales se repiten e interdigitan. En la base de la secuencia se presenta la facies 2A, constituida por turbiditas siliciclásticas. Hacia la cima esta facies se encuentra en contacto por falla con la facies 1 volcánica. Al subir estratigráficamente la facies 1 volcánica cambia transicionalmente a la facies 2B de turbiditas volcaniclásticas, la cual contiene lentes y cuerpos acuñados de las facies 3 de flujos de detritos calcáreos y la facies 4 conglomerática de relleno de canal. La litología más abundante de esta formación está constituida por turbiditas volcaniclásticas (facies 2B) existiendo dentro de ésta un gran porcentaje de derrames andesíticos.

La secuencia Pérmica se encuentra en contacto tectónico y discordante sobre el Gneis Huiznopala y cabalga sobre sí misma y sobre secuencias mesozoicas. Esta cabalgadura y otras estructuras tienen una tendencia general NW-SE y se originaron probablemente durante la orogenia Larámide. Podría existir un evento anterior de deformación, evidenciado por el contacto por falla entre el basamento precámbrico y la Formación Tuzancoa, y las fallas plegadas dentro de la misma formación, pero se requiere todavía realizar un estudio estructural a detalle para corroborar dicha deformación.

En el presente trabajo se interpreta, con base en los datos geoquímicos e isotópicos, que las rocas ígneas de la Formación Tuzancoa se generaron en un ambiente tectónico de arco continental sujeto a esfuerzos extensivos, como el encontrado en muchos arcos actualmente. El basamento de este arco fue el gneis Precámbrico Huiznopala. Las rocas que conforman a la Formación Tuzancoa se



depositaron en una cuenca cercana a los edificios volcánicos del arco, periarco. Aunque las características estratigráficas favorecen un origen de intra-arco, no se cuenta con suficiente información para definir con exactitud la posición con respecto al arco de esta cuenca.

No se tiene evidencia de que la actividad magmática continuara hasta el Triásico por lo que a pesar de que el cinturón de granitoides Permo-Triásicos se encuentra cercana a la Formación Tuzancoa, estos son mucho más jóvenes y con un comportamiento geoquímico más evolucionado.

Todavía faltan más elementos para definir la correlación que existe entre las provincias ígneas pérmicas y su posición en las reconstrucciones paleogeográficas pero se infiere que los arcos Las Delicias, Anacahuita y el de Tuzancoa están relacionados, siendo los depósitos de la Formación Tuzancoa los más cercanos a la fuente. Se puede considerar que el arco se localizó en donde se encuentra actualmente la Formación Tuzancoa, siendo discontinuo y extendiéndose hacia el norte y noroeste aportando magmas y sedimentos desde el S-SE a la cuenca de Las Delicias y desde el SW a Anacahuita y Guacamaya. Esta conclusión se basa tanto en las características geoquímicas de las rocas como en la proporción entre volcánicos y volcanoclásticos presente en las diferentes formaciones. Este arco se generó por una subducción al Este sobre corteza precámbrica con afinidad a Gondwana. Sin embargo, los análisis de elementos mayores, trazas e isótopos sugieren que los magmas sufrieron poca contaminación de material cortical viejo. Estas características geoquímicas pudieron generarse bajo un régimen de extensión en la cuenca.

Esta secuencia ha sido interpretada en trabajos previos como un flysch orogénico formado durante la colisión Gondwana-Laurencia. Esta interpretación permitió en varias reconstrucciones paleogeográficas del cierre de Pangea extender el cinturón colisional a lo largo de Ciudad Victoria-Tuzancoa. Sin embargo, la presencia de la Formación Tuzancoa sugiere la presencia de un ambiente de subducción previo a la colisión o que esta parte de México no fue afectada por la misma (Torres-Vargas et al., 1997; Centeno-García, et al., 1998). La vergencia del arco y su relación con una subducción Atlántica o Pacífica necesita todavía determinarse, sin embargo se favorece en este trabajo una subducción Pacífica (hacia el este) debido a la continuidad de la fauna en el Misisípico hacia el norte, además de la orientación actual, alargada hacia el Norte, que presentan los afloramientos de rocas ígneas pérmicas.

REFERENCIAS

- Arellano-Gil, J., Vachard, D., Yussim, S. y Flores de Dios-González, and, 1998, Aspectos estratigráficos, estructurales y paleogeográficos del Pérmico inferior al Jurásico inferior en Pemuxco, Estado de Hidalgo, México.: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 15, p. 9-13.
- Bernal U., J.P., Lozano, R., Rosales L., 1998, Valoración de un método de Fusión a baja dilución (1:4) para la determinación de elementos mayores y traza por FRX, *in* Analítica, U.A.d.C.y.A.M.d.Q., ed., XIII Congreso Nacional de Química Analítica: Campeche, Campeche, Universidad Autónoma de Campeche y Asociación Mexicana de Química Analítica, p. 13.
- Buitrón, B.E., Patiño-Ruíz, J., Moreno-Cano, and, 1987, Crinoides del Paleozoico tardío (Pensilvánico) de Calnali, Hidalgo: Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología, v. 1, p. 125-136.
- Campa, M.F. and. Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1040-1051.
- Carrillo-Bravo, J., 1961, Geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina al NW de Ciudad Victoria, Tamaulipas: Bol. Asoc. Mex. Geólogos Petroleros, v. 13, p. 1-98.
- Centeno-García, E., Sánchez-Zavala, J.L.; Ortega-Gutiérrez, F., 1998, Late Proterozoic-Paleozoic stratigraphy of Mexico and its role in Gondwana-Laurentia interactions, Laurentia-Gondwanan Connections before Pangea, International Geological Correlation Program, Volume IGCP Project 376: Oaxaca City, Oaxaca México, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, p. 13.
- Dickinson, W. and Lawton, T., 2001, Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 113, no. 9, p. 1142-1160.
- Gill, J.B., 1981, Orogenic andesites and plate tectonics: Berlin, Springer-Verlag, 358 p.
- Grajales-Nishimura, J.M., Centeno-García, E., Keppie, J.D., Dostal, J., 1999, Geochemistry of Paleozoic basalts from the Juchatengo complex of southern Mexico: tectonic implications: Journal of South American Earth Sciences, v. 12, p. 537-544.
- González- Arreola, C.; Villaseñor-Martínez, A. B.; Corona-Esquivel, R., 1994, Permian fauna of the Los Arcos Formation, Municipality of Olinalá, State of Guerrero, Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, v. 11, 2, , p. 214-221
- Gursky, H.J and Michalzik, D., 1989, Lower Permian Turbidites in the Northern Sierra Madre Oriental, Mexico: Zbl. Geol. Paläont. Teil I, v. 5/6, p. 821-838.
- Hernández-Treviño, J.T. y Hernández-Bernal, M.S., 1991, Evolución geológica de la región de Metztitlan/Zacuaitipan, Estados de Hidalgo y Veracruz. Tesis de licenciatura en ingeniería geológica: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México.
- Instituto Nacional de Estadística Geografía.e.Informática, 1982, Carta topográfica Calnali F-14-D-52: México, D.F.
- Instituto Nacional de Estadística Geografía.e.Informática, 1982, Carta topográfica Zacuaitipán, F-14-D-62: México, D.F.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 523-548.
- Jenner, G.A., 1996, Trace Element Geochemistry of Igneous Rocks: Geochemical Nomenclature and Analytical Geochemistry, *in* Wyman, D.A., ed., Trace element geochemistry of volcanic rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration, Volume 12: Geological Association of Canada Short Course Notes: Winnipeg, Manitoba, Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, p. 51-77.
- Lawlor, P.J., F. Ortega-Gutiérrez, K.L. Cameron, H. Ochoa-Camarillo, R. Lopez, D.E. Sampson, 1999, U-Pb geochronology, geochemistry, and provenance of the Grenvillian Huiznopala Gneiss of Eastern Mexico: Precambrian Research, v. 94, p. 73-99.
- Lopez, R., 1997, The Pre-Jurassic geotectonic evolution of the Coahuila terrane, Northwestern

- Mexico: Grenville basement, a late Paleozoic arc, Triassic plutonism, and the events south of the Ouachita suture [ph.D. thesis]: Santa Cruz, California, University of California, Santa Cruz.
- Martínez-Pérez, J., 1962, Estudio geológico de una porción de la Sierra Madre Oriental al Oriente de Zacualtipán y Tianquistengo, Hgo. Tesis de Licenciatura en Ingeniería Geológica: México, D.F., Instituto Politécnico Nacional.
- McKee, J.W., Jones, N. W., and Anderson, T.H., 1999, Late Paleozoic and early Mesozoic history of the Las Delicias terrane, Coahuila, Mexico, *in* Bartolini, C., Wilson, J.L., and Lawton, T.F., ed., Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico, Volume 340: Special Paper: Boulder, Colorado, Geological Society of America, p. 161-188.
- Moreno-Cano, L. y Patiño-Ruíz, R., 1981, Estudio del Paleozoico de la región de Calnali, Hgo. (en la Sierra Madre Oriental) Tesis de Licenciatura en Ingeniería Geológica: México, D.F., Instituto Politécnico Nacional.
- Nakamura, N., 1974, Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 38, p. 757-775.
- Navarro-Santillán, D., Sour-Tovar F., and Centeno-García E., Lower Mississippian (Osagean) Brachiopods from the Santiago Formation, Oaxaca, Mexico: Stratigraphic and Tectonic Implications, *Journal of South American Earth Sciences*, en prensa.
- Ochoa-Camarillo, H.R., 1996, Geología del anticlinorio de Huayacocotla en la región de Molango, Estado de Hidalgo. Tesis de maestría en ciencias: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México.
- Ortega-Gutiérrez, F., Lawlor, P., Cameron, K.L., Ochoa-Camarillo, H., 1997, New studies of the Grenvillean Huiznopala Gneiss, Molango area, State of Hidalgo, Mexico- preliminary results, *in* México, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo e Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México, ed., II Convención sobre la Evolución Geológica de México y Recursos Asociados: Libro-guía de las excursiones geológicas, Excursión 1: Pachuca, Hidalgo, p. 19-25.
- Ortega-Gutierrez, F., Ruiz, J., Centeno-García, E., 1995, Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic: *Geology*, v. 23, p. 1127-1130.
- Pearce, J.A., 1983, Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins, *in* Hawkesworth, C.J.a.N., M.J., ed., *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, Shiva Publishing Limited, p. 230-249.
- Pérez-Ramos, O., 1978, Estudio Bioestratigráfico del Paleozoico Superior del Anticlinorio de Huayacocotla en la Siera Madre Oriental: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. XXXIX, p. 126-135.
- Pindell, J.L., 1985, Alleghenian reconstructions and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas and proto-Caribbean: *Tectonics*, v. 4, p. 1-40.
- Rosales-Lagarde, L., Centeno-García, E., Ochoa-Camarillo, H., Sour-Tovar, F., 1997, Permian volcanism in eastern Mexico-preliminary report, *in* México, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo e Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México, ed., II Convención sobre la Evolución Geológica de México y Recursos Asociados: Libro-guía de las excursiones geológicas, Excursión 1: Pachuca, Hidalgo, p. 27-32.
- Ross, M.I., and Scotese, C.R., 1988, A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region: *Tectonophysics*, v. 155, p. 139-168.
- Ruíz, J., Patchett, P.J., and Ortega-Gutiérrez, F., 1988, Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies: *GSA Bulletin*, v. 100, p. 274-281.
- Sánchez-Zavala, J.L., Centeno-García, E., Ortega-Gutiérrez, F., 1999, Review of Paleozoic stratigraphy of México and its role in the Gondwana-Laurentia connections, *in* Ramos, V.A., and Keppie, J.D., ed., *Laurentia-Gondwana Connections before Pangea*, Volume 336: Special Paper: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper, p. 1-16.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutierrez, F., Speed, R.C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: *Geological Society of America Special Paper*, v. 278, p. 153 p.

- Silva-Pineda, 1987, Algunos elementos paleoflorísticos del Pérmico de la región de Calnali, Estado de Hidalgo: *Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología*, v. 1, p. 313-327.
- Sour-Tovar, F., 2001, Interpretación sobre datos paleontológicos de la Formación Tuzancoa, Hidalgo., *comunicación personal*, Rosales-Lagarde, L.: México, D.F.
- Stewart, J.H., Blodgett, R.B., Boucot, and U., Carter, J.L., López, R., 1999, Exotic Paleozoic strata of Gondwanan provenance near Ciudad Victoria, Tamaulipas, México. *Geological Society of America, Special Paper*, v. 336, p. 227-252.
- Strater, N., 1993, Origin of the Pre-Late Jurassic Strata of Huizachal Canyon (Tamaulipas) and their relationship to the tectonic evolution of Northeastern Mexico [Master of Science in Geology thesis]: Kingston, Rhode Island, Rhode Island University.
- Suter, M., 1984, Cordilleran deformation along the eastern edge of the Valles-San Luis Potosi carbonate platform, Sierra Madre Oriental fold-thrust belt in east-central Mexico: *Geological Society of America, Bulletin*, v. 95, p. 1387-1397.
- , 1990, Hoja Tamazunchale 14-Q-e(5), *Geología de la Hoja Tamazunchale, Estados de Hidalgo, Querétaro y San Luis Potosí, Carta Geológica de México, Serie de 1:100,000*: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, p. 55.
- Taylor, M.C., Rector, Rober R., Carollo, Gina F., Colchagoff, Baron C., and Gastil, Gordon, 1991, How does the paleogeography of paleozoic Mexico relate to western United States?, // Cooper, J.D., and Stevenes, C.H., ed., *Paleogeography of the Western United States-II*, Volume 67, Pacific Section SEPM, p. 829-838.
- Torres-Vargas, R., Ruíz, J., Patchett, P.J., Grajales-Nishimura, J.M., 1999, Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: Tectonic implications for reconstructions of southern North America: *Geological Society of America, v. Special Paper 340*, p. 191-196.
- Vachard, D., 1997a, Determinación de fósiles y ambiente asociado de muestras de la Formación Tuzancoa, Río Tlacolula, México, *comunicación personal*, Rosales-Lagarde, L.: México.
- Weber, R., 1997, How old is the Triassic flora of Sonora and Tamaulipas and news on Leonardian floras in Puebla and Hidalgo, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 14, p. 225-243
- Wilson, M., 1989, *Igneous Petrogenesis*: London, 465 p.
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977, Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements: *Chemical Geology*, v. 20, p. 325-343.
- Wood, D.A., 1980, The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 50, p. 11-30.

Apéndice

• **Tabla 1.** Petrografía de muestras de las rocas volcánicas y volcánicas con datos geoquímicos de la Formación Tuzancoa, estado de Hidalgo. Qz=cuarzo; pg= plagioclasas, hb= hornblenda, px= piroxeno, mf=máficos, conc.= concentración; alteración (alt.): 1, muy alterada; 2, alterada; 3, poco o nada alterada

Número de Muestra	Nombre	Localización	Descripción (textura)	Fragmentos de roca	Feldespatos	Máficos	Accesorios	Matriz
10	Arenisca andesítica rica en cristales	Tepehuizco-Otlamal.	pg, fsp (matriz), qz, hb?, fragmentos de andesita en una matriz intemperizada			mf alterados		
134-D		Piedra Ancha-Otlamal.	Roca criptocristalina, casi toda matriz (vítreo?) con algunos relictos de cristales pequeños anhedrales de cuarzo; matriz dloritizada.					~100 arcilla (clorita)? casi sin matriz
137	Arenisca lítica (epiclasto)	Otlamal-crucero	Arenisca lítica, mal clasificada, con fragmentos grandes volcánicos, redondeados de baja esfericidad desde 7 a 1mm, casi no tiene matriz. Los fragmentos son de a) roca vítreo (~134D), qz 1%; b) andesita (consiste principalmente de listones de plagioclasas); c) arenisca de cuarzo (o cuarzo policristalino) mal clasificada con minerales opacos, 3%; d) calcita en una matriz microcristalina, 5 %	roca vítreo~134D, andés, ar.qz			Calcita (5) Qz(1), Opacos (3),	
152	(Traqui) andesita	Pemuxco-Media Cuesta	Fenocristales y cristales medianos de plagioclasa (80), algunas con extinción zonada en una matriz micro a criptocristalina de plagioclasas; escasos fenocristales de anfíboles (hb, 2); 1% sericitita; las plagioclasas tienen maclas complejas, concéntricas y simples. Composición de plagioclasas 6-15.		80 pg	hb(2), (px?)	Qz y opacos, sericitita (alt. 2)	
152-A	Andesita	Pemuxco-Media Cuesta	Fenocristales euhedrales de plagioclasa (de diferentes tamaños, euhedrales a subhedrales, <=i cm) en una matriz criptocristalina dloritizada (verde con ppl) con lo que parecen vesículas (3%) donde recrystaliza cuarzo; calcita accesoria y zeolitas; ~95% plagioclasa, sericitita 1% . No se observan minerales máficos.	vesículas rellenas de Qz(3)	pg-95	hb-2	calcita, zeolitas, sericitita (1) (alt.2-3)	
157	Traquiandesita	Pemuxco-Media Cuesta	Fenocristales (45%) y cristales medianos (40%) de plagioclasa en una matriz criptocristalina (microcristalina de pg) (15%), poco cuarzo. Los fenocristales están alterados a sericitita?, o algo de aspecto resinoso	95			buen para analizar	micro-cripto-cristalina de pg (15)
161	Traquiandesita (andesita)	Pemuxco-Media Cuesta	Arenisca volcánica de grano fino con fragmentos chicos de plagioclasa de grano fino a medio alterada a sericitita y calcita; vesículas rellenas de sericitita y de cuarzo policristalino; calcita; matriz criptocristalina (revisar textura)		85 (pg)		calcita, 9 seric., 5 qz, 0.5 óxidos, 1	
164		Pemuxco-crucero	Volcaniclasto verde grisáceo con fenocrist. de plag. fragmentos andesíticos que contienen a su vez fragmentos de roca en una matriz cristalina a microcristalina de feldespatos. El límite entre el fragmento andesita de matriz oscura criptocristalina con algunas vesículas rellenas, plagioclasa (80%), ANFIBOLES, LITICOS, VESICULAS. (Plag. Con zoneamiento concéntrico) Interpretación: Roca que fue fracturada y después se rellena esta fractura con magma andesítico, <i>el cual no estaba muy caliente (no se observa un borde de reacción entre ambas; pero si fragmentos de la roca anterior con bordes irregulares). Puede ser que la composición de la roca anterior y del magma sea tan similar que no existió fusión? O más bien que se tiene un fragmento de las paredes (loba litica)</i>	vesículas, líticos	80 pg	px?, pocas hb	alt 3 Matriz: sericitita, clorita	

Tabla 1- Continuación

Muestra	Nombre	Localización	Descripción (textura)	Fragmentos de roca	Feldespatos	Máficos	Accesorios	Matriz
168	Brecha o conglomerado andesítico (volcaniclasto)	Pemuxo-crucero	Roca conformada casi en su mayoría por fragmentos subredondeados a redondeados de plagioclasa, líticos andesíticos en una matriz criptocristalina un poco alterada. No se observan minerales máficos. Clastos: 1) andesita de textura traquítica, 2) plagioclasa en matriz criptocristalina con contactos desvanecidos (probablemente forma parte de la misma roca) <i>Interpretación: tiene un mayor retrabajo que 164, hasta existen fragmentos de cuarzo redondeados en uno de los fragmentos de roca. (toba cristalina)</i>	~100, andesita, pg		conc.mf alta augita(7), olivino (1)	alt 3	18, arcillosa, cripto-cristalina
170	(traqui) andesita	Pemuxo-crucero a-022	Andesita con fragmentos de roca, (2.5 mm) fragmentos de fenocristales de anfíboles, plagioclasa, clinopiroxeno (augita) en una matriz alterada a arcillas (epidota?); plagioclasa, clinopiroxeno, fragmentos de roca (35%), plagioclasa (40%), augita (7%), matriz vítrea alterada a arcillas (18%), olivino escaso (1%). <i>Lava que tiene fragmentos volcánicos oscuros subredondeados, en su mayoría feldespatos y algunos máficos</i>	35	40 pg	conc.mf alta augita(7), olivino (1)	alt 3	18, arcillosa, cripto-cristalina
173	Andesita	Pemuxo-crucero	Roca andesítica compuesta casi toda de pg (22?); pocos fragmentos de roca (55?); vesículas (3), máficos (0.5); muy interperizados en una matriz criptocristalina escasa que interperiza a arcilla(39); algunos de los fragmentos de roca tienen una textura traquítica. Otra vez plag. con extinción concéntrica. Fragmentos con fenocristales de plagioclasa (se observa mejor bajo luz paralela) Calcita como mineral de alteración.	12??, vesículas(3)	pg casi toda (55??)	0.5	alt. 1-2	39, cripto-crist. alterada a arcillas
178	andesita	R. Tlacolula-Chapula	roca andesítica compuesta de fragmentos de plag., (para todas enteras o fragmentadas?) (50%) (sericitizadas, azul-gris o clorita), augita (clinopiroxeno, 8), óxidos de Fe (2%), en una matriz vítrea alterada a arcillas (40%). fragmentos de vítrio?; fragmentos de andesita poco trabajados	vidrio, andesita poco trabajado	pg(50)	Augita (clino-piroxeno, 8)	alt. 2 óxidos (2)	40, cripto-cristalina
179	Brecha andesítica	R. Tlacolula-Chapula	Andesita compuesta de fragmentos de roca (25%) y cristales fragmentados y subredondeados de clinopiroxenos y anfíboles (4%) en una matriz criptocristalina alterada (70%), óxidos (1%). Los fragmentos de roca tienen una forma irregular (como si estuvieran en estado plástico). Fragmentos: plagioclasa en matriz vítrea, vesículas en matriz vítrea (escasos), plagioclasa, piroxenos en matriz vítrea. <i>Toba explosiva (por el grano muy fino) o brecha de enfriamiento (vítrio devitrificado) Algunos de los clastos están alargados y casi sin plagioclasas debido al flujo o a como se realizó la lámina)</i>	25, pg, vesículas, mf.	pg en matriz vítrea	anf (nb) y px (4) fenocris.	Óxidos (1)	70, cripto-cristalina
180	traquiandesita	R. Tlacolula-Chapula	Andesita compuesta de fenocristales de pg (70), anfíboles (hb) y piroxenos (augita, 5) (7), fragmentos ígneos (3%, cúmulos de pg+vesículas), opacos, FexOy (2), en una matriz criptocristalina (25)(40) con uno o dos fragmentos volcánicos. Hay un mineral alargado como tiras (metamórfico o alteración?) revisar	3, andesitas (vesículas, pg)	pg 70	anf (hb) y px (augita, 5) (7)	alt. media	
181	Volcaniclasto (traqui) andesítica	frente a Chapula (R.Tlaco-lula)	Volcaniclasto de composición andesítica con muy poco retrabajo, fragmentos de roca de diferentes texturas: 1) frags de plag med (alternado a calcita) en una matriz microcristalina de pg (gris claro); 2) restos de pg en una masa criptocristalina amorfa (café, arcilla); 3) fenocristales de pg eudrales en una matriz de pg granes (aglutinadas) rodeadas por una capa de arcilla (matriz negra); 4) listones de pg con textura traquítica y algo de recristalización de qz; 5) pg con extinción ondulatoria, mins opacos. <i>ver si lo que rodea a los granos es matriz o es alteración selectiva de unos cuantos...; plag. con corona?; augita? Calcita como alteración</i>					
183-1	Volcaniclasto	R. Tlacolula	Ar. volcánica con diferentes texturas (casi 100% volcánica); fragmentos con feldespatos redondeados, plagioclasas, cuarzo mono y policristino, pocos fragmentos volcánicos; <i>toba cristalina?</i>					
183-2	Epiclasto	R. Tlacolula	Epiclasto de fragmentos redondeados volcánicos e incluso de cuarzo y de calcita.					

• Qz=cuarzo; pg= plagioclasas, hb= homblenda, px= piroxeno, mf=máficos, conc.= concentración; alteración (alt.): 1, muy alterada; 2, alterada; 3, poco o nada alterada

Tabla 1- Continuación

Muestra	Nombre	Localización	Descripción (textura)	Frag. de roca	Feldespatos	Máficos	Accesorios	Matriz
184	Epiclasto o volcanidlasto	R. Tlacolula	Arenisca de grano fino con fragmentos de feldespatos, calcita, qz en una matriz de feldespatos alterada a arcilla (toba de aire con algunos lítricos, poco retrabajo; composición homogénea (clorita). Pg, feldespatos, roca muy alterada o soldada; pocos bordes definidos de los cristales; qz, calcita. Casi toda parecen feldespatos redondeados alterados Con fragmentos poco definidos de calcita en una matriz criptocristalina o de pg? alterada Empíazado caliente o en un estado deformable.				calcita, qz, clorita, arcillas	
185-A		Chapula-crucero						
185-B	volcanidlasto	Chapula-crucero	Cg. con fragmentos volcánicos grandes que contienen frags. de roca, arenisca de cuarzo, calcita en matriz volcánica afanítica (revisar matriz) toba.					
192	Derrame	Cainali	Roca ígnea con matriz criptocristalina muy alterada; fenocristales de piroxenos, anfíboles y pg, fragmentos volcánicos y vesículas rellenas			dos tipos de FeMg (px, anf)	alt. 1-3	
201	Volcanidlasto: arenisca volcánica	camino a Tuzancoa	Arenisca con fragmentos de: F1 roca ígnea (frags. oscuros; qz, fsp con una textura microfítica), F2 cuarzo, //cristales de pg y F3: qz redondeados, fenocristales de pg en una matriz microcristalina; subredondeados en matriz afanítica casi inexistente. <i>Brecha (epiclasto o toba explosiva). La relación entre granos parece ser sobrepuesta o solada</i> fragmentos de roca, qz, feldespato				opacos	
206		camino a Tuzancoa	Fenocristales (eudrales a subdrales, 47%) de pg en una matriz microcristalina de pg (50). Minerales máficos eudrales escasos (hb?) alteradas a un mineral verde en luz plana y azul con paralela. Casi para toda matriz, poca calcita; buena para analizar (silicificación por fluidos)			3%mf	ilmenita, clorita	
207	Andesita	Tuzancoa	Andesita muy alterada con mega a cristales medianos de pg (~50). matriz alterada (criptocristalina) con la misma alteración que las plagioclasas (a calcita, etc.); relictos de fenocristales máficos (1%); cristales opacos (2%)		50		py (2%)	
207-B	Roca ígnea de textura porfídica	Tuzancoa	roca ígnea de textura porfídica, con fenocristales de plagioclasas y piroxenos o anfíboles, vesículas rellenas en una matriz criptocristalina clorita y un poco de sericita					
210-B	intrusivo; roca hipobasal	antes de Texacal	Clastos subredondeados de qz (2), cristales rotos de feldespatos (50), augita, hornblenda rotas (1), opacos (2) textura porfídica en una matriz criptocristalina; <i>riolita-traquita (Derrame muy alterado con pg y anfíboles medianos en matriz criptocristalina o muy fina (parece contacto clasto-clasto)</i>					
212	Derrame Brecha volcánica: fragmentos de pg, andesita, qz	Antes de Texacal	212A revisar calcita (alt.<3) Andesita compuesta de megacristales de px y anfíboles eudrales hb (pleocroismo amarillo a verde), 15% en cortes paralelos o perpendiculares al eje C; en una matriz criptocristalina; fenocristales de pg con un borde de reacción o alteración, minerales opacos (10%); <i>los fenocristales de pg (50%) que están embebidos en la matriz (25%) parecen ser comidos por la matriz; las hornblendas parecen estar volando en la matriz.</i> 212B Brecha (a arenisca) volcánica con anfíboles, fenocristales de pg, fragmentos de qz (mono y policristalino), frags. subred. de andesita (fenocristales de plag. subred., listones de plag., matriz criptocristalina) y minerales opacos en una matriz criptocristalina; frags. de plag., biotita (termina en hojuelas, alteración a clorita??). <i>En general la matriz es muy similar a los fragmentos y similar a la lámina 212A. Relación estratigráfica con 212-A???</i>				px, anfíboles	
225	Andesita Dacita riolita? Andesita con	Después de Texacal	Fenocristales de pg 70%, feldespatos 12, qz policristalino, 5, fragmentos de roca en matriz cristalina casi inexistente (para todo casi es cristal); rellenos de calcita (revisar en muestra de mano la presencia de cuarzo) margenes de corriente de lava		70			
229-B		Después de Texacal	NO HAY LAMINA					

Tabla 1- Continuación

229-C	Epiciástico Volcaniclasto (lava brechada)	Después de Texacal	Arenisca volcánica poco trabajada de gf, con plagioclasas (10%) subedrales, feld. 10%, qz subredondeados, 5%, 40% líticos (pg de grano fino y med., qz y pedazos de minerales máficos), 1% lutritas (café), relictos de máficos (por alteración) en una matriz sericitizada afanítica. Derrame brechoide con frags. con la misma textura que los demás. <i>No existe transporte casi, mayor % de volcánicos; fuerte alteración posterior</i>	relictos de máficos
-------	--	-----------------------	--	---------------------------

Tabla 2- Resultados de elementos mayores (porcentaje en peso), en base anhidra, de la Formación Tuzancoa, Hidalgo.

Muestra no.:	Localidad	Tipo de roca	Radio Anhidro	No. de Mg	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI
10	ot	derrame andes.	1.0496	53.30	58.31	0.87	16.78	8.25	0.14	4.75	7.25	3.35	0.19	0.10	4.23
137	ot	epiclasto	1.0467	53.30	56.81	0.82	18.55	8.70	0.14	5.01	5.02	4.41	0.45	0.09	4.28
152	p	traquiandes.	1.0299	53.94	60.34	0.80	18.52	5.87	0.11	3.47	4.00	6.45	0.32	0.13	3.22
152Ai	p	derrame andes.	1.0383	53.80	62.09	0.65	16.88	6.60	0.10	3.88	4.61	4.94	0.12	0.10	3.71
157	p	traquiandes.	1.0296	38.52	62.07	0.71	17.39	3.64	0.08	1.15	10.88	3.96	0.00	0.10	3.06
161	p	andes.	1.0270	52.59	61.96	0.83	17.74	5.81	0.10	3.26	3.34	6.65	0.18	0.13	2.79
164	ot	vc. ar	1.0344	56.55	60.90	0.79	17.15	6.61	0.12	4.34	4.84	4.64	0.51	0.10	3.48
168	ot	vc. brecha	1.0417	56.47	63.04	0.68	16.51	5.98	0.10	3.92	4.53	4.68	0.45	0.11	3.79
170	ot	andes.	1.0387	53.80	60.45	0.63	17.25	6.43	0.10	3.78	6.23	4.53	0.51	0.08	3.64
178	rth	derrame andes.	1.0364	51.38	57.53	0.78	17.42	7.71	0.14	4.11	8.50	2.78	0.91	0.11	3.80
179	rth	andes.	1.0419	55.89	57.18	0.79	17.58	8.30	0.14	5.31	6.30	2.34	1.97	0.08	4.08
180	rth	derrame andes.	1.0384	52.47	55.15	0.78	19.42	8.77	0.12	4.89	3.09	5.88	1.73	0.16	3.23
181	rth	vc. pirocl.	1.0590	42.29	61.59	0.90	16.43	8.42	0.12	3.11	4.98	3.61	0.69	0.15	5.54
183-1	ot	epiclasto	1.0457	53.67	58.53	1.11	16.74	10.28	0.13	6.01	2.81	4.19	0.13	0.07	4.68
183-2	ot	epiclasto	1.0588	53.74	59.45	1.17	15.47	10.50	0.12	6.16	2.50	4.42	0.13	0.07	5.17
184	rth	vc. ar	1.0820	56.88	56.42	0.66	17.98	5.80	0.38	3.86	8.65	5.24	0.90	0.12	7.27
185-A	ot		1.0416	51.94	58.10	0.91	16.96	8.07	0.13	4.41	7.80	3.17	0.34	0.10	4.17
185-B	ot	ar. volc.	1.0499	50.12	57.98	0.97	16.58	8.57	0.15	4.35	7.43	3.55	0.33	0.10	4.50
192	c	derrame andes.	1.0378	55.16	57.73	0.80	17.75	7.53	0.12	4.68	6.43	4.41	0.44	0.10	4.07
201	t	ar. volc.	1.0442	52.36	60.59	0.82	17.39	7.51	0.14	4.17	3.97	4.30	1.00	0.13	3.47
206	t	derrame andes.	1.0379	49.18	57.47	0.91	18.27	8.65	0.11	4.22	3.09	7.02	0.12	0.15	3.56
207	t	andes.	1.0412	52.78	55.68	0.92	18.62	8.41	0.17	4.75	5.98	5.08	0.14	0.26	4.16
207B	t	derrame andes.	1.0387	52.57	55.89	0.89	18.41	8.26	0.13	4.62	6.74	4.80	0.08	0.18	4.12
210Bi	t	derrame andes.	1.0513	57.39	57.88	0.59	19.28	7.00	0.12	4.76	4.79	4.36	1.14	0.07	4.66
212	t	derrame andes.	1.0287	50.00	67.15	0.53	15.62	4.22	0.09	2.13	4.37	4.27	1.52	0.10	2.87
225	rth	andes.	1.0384	55.78	61.93	0.72	17.14	6.18	0.13	3.94	3.59	5.17	1.08	0.11	3.17
229C	rth	epiclasto	1.0439	56.39	55.26	0.91	18.01	9.05	0.18	5.91	7.01	3.19	0.38	0.10	4.69
229Bi	rth		1.0438	52.10	58.85	0.84	16.74	7.76	0.13	4.26	7.42	3.64	0.25	0.11	4.08

Abreviaciones: ot= Otlamalacatia; p= Pemuxco; rth= Río Tlacolula-Hormiguero; c= Calnali; y; t= Tuzancoa

Tabla 3. Resultados de los análisis de elementos traza de la Formación Tuzancoa, Hidalgo.

Muestra no.:	Localidad	Tipo de roca	Cr	Ni	Co	Sc	V	Cu	Pb	Zn	Rb	Ba	Sr	Ta	Nb	Hf	Zr	Y	Th	U
10	pt	derrame andes.	54	27	28	13	224	23	5	98	7	59	259	0.11	2.5	1.62	61	12	0.91	1.05
137	pt	epiclasto	50	25	25	7	207	22	3	97	12	123	338	0.10	2.3	1.51	60	10	0.81	1.05
152	p	traquiandes.	68	34	18	14	171	26	2	82	7	165	615	0.06	1.4	1.25	55	9	0.85	0.00
152Ai	p	derrame andes.	56	30	17	7	137	18	2	72	2	101	373	0.27	1.9	1.85	41	8	1.33	0.37
157	p	traquiandes.	24	16	9	0	112	14	5	58	2	0	43	0.00	0.0	0.00	0	0	1.03	2.06
161	p	andes.	50	30	49	12	156	31	7	82	3	132	236	0.35	2.3	1.21	55	10	0.71	1.03
164	pt	vc. ar	53	27	37	12	197	24	2	83	9	159	498	0.12	1.5	1.48	57	10	0.79	0.00
168	pt	vc. brecha	35	23	23	10	148	21	10	79	10	461	246	0.00	0.0	0.00	0	0	3.13	3.13
170	pt	andes.	43	24	22	4	144	24	6	82	16	453	300	0.00	0.0	0.00	0	0	2.08	2.08
178	th	derrame andes.	32	10	26	8	189	36	13	76	32	294	559	0.00	5.5	2.17	91	17	3.83	1.04
179	th	andes.	36	9	34	7	226	20	13	78	75	685	470	0.00	0.0	0.00	0	0	5.21	2.08
180	th	derrame andes.	18	4	27	7	171	26	6	94	55	867	436	0.49	8.4	2.98	133	19	5.77	1.04
181	th	vc. pirocl.	14	29	19	8	97	29	4	84	22	152	220	0.16	3.2	1.79	80	25	1.64	1.80
183-1	pt	epiclasto	81	25	30	15	215	16	2	114	7	331	400	0.00	0.0	0.00	0	0	2.09	1.05
183-2	pt	epiclasto	84	23	30	17	238	15	2	115	6	320	402	0.00	0.0	0.00	0	0	3.18	1.06
184	th	vc. ar	24	24	19	9	158	24	2	78	21	247	425	0.00	0.0	0.00	0	0	1.08	1.08
185-A	pt		55	27	26	3	215	19	6	93	11	82	254	0.05	2.5	1.73	67	12	0.89	1.04
185-B	pt	ar. volc.	56	23	40	12	208	23	4	101	12	398	342	0.00	0.0	0.00	0	0	2.10	1.05
192	p	derrame andes.	45	27	29	5	186	35	3	90	10	135	443	0.07	2.2	1.31	55	10	0.67	1.04
201	t	ar. volc.	40	18	28	7	210	22	7	104	18	610	412	0.15	2.7	2.07	82	15	1.52	1.04
206	t	derrame andes.	26	18	19	16	176	64	5	88	4	64	222	0.03	2.7	2.15	76	16	1.25	2.08
207	t	andes.	22	11	34	2	216	24	4	95	7	73	556	0.02	2.4	1.87	70	17	1.01	0.00
207B	t	derrame andes.	18	12	22	8	200	24	5	93	6	51	605	0.00	0.0	0.00	0	0	1.04	0.00
210Bi	t	derrame andes.	34	22	15	9	140	19	3	86	22	433	539	0.11	1.4	1.88	40	10	1.17	0.42
212	t	derrame andes.	30	19	45	7	93	17	5	64	27	488	460	0.43	2.2	1.84	72	8	1.86	2.06
225	th	andes.	55	27	37	13	145	10	5	102	18	396	234	0.24	2.7	2.55	98	14	2.07	3.12
229C	th	epiclasto	68	28	32	8	234	25	4	113	13	84	312	0.04	2.1	1.68	64	11	0.77	2.09
229Bi	th		48	25	23	9	171	21	3	93	6	67	280	0.13	1.8	1.74	49	12	1.13	0.40

Abreviaciones: ot= Otlamalacatla; p= Pemuxco; rth= Río Tlacolula- Hormiguero; c= Calnali; y; t= Tuzancoa

Tabla 4. Resultados de los análisis de tierras raras de la Formación Tuzancoa, estado de Hidalgo.

Muestra no.:	Localidad	Tipo de roca	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
10	ot	derrame andes.	5.83	13.04	1.83	8.23	2.34	0.79	0.34	2.17	0.43	1.27	0.18	1.20	0.20
137	ot	epiclasto	5.32	12.03	1.65	7.69	1.99	0.72	0.31	1.88	0.38	1.14	0.16	1.06	0.16
152	p	traquiandes.	6.39	13.13	1.90	8.34	2.04	0.70	0.28	1.71	0.32	0.94	0.13	0.83	0.12
152Ai	p	derrame andes.	6.27	13.36	1.87	7.92	1.95	0.74	0.28	1.63	0.31	0.82	0.15	0.68	0.11
161	p	andes.	4.77	12.05	1.79	8.17	2.15	0.86	0.33	1.92	0.37	1.03	0.13	0.83	0.12
164	ot	vc. ar	5.56	11.70	1.68	7.44	2.08	0.70	0.30	1.78	0.35	0.97	0.14	0.92	0.14
178	rth	derrame andes.	12.33	26.49	3.38	13.59	3.30	0.94	0.48	2.99	0.63	1.83	0.26	1.84	0.27
180	rth	derrame andes.	17.97	36.74	4.69	17.86	3.92	1.15	0.53	3.36	0.71	2.05	0.31	2.16	0.33
181	rth	vc. pirocl.	8.22	19.44	2.82	13.30	3.75	1.31	0.66	4.35	0.95	2.70	0.40	2.77	0.44
185-A	ot		5.94	13.52	1.86	8.44	2.24	0.79	0.34	2.14	0.44	1.28	0.18	1.21	0.19
192	c	derrame andes.	5.13	11.84	1.62	7.11	1.96	0.71	0.29	1.79	0.36	1.01	0.14	0.93	0.15
201	t	ar. volc.	8.53	17.04	2.35	10.46	2.64	0.84	0.40	2.30	0.49	1.36	0.19	1.15	0.21
206	t	derrame andes.	8.60	19.02	2.50	10.91	2.81	0.94	0.44	2.87	0.59	1.80	0.26	1.67	0.26
207	t	andes.	6.80	15.76	2.20	10.24	2.75	0.91	0.45	3.06	0.61	1.80	0.26	1.76	0.25
210Bi	t	derrame andes.	5.46	11.89	1.67	6.70	1.76	0.73	0.31	1.94	0.38	1.13	0.17	1.08	0.18
212	t	derrame andes.	8.02	16.94	2.15	9.13	2.06	0.67	0.23	1.40	0.28	0.84	0.11	0.70	0.11
225	rth	andes.	8.14	18.19	2.45	10.90	2.78	0.82	0.43	2.61	0.53	1.46	0.21	1.45	0.21
229C	rth	epiclasto	5.28	12.18	1.70	7.77	2.13	0.77	0.33	2.05	0.43	1.23	0.17	1.23	0.18
229Bi	rth		6.24	13.75	2.03	8.05	2.20	0.81	0.35	2.15	0.44	1.18	0.19	1.11	0.17

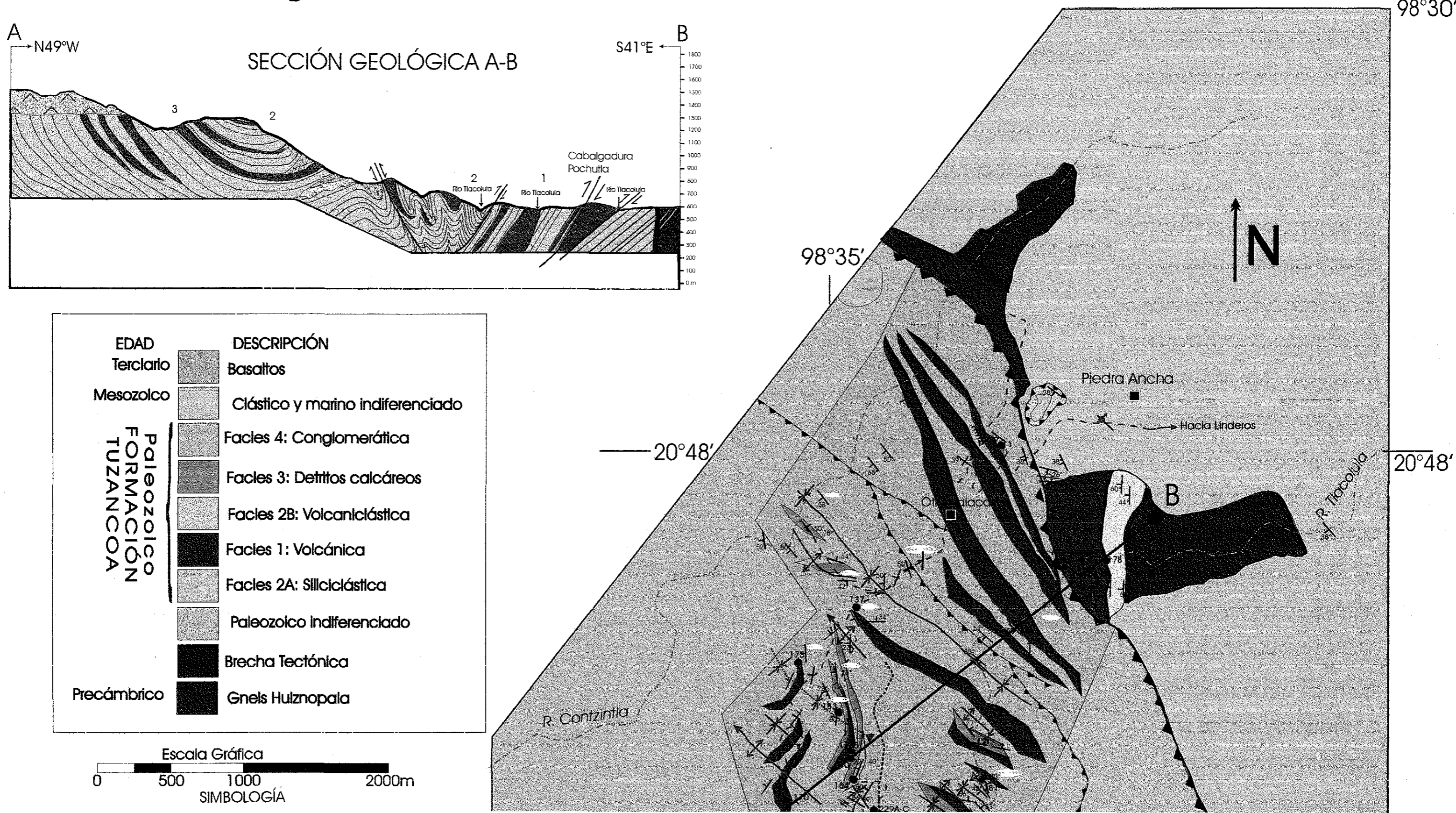
Tabla 5. Datos ENd-T(Ma) de la Formación Tuzancoa (este trabajo), Gneis Huiznopala y Novillo, Los Filtros (Ruiz et al, 1988); Las Delicias (Lopez, 1997), Formación Juchatengo (Grajales-Nishimura, 1999) y granitos Permo-Triásicos (Torres, 1999).

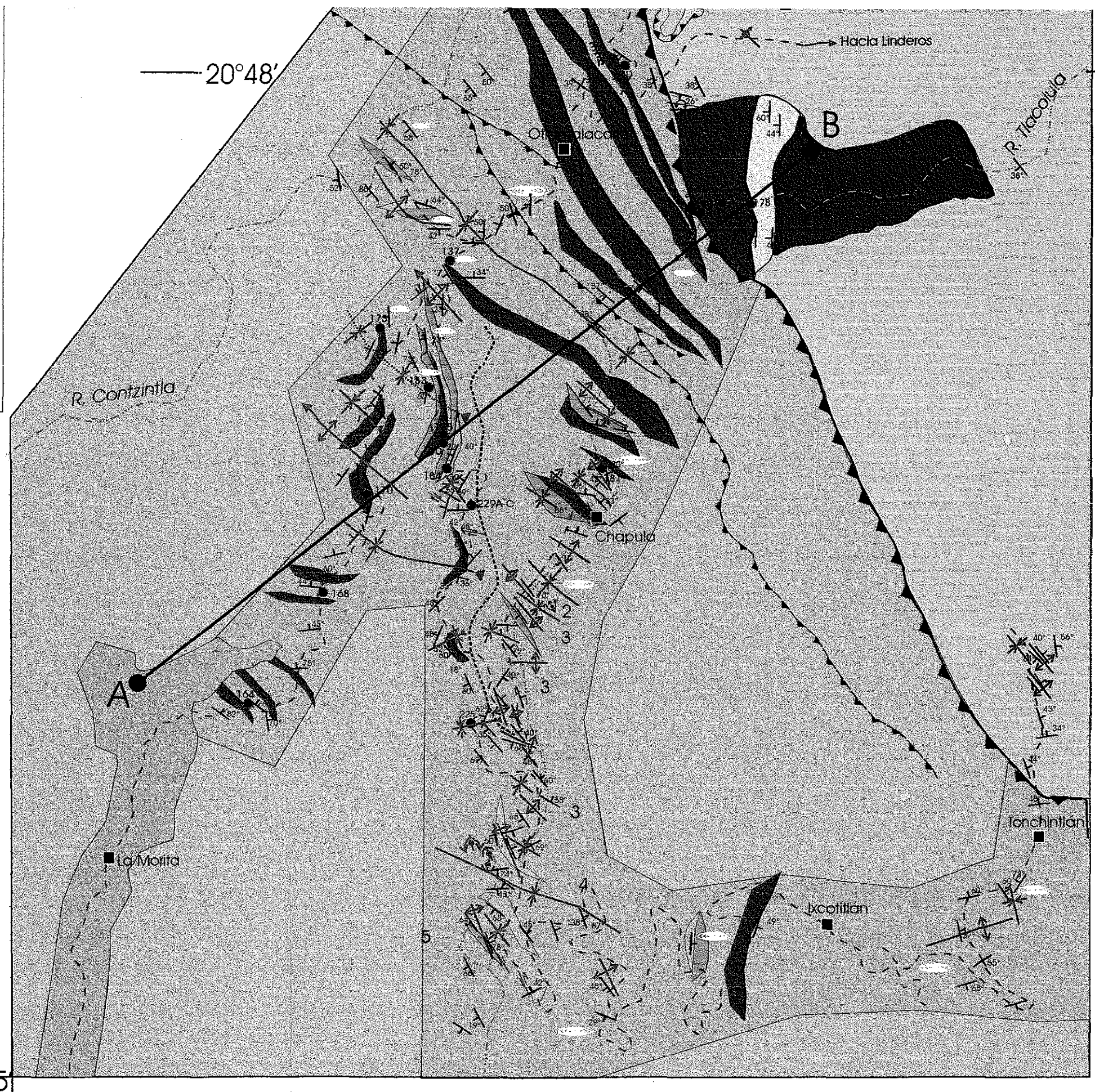
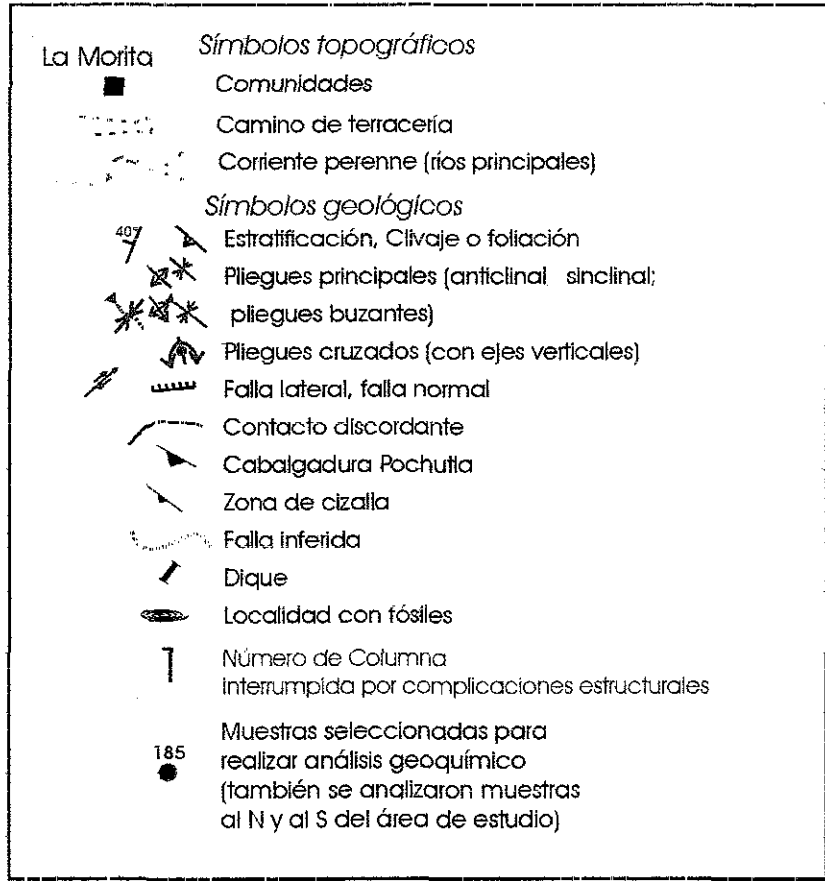
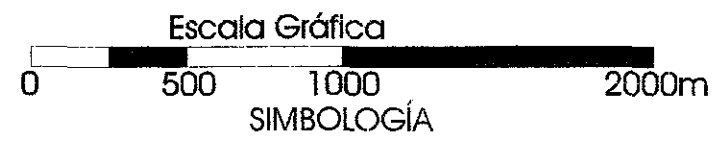
Autor	Localización	No de muestra	Tipo de roca	ENd(0)	ENd(T)*	T(Ma)	TDM
<i>Este trabajo</i>	<i>Tuzancoa</i>	<i>Mo-10</i>	<i>andesita</i>	2.35	3.84	260	740
<i>Este trabajo</i>	<i>Tuzancoa</i>	<i>MO-x</i>	<i>andesita</i>		4.27	260	680
Ruiz et al., 1988	Molango	Mol-1-86	ortogneis/paragneis	-10	-1.2	900	1480
Ruiz et al., 1988	Molango	Mol-2-86	ortogneis/paragneis	-8.6	-1	900	1560
Ruiz et al., 1988	Molango	mol-4-86	ortogneis/paragneis	-6.2	0.4	900	1480
Ruiz et al., 1988	Molango	Mol-5-86	ortogneis/paragneis	-15.7	-5.7	900	1770
Ruiz et al., 1998	Novillo	NOV-4-85	ortogneis/paragneis	-5.3	-1.3	900	1440
Ruiz et al., 1998	Novillo	NOV-5-85	ortogneis/paragneis	-4.4	1.6	900	1370
Ruiz et al., 1998	Novillo	NOV-6-85	ortogneis/paragneis	-10.6	-0.5	900	1370
Ruiz et al., 1998	Novillo	NOV-6W-85	ortogneis/paragneis	-9.6	-1	900	1470
Ruiz et al., 1998	Novillo	NOV-7-85	ortogneis/paragneis	-7.7	-0.6	900	1540
Ruiz et al., 1988	Los Filtros	LF-I-86	metagranitos	-0.49	3.3	1000	1380
Ruiz et al., 1988	Los Filtros	LF-4-86	metagranitos	-7.57	0.6	1000	1480
Lopez, 1997	Las Delicias	VSMO	plutón-arco pz	1.9	3.1	285	834
Lopez, 1997	Las Delicias	PES4	plutón-arco pz	-5.7	-3.2	331	1056
Lopez, 1997	Las Delicias	PF47	LDA- SERIE 1	2.6	3.9	330	848
Lopez, 1997	Las Delicias	P12	LDA- SERIE 1	1.7	3	330	982
Lopez, 1997	Las Delicias	PF46	LDA- SERIE 1	1.7	3	330	976
Lopez, 1997	Las Delicias	PF1	LDA- SERIE 2	3.6	3.8	303	1502
Lopez, 1997	Las Delicias	PF45	LDA- SERIE 2	4.6	4.8	303	1180
Lopez, 1997	Las Delicias	R10C	LDA- SERIE 2	3.7	4	303	1309
Lopez, 1997	Las Delicias	R34	LDA- SERIE 2	4.3	4.8	303	1030
Lopez, 1997	Las Delicias	R13	LDA- SERIE 2	3.5	3.9	303	1305
Lopez, 1997	Las Delicias	R33	LDA- SERIE 2	3.2	3.6	303	1458
Lopez, 1997	Las Delicias	R28	LDA- SERIE 2	2.1	2.6	303	1451
Lopez, 1997	Las Delicias	M44	LDA- SERIE 3	4.2	4.7	268	950
Lopez, 1997	Las Delicias	SP44	LDA- SERIE 3	4.1	4.6	268	979
Lopez, 1997	Las Delicias	PD2	LDA- SERIE 3	2.7	3.5	268	1028
Lopez, 1997	Las Delicias	PD5	LDA- SERIE 3	4.4	5.3	268	691
Lopez, 1997	Las Delicias	M46	LDA- SERIE 3	3	3.9	268	930
Lopez, 1997	Las Delicias	M43	LDA- SERIE 3	2.1	3.4	268	876
Lopez, 1997	Las Delicias	M47	LDA- SERIE 3	2.5	3.4	268	993
Lopez, 1997	Las Delicias	SP42	LDA- SERIE 3	1.8	3	268	949
Torres,1999	Juchatengo	RT38	Q-diorita	-2.98	-0.04	280	890
Torres,1999	Juchatengo	RT38D	Q-diorita	-2.83	0.12	280	876
Torres,1999	Poza Rica, Ver.	ent2	tonalita	-3.3	-0.77	280	1020
Torres,1999	Altotonga, Ver	RT2	tonalita	-5.83	-2.93	280	1106
Torres,1999	Los Peryes, Pue.	RT10	granito	-6.83	-4.4	280	1346
Torres,1999	La Cía., Pue.	RT16		-6.57	-3.09	280	1007
Torres,1999	Totoltepec, Pue.	AC5W	trondjemita	-0.64	2.5	280	660
Torres,1999	Totoltepec, Pue.	AC30W*	trondjemita	0.1	2.3	280	610
Torres,1999	Cozahuico, Pue.	RT20	granodiorita	-5.99	-3.32	280	1189
Lopez, 1997	Las Delicias	LTS1	BASEM. BOULDERS	-7.6	-5.6	1213	1733
Lopez, 1997	Las Delicias	LU38	BASEM. BOULDERS	-9.7	-8.3	1213	2572

Explicación de la figura 2: localidades del Paleozoico Tardío en México (modificado de Sánchez-Zavala et. al., 1999 y de Taylor et al.,1991)

1. Terreno Cortez: Sierra Las Pintas Volcánicos y volcanoclásticos/ lutitas y areniscas interestratificadas con hialoclastitas, flujos basálticos masivos y lavas almohadilladas
2. Terreno Cortez: paralelo 30, B.C. Cuenca de talud continental parte del eugeoclinal de Sonora
3. Terreno Caborca: Caborca-Bisani-Antimonio, Son. Miogeoclinal
4. Terreno Chihuahua: Sierra de Teras-Baviste, Son. Marino somero
5. Terreno Chihuahua: Pozo los Chinos, Chihuahua (de 8 a 4 aumenta el material clástico) Extensión al Sur del margen Oeste de la plataforma de Norteamérica
6. Terreno Chihuahua: Sierra La Paloma, Chihuahua
7. Terreno Chihuahua: Pozo Moyotes, Chihuahua
8. Terreno Chihuahua: Placer de Guadalupe, Chihuahua
9. Terreno Caborca: Mazatán- (Cobachi-San Javier), Son. Eugeoclinal, depósitos profundos
10. Terreno Cortez: San Juan de Gracia, Sinaloa
11. Terreno Coahuila: Delicias- Acatita, Coahuila Arco volcánico
12. Terreno Oaxaquia Norte: Cañón Huizachal y Cañón Caballeros, Ciudad Victoria, Tamaulipas
Flysch orogénico Arco volcánico
13. Terreno Oaxaquia Norte: Pozo González, Tamaulipas Flysch orogénico
14. Terreno Oaxaquia Central: Tolimán, Querétaro Arco volcánico
15. Terreno Oaxaquia Central: Calnali- Zacualtipán, Hidalgo (área de estudio) Arco volcánico
16. Terreno Mixteco: Patlanoaya, Puebla Marino somero
17. Terreno Mixteco: Progreso, Puebla
18. Terreno Oaxaquia Sur: Mezontla, Puebla Fm. Matzitzi (continental Pensilvánico-Pérmico con horizontes de ignimbritas)
19. Terreno Mixteco: Olinalá- Tecoyunca, Guerrero caliza, lutita, arenisca con fragmentos de ignimbrita
20. Terreno Oaxaquia Sur: Nochixtlán- Ixtaltepec, Oaxaca intrusiones riolíticas y andesíticas (sills)
21. Terreno Maya: Chicomuselo, Chiapas Marino
22. Terreno Juchatengo
23. Terreno Maya, Belice

Figura 2. Mapa geológico de la Formación Tuzancoa, Estado de Hidalgo, México





POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
 INSTITUTO DE GEOLOGÍA, UNAM
 Tesis para obtener el título de Maestría en Ciencias
 Laura Rosales Lagarde Abril, 2002
 Asesora: Dra. Elena Centeno García

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

2

9