

00383



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOLOGÍA

GEOLOGÍA PRECENOZOICA DE LA REGIÓN DE TEJUPILCO, ESTADO DE MÉXICO, Y SUS IMPLICACIONES TECTÓNICAS

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:
DOCTOR EN CIENCIAS (GEOLOGÍA)

PRESENTA:
MARIANO ELÍAS HERRERA

TUTOR:
DR. FERNANDO ORTEGA GUTIÉRREZ



México, D.F. 2004



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

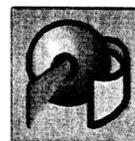
Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

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.

**ESTA TESIS NO SALE
DE LA BIBLIOTECA**



PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA



Ciudad Universitaria

C.P. 04510 México, D.F.

Deleg. Coyoacán

OFICIO/PCT/JOCE/1127/03

Asunto: Cambio de tema de tesis y asignación de jurado para examen de grado.

MARIANO ELIAS HERRERA

Estudiante de Doctorado
Geología
Presente.

El Comité Académico del Posgrado, reunido en sesión ordinaria el día 25 de noviembre del año en curso, analizó y APROBO cambiar su tema de tesis de "Geología y evolución tectónica del terreno Guerrero en la región Tejupilco, sur de México", por el de "Geología precenozoica de la región de Tejupilco, Estado de México y sus implicaciones tectónicas", así como designar a los siguientes investigadores como su jurado para examen de grado.

Dr. Zoltan de Cserna	Presidente
Dra. Elena Centeno García	Vocal
Dr. Gustavo Tolson Jones	Vocal
Dr. Peter Schaaf	Vocal
Dr. Fernando Ortega Gutiérrez	Secretario
Dr. Luca Ferrari Pedraglio	Suplente
Dr. Roberto Molina Garza	Suplente

Sin otro particular por el momento, reciba un cordial saludo.

Atentamente.

"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"

Ciudad Universitaria a 26 de noviembre del 2003.

EL COORDINADOR DEL PROGRAMA

DR. J. OSCAR CAMPOS ENRIQUEZ

C.c.p. Archivo
lmc*

AGRADECIMIENTOS

Después del proceso tan largo en la elaboración de esta tesis que, infortunadamente y por muchas circunstancias no fue un trabajo continuo y de tiempo completo, me es muy satisfactorio escribir estas líneas para hacer un reconocimiento especial al Dr. Fernando Ortega Gutiérrez, tutor de esta tesis, por los innumerables momentos de discusiones constructivas y estimulantes en el trabajo de campo, en el análisis e interpretación de datos, por la paciencia que mostró durante todo el desarrollo del trabajo, y por la revisión detallada de la versión escrita de la última etapa. De la misma manera, me es grato mencionar que el Dr. Zoltan de Cserna durante la elaboración de esta tesis y en la revisión final compartió comentarios y sugerencias muy atinadas para mejorarla y documentarla mejor. Mi agradecimiento también a los demás miembros del jurado, los doctores Gustavo Tolson Jones, Peter Schaaf, Luca Ferrari Pedraglio, Roberto Molina Garza, y a la doctora Elena Centeno García, por las sugerencias y comentarios en la revisión final de la tesis. La gran mayoría de estas sugerencias fueron atendidas debidamente por lo que enriquecieron y mejoraron el documento aquí presentado.

En muchas etapas del trabajo de campo y de laboratorio la excelente disposición y ayuda desinteresada de José Luis Sánchez Zavala y Consuelo Macías Romo merecen mi más sentido reconocimiento. También un agradecimiento sincero a las personas que de una manera u otra contribuyeron en la elaboración de este trabajo, ya sea aportando información o datos de laboratorio no publicados, y cuyo reconocimiento se hace explícito en las citas correspondientes a lo largo del texto.

En este recuento final es muy emotivo para mí agradecer profundamente la paciencia, la comprensión y el apoyo cariñoso de mi esposa Arcélica y de mis hijos Ana Luisa, Mariana y Mariano Eduardo “el maneos”. Para ellos, mi querida familia, es dedicada esta disertación.

CONTENIDO

RESUMEN.....	1
ABSTRACT.....	2
I. INTRODUCCIÓN.....	5
II. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	10
II.1 Terreno Guerrero.....	10
II.1.1 Complejo Arteaga.....	10
II.1.2 Otras unidades de basamento pre-Jurásico Superior.....	11
II.2 Terreno Mixteco.....	15
II.3 Terreno Chatino.....	18
II.4 Estructura cortical del sur de México.....	20
III. GEOLOGÍA DE LA REGIÓN DE TEJUPILCO.....	23
III.1 Basamento siálico priesozoico; evidencia de xenolitos.....	23
III.1.1 Xenolitos de paragneises y ortogneises graníticos.....	23
III.1.2 Petrología.....	26
III.1.2.1 Interpretación textural.....	28
III.1.2.2 Restricciones geotermométricas.....	29
III.1.2.3 Restricciones geobarométricas.....	32
III.1.3 Geoquímica.....	33
III.1.4 Interpretación litotectónica; discusión.....	38
III.2 Esquisto Tejupilco (ETJ)	42
III.2.1 Relaciones de contacto.....	45
III.2.2 Geocronología del ETJ.....	56
III.2.3 Petrografía de las rocas metavolcánicas del ETJ.....	58
III.2.4 Metamorfismo del ETJ.....	62
III.2.5 Geoquímica de las rocas metavolcánicas del ETJ.....	68
III.2.5.1 Elementos mayores.....	68
III.2.5.2 Elementos traza.....	70
III.3 Metagranito Tizapa (MGT)	77
III.3.1 Relaciones de contacto.....	77
III.3.2 Geocronología del MGT.....	79
III.3.2.1 Datos previos.....	79
III.3.2.2 Datos nuevos U-Pb.....	80
III.3.2.3 Interpretación de los datos U-Pb.....	81
III.3.3 Petrografía del MGT.....	85
III.3.4 Estimación P-T para la milonitización.....	89
III.3.5 Edad de la milonitización y del metamorfismo orogénico.....	90
III.3.5.1 Datos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	90
III.3.5.2 Interpretación de los datos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	92
III.3.5.3 Otros datos isotópicos	94
III.3.6 Geoquímica e interpretación tectonomagmática del MGT	95
III.3.6.1 Elementos mayores	95
III.3.6.2 Elementos traza	99
III.3.7 Interpretación litotectónica del ETJ y del MGT	104



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

III.4 Grupo Arcelia-Palmar Chico (GAP)	105
III.4.1 Relaciones de contacto.....	106
III.4.2 Litología.....	109
III.4.3 Geocronología del GAP.....	112
III.4.3.1 Datos previos.....	112
III.4.3.2 Datos nuevos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	113
III.4.3.3 Interpretación de los datos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	114
III.4.3.4 Datos K-Ar.....	115
III.4.4 Petrografía de las rocas volcánicas del GAP.....	116
III.4.5 Metamorfismo del GAP.....	119
III.4.5.1 Metamorfismo submarino del GAP vs. metamorfismo orogénico del ETJ.....	123
III.4.6 Geoquímica de las rocas volcánicas del GAP.....	125
III.4.6.1 Elementos mayores.....	126
III.4.6.2 Elementos traza.....	126
III.4.7 Interpretación litotectónica del GAP.....	131
IV GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	135
IV.1 Esquisto Tejupilco (ETJ)	135
IV.2 Grupo Arcelia-Palmar Chico (GAP)	142
IV.3 Correlación e interpretación estructural	146
V DISCUSIÓN E IMPLICACIONES TECTÓNICAS	156
V.1 Triásico-Jurásico Temprano	160
V.1.1 Modelo de margen convergente (tipo andino).....	160
V.1.2 Modelo de arco intraoceánico evolucionado.....	162
V.2 Jurásico Medio	166
V.3 Jurásico Tardío-Cretácico Temprano	168
V.4 Cretácico Tardío-Paleoceno	175
VI CONCLUSIONES	179
REFERENCIAS CITADAS	185
APÉNDICE (21 Tablas)	

APÉNDICE

Lista de Tablas

- TABLA 1.** MINERALOGÍA DE ORTOGNEIS GRANÍTICO (XENOLITOS DE PEPECHUCA)
- TABLA 2.** ANÁLISIS DE ELEMENTOS MAYORES (% en peso) DE ORTOGNEIS GRANÍTICO (XENOLITOS DE PEPECHUCA)
- TABLA 3.** ANÁLISIS DE ELEMENTOS TRAZA (ppm) DE ORTOGNEIS GRANÍTICO (XENOLITOS DE PEPECHUCA)
- TABLA 4.** DATOS ISOTÓPICOS Rb-Sr Y Sm-Nd DE ORTOGNEIS GRANÍTICO (XENOLITOS DE PEPECHUCA), METAGRANITO TIZAPA Y DE XENOLITOS DE ROCAS METAMÓRFICAS EN EL NEVADO DE TOLUCA
- TABLA 5.** DATOS ISOTÓPICOS DE Pb DEL YACIMIENTO DE SULFUROS MASIVOS DE TIZAPA
- TABLA 6.** DATOS GEOCRONOLÓGICOS PREVIOS DE LA PORCIÓN ORIENTAL DEL TERRENO GUERRERO (en dos partes)
- TABLA 7.** ASOCIACIONES METAMÓRFICAS EN EL ESQUISTO TEJUPILCO (ETJ)
- TABLA 8.** ANÁLISIS DE ELEMENTOS MAYORES (% en peso) DE LAS ROCAS METAVOLCÁNICAS DEL ESQUISTO TEJUPILCO (ETJ) (en dos partes)
- TABLA 9.** ANÁLISIS DE ELEMENTOS TRAZA (ppm) DE LAS ROCAS METAVOLCÁNICAS DEL ESQUISTO TEJUPILCO (ETJ)
- TABLA 10.** DESCRIPCIÓN Y LOCALIZACIÓN DE MUESTRAS FECHADAS EN EL PRESENTE TRABAJO (en dos partes)
- TABLA 11.** DATOS ISOTÓPICOS U-Pb PARA ZIRCONES DEL METAGRANITO TIZAPA
- TABLA 12.** RESULTADOS DE REGRESIÓN DE LOS DATOS U-Pb DE ZIRCÓN
- TABLA 13.** RESULTADOS ANALÍTICOS $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$
- TABLA 14.** GEOCRONOLOGÍA K-Ar
- TABLA 15.** ANÁLISIS DE ELEMENTOS MAYORES (% en peso) DEL METAGRANITO TIZAPA (MGT)
- TABLA 16.** ANÁLISIS DE ELEMENTOS TRAZA (ppm) DEL METAGRANITO TIZAPA (MGT)
- TABLA 17.** ASOCIACIONES METAMÓRFICAS EN EL GRUPO ARCELIA-PALMAR CHICO
- TABLA 18.** ANÁLISIS DE ELEMENTOS MAYORES (% en peso) DE LAS ROCAS VOLCÁNICAS DEL GRUPO ARCELIA-PALMAR CHICO (GAP), PARTE INFERIOR
- TABLA 19.** ANÁLISIS DE ELEMENTOS TRAZA (ppm) DE LAS ROCAS VOLCÁNICAS DEL GRUPO ARCELIA-PALMAR CHICO (GAP), PARTE INFERIOR
- TABLA 20.** ANÁLISIS DE ELEMENTOS MAYORES (% en peso) DE LAS ROCAS VOLCÁNICAS DEL GRUPO ARCELIA-PALMAR CHICO (GAP), PARTE SUPERIOR
- TABLA 21.** ANÁLISIS DE ELEMENTOS TRAZA (ppm) DE LAS ROCAS VOLCÁNICAS DEL GRUPO ARCELIA-PALMAR CHICO (GAP), PARTE SUPERIOR

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapa geológico simplificado del sur de México.....	6
Figura 2. Mapa geológico de la región de Tejupilco.....	9
Figura 3. Representación esquemática de la estructura cortical debajo de la región centro-sur de México.....	21
Figura 4. Picacho de Pepechuca y xenolitos de gneises graníticos.....	25
Figura 5. Diagramas P-T, ACF y A ¹ KF para los xenolitos gnésicos de Pepechuca.....	31
Figura 6. Diagramas Cr y Ni vs. 100Mg #, La y Ba vs. 100Mg #, Rb/Sr vs. Rb, y Rb/Sr vs. Sr para xenolitos gnésicos de Pepechuca.....	35
Figura 7. Patrones de elementos de tierras raras (REE) y de multielementos para los xenolitos gnésicos de Pepechuca.....	37
Figura 8. Diagrama $\epsilon_{Nd(0)}$ vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$ para los xenolitos gnésicos de Pepechuca y otras rocas, y diagrama concordia para diferentes fracciones de zircones de un xenolito de gneis granítico de Pepechuca.....	40
Figura 9. Características litológicas y estructurales del esquisto Tejupilco (ETJ).....	44
Figura 10 A. Mapa geológico del área de Zacazonapan, estado de México.....	47
Figura 10B. Mapa geológico del área de Tizapa.....	48
Figura 11A. Mapa geológico del área de Tejupilco, estado de México.....	49
Figura 11B. Mapa geológico del área de El Salitre.....	50
Figura 11C. Mapa geológico del área La Calera.....	51
Figura 12. Mapa geológico del área El Aguacate.....	52
Figura 13. Mapa geológico del área de Ocoatepec.....	53
Figura 14A. Mapa geológico del área de Sultepec, estado de México.....	54
Figura 14B. Mapa geológico del área de San Hipólito-Sultepequito.....	55
Figura 15. Fotomicrografías de metapelitas y metavolcánicos del esquisto Tejupilco (ETJ).....	60
Figura 16. Diagrama que muestra las posibles trayectorias P-T de los eventos metamórficos orogénicos M ₁ y M ₂ del ETJ, y el evento térmico M ₃ de distribución local.....	66
Figura 17. Diagramas K ₂ O vs. SiO ₂ y AFM para los metavolcánicos del ETJ y del GAP.....	69
Figura 18. Patrones de multielementos de rocas del ETJ y GAP normalizados a MORB.....	71
Figura 19. Diagramas Th/Yb - Ta/Yb, Zr/Y vs. Zr, Nb/Sm vs. Zr y Nb/Yb vs. La/Yb para los metavolcánicos del ETJ y del GAP.....	73
Figura 20. Diagramas de discriminación tectonomagmática para las rocas metavolcánicas básicas del ETJ y del GAP.....	74
Figura 21. Patrones de elementos de tierras raras (REE) para los metavolcánicos del ETJ y del GAP.....	76
Figura 22. Diagramas concordia para diferentes fracciones de zircones del metagranito Tizapa (MGT).....	82
Figura 23. Características litológicas y estructurales del metagranito Tizapa (MGT) y su relación de contacto.....	86
Figura 24. Espectros de edades $^{40}Ar/^{39}Ar$ para muestras del área de Tejupilco.....	91
Figura 25. Diagramas <i>an-ab-or</i> y AFM para el MGT.....	96

Figura 26. Diagramas de índice de Shand y multicationico Al-(K+Na+2Ca) vs. Fe+Mg+Ti para el MGT.....	97
Figura 27. Diagramas de discriminación tectónica para diferentes tipos de granitos en comparación con el MGT.....	100
Figura 28. Patrones de elementos traza para el MGT en comparación con otros granitos.....	101
Figura 29. Relación de contacto entre el esquisto Tejupilco (ETJ) y el grupo Arcelia-Palmar Chico (GAP) y aspecto relacionados.....	108
Figura 30. Características litológicas y estructurales del grupo Arcelia-Palmar Chico (GAP).....	110
Figura 31. Fotomicrografías de las rocas volcánicas submarinas del grupo Arcelia-Palmar Chico (GAP).....	117
Figura 32. Diagramas P-T que muestran las asociaciones mineralógicas relacionadas con las facies metamórficas de baja temperatura en el modelo basáltico.....	121
Figura 33. Patrones de multielementos y de elementos de tierras raras (REE) para los volcánicos submarinas de las partes inferior y superior del GAP en conjunto.....	128
Figura 34. Columna litoestratigráfica esquemática del terreno Guerrero en la región de Tejupilco.....	134
Figura 35. Proyecciones estereográficas equiareales de elementos estructurales en rocas precenozoicas de la región de Tejupilco.....	136
Figura 36. Detalle estructural a escala de afloramiento (Loc. SH7) del esquisto Tejupilco (ETJ) en el área de San Hipolito-Sultepequito.....	138
Figura 37. Otro detalle estructural del esquisto Tejupilco (ETJ) (Loc. SH23) en el área de San Hipolito-Sultepequito.....	139
Figura 38. Esquemas que muestran las tres etapas de deformación dúctil reconocidas en el esquisto Tejupilco (ETJ) y las geometrías de los diferentes elementos estructurales.....	140
Figura 39. Proyecciones estereográficas equiareales de lineaciones deformadas en metasedimentos del esquisto Tejupilco (ETJ) y en calizas del grupo Arcelia-Palmar Chico (GAP).....	142
Figura 40. Detalle estructural del grupo Arcelia-Palmar Chico (GAP) en su parte más inferior fuertemente deformada.....	143
Figura 41. Indicadores cinemáticos en sedimentos clástico-arcillosos del grupo Arcelia-Palmar Chico (GAP) afectados por una zona de cizalla con recristalización importante.....	144
Figura 42. Diagrama que resume las características estructurales de las rocas precenozoicas de la región de Tejupilco y su correlación estructural.....	155
Figura 43. Mapas palinspásticos de la región de México y el Caribe para el Cretácico Temprano-Tardío, y modelo tectónico propuesto previamente.....	157
Figura 44. Evolución tectónica para el “superterreno Guerrero” como un complejo de arco de islas intraoceánico en un escenario de doble subducción propuesto previamente.....	158
Figura 45. Reconstrucciones de Pangea occidental para el Paleozoico Tardío- Mesozoico Temprano, y modelos tectónicos propuestos.....	161

Figura 46. Reconstrucciones palinspásticas de la región de México y el Caribe para el Cretácico Temprano al Paleoceno, y modelos tectónicos propuestos.....170

RESUMEN

El terreno Guerrero, localizado en el poniente de México, porción más meridional de la región cordillerana de Norteamérica, fue originalmente definido como un terreno compuesto enorme sin basamento pre-Jurásico Superior. Posteriormente este terreno ha sido tradicionalmente interpretado como un complejo de arco volcánico intraoceánico del Jurásico Superior-Cretácico Inferior que se acrecionó a la placa de Norteamérica durante el Cretácico Tardío. La evolución tectónica de esta parte del cinturón cordillerano, como se documenta en este trabajo, es, sin embargo, más compleja de lo que hasta ahora se ha considerado. Este trabajo de tesis está relacionado con estudios geológicos detallados en la región de Tejupilco, porción suroccidental del estado de México, región clave para un entendimiento pleno del terreno Guerrero meridional.

Los elementos litotectónicos principales de la geología precenozoica de la región de Tejupilco son: (1) una corteza siálica premesozoica no expuesta, evidenciada por xenolitos de rocas metamórficas de alto grado; (2) el esquisto Tejupilco, que corresponde a una secuencia de arco volcánico submarino evolucionado del Triásico-Jurásico Inferior fuertemente deformada y metamorfozada y; (3) el grupo Arcelia-Palmar Chico, una secuencia volcanosedimentaria cretácica de cuenca trasarco deformada y ligeramente metamorfozada. La corteza siálica premesozoica en el subsuelo de la región, probablemente proterozoica, está manifestada por xenolitos de paragneises y ortogneises con sillimanita encontrados en el extremo norte del campo volcánico de la Sierra de La Goleta. Los datos geoquímicos de elementos traza y de isótopos Sm-Nd y Rb-Sr ($\epsilon_{Nd(0)} = -6.1$ a -7.3 ; $T_{DM} = 1.2$ a 1.6 Ga; $^{87}Sr/^{86}Sr_{(0)} = 0.7178$ a 0.7237) de los xenolitos de Pepechuca son similares a los reportados en xenolitos de paragneises granulíticos en el norte y centro de México, y en el basamento proterozoico mexicano expuesto. Los xenolitos de Pepechuca, por lo tanto, representan claramente un substrato antiguo muy evolucionado debajo de las secuencias de arco volcánico en la región de Tejupilco. Estudios geofísicos y otros datos isotópicos independientes también sugieren una corteza proterozoica en el subsuelo de no solamente la región, sino también de otras partes del surponiente de México.

El esquisto Tejupilco es una secuencia volcanosedimentaria marina ($> 2,000$ m de espesor expuesto) polideformada y polimetamorfozada cuya litología es: filita, cuarzoilita, esquisto de mica y cuarcitas con intercalaciones importantes de rocas metavolcanoclasticas, metavolcánicas máficas e intermedias (esquistos verdes), y metarriolíticas. Los metasedimentos presentan dos foliaciones y tres fases de plegamiento (F_{T1} , F_{T2} , y F_{T3}). Las rocas metavolcánicas intercaladas presentan al menos dos foliaciones, y se caracterizan por asociaciones metamórficas típicas de la facies de esquisto verde. F_{T1}/M_{T1} y F_{T2}/M_{T2} en el esquisto Tejupilco se interpretan como pulsos tectonotérmicos de un evento orogénico precretácico. En el área de Tejupilco, el metagranito Tizapa es una unidad clave. El metagranito es un plutón sinorogénico con una deformación milonítica, con un sentido de cizalla de cima hacia el oriente, la cual es congruente con la deformación dúctil y el metamorfismo (F_{T2}/M_{T2}) del esquisto Tejupilco. Dada la naturaleza sinorogénica del metagranito Tizapa, su emplazamiento fecha la deformación y el metamorfismo regional precretácico y posfecha los protolitos del esquisto Tejupilco. Debido a que se obtuvo una edad U-Pb (zircón) de 186.5 ± 7.4 Ma para el metagranito Tizapa, el evento orogénico precretácico en la región, aquí llamado orogenia Náhuatl, es de edad toarciana, mientras que los protolitos del esquisto Tejupilco deben ser unidades pre-Toarciano. Una edad poco definida del Triásico-Jurásico Temprano para estos protolitos es considerada, como lo sugieren edades modelo Pb-Pb de las menas de sulfuros masivos singenéticos de Tizapa. Por otro lado, el metagranito Tizapa es un granito calcialcalino peraluminoso con características geoquímicas de arco volcánico, y con $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)} = 0.7078$, $\epsilon_{Nd(i)} = -3.5$ and $T_{DM} = 1.3$ Ga, consistente con sus datos U-Pb (zircón) que sugieren (edades de intersección superior) componentes proterozóicos heredados en el plutón, y con la existencia de una corteza continental antigua debajo de la región de Tejupilco. Las rocas metavolcánicas del ETJ, de acuerdo a la geoquímica de elementos traza, también tienen afinidad de arco volcánico calcialcalino evolucionado.

El grupo Arcelia-Palmar Chico es una secuencia volcanosedimentaria con un espesor incompleto de *ca.* 2500 m, con una deformación heterogénea y un metamorfismo de muy bajo grado no penetrante, que sobreyace estructuralmente al esquisto Tejupilco. La secuencia consiste en caliza arcillosa, pizarra negra, filita, arenisca de grano grueso a fino, caliza micrítica y silíceas, lavas basálticas almohadilladas y masivas y hialoclastitas intercaladas, así como algunos bancos de caliza masiva fosilífera. La arenisca de grano grueso de la parte inferior de la secuencia contiene fragmentos de rocas metamórficas de bajo grado del esquisto Tejupilco, lo que indica una naturaleza parautoctona para el grupo Arcelia-Palmar Chico. Diques máficos, y cuerpos ígneos máficos y ultramáficos ricos en hornblenda se presentan en la secuencia volcanosedimentaria aparentemente como las facies



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

cogenéticas intrusivas del volcanismo submarino. Lentes de serpentinita como cuñas tectónicas también ocurren en algunos lugares. Aunque datos paleontológicos e isotópicos de K-Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para unidades ígneas indican que la edad del grupo Arcelia-Palmar Chico puede variar desde el Títoniano hasta el Cenomaniano, una edad Cretácico Temprano se considera como la más probable. Debido a que el grupo Arcelia-Palmar Chico está deformado heterogeneamente, aún preserva rasgos petrográficos de metamorfismo estático de piso oceánico con asociaciones metamórficas de facies de prehnita-pumpellyita. La geoquímica de elementos traza de las rocas volcánicas submarinas del grupo Arcelia-Palmar Chico indican principalmente afinidades de basalto toleítico intraplaca y/o MORB enriquecido, y de acuerdo a las relaciones estratigráficas, se interpretan como volcanismo de cuenca trasarco con poca o nula interacción con una probable corteza continental atenuada por tectónica distensiva.

La deformación heterogénea del grupo Arcelia-Palmar Chico básicamente está caracterizada por la deformación intensa de su parte inferior incompetente (dominadamente sedimentaria) y la deformación tenue y no penetrante de su parte superior competente (esencialmente volcánica). Una gran cantidad de fallas inversas con vergencia hacia el oriente y a todas las escalas está presente en toda la secuencia. La parte inferior sedimentaria presenta dos fases de plegamiento: pliegues isoclinales y apretados con vergencia hacia el NE (F_{A1}), y pliegues cerrados y abiertos con vergencia hacia el W (F_{A2}). Estos rasgos estructurales pueden estar relacionados a una deformación progresiva importante del Cretácico Superior (orogenia Laramide). Se propone un modelo de inversión tectónica para la deformación progresiva del Cretácico Superior en la región. En este modelo se asume que fallamiento lístrico extensional relacionado con una cuenca trasarco del Cretácico Inferior (cuenca de Arcelia) fue reactivado como fallamiento compresional, con un plegamiento mayor de basamento (*thick-skinned tectonics*) por propagación de falla ocurrido en la última fase del evento orogénico del Cretácico Tardío. En este escenario, el contacto entre el grupo Arcelia-Palmar Chico y el esquisto Tejupilco subyacente, originalmente discordante, fue reactivado como una cabalgadura laramídica importante durante la deformación del grupo Arcelia-Palmar Chico.

Se propone un modelo de evolución tectónica del Triásico al Cretácico para la región surponiente de México. En un contexto regional es importante considerar que el segmento mexicano de Pangea occidental fue un margen continental activo, como lo sugiere el cinturón plutónico calcalcalino pérmico-triásico en el oriente y el suroriente del México actual. Debido a que el esquisto Tejupilco no es congruente con la prolongación autóctona más occidental de este margen continental activo, se interpreta que el esquisto Tejupilco es un arco intraoceánico evolucionado del Triásico-Jurásico Inferior con raíces de corteza siálica antigua (xenolitos de Pepechuca) y con subducción hacia el poniente. El complejo Arteaga, contemporáneo con el esquisto Tejupilco y localizado al poniente de este, puede ser la correspondiente cuenca trasarco desarrollada parcialmente sobre el basamento siálico del arco y sobre litosfera oceánica. Este arco (terreno Guerrero real), como consecuencia del cierre de una cuenca oceánica, colisionó con la margen occidental de Pangea en el Toarciano (180-190 Ma) (orogenia Náhuatl) causando deformación dúctil, metamorfismo regional en facies de esquisto verde, y magmatismo (metagranito Tizapa y otros plutones) en el surponiente de México. Durante el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano, por un cambio de polaridad de subducción poscolisión, se formó un arco continental submarino relacionado a una subducción hacia el oriente. Este arco (terreno Guerrero tradicional) se desarrolló esencialmente bajo condiciones submarinas someras sobre un basamento heterogéneo conformado por ensamblajes acrecionados de arco volcánico pre-Jurásico Superior y rocas siálicas antiguas. Simultáneamente, se formó una cuenca trasarco (grupo Arcelia-Palmar Chico) sobre una corteza adelgazada. La evolución de esta cuenca posiblemente estuvo controlada por un retroceso de la placa en subducción (*slab rollback*). Los ensamblajes de arco volcánico y cuenca trasarco del Jurásico Superior-Cretácico Inferior del surponiente de México (terreno Guerrero tradicional) son, por lo tanto, secuencias poscolisionales parautóctonas, productos de un sistema de arco continental submarino-cuenca trasarco con subducción al poniente y polaridad al oriente, que fueron plegadas y cabalgadas durante la orogenia laramídica del Cretácico Superior.

ABSTRACT

Located in the southernmost part of the Cordilleran region of North America, in western Mexico, the Guerrero terrane was originally defined as a large composite terrane without pre-upper Jurassic basement. Subsequently, it has currently been interpreted as an Upper Jurassic-Lower Cretaceous intra-oceanic volcanic arc complex accreted in Late Cretaceous time onto the continental margin of the North America plate. The tectonic evolution of this part of the Cordilleran belt is, however, more intricate than previously thought, as documented in this work. The present thesis is related to detailed studies carried out in a key area of the southern Guerrero terrane, the Tejupilco region. This portion of southwestern Mexico is located *ca.* 100 km SW from Mexico City.

Main lithotectonic elements of the pre-Cenozoic geology of the Tejupilco region are: (1) an unexposed pre-Mesozoic sialic crust evidenced by high-grade metamorphic xenoliths; (2) a penetrative strongly deformed and metamorphosed Triassic-Lower Jurassic evolved submarine arc sequence, Tejupilco schist and; (3) a deformed and slightly metamorphosed Cretaceous back-arc basin sequence, Arcelia-Palmar Chico group. The pre-Mesozoic sialic crust at the subsurface of the region, probably Proterozoic in age, is suggested by xenoliths of sillimanite-bearing para- and orthogneisses found in an Oligocene rhyodacitic volcanic rocks in the Pepechuca peak at the northern part of the La Goleta ignimbritic volcanic field. Trace-elements geochemistry and isotopic Sm-Nd and Rb-Sr data ($\epsilon_{Nd(0)} = -6.1$ to -7.3 ; $T_{DM} = 1.2$ to 1.6 Ga; $^{87}Sr/^{86}Sr_{(0)} = 0.7178$ to 0.7237) of the Pepechuca xenoliths are similar to those from granulitic paragneisses xenoliths in northern and central Mexico and exposed Mexican Proterozoic basement, and they clearly indicate a strongly evolved substratum beneath Mesozoic arc sequences in the Tejupilco region. Geophysical studies and other independent isotopic data also support an unexposed Proterozoic crust not only in this region, but also in other parts of southwestern Mexico.

The Tejupilco schist is a polydeformed and polymetamorphosed marine volcanosedimentary sequence ($> 2,000$ m of exposed structural thickness) whose lithology is: phyllite, quartz-phyllite, mica schist, and quartzite with interlayered metavolcaniclastic rocks, mafic and intermediate metavolcanics (green schists), and metarhyolitic rocks. The metasediments usually show two penetrative foliations, but in well-preserved rocks at least three phases of folding (F_{T1} , F_{T2} , and F_{T3}) were recognized. In the interlayered metavolcanic rocks, at least two foliations are also present, and they are clearly characterized by metamorphic biotite-bearing greenschist facies mineral assemblages. F_{T1}/M_{T1} and F_{T2}/M_{T2} in the Tejupilco schist are interpreted as tectonothermal pulses of a pre-Cretaceous orogenic event. A key unit in the Tejupilco area is the Tizapa metagranite. The Tizapa metagranite is a synorogenic milonitized pluton with top to the east sense of shear that is in agreement with the ductile deformation and metamorphism (F_{T2}/M_{T2}) of the Tejupilco schist. Because of the synorogenic nature of the Tizapa metagranite, its emplacement dates the pre-Cretaceous regional deformation and metamorphism and postdates the protoliths of the Tejupilco schist. Based on an U-Pb zircon age of 186.5 ± 7.4 Ma obtained for the Tizapa metagranite, the pre-Cretaceous orogenic event in the region, here termed Nahuatl orogeny, is then Toarcian, and the Tejupilco schist protoliths must be pre-Toarcian units. A poorly defined Triassic-Early Jurassic age is considered for these protoliths, as suggested by Pb-Pb model ages of the Tizapa volcanogenic concordant ore deposit. On the other hand, the Tizapa metagranite is a calc-alkaline peraluminous granite with volcanic arc affinity, with $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)} = 0.7078$, $\epsilon_{Nd(i)} = -3.5$ and $T_{DM} = 1.3$ Ga, consistent with its isotopic U-Pb zircon data suggesting inherited Proterozoic (upper intercept ages) components in the pluton, and with the existence of an old continental crust beneath Tejupilco region. Trace-element geochemistry of the Tejupilco schist volcanogenic assemblage also indicates an evolved calc-alkaline arc affinity for the sequence.

The Arcelia-Palmar Chico group is a volcanosedimentary sequence no less than 2,500m thick, with a heterogeneous deformation and a non-penetrative very low-grade metamorphism and structurally overlying the Tejupilco schist. The sequence consists of argillaceous limestone, black shale, phyllite, coarse- to fine-grained sandstone, micritic and siliceous limestone, interlayered submarine massive and pillowed basaltic lavas and hyaloclastites, and some patches of fossiliferous massive limestone. The coarse-grained sandstone of the lower part of the sequence contains fragments of low-grade metamorphic rocks of the Tejupilco schist, suggesting a parautochthonous nature for the Arcelia-Palmar Chico group. Probably cogenetic intrusive facies of the submarine volcanism consisting of basaltic dikes and hornblende-rich mafic and ultramafic igneous bodies are present in the volcanosedimentary sequence. Serpentinite lenses as tectonic wedges also occur in some places. Although paleontologic material and K-Ar and $^{40}Ar/^{39}Ar$ isotopic data for igneous units indicate that the age of the Arcelia-Palmar Chico group may vary from Thitonian to Cenomanian, an Early Cretaceous age for the Arcelia-Palmar Chico group is mainly considered. As the Arcelia-Palmar Chico group is heterogeneously

deformed, the submarine volcanic rocks still preserve petrographic features of static ocean-floor metamorphism with prehnite-pumpellyite facies metamorphic assemblages. Trace-element geochemistry of fresh submarine volcanics of the Arcelia-Palmar Chico group mostly indicate intraplate tholeiitic basalt and/or E-type MORB affinities, and according to their stratigraphic relationships, they are interpreted as back-arc basin volcanism with little or not interaction with a continental crust probably attenuated by extensional tectonics.

The strongly deformed incompetent lower part (dominantly sedimentary) and mildly deformed competent upper part (essentially volcanic) basically characterize the heterogeneous deformation of the Arcelia-Palmar Chico group. A lot of imbricate E-vergence thrust faults at different scales are present in all the sequence. The structural geometry in the sedimentary lower part is defined by two phases of folding: NE-vergence tight to isoclinal folds (F_{A1}), and W-vergence close to open folds (F_{A2}). These structural features may be related to a main Upper Cretaceous progressive deformation (Laramide orogeny) that, by changes in the stress field, rate of strain, and heterogeneous rheologic behaviour of involved lithology, yielded superposed folding with different geometries. A model of inversion tectonics is proposed for the Upper Cretaceous progressive deformation in the region. In this model it is assumed that extensional listric faulting related to a Early Cretaceous back-arc basin (Arcelia basin) was reactivated as thrust faulting, and a fault-propagation major fold of basement (*thick-skinned tectonics*) occurred in the late phase of the Upper Cretaceous orogenic event. In this scenario, the contact between the Arcelia-Palmar Chico group and the underlying Tejupilco schist, formerly unconformable, was reworked as an important Laramide thrust fault during the deformation of the Arcelia-Palmar Chico group.

A tectonic evolution model from Triassic to Cretaceous times for southwestern Mexico is proposed. In a regional context, it is important to consider that the Mexican segment of western Pangea was an active continental margin, as suggested by the Permian-Triassic calc-alkaline plutonic belt in the present eastern and southeastern Mexico. Since the Tejupilco schist is not in agreement with the autochthonous westernmost prolongation of this active continental margin, an offshore east-facing Triassic-Lower Jurassic evolved arc with old sialic roots (Pepechuca xenoliths) is inferred for the Tejupilco schist. The coeval Arteaga complex in the west may be the corresponding back-arc basin developed partially on the old sialic basement of the arc and on oceanic lithosphere. This evolved arc (real Guerrero terrane), by closing of an oceanic basin, collided onto western margin of Pangea during Toarcian time (180-190 Ma) (Náhuatl orogeny), causing regional ductile deformation, greenschist facies metamorphism, and magmatism (Tizapa metagranite and other plutons) in southwestern Mexico. During Late Jurassic-Early Cretaceous times, following a post-collisional change in the subduction polarity, a west-facing submarine continental arc is formed. This new arc (current Guerrero terrane) was essentially developed under shallow marine conditions on a heterogeneous basement composed by accreted pre-Upper Jurassic arc-related assemblages and old sialic rocks. Simultaneously, a back-arc basin floored by attenuated continental crust was formed (Arcelia-Palmar Chico group). A possible process of slab rollback drove the evolution of the basin. The Upper Jurassic- Early Cretaceous arc and back-arc assemblages in southwestern Mexico (current Guerrero terrane) are then considered to be post-collisional parautochthonous sequences, products of a west-facing submarine continental arc-back arc basin system, that was folded and faulted in the Upper Cretaceous Laramide orogeny.

I. INTRODUCCIÓN

Las rocas metavolcanosedimentarias precenozoicas que afloran en la cuenca del río Balsas, y parte de la vertiente del Pacífico, en los estados de México, Guerrero y Michoacán (Figura 1), fueron agrupadas como complejo Tierra Caliente a reserva de un mejor conocimiento de sus relaciones geocronológicas, estratigráficas y estructurales (Ortega-Gutiérrez, 1981). Tomando en consideración una aloctonía inferida para el “ensamble eugeosinclinal del Triásico Superior” en el norte, centro y sur de México (de Cserna, 1970), el complejo Tierra Caliente fue interpretado como una yuxtaposición de dos terrenos, uno perteneciendo a un contexto de trinchera oceánica y el otro a un ambiente de arco de islas-mar marginal (Ortega-Gutiérrez, 1981). Las mismas rocas, con base en diferencias estratigráficas, estilos estructurales, y de metamorfismo, fueron subsecuentemente descritas como parte del terreno Guerrero (Campa y Coney, 1983). El terreno Guerrero fue originalmente definido como un terreno tectonoestratigráfico del Jurásico Superior-Cretácico Inferior compuesto por los subterrenos Teloloapan-Ixtapan, Huetamo y Zihuatanejo (Campa y Coney, 1983). Si bien la cabalgadura de Teloloapan (Campa *et al.*, 1976) que aparentemente sobrepone rocas volcanosedimentarias sobre calizas cretácicas de la plataforma Morelos-Guerrero fue considerada el margen oriental del terreno Guerrero (Campa y Coney, 1983), la relación entre los subterrenos no fue establecida. Subdivisiones adicionales para el terreno Guerrero meridional, o Náhuatl de Sedlock *et al.* (1993), han sido propuestas con base en datos geoquímicos, isotópicos, y algo de información paleontológica (Talavera-Mendoza *et al.*, 1993; Centeno-García *et al.*, 1993a). Las secuencias volcanosedimentarias mesozoicas fueron reagrupadas en subterreno Teloloapan del Hauteriviano (?)–Aptiano, subterreno Arcelia-Pamar Chico del Albiano-Cenomaniano, y el subterreno Zihuatanejo-Huetamo del Ladiniano al Albiano, con relaciones tectónicas observadas e inferidas entre ellos (Talavera-Mendoza *et al.*, 1993; Centeno-García *et al.*, 1993a). Estos subterrenos fueron interpretados como un sistema de multiarcos acrecionados a la placa Norteamericana. Así, el subterreno Teloloapan, la porción más oriental del terreno Guerrero, fue considerado como un arco de islas intraoceánico evolucionado y cabalgado sobre la plataforma Morelos-Guerrero (Talavera-Mendoza, 1993; Talavera-Mendoza *et al.*, 1995; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suastegui, 2000); el subterreno Arcelia-Palmar Chico como un arco de islas intraoceánico primitivo (Ortiz-Hernández *et al.*, 1991; Talavera-Mendoza, 1993)



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

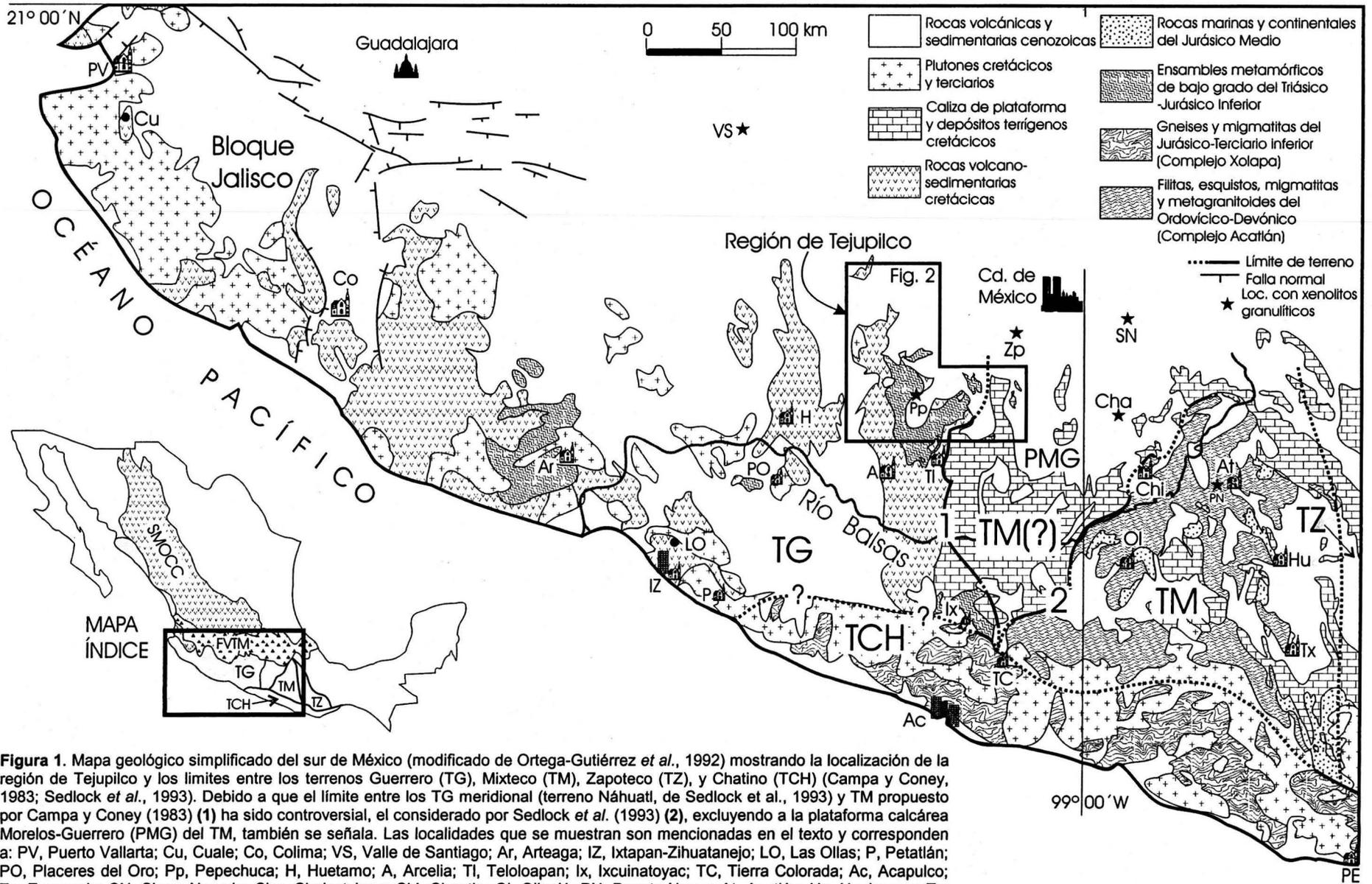


Figura 1. Mapa geológico simplificado del sur de México (modificado de Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992) mostrando la localización de la región de Tejupilco y los límites entre los terrenos Guerrero (TG), Mixteco (TM), Zapoteco (TZ), y Chatino (TCH) (Campa y Coney, 1983; Sedlock *et al.*, 1993). Debido a que el límite entre los TG meridional (terreno Náhuatl, de Sedlock *et al.*, 1993) y TM propuesto por Campa y Coney (1983) (1) ha sido controversial, el considerado por Sedlock *et al.* (1993) (2), excluyendo a la plataforma calcárea Morelos-Guerrero (PMG) del TM, también se señala. Las localidades que se mencionan son mencionadas en el texto y corresponden a: PV, Puerto Vallarta; Cu, Cuale; Co, Colima; VS, Valle de Santiago; Ar, Arteaga; IZ, Ixtapan-Zihuatanejo; LO, Las Ollas; P, Petatlán; PO, Placeres del Oro; Pp, Pepechuca; H, Huetamo; A, Arcelia; TI, Teloloapan; Ix, Ixcuinatoyac; TC, Tierra Colorada; Ac, Acapulco; Zp, Zempoala; SN, Sierra Nevada; Cha, Chalcatzingo; Chi, Chautla; Ol, Olinálá; PN, Puente Negro; At, Acatlán; Hu, Huajuapán; Tx, Tlaxiaco, PE, Puerto Escondido. En el mapa índice se muestran las rocas volcánicas oligocénicas y mioceno-cuaternarias de la Sierra Madre Occidental (SMOCC) y la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), respectivamente.

o una cuenca oceánica trasarco (Talavera-Mendoza *et al.*, 1993; Centeno-García *et al.*, 1993a). El subterreno Zihuatanejo-Huetamo se interpretó como un ensamble de arco de islas (secuencia Zihuatanejo) desarrollado sobre una corteza oceánica previamente deformada (complejo Arteaga, Centeno-García *et al.*, 1993b), con un complejo de subducción (complejo Las Ollas) (Talavera-Mendoza *et al.*, 1993; Centeno-García *et al.*, 1993a), y una cuenca trasarco (secuencia Huetamo) desarrollada sobre la prolongación más oriental del complejo Arteaga (complejo Placeres).

El terreno Guerrero ha sido, por lo tanto, considerado la mayor acreción tectónica de arcos volcánicos intraoceánicos mesozoicos, carentes de basamento siálico pre-Jurásico, a la margen continental de México (*e.g.* Ortiz *et al.*, 1991; Campa y Coney, 1993; Lapierre *et al.*, 1992; Tardy *et al.*, 1991; 1992; 1994; Talavera-Mendoza *et al.*, 1995; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suastegui, 2000). Uno de los principales argumentos para esta interpretación es la virtual ausencia de rocas metamórficas de grado medio y alto en el terreno Guerrero, contrastando notablemente con los terrenos adyacentes Mixteco y Zapoteco, en los que rocas paleozoicas y precámbricas de este tipo afloran ampliamente. Sin embargo, datos geológicos, petrológicos, geoquímicos, y geocronológicos publicados parcialmente (Elías-Herrera y Sánchez-Zavala, 1990; Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 1997; Elías-Herrera *et al.*, 1998; 2000), y documentados con detalle en el presente trabajo, demuestran la existencia de un basamento metamórfico pre-Jurásico Tardío, y una corteza siálica antigua debajo de las unidades metavolcanosedimentarias del terreno Guerrero en la región de Tejupilco. La presencia de rocas metamórficas del Triásico-Jurásico Inferior, y de corteza continental antigua debajo de ensambles litotectónicos de la región que comúnmente se han considerado como adiciones oceánicas del Jurásico Superior-Cretácico al continente, son elementos innovadores y fundamentales en la estructura cortical del sur de México, y modifican radicalmente las reconstrucciones paleogeográficas y tectónicas de esta parte de la región cordillerana de Norteamérica. La geología de la región de Tejupilco (Figura 1) es por lo tanto clave para un entendimiento más profundo de la acreción de terrenos mesozoicos al macizo cristalino del sur de México.

El presente trabajo, por lo anterior, está enfocado principalmente a la geología de la región de Tejupilco debido a que: (1) el basamento pre-Jurásico Tardío del terreno Guerrero más cercano al terreno Mixteco está ampliamente expuesto; (2) la relación estratigráfica-estructural entre las rocas pre-Jurásico Superior y cretácicas puede ser descifrada con más detalle a lo largo de una estructura anticlinal mayor; (3) niveles estructurales inferiores del terreno Guerrero están expuestos en la región debido a esta estructura; (4) corteza siálica antigua debajo de las secuencias volcanosedimentarias mesozoicas de la región fue muestreada por rocas volcánicas mediante xenolitos; (5) rocas pre-Jurásico Superior con abundantes componentes de corteza continental contrastan notablemente con las rocas cretácicas sobreyacentes de afinidad oceánica, lo que permite un análisis más objetivo de la evolución mesozoica de la región y del sur de México; (6) un mejor conocimiento de la evolución geológica de la región es fundamental para la evaluación de su potencial minero, ya que en ésta ocurren sulfuros masivos polimetálicos mesozoicos y yacimientos vetiformes hidrotermales del Paleogeno; (7) la red de vías de comunicación es buena, con acceso prácticamente a cualquier área de la región.

Para los propósitos de este trabajo, lo que aquí se considera como región de Tejupilco, es una superficie de *ca.* 12,000 km² que comprende la porción suroccidental del estado de México y partes aledañas de los estados de Guerrero y Michoacán, desde las inmediaciones de Taxco hasta las áreas aledañas a Zitácuaro (Figuras 1 y 2). El trabajo de campo consistió en innumerables reconocimientos con menor o mayor detalle por toda la región y partes aledañas; cartografía geológica a detalle en áreas de Zacazonapan, Tejupilco y Sultepec (Figura 2); levantamiento e interpretación de secciones estructurales; colección de varios cientos de muestras de roca para petrografía, muchas de ellas orientadas para microtectónica, y varias decenas de muestras para geoquímica, análisis isotópico, y geocronología. Los análisis químicos, así como los datos geocronológicos e isotópicos, fueron obtenidos en su mayor parte como servicio comercial, por lo que la discusión e interpretación en cada caso es responsabilidad exclusiva del autor. Otra faceta importante del trabajo de campo son los diversos reconocimientos geológicos que se hicieron por todo el terreno Guerrero meridional y partes aledañas de los terrenos adyacentes con el objeto de tener una visión más amplia del contexto geológico regional, el cual se discute a continuación.

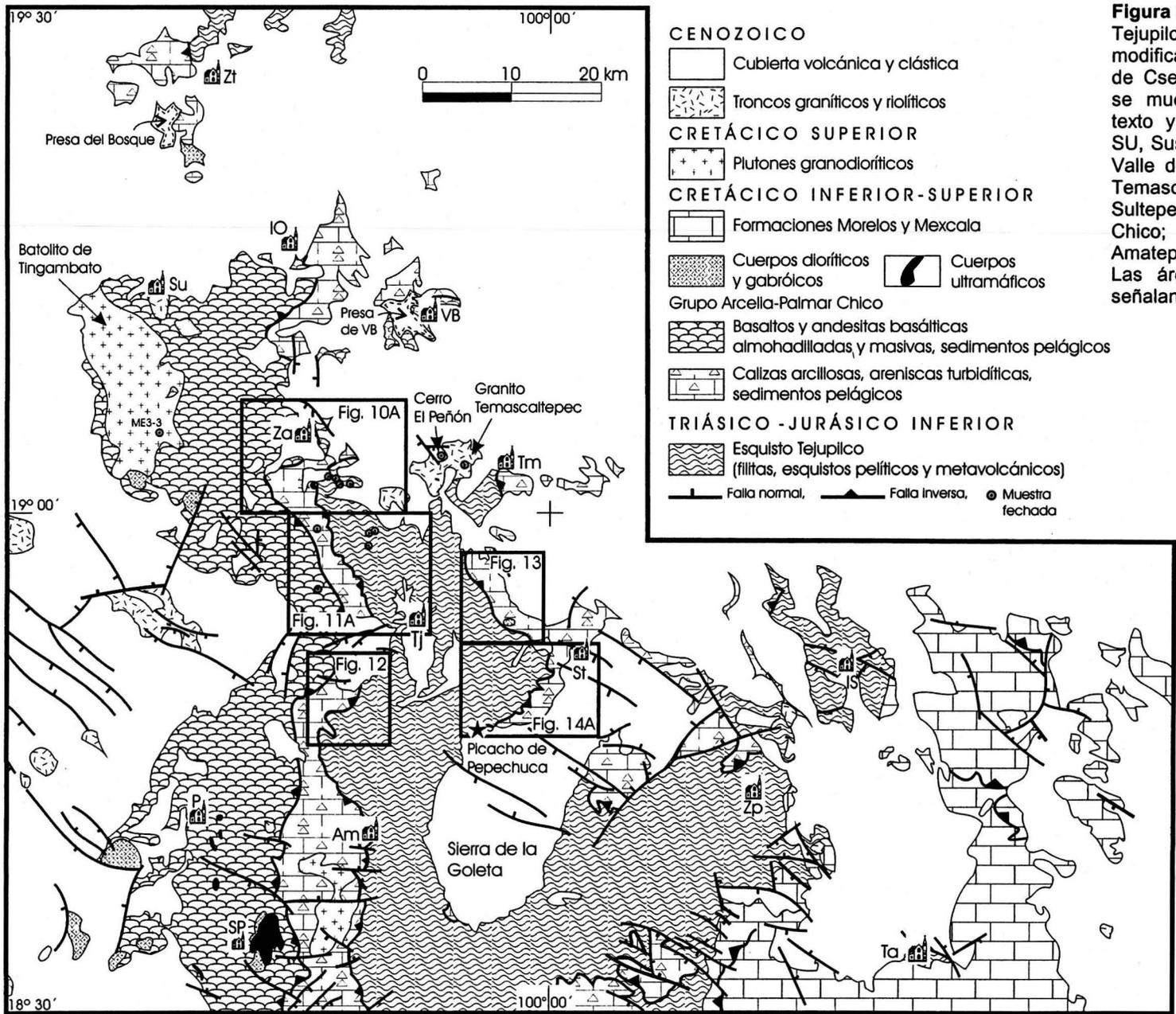


Figura 2. Mapa geológico de la región de Tejupilco (al sur del paralelo 19° modificado de de Cserna y Fries, 1981, y de Cserna, 1982). Las localidades que se muestran son mencionadas en el texto y corresponden a: Zt, Zitácuaro; SU, Susupuato; IO, Ixtapan del Oro; VB, Valle de Bravo; Za, Zacazonapan; Tm, Temascaltepec; Tj, Tejupilco; St, Sultepec; IS, Ixtapan de la Sal; P, Palmar Chico; SP, San Pedro Limón; Am, Amatepec; Zp, Zacualpan, Ta, Taxco. Las áreas estudiadas con detalle se señalan en los recuadros.

II. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

La región de Tejupilco se localiza en el extremo sur de la región cordillerana de Norteamérica, en el margen continental activo del sur de México (Figura 1). Este margen, en comparación con otros límites de placas convergentes, es anormal; se caracteriza por una pendiente interna de trinchera angosta, truncamiento de rocas mesozoicas y cenozoicas por erosión tectónica o remoción lateral, y por levantamientos diferenciales del borde continental e intensa erosión supracortical (e.g. de Cserna, 1961; 1967; Karig *et al.*, 1978; Morán-Zenteno *et al.*, 1996). Las rocas precenozoicas de basamento expuestas en esta parte de México consisten principalmente en complejos metamórficos paleozoicos y secuencias volcanosedimentarias y sedimentarias mesozoicas con trenes estructurales que comunmente son truncados por la línea de costa actual con ángulos mayores a 45°, y que han sido agrupadas en los terrenos Guerrero, Mixteco y Chatino (Sedlock *et al.* 1993).

II.1 Terreno Guerrero

El terreno Guerrero¹ comunmente se conoce como un terreno compuesto y enorme constituido por secuencias volcanosedimentarias de arcos de islas del Jurásico Superior-Cretácico Inferior, depositadas sobre litosfera oceánica, y posteriormente acrecionados durante el Cretácico Tardío. En estas secuencias, sin embargo, se han reconocido discordancias importantes que ponen en evidencia unidades de basamento pre-Jurásico Superior, elementos fundamentales en la evolución del terreno Guerrero, los cuales implican una historia tectónica más compleja de lo que hasta ahora se ha considerado, y que para los propósitos de este trabajo se enfatizan aquí.

II.1.1 Complejo Arteaga

Aparte del esquistos Tejupilco, un elemento central del presente trabajo documentado con detalle más adelante, el complejo Arteaga (Centeno-García *et al.*, 1993b; Centeno-García,

¹ Se sigue prefiriendo este nombre, en lugar de terreno Náhuatl (Sedlock *et al.*, 1993), por ser el más aceptado en la literatura correspondiente.



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.

1994; Centeno-García *et al.*, 2003) es otra de las unidades pre-Jurásico Superior. Este complejo se encuentra 250 km al poniente de la región de Tejupilco, en el área de Arteaga-Tumbiscatío, estado de Michoacán, y consiste en una secuencia fuertemente deformada y ligeramente metamorfizada de lutitas negras, areniscas cuarcíticas, algo de pedernal, grauvacas, lavas basálticas almohadilladas, y bloques erráticos de caliza y pedernal. La secuencia está intrusionada por cuerpos dioríticos y graníticos, y está cubierta discordantemente por rocas volcanosedimentarias del Jurásico Superior (?)-Cretácico de arco volcánico (Centeno-García *et al.*, 1993b; Centeno-García, 1994; Centeno-García *et al.*, 2003). La edad del complejo está pobremente definida como Triásico Medio-Triásico Tardío con base en radiolarios del Ladiniano-Carniano en pedernales (Campa *et al.*, 1982), aunque su edad puede variar desde el Pérmico Tardío hasta el Jurásico Temprano según información reciente sobre edades de zircones detríticos (Centeno-García *et al.*, 2003). Los metasedimentos del complejo (Formación Varales), de acuerdo a datos isotópicos Sm-Nd y elementos traza, se caracterizan por contener detritos proterozoicos reciclados, mientras que las lavas basálticas tienen afinidad de basalto de dorsal mesocénica (MORB, por sus siglas en inglés), y ambas litologías, sedimentos y lavas, fueron interpretadas originalmente como parte de una secuencia oceánica acrecionada (Centeno-García *et al.*, 1993a; Centeno-García, 1994). Sin embargo, el origen y la deformación del complejo Arteaga siguen siendo problemas sin resolver (Centeno-García *et al.*, 2003). La prolongación hacia el oriente del complejo Arteaga se encuentra aparentemente en Placeres del Oro y otras áreas pequeñas al sur de Huetamo, en donde afloran metabasaltos con metasedimentos intercalados y filitas con bloques de cuarcita (formación Río Placeres, Pantoja-Alor, 1990; o complejo Placeres, Centeno-García, 1994). La parte superior de esta secuencia metamórfica no aflora; sin embargo, la abundancia de fragmentos de cuarcitas y rocas metamórficas de bajo grado en conglomerados de las rocas del Jurásico Superior (?)-Cretácico no metamorfizadas de San Lucas-Huetamo (Pantoja-Alor, 1959; 1990; Johnson *et al.*, 1991; Guerrero-Suástegui, 1997) sugieren una discordancia erosional.

II.1.2 Otras unidades de basamento pre-Jurásico Superior

Otras unidades probables de basamento pre-Jurásico Superior se encuentran en la porción más suroccidental y meridional del terreno Guerrero, en las áreas de Puerto Vallarta-Cuale, Jalisco,

e Ixtapa-Zihuatanejo, Camalotitos-Petatlán e Ixcuinatoyac-El Ocotito, Guerrero. En el distrito minero de Cuale, localizado en el macizo granítico del bloque Jalisco, se encuentra una secuencia fuertemente deformada y metamorfizada de areniscas, lutitas y tobas riolíticas cubierta discordantemente por otra secuencia no deformada ni metamorfizada constituida por lutitas, limolitas y tobas riolíticas (Macías-Romo y Solis-Pichardo, 1985; Schaaf *et al.*, 2003). A la secuencia inferior metamorfizada, por correlación con rocas del complejo Arteaga, se le infirió una edad del Triásico Tardío-Jurásico Temprano, mientras que a la secuencia superior no metamorfizada, se le asignó originalmente una edad del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano con base en algunos microfósiles (Macías-Romo y Solis-Pichardo, 1985). A esta última secuencia, que es la que encajona a los depósitos de sulfuros masivos de la región, se le ha reasignado recientemente una edad del Jurásico Medio-Jurásico Tardío con base en dos edades U-Pb (zircón) de 162.4 ± 0.7 Ma y 155.9 ± 1.6 Ma para rocas riolíticas del paquete volcanosedimentario (Mortensen *et al.*, 2003; Schaaf *et al.*, 2003).

Ambas secuencias están intrusionadas por rocas graníticas del Cretácico. Un grupo de estas rocas plutónicas (parte oriental del batolito de Puerto Vallarta) se caracteriza por firmas isotópicas Sm-Nd con afinidad de corteza continental evolucionada [valores negativos de $\epsilon_{Nd(100\text{ Ma})}$ hasta de -7.2 y T_{DM} desde 0.5 hasta 1.6 Ga] (Schaaf, 1990; Schaaf y Martínez-Serrano, 1997; Schaaf *et al.*, 2003), sugiriendo que componentes de corteza proterozoica fueron involucrados en el magmatismo del bloque Jalisco. La secuencia volcanosedimentaria inferior metamorfizada, como parte de la roca encajonante prebatolítica, también presenta relaciones isotópicas Sm-Nd evolucionadas (muestra de esquisto verde con $\epsilon_{Nd(100\text{ Ma})} = -10.1$ y $T_{DM} = 1.6$ Ga; Schaaf y Martínez-Serrano, 1997), lo que indica reciclamiento de corteza antigua.

En el área de Ixtapa-Zihuatanejo, el complejo Las Ollas (Vidal-Serratos, 1991a; Talavera-Mendoza, 2000a) es un ensamble tipo *melange* fuertemente deformado y metamorfizado, con rocas gabróicas milonitizadas, fragmentos y bloques de tamaños diversos de rocas máficas y ultramáficas serpentinizadas sin continuidad estratigráfica aparente, en una matriz esquistosa de serpentinita, y en rocas siliciclásticas flyschoides. Las rocas gabróicas presentan mesopliegues apretados e isoclinales con vergencia hacia el este; la matriz esquistosa se caracteriza por pliegues más complejos y zonas de cizalla, y las rocaas sedimentarias tienen un

crucero plisado (*crenulation cleavage*) bien desarrollado. Superficies tipo S-C con una cinemática hacia el poniente en zonas de cizalla del complejo han sido reportadas (Talavera-Mendoza, 2000a). Aunque un metamorfismo térmico y metasomatismo tardío están afectando al ensamble, el metamorfismo regional en los bloques de rocas máficas y ultramáficas es comparable a la facies de esquisto verde. No obstante, la asociación mineral glaucófano + lawsonita reconocida en bloques de rocas máficas sugiere que al menos la facies de esquisto azul fue alcanzada localmente (Talavera-Mendoza, 2000a). El complejo Las Ollas ha sido interpretado como remanentes de una zona de subducción con polaridad hacia el oriente relacionado con el arco volcánico Zihuatanejo (secuencia volcanosedimentaria de Zihuatanejo) del Cretácico Inferior (Vidal-Serratos, 1991a; Talavera-Mendoza, 2000a). El *melange* de Las Ollas fuertemente deformado y metamorfozido puede, sin embargo, ser de edad precretácica debido a que, según observaciones propias, parece estar cubierto discordantemente por la secuencia suavemente plegada y no metamorfozida de Zihuatanejo.

La edad cretácica para el complejo Las Ollas fue inferida con base en edades K-Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (hornblenda) de 96 ± 2 Ma y 112 ± 3 Ma (Delgado-Argote, 1986; Delgado-Argote *et al.*, 1992) para diques dioríticos intrusionando a otros cuerpos ultramáficos de la región costera de Zihuatanejo, los cuales son interpretados como parte del complejo Las Ollas (Talavera-Mendoza, 2000a). Una edad cretácica para todos los cuerpos ultramáficos de esta región es cuestionable. En el área de Camalotitos-Petatlán, pequeños cuerpos ultramáficos serpentinizados en una secuencia volcanogénica con deformación dúctil penetrante y un metamorfismo en facies de esquisto verde fueron interpretados como parte del basamento local de la secuencia de Zihuatanejo (Delgado-Argote *et al.*, 1992). Por otro lado, los complejos ultramáfico-dioríticos del Tamarindo y Loma Baya poco deformados, que incluyen los cuerpos ultramáficos más grandes de la región, fueron considerados elementos plutónicos del arco cretácico (Delgado-Argote *et al.*, 1992). Además, la secuencia de arco volcánico de Zihuatanejo en su parte inferior contiene conglomerados polimícticos (conglomerado Posquelite) con fragmentos de metagranito, esquisto de mica, cuarcita, metarenisca, y gneis cuarzofeldespático (Vidal-Serratos, 1991a; 1991b; Talavera-Mendoza, 1993). Clastos de metacuarzoarenita y metagranito del conglomerado Posquelite dieron valores negativos $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ de -4.2 y -2.7 , y edades modelo Sm-Nd de 1.1 y 1.2 Ga, respectivamente (datos de Peter

Schaaf publicados en Centeno-García *et al.*, 2003), lo que sugiere un basamento metamórfico con material cortical antiguo reciclado en la región. Una relación discordante entre el ensamble tipo *melange* de Las Ollas y la secuencia Zihuatanejo es por lo tanto factible. El complejo Las Ollas, que no implica necesariamente todos los cuerpos ultramáficos de la región, puede alternativamente interpretarse como parte del basamento de la región y representar un complejo de subducción precretácico.

En el área de Camalotitos-Petatlán, el basamento precretácico aparente está representado por una secuencia metavolcanosedimentaria prealbiana (de Cserna *et al.*, 1978; Delgado-Argote, 1986; Delgado-Argote *et al.*, 1992), aunque su edad no ha sido claramente establecida. Por ejemplo, de Cserna *et al.* (1978) reportó una isócrona Rb-Sr (4 puntos) de roca total de 311 ± 30 Ma con una relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7037 para estas rocas. Delgado-Argote *et al.* (1986), con base en datos Rb-Sr de una roca basáltica interestratificada de la secuencia y esta relación inicial, o asumiendo una relación inicial de rocas similares (0.7046), obtuvo edades de 228.3 Ma ó 198.2 Ma, respectivamente. Así, las rocas metavolcanosedimentarias precretácicas de Camalotitos-Petatlán pueden tener una edad del Triásico Tardío-Jurásico Temprano, y su correlación con el complejo Arteaga parece ser válida (*e.g.* Delgado-Argote *et al.*, 1992).

En el área de Ixcuinatoyac-El Ocotito, al norte de Acapulco, las unidades con posibles edades precretácicas corresponden a las Formaciones Ixcuinatoyac y Chapolapa (de Cserna, 1965; Klesse, 1968). La primera está compuesta por filitas/pizarras, cuarcitas, conglomerados con clastos de cuarcitas y rocas graníticas, así como metasedimentos tobáceos, con una edad inferida del Paleozoico tardío (Klesse, 1968). La segunda consiste principalmente en rocas volcánicas y volcanoclásticas calcialcalinas de composición andesítica a riolítica, y con una edad tentativa del Triásico Tardío-Jurásico Temprano (de Cserna, 1965; Klesse, 1968). Alternativamente, las rocas de ambas unidades fueron interpretadas posteriormente como una secuencia volcanosedimentaria del Jurásico Superior (?)-Cretácico Inferior de cuenca trasarco (Sabanero-Sosa, 1990).

Las Formaciones Ixcuinatoyac y Chapolapa están fuertemente plegadas con desarrollo de foliación y con un metamorfismo regional de facies de esquistos verde (Klesse, 1968), aspectos

que se han podido corroborar en varios reconocimientos que se han hecho a la región; sin embargo, el contacto entre ambas unidades, descrito originalmente por Klesse como discordante, no fue observado. La relación estratigráfica entre la Formación Chapolapa y las calizas albiano-cenomanianas de la Formación Morelos sobreyacente está obliterada por fallamiento lístrico relacionado con la exhumación paleógena del margen continental, por lo que no se puede discernir si es transicional (Sabanero-Sosa, 1990), o discordante (de Cserna, 1965; Klesse, 1968). Sin embargo, la deformación y el metamorfismo regional penetrante de bajo grado que manifiestan las Formaciones Ixcuinatoyac y Chapolapa sugieren una edad precretácica para ambas unidades. Aunque recientemente se obtuvo una edad de intersección inferior U-Pb (zircón) de 125 ± 3 Ma para una roca metavolcánica de la Formación Chapolapa (datos no publicados de Teodoro Hernández).

II.2 Terreno Mixteco

El terreno Mixteco está esencialmente caracterizado por un basamento metamórfico paleozoico denominado Complejo Acatlán (Ortega-Gutiérrez, 1981; Yañez *et al.*, 1991). Este es un basamento polideformado y metamorfizado constituido principalmente de metasedimentos, migmatitas, metagranitoides, y fragmentos de ofiolita eclogitizada, en el que se han interpretado al menos dos eventos orogénicos mayores (*e.g.* Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999; Sánchez-Zavala *et al.*, 2000). El primer evento, posiblemente relacionado con una colisión entre Laurencia y Gondwana y el cierre de Iapetus, involucró metamorfismo de alta presión y magmatismo sintectónico del Ordovícico Tardío-Silúrico Temprano (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999). El segundo corresponde a una posible interacción oblicua entre Laurencia y Gondwana con el cierre de una cuenca trasarco con magmatismo sintectónico y metamorfismo de bajo grado durante el Devónico Medio (Sánchez-Zavala *et al.*, 2000).

El Complejo Acatlán está cubierto discordantemente por rocas sedimentarias marinas de aguas someras cuya edad varía desde el Devónico Tardío hasta el Pérmico (Corona-Esquivel, 1981; Villaseñor-Martínez *et al.*, 1987; Vachard *et al.*, 2000) (no representadas en la Figura 1 por razones de escala), por rocas volcánicas del Triásico (?) y capas marinas y continentales del Jurásico Medio (Erben, 1956; Corona-Esquivel, 1981; Morán-Zenteno *et al.*, 1993), por calizas

cretácicas, y por unidades sedimentarias y volcánicas cenozoicas. La cubierta no metamorfizada paleozoica y mesozoica del terreno Mixteco está deformada, con anticlinales y sinclinales amplios con orientación norte-sur, y con discordancias no pronunciadas, lo que indica que esta aparentemente fue poco afectada por eventos orogénicos del Paleozoico tardío o del Mesozoico. Aunque es indudable que el basamento cristalino jugó un papel importante en el estilo de deformación de la cubierta al comportarse como un bloque cortical rígido. Las rocas paleozoicas de la cobertura del terreno Mixteco posiblemente fueron parte de una margen convergente con poca o nula deformación compresiva, una vez que Pangea fue consolidada. Así lo sugiere el cinturón de rocas plutónicas calicialcalinas pérmico-triásicas no deformadas que se extienden desde el noreste hasta el sureste de México, y que ha sido interpretado (Torres *et al.*, 1999) como un arco magmático ligado a una zona de subducción hacia el oriente en el borde occidental de Pangea.

La evolución del terreno Mixteco durante el Mesozoico (Caballero-Miranda *et al.*, 1990; Morán-Zenteno *et al.*, 1993) estuvo caracterizada por: 1) cambios de un régimen de levantamientos tectónicos a tectónica extensional con subsidencias durante el Triásico-Jurásico Temprano, 2) breves transgresiones marinas de origen Pacífico con sedimentación somera, alternando con depósitos fluviales durante el Jurásico Medio (Conglomerado Cualac, Grupo Tecocoyunca y Formación Tecomazuchil) y Jurásico Tardío-Cretácico Temprano, 3) actividad volcánica subaérea en algunos lugares durante el Hauteriviano-Barremiano, 4) desarrollo amplio de una plataforma calcárea durante el Albiano-Turoniano, y 5) un levantamiento general con plegamiento después del Turoniano. Por otro lado, estudios paleomagnéticos (Morán-Zenteno *et al.*, 1988; Ortega-Guerrero y Urrutia-Fucugauchi, 1993; Böhnell, 1999) sobre unidades jurásicas y cretácicas del terreno Mixteco, sugieren un desplazamiento de este durante el Jurásico Tardío desde una posición más septentrional con relación a hasta su posición actual que se ha mantenido desde el Albiano.

El borde oriental del terreno Mixteco está claramente definido por la zona de falla de Caltepec, cuya actividad tectónica principal estuvo relacionada con la yuxtaposición de este terreno y el Zapoteco durante el Pérmico Temprano (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002) durante la consolidación de Pangea centro-occidental. Por otro lado, el límite occidental con el terreno

Guerrero ha sido polémico. Para algunos autores (Campa y Coney, 1983; Talavera-Mendoza *et al.*, 1995; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suastegui, 2000) la plataforma calcárea Morelos-Guerrero, como parte del terreno Mixteco, está cabalgada por rocas volcanosedimentarias del terreno Guerrero en la región de Taxco-Teloloapan (Figura 1). Asimismo, rocas del Complejo Acatlán están cabalgando a capas rojas y calizas albianas de la plataforma Morelos-Guerrero a lo largo de la falla de Papalutla (de Cserna *et al.*, 1980), a la cual Sedlock *et al.* (1993) consideraron como el probable límite occidental del terreno Mixteco (Figura 1). Para otros autores (Lang *et al.*, 1996, Cabral-Cano *et al.*, 2000) las rocas jurásico-cretácicas del norte del estado de Guerrero presentan compatibilidad estratigráfica y estructural, por lo que no existe límite entre los terrenos Mixteco y Guerrero.

En la región de Taxco-Teloloapan, las cabalgaduras de Teloloapan y Pachivia, uno de los límites propuestos entre los terrenos Guerrero y Mixteco (límite 1, Figura 1) (Campa y Coney, 1983; Talavera-Mendoza *et al.*, 1995; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000), parecen corresponder más bien a estructuras someras del Cretácico Tardío y no a fallas corticales. Las cabalgaduras involucran a rocas flyschoides del Cretácico Superior. La presencia de rocas metavolcanosedimentarias en el área de Taxco-Taxco El Viejo, 20-25 km al oriente de esta zona de fallas, indica continuidad de volcanismo de arco a través de este supuesto límite de terrenos. A diferencia de otros límites de terrenos en el sur de México corroborados como estructuras corticales mayores por medio de perfiles magnetotélúricos, el límite entre los terrenos Guerrero y Mixteco propuesto por Campa y Coney (1983) no fue detectado con estos perfiles (Jording *et al.*, 2000).

El otro límite propuesto, la falla de Papalutla (límite 2, Figura 1), pone en contacto filitas y cuarcitas del Complejo Acatlán sobre calizas y capas rojas albianas en el área de Papalutla-Zicapa (de Cserna *et al.*, 1980). En su prolongación 50 km al nororiente, en el área de Chiautla, Morelos, rocas del Complejo Acatlán cabalgan discretamente (zona de falla de varios metros de anchura) a calizas cretácicas fuertemente plegadas y foliadas y a rocas conglomeráticas cretácicas (?). La falla de Papalutla parece no ser tan evidente hacia el sur (*e.g.* Salinas-Prieto, 1984; Campa *et al.*, 1998), sin embargo, en el área de Colotlipa, al sureste de Chilpancingo y noreste de Tierra Colorada, rocas metasedimentarias del Complejo Acatlán cabalgan a calizas

cretácicas, lo que evidencia la continuidad de la estructura. La falla de Papalutla al marcar un cambio abrupto en la estratigrafía de la región y delimitar claramente las rocas de basamento del Complejo Acatlán, puede ser una frontera geológica entre bloques corticales, aunque su expresión superficial puede manifestar retrabajos tectónicos posteriores (e.g. Cerca *et al.*, 2001).

II.3 Terreno Chatino

El terreno Chatino² (Xolapa de Campa y Coney, 1983) está básicamente conformado por el Complejo Xolapa (de Cserna, 1965; Ortega-Gutiérrez, 1981), el cual consiste en migmatitas, ortogneises (granitoides deformados), paragneises, anfibolitas y esquistos, con abundancia de granitos, pegmatitas y diques máficos no deformados (Ortega-Gutiérrez, 1981). La edad de los protolitos sedimentarios es incierta, aunque parte de estos parecen ser más antiguos que los granitoides deformados jurásicos y cretácicos (Guerrero-García, 1975; Morán-Zenteno, 1992) que intrusionan a los paragneises. Edades U-Pb (zircón) (Herrmann *et al.*, 1994) de migmatitas, ortogneises y plutones deformados indican un metamorfismo de grado medio/alto y migmatización durante el Paleoceno y magmatismo hasta el Oligoceno, con componentes (nucleos de zircón) grenvillianos reciclados. Dado que componentes de corteza proterozoica en el Complejo Xolapa son también sugeridos por firmas isotópicas Sm-Nd (Morán-Zenteno, 1992), este se ha interpretado como un arco jurásico-cretácico desarrollado sobre o cerca de un margen continental formado probablemente por los complejos Oaxaqueño y Acatlán (Morán-Zenteno, 1992; Herrmann *et al.*, 1994), y/o una posible rehomogeneización paleocénica de estos basamentos cristalinos por metamorfismo de grado medio/alto y migmatización (Herrmann *et al.*, 1994). La exhumación cenozoica del Complejo Xolapa, que representa porciones de corteza media, se ha relacionado con la migración hacia el oriente de la unión triple (trinchera-trinchera-tranformante) entre las placas de Norteamérica, Farallón y Caribe, ligada al desplazamiento del bloque Chortis (Morán-Zenteno *et al.*, 1996).

² En este caso, el nombre de terreno Chatino (Sedlock *et al.*, 1993) se considera más adecuado que el de terreno Xolapa (Campa y Coney, 1983) por la confusión que puede generarse con el Complejo Xolapa unidad formal previamente establecida, que es precisamente el basamento de este terreno.

El límite norte del terreno Chatino es definido por la falla Chacalapa-Juchatengo en la región de Puerto Escondido-Puerto Ángel (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1990; Tolson, 1998), y por la zona de cizalla de Tierra Colorada (Ratschbacher *et al.*, 1991; Morán-Zenteno, 1992; Riller *et al.*, 1992) en el área del mismo nombre. El límite está caracterizado por rocas miloníticas y cataclásticas que juxtaponen migmatitas, gneises y granitos del Complejo Xolapa con diferentes litologías de los terrenos Mixteco y Zapoteco. Esta zona milonítica, de acuerdo a perfiles magnetoteléuricos (Jording *et al.*, 2000), se inclina hacia el norte y corta gran parte de la corteza. La deformación milonítica tiene una cinemática sinistral-transtensional (Ratschbacher *et al.*, 1991; Morán-Zenteno, 1992; Riller *et al.*, 1992; Tolson, 1998), y es de edad Paleoceno-Eoceno (pre-34 Ma) (Riller *et al.*, 1992; Herrmann *et al.*, 1994) en el área de Tierra Colorada, y oligocénica tardía (post-29 Ma y pre-24 Ma) (Tolson, 1998) en la región de Puerto Escondido-Puerto Ángel. La milonitización ha sido relacionada al desplazamiento suroriental del bloque Chortís y al levantamiento con fallamiento lístrico transtensional (superficies de despegue) a lo largo del margen continental del sur de México (Riller *et al.*, 1992; Herrmann *et al.*, 1994; Tolson, 1998). En el área de Tierra Colorada, el fallamiento lístrico afectó esencialmente a las rocas metavolcánicas de la Formación Chapolapa que fueron milonitizadas. La prolongación de este límite norte aparente del terreno Chatino al poniente de Tierra Colorada y su relación con el terreno Guerrero es incierta.

En el área de Ixcuinatoyac-El Ocotito, el granito Coacoyulillo (edad K-Ar en biotita de 49 ± 4 ó 52 ± 4 Ma, Grajales-Nishimura y López-Infanzón, 1983) intrusión a las rocas volcanosedimentarias precretácicas de las Formaciones Ixcuinatoyac y Chapolapa (?). Observaciones del autor permiten mencionar que cerca del granito, un metamorfismo de baja presión con asociaciones tales como biotita + cordierita, o granate + estaurolita (mencionadas por Klesse, 1968), se sobrepone a la deformación (plegamiento NNW con vergencia hacia el oriente) y al metamorfismo regional de bajo grado de la Formación Ixcuinatoyac. Diferentes grados de asimilación de la roca encajonante también son observados. El granito Coacoyulillo presenta una deformación dúctil heterogénea (foliación moderadamente inclinada hacia el WNW y una lineación mineral buzando suavemente hacia el NNE) que se refleja en una estructura gnéissica, la cual puede corresponder a la última deformación cristaloplástica precenozoica en el área. Las edades K-Ar eocénicas (biotita, Grajales-Nishimura y López-

Infanzón 1983) del granito posiblemente están más relacionadas con el levantamiento tectónico de la región que con su deformación dúctil. El plutón deformado de Coacoyulillo, considerado parte del Complejo Xolapa por Klesse (1968), es probablemente la manifestación más septentrional del arco magmático jurásico-cretácico afectando a rocas metamórficas de bajo grado previamente deformadas, las cuales representan posiblemente niveles corticales más someros que los que representan las rocas metasedimentarias (paragneises y esquistos) de las áreas más cercanas a la costa.

II. 4 Estructura cortical del sur de México

A pesar de que el conocimiento sobre el terreno Guerrero se ha venido incrementado, y aparte de que muchos de sus aspectos estratigráfico-estructurales siguen siendo polémicos, la naturaleza y edad de la corteza inferior debajo de este se desconoce. En la región de Colima-Guadalajara, estudios gravimétricos (Urrutia-Fucugauchi y Molina-Garza, 1992) indican que el espesor cortical en el margen continental Pacífico es de 25-30 km y aumenta hacia el interior con valores máximos de 40-46 km en las provincias volcánicas de la Faja Volcánica Transmexicana y Sierra Madre Occidental (Figura 3). En la región de Arteaga, Michoacán, de acuerdo a datos gravimétricos y magnetométricos, la corteza se engrosa hacia el norte y noreste en un orden de 28-32 km, con un espesor promedio estimado de 15 km para el complejo Arteaga, basamento pre-Jurásico Superior de la región, y una corteza inferior subyacente de 13-17 km (García-Pérez y Urrutia-Fucugauchi, 1997). En la porción oriental del terreno Guerrero, que comprende desde la parte norte de Guerrero, porción occidental del estado de México, y región limítrofe de los estados de Michoacán, Guanajuato y Querétaro, el espesor de corteza continental varía hacia el norte desde 35 hasta 50 km (García-Pérez, 1995; Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruíz, 1996). En la región de Tejupilco y áreas colindantes de los estados de México, Guerrero y Michoacán, objeto de estudio del presente trabajo, se reconoció una zona con rumbo norte-noroeste (*ca.* 100° 20' W) con un gradiente gravimétrico anormal (García-Pérez, 1995), que a escala regional (Figura 3) corresponde a un cambio importante en el espesor de la corteza y/o a una discontinuidad cortical mayor (Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruíz, 1996).

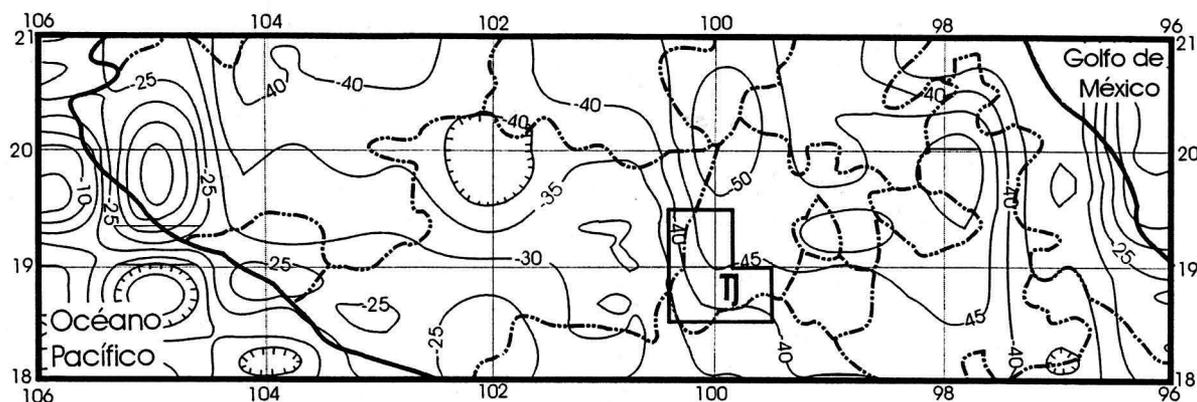


Figura 3. Representación esquemática de la estructura cortical debajo de la región centro-sur de México obtenida a partir de anomalías gravimétricas de Bouguer (Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz, 1996). Para referencia y discusión se señala la región de Tejupilco (T) y áreas aledañas de los estados de México, Guerrero y Michoacán.

En general, los datos gravimétricos de la porción suroccidental de México indican espesores de corteza de *ca.* 25 km en la región litoral de los estados de Michoacán, Colima y Jalisco, con engrosamiento hacia norte y noreste hasta espesores de 45-50 km en la porción de la Faja Volcánica Trasmexicana (20-21° N) en los estados de Jalisco, Guanajuato, Querétaro y México (Figura 3). Esto sugiere una corteza antigua debajo del terreno Guerrero. Aunque esta corteza inferior probablemente es heterogénea y diversa en su naturaleza, puede estar constituida por rocas granulíticas proterozoicas o bien por litosfera oceánica relativamente antigua engrosada por procesos tectónicos y magmáticos posteriores (*e.g.* Urrutia-Fucugauchi y Molina-Garza, 1992; Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz, 1996). La existencia de una corteza proterozoica al menos en algunas partes del subsuelo del terreno Guerrero es fortalecida por datos isotópicos Sm-Nd en rocas graníticas del batolito de Puerto Vallarta (Schaaf, 1990; Schaaf y Martínez-Serrano, 1997; Schaaf *et al.*, 2003) y en metasedimentos de Cuale, Jalisco, y Arteaga, Michoacán y Zihuatenejo, Guerrero (Schaaf y Martínez-Serrano, 1997; Centeno-García *et al.*, 1993a; Centeno-García, 1994; Centeno-García *et al.*, 2003); por la presencia de xenolitos granulíticos (Urrutia-Fucugauchi y Uribe-Cifuentes, 1999; Aguirre-Díaz *et al.*, 2002) y de gneises graníticos (Pantoja-Alor, 1994) en el campo volcánico de Michoacán-Guanajuato; de gneises en rocas volcánicas del Nevado de Toluca (Martínez-Serrano *et al.*, en prensa); por datos geoquímicos e isotópicos de Re-Os en rocas de este mismo campo volcánico (Chesley *et al.*, 2002); y por xenolitos y datos isotópicos y geoquímicos discutidos con detalle en el presente trabajo.

En la parte norte de la plataforma Morelos-Guerrero y del terreno Mixteco se han estimado gravimétricamente espesores corticales de 40-45 km (Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruíz, 1996). En la porción media y sur de la plataforma Morelos-Guerrero, que comprende un sector de la cuenca del río Balsas, el espesor de corteza inferido con base en datos gravimétricos es del orden de 30-35 km, y en el terreno Chatino, sector aledaño a Acapulco, es de *ca.* 20 km (Campos-Enríquez y Sánchez-Zamora, 2000). El espesor cortical grueso tanto en la plataforma Morelos-Guerrero como en el terreno Mixteco, sugiere una corteza inferior antigua, cuya existencia es también sustentada por evidencias de xenolitos. Xenolitos de rocas granulíticas y anfibolíticas en rocas dacíticas, en Chalcatzingo, 25 km al sureste de Cuautla (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2000), pueden representar un basamento cristalino antiguo debajo de toda la secuencia marina de la región. En el terreno Mixteco, xenolitos de rocas granulíticas en Puente Negro, 15 km al poniente de Acatlán (Ortega-Gutiérrez, 1987), indican una corteza proterozoica debajo del Complejo Acatlán. Xenolitos de probable basamento granulítico también se han encontrado debajo de la Faja Volcánica Transmexicana en lavas del volcán Iztaccíhuatl en la Sierra Nevada (Nixon, 1989), y en rocas volcánicas de la Formación Chichinautzin en el área de Zempoala, estado de México (Martín del Pozzo, 1990).

III. GEOLOGÍA DE LA REGIÓN DE TEJUPILCO

En este trabajo, la geología de la región de Tejupilco (Figura 2) está enfocada esencialmente a cuatro unidades precenozoicas fundamentales en la estructura cortical y evolución tectónica del terreno Guerrero: basamento siálico premesozoico no expuesto, esquistos Tejupilco, metagranito Tizapa y grupo Arcelia-Palmar Chico. La unidad de basamento premesozoico no aflora, pero su existencia en el subsuelo es evidenciada por xenolitos. El esquistos Tejupilco y el grupo Arcelia-Palmar Chico corresponden a secuencias marinas volcanosedimentarias mesozoicas expuestas ampliamente, aunque en buena parte de la región están cubiertas discordantemente por rocas sedimentarias y volcánicas continentales cenozoicas. El metagranito Tizapa es una unidad plutónica local, pero clave en el entendimiento de la evolución tectónica de la región. La descripción y discusión de cada una de las unidades se hace con nombres informales y de acuerdo a su posición tectonoestratigráfica. En cada caso se abordan aspectos litológicos, petrológicos, estratigráficos, geocronológicos, metamórficos, geoquímicos, isotópicos, y de interpretación litotectónica. Para documentar las relaciones de campo de las unidades litoestratigráficas se hizo una cartografía geológica detallada en áreas importantes (Figura 2). La geología a escalas diferentes de estas áreas se muestra en las figuras 10A, 10B, 11A, 11B, 11C, 12, 13, 14A, 14B, con interpretación de diferentes secciones estructurales. En las secciones estructurales de las figuras 11B y 11C, el autor reinterpretó información del subsuelo (hasta *ca.* 500 m de profundidad) de sondeos de exploración minera de JICA-MMAJ (1991). La geología estructural de la región de Tejupilco se discute en capítulo aparte.

III.1 Basamento siálico premesozoico; evidencia de xenolitos

III.1.1 Xenolitos de paragneises y ortogneises graníticos

Aunque gran parte de la petrología y geoquímica de estos xenolitos ya ha sido abordada en trabajos previos (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 1997; Elías-Herrera *et al.*, 1998), aquí se analizan y discuten de una manera más integrada a la geología de la región. Los xenolitos de gneises se encuentran en las rocas subvolcánicas de la Sierra de La Goleta, al sur de Tejupilco.



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.

La Sierra de La Goleta es un campo volcánico del Oligoceno que consiste en al menos 200 km³ de depósitos piroclásticos riolíticos y riodacíticos, los cuales están cubriendo discordantemente a las secuencias mesozoicas marinas del terreno Guerrero, y a rocas clásticas continentales de la Formación Balsas del Maastrichtiano-Eoceno (de Cserna, 1982). Las rocas piroclásticas de La Goleta están petrogenéticamente relacionadas a cuerpos subvolcánicos félsicos tales como el Picacho de Pepechuca, en el cual están contenidos los xenolitos. Este picacho es un cuello volcánico riodacítico del Oligoceno localizado en el borde norte de la Sierra de La Goleta, 15 km al SE de Tejupilco (Figuras 2 y 4A), y se correlaciona con el Cerro El Peñón, otro cuello volcánico silícico con una edad K-Ar (matriz) de 31 ± 2 Ma (Elías-Herrera *et al.*, 2000), localizado en el area Temascaltepec-Zacazonapan, 30 km al norte (Figura 2). El volcanismo silícico del Oligoceno temprano en la región ha sido corroborado con edades ⁴⁰Ar/³⁹Ar (sanidino) de 34.9 Ma para ignimbritas del área de Zacazonapan (Blatter *et al.*, 2001), y de 32.9 ± 0.1 Ma y 33.3 ± 0.1 Ma (adularia) para la mineralización hidrotermal de la Guitarra, área de Temascaltepec, aparentemente relacionada a roca intrusivas hipabisales (Camprubi *et al.*, 2003). El cuello volcánico de Pepechuca tiene un contacto intrusivo con filita y esquisto sericítico de la parte superior del esquisto Tejupilco, unidad cuyo rango de edad puede variar desde del Triásico al Jurásico Temprano y, como se discute posteriormente, representa el nivel estructural expuesto inferior del terreno Guerrero en la región. Debido al emplazamiento rápido y somero del cuerpo subvolcánico no se desarrolló una aureola significativa de metamorfismo de contacto.

Los xenolitos de paragneises y ortogneises graníticos en el cuello volcánico riodacítico de Pepechuca (Figura 4B, C y D) se encuentran conjuntamente con otro tipo de xenolitos tales como fragmentos de rocas graníticas deformadas y no deformadas, pizarra, filita, cuarcita, marga, marmol de epidota, y fragmentos de metavolcánicos. Aunque la población de los xenolitos es diversa, no se han observado xenolitos granulíticos máficos o ultramáficos. En varias muestras de la riodacita sólo se encontraron xenocristales de ortopiroxena. El metamorfismo de grado bajo (parte baja de la facies de esquisto verde) del esquisto Tejupilco en la vecindad del cuello volcánico, y la ausencia de aureola de contacto, indican que muchos de los xenolitos fueron incorporados en los niveles superiores de la intrusión, la mayoría de

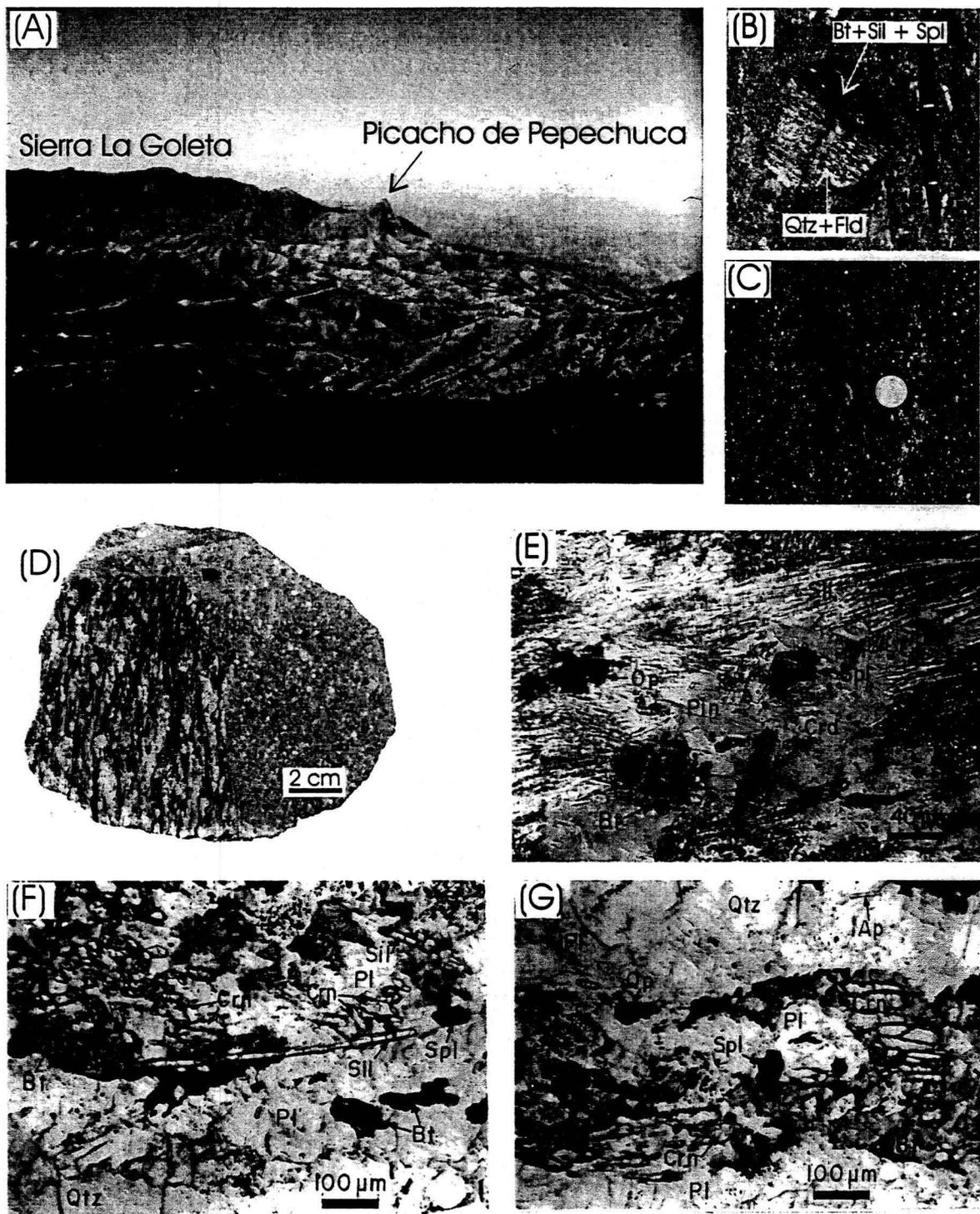


Figura 4. (A), Picacho de Pepechuca en el borde norte de la Sierra de La Goleta. (B), Xenolito de gneis bandeado con una banda cuarzofeldespática (*Qtz + Fld*) y otra rica en biotita y sillimanita (*Bt + Sil + Spl*). (C), Otro tipo de xenolito gneisico con pequeñas bandas discontinuas de biotita y cuarzofeldespáticas. (D), xenolitos de gnéis granítico en muestra de mano (muestra PEP3) presentando una estructura gnéisica bien desarrollada y contactos bien definidos con la roca riódacítica que los contiene. (E), fotomicrografía (muestra PEP2) mostrando sillimanita fibrosa (*Sil*) estrechamente relacionada a cordierita (*Crd*) con su clásica alteración pinitica (*Pin*); la cordierita contiene inclusiones de espinela (*Spl*), opacos (*Op*) y biotita (*Bt*). (F), fotomicrografía (muestra PEP3) mostrando la asociación sillimanita prismática (*Sil*) + corindón (*Crn*) + espinela (*Spl*) + plagioclasa (*Pl*) + granos subhedrales de biotite (*Bt*) con exsoluciones de óxidos ferrotitaníferos. (G), otro detalle (muestra PEP3) de la ocurrencia de corindón (*Crn*) en un sector rico en plagioclasa (*Pl*) con granos de espinela (*Spl*), opacos (*Op*) y algunos cristales prismáticos de apatite (*Ap*). En los dos últimos casos, los sectores irregulares gris oscuro (*Bt*), los cuales corresponden a un material (¿vitrio?) marrón no identificado, puede ser fusión incongruente de biotita. Es importante hacer notar que el cuarzo (*Qtz*), el cual es uno de los componentes más abundante en los xenolitos, en ningún caso está presente en contacto directo con espinela o corindón como se muestra en (F) y (G). La asociación *Qtz + Spl* tiene significado geotermométrico (Vielzeuf, 1983; Bohlen *et al.*, 1986), mientras que la asociación *Qtz + Crn* es probablemente una asociación metaestable bajo cualquier condición de P-T en la corteza (Shulters y Bohlen, 1989).

ellos correspondiendo a la secuencia volcanosedimentaria ahí expuesta, mientras que los xenolitos gnéisicos fueron extraídos de niveles más profundos de la corteza.

III.1.2 Petrología

Los xenolitos de paragneises y ortogneises graníticos son en general irregulares y varían de 1 a 20 cm en su dimensión máxima (Figura 4B, C y D). Los xenolitos tienen una estructura gnéica bien desarrollada con alternancia de sectores cuarzofeldespáticos (2-10 mm de espesor) y micáceos (1-3 mm de espesor). En algunos casos se observa una estructura de augengneis con pórfidoblastos de feldespato. El contacto entre los xenolitos y la riodacita que los contiene es tajante, lo que indica escasa o nula interacción de estos con el magma félsico. La mineralogía de los ortogneises, de acuerdo a dos muestras representativas de este tipo de xenolitos, es: cuarzo, feldespato potásico (ortoclasa, pertita en algunos fenocristales), plagioclasa (antipertita en fenocristales), biotita, sillimanita, cordierita, opacos, apatita, espinela, zircón, corindón (?), rutilo y topacio (Tabla 1). La presencia de corindón no ha sido corroborada con microscópio electrónico de barrido. En los paragneises la fracción cuarzofeldespática es menos abundante, y los sectores o bandas ricas en biotita + sillimanita ± cordierita son relativamente más abundantes, lo que les da una estructura más bandeada a escalas milimétrica y centimétrica (Figura 4B). En los ortogneises, por la abundancia de fracción cuarzofeldespática, la estructura gnéica con bandas micáceas discontinuas (Figura 4C y D) es más burda.

En general, el arreglo mineral en los xenolitos conforma texturas granoblásticas, grano-lepidoblásticas o nematoblásticas complejas. Bandas cuarzofeldespáticas con textura granoblástica poligonal (uniones triples con ángulos dihedros de 120°) están complejamente intercaladas en bandas con textura heterogranular. En los agregados granoblásticos poligonales las inclusiones esféricas de cuarzo, apatita y biotita son abundantes. La biotita también se presenta entre los granos poligonales de cuarzo. Otros tipos de inclusiones tales como rutilo acicular, minerales opacos en diminutas granos conformando estelas paralelas perpendiculares a la foliación gnéica (¿remanentes de una estructura sedimentaria, o un evento metamórfico previo?), y raras inclusiones dactilares están presentes en el cuarzo poligonal. Las bandas

cuarzofeldespáticas heterogranulares están compuestas por un agregado complejo de grano fino de ortoclasa, plagioclasa y cuarzo, con texturas granofíricas, mirmequíticas y con migración de bordes granulares por recristalización. Algunos granos de plagioclasa están ligeramente curvados. En estas bandas la asociación biotita + sillimanita + cordierita + espinela ± corindón (?) está presente. La biotita, que es rica en titanio con abundantes exsoluciones de óxidos ferrotitaníferos, conforma sectores lepidoblásticos en arreglos paralelos que definen la foliación gnéisica. En otros sectores de los xenolitos la biotita finamente granulada define claramente una foliación tectónica. Varios cristales de mica están curvados, algunos de ellos con forma de pez (*mica fish*) indicando zonas microscópicas de cizalla cristal-plástica. También se observan algunos listones (*ribbons*) de cuarzo y/o feldespato potásico.

La sillimanita (fibrolítica) se presente en agregados fibrosos radiales y paralelos en sectores nematoblásticos lenticulares y discontinuos estrechamente relacionada (¿reemplazando?) a la cordierita (Figura 4E), ortoclasa y plagioclasa. La sillimanita prismática se encuentra en bandas discontinuas paralelas a la foliación asociada a plagioclasa, cordierita, espinela y corindón (?) (Figura 4F). La sillimanita, al igual que la biotita, está ligeramente curvada siguiendo la foliación en algunos agregados fibrosos. La cordierita conjuntamente con la ortoclasa conforman un agregado xenoblástico complejo, en donde la alteración pinítica de la cordierita es siempre notoria (Figura 4E). La espinela es verde oscuro (probablemente hercinítica) como cristales euhedrales (5-70 μm) incluidos principalmente en cordierita; también se presenta alrededor de cristales opacos (probablemente magnetita). El corindón (?) se presenta en pequeños granos hipidiomórficos (10-150 μm) (Figura 4F y G), asociado a plagioclasa, cordierita, sillimanita prismática y espinela en bandas delgadas y discontinuas. La asociación cordierita y espinela pudiese sugerir pseudomorfos de safirino como resultado de decompresión, lo que implicaría la presencia de la raíz de un orógeno profundo como basamento antiguo del terreno Guerrero. No hay, sin embargo, evidencias firmes sobre la presencia de safirino.

III.1.2.1 Interpretación textural

Los contrastes texturales y la relación entre las bandas cuarzo-feldespáticas granoblásticas poligonales y heterogranulares sugieren una historia tectonotérmica compleja para los xenolitos. Los agregados granoblásticos poligonales pueden corresponder a recristalización granulítica con un alto grado de estabilidad cristalina. Las bandas cuarzo-feldespáticas heterogranulares, con sectores entreverados, son aparentemente post-agregados granoblásticos poligonales, y parecen corresponder a un leucosoma formado por fusión parcial tardía. La sillimanita prismática, espinela, corindón (?) y cordierita en las bandas heterogranulares pueden ser componentes restíticos de anatéxis. Sin embargo, las texturas diagnósticas de la cristalización extensiva de un migma, tales como cuarzo xenomórfico o en oikocristales conteniendo feldespato potásico, plagioclasa (con zoneamiento idiomórfico), cordierita y sillimanita en cristales idiomórficos o hipidiomórficos (McLellan, 1983; Ashworth y McLellan, 1985; Pattison y Harte, 1988; Vernon y Collins, 1988; Grant y Frost, 1990; Vernon *et al.*, 1990), no se observan en los xenolitos. Los agregados granoblásticos por lo tanto se interpretan como formados esencialmente por procesos de recristalización en estado sólido. Aunque los intercrecimientos granofíricos y mirmequíticos (Ashworth y McLellan, 1985), migración de bordes cristalinos con cuarzo y feldespato potásico intersticiales en sectores localizados, zoneamiento oscilatorio en algunos granos de plagioclasa, apatita acicular, y una gran cantidad de inclusiones fluidas dactilares sugieren fusión parcial. En algunos sectores del bandeamiento gnéisico un material (¿vítreo?) marrón, no identificado, asociado a sillimanita, espinela, corindón (?) y opacos puede también indicar una fusión incongruente de la biotita (Figura 4C y D).

Dado que los xenolitos contienen minerales aluminosos metamórficos, tales como sillimanita, cordierita, espinela y corindón (?) en conjunto con feldespato potásico + plagioclasa + biotita, y debido a que estas asociaciones mineralógicas no sólo ocurren en terrenos granulíticos de presión baja (Harley, 1989; Bucher y Frey, 1994; Miyashiro, 1994), sino también en metapelitas con metamorfismo de contacto de temperatura alta en aureolas (Tyler y Asworth, 1983; Pattison, 1989; Pattison y Harte, 1988; Grant y Frost, 1990), y en xenolitos (Vielzeuf, 1983; Evans y Speer, 1984; Grapes, 1986), la interpretación petrogenética del metamorfismo

en los xenolitos de Pepechuca puede ser ambigua. Las relaciones texturales, sin embargo, son un factor clave para distinguir entre metamorfismo de contacto y regional (e.g. Dickerson y Haldaway, 1989; Pattison y Tracy, 1991). La estructura gnéica bien desarrollada, que a escala microscópica se traduce en texturas grano-lepidoblásticas o nematoblásticas con arreglos paralelos, y en donde la biotita, y en menor grado la sillimanita, definen claramente una foliación tectónica, sugiere que las asociaciones mineralógicas de los xenolitos de Pepechuca corresponden esencialmente a metamorfismo regional u orogénico de alto grado, y no a metamorfismo térmico o de contacto, donde las estructuras granoblásticas isotrópicas son características.

Aunque el efecto térmico del magma riódacítico en los xenolitos es difícil de evaluar, es probable que la mineralogía y los rasgos texturales de los xenolitos no hayan sido modificados substancialmente. En xenolitos argilíticos con metamorfismo térmico de grado alto o intenso (facies de sanidinita; Turner, 1981), los minerales refractarios o de alta temperatura tales como sillimanita y/o mulita, cordierita, espinela, corindón, óxidos de Fe-Ti, y tridimita normalmente están embebidos en material vítreo (o *buchitic*) (e.g. Pederson, 1978; 1979; Grapes, 1986; Vielzeuf, 1983). El material vítreo, que pudiera sugerir un efecto térmico intenso y un enfriamiento rápido relacionado con la riódacita encajonante, está prácticamente ausente en los xenolitos. Datos preliminares de U-Pb (zircón) en una muestra de los xenolitos de Pepechuca, como se discuten más adelante, sugieren rehomogeneización isotópica por recristalización metamórfica de temperatura alta no en el Cenozoico, sino durante el Mesozoico. Por lo anterior, es razonable concluir que el metamorfismo de grado alto de los xenolitos de Pepechuca es del tipo regional, y que se desarrolló bajo esfuerzos tectónicos diferenciales antes de que los xenolitos fueran acarreados a niveles superficiales por la intrusión riódacítica oligocénica.

III.1.2.2 Restricciones geotermométricas

A reserva de estudios geotermobarométricos más rigurosos en los xenolitos, las condiciones P-T para el metamorfismo que manifiestan son, de manera preliminar y aproximada, deducidas con base en las relaciones de equilibrio de diversas fases minerales. En esta estimación se

asume que los xenolitos de metamorfismo de alto grado provienen del mismo nivel cortical debajo del esquistos Tejupilco. Dado que los xenolitos al parecer no sufrieron cambios importantes en su relación textural y mineralógica durante su ascenso a través de la corteza, las condiciones P-T deben corresponder esencialmente al metamorfismo regional precenozoico impreso en niveles corticales inferiores. En principio la ausencia de cianita y/o granate, y la presencia de cordierita + espinela en los xenolitos gnésicos indican un metamorfismo de baja presión. La ausencia total de muscovita, y la coexistencia de sillimanita + feldespato potásico ± plagioclasa ± biotita (Figura 5A; curvas 1 y 2) indican que el límite superior del campo de estabilidad para muscovita + cuarzo + plagioclasa fue excedido a una presión suficiente para estabilizar sillimanita y no andalucita. Esto implica condiciones mínimas de metamorfismo de alrededor de 660°C y 3 kb, ó 690°C y 4 kb, de acuerdo a las curvas de equilibrio andalucita = sillimanita de Pattison (1992) o de Richardson *et al.* (1969), respectivamente (Figura 5A). La curva de Pattison (1992), basada en la ocurrencia natural de sillimanita en/o inmediatamente arriba de la isograda muscovita + cuarzo = andalucita + feldespato potásico, y parcialmente calibrada con cordierita en asociaciones naturales en aureolas de contacto de baja presión (Pattison y Tracy, 1991), aparentemente sería apropiada para el caso presente. Sin embargo, la curva de Richardson *et al.* (1969), en la que el equilibrio se basó en sillimanita fibrolítica, es probablemente más adecuada tomando en consideración la naturaleza fibrolítica de la mayoría de la sillimanita en los xenolitos de Pepechuca. Esta curva ha resultado más apropiada para rocas metamórficas en terrenos de baja presión/alta temperatura (*e.g.* Vernon, 1982; Vernon *et al.*, 1990).

Por otro lado, evidencias de fusión parcial en los xenolitos, en donde puede ser aplicada la reacción cuarzo + feldespato potásico + plagioclasa ± muscovita + agua = fundido (curva 4), indican una temperatura mínima de 650°C y 3.5 kb. Si se considera que la desaparición de muscovita no sólo ocurrió por medio de las reacciones: muscovita + plagioclasa + cuarzo = feldespato alcalino + sillimanita ± biotita + agua (curva 1) y muscovita + cuarzo = feldespato potásico + sillimanita + agua (curva 2), sino también por la reacción muscovita = corindón + feldespato potásico + agua (curva 3), como lo sugiere la presencia de corindón (?) en contacto con plagioclasa (y no con cuarzo) (Figura 4F y G) en algunas bandas de los xenolitos, la intersección de esta curva univariante con la de fusión mínima da una temperatura mínima de

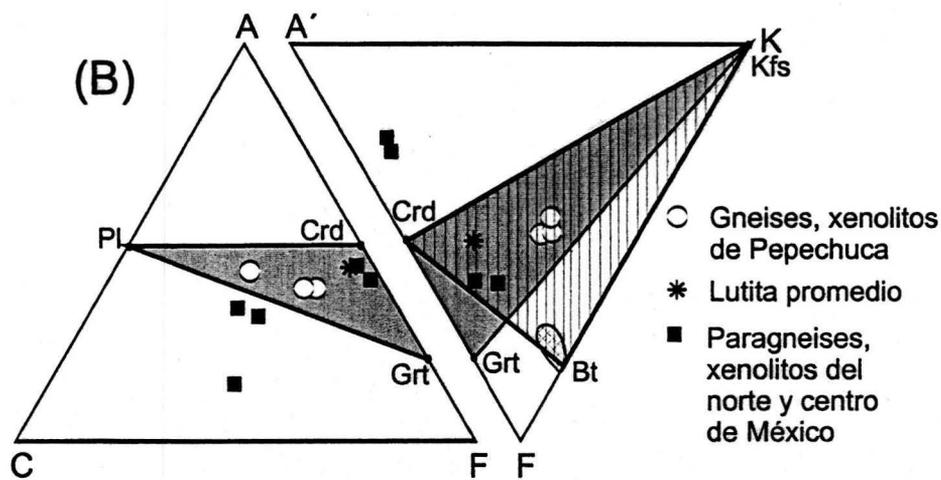
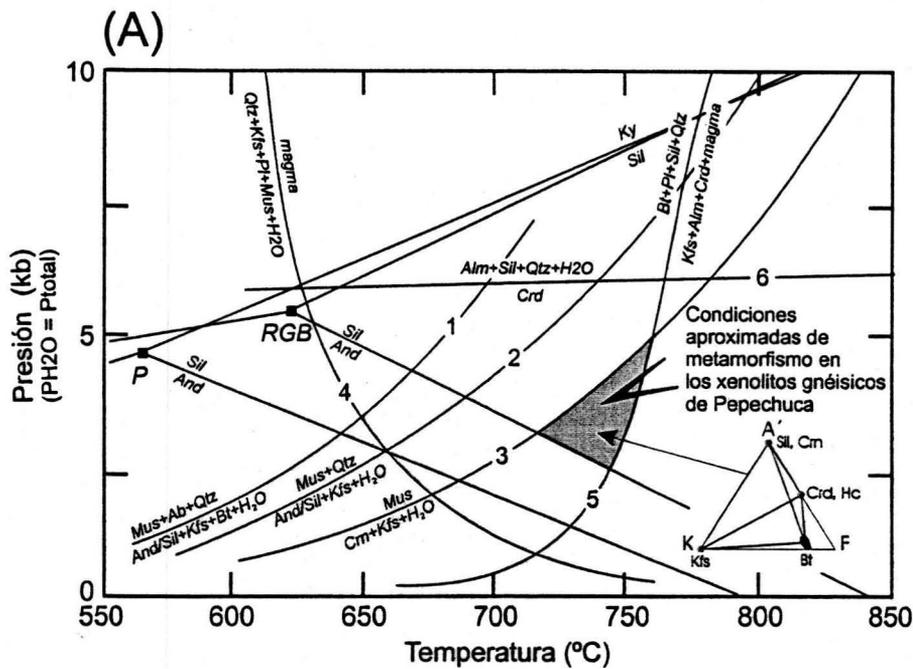


Figura 5. (A), diagrama mostrando las condiciones P-T para el metamorfismo en los xenolitos gnéissicos de Pepechuca deducidas con base en la relaciones de equilibrio de diversas fases minerales (diagrama A'KF; discusión ver el texto). Las curvas de equilibrio y los puntos triples para los polimórfos de Al_2SiO_5 se presentan como **RGB** (Richardson *et al.*, 1969) y **P** (Pattison, 1992). Las otras curvas univariantes cuyas reacciones se señalan corresponden a Huang y Wyllie (1974), y Thompson y Algor (1977) (curvas 1, 2, 3 y 4); Holdaway y Lee (1977), y LeBreton y Thompson (1988) (curva 5); y Newton y Wood (1979) (curva 6). Las abreviaciones son: *Ab*, albita; *Alm*, almandino; *And*, andalucita; *Bt*, biotita; *Crd*, cordierita; *Cm*, corindón; *Hc*, hercinita; *Kfs*, feldespato potásico; *Ky*, cianita; *Mus*, muscovita; *Pl*, plagioclasa; *Qtz*, cuarzo; *Sil*, sillimanita. **(B)**, diagramas ACF y A'KF (Winkler, 1976) en donde se señalan los campos de plagioclasa (*Pl*)-cordierita (*Crd*)-granate (*Grt*) y feldespato potásico (*Kfs*)-cordierita (*Crd*)-granate (*Grt*), dentro de los cuales grafican los xenolitos gnéissicos de Pepechuca. Para comparación se incluye la lutita promedio postarqueana (Taylor y McLennan, 1985) y xenolitos de paragneisses granulíticos del norte y centro de México (Ruiz *et al.*, 1988a). A = $(Al_2O_3 + Fe_2O_3) - (Na_2O + K_2O)$, A' = $(Al_2O_3 + Fe_2O_3) - (Na_2O + K_2O + CaO)$, C = $CaO - 3.3P_2O_5$, F = $FeO + MgO + MnO$, K = K_2O , todo en % molar.

675°C y 2 kb (Figura 5A). Sin embargo, como el corindón (?) está también asociado a sillimanita prismática, cordierita y espinela, esto implica temperaturas mayores a 700°C. Dado que la desaparición de la biotita, por medio de la reacción biotita + plagioclasa + sillimanita + cuarzo = feldespato potásico + granate-Fe ± cordierita (a presión baja) + fundido (curva 5), no ocurrió, esto puede definir una restricción confiable de temperatura. A presiones bajas (≤ 6 kb) esta reacción implica temperaturas de 730°C a 760°C dentro del campo de estabilidad de la sillimanita (Figura 5A), y este puede ser el intervalo máximo de temperatura para el metamorfismo de los xenolitos. Este intervalo de temperatura es consistente con la coexistencia de cordierita + espinela, y con la asociación sillimanita + cordierita + espinela en metapelitas espinelíferas en terrenos charnoquíticos de presión baja (Harris, 1981). El rompimiento de cordierita-Fe en espinela + cuarzo requiere de una temperatura mínima de alrededor de 770°C (Bohlen *et al.*, 1986), la cual probablemente no fue alcanzada en los xenolitos estudiados porque, aunque ambos minerales están presentes, no se encuentran en contacto mutuo (Figura 4F y G). Es importante señalar que esta temperatura de rompimiento puede ser mayor si la cordierita es rica en Mg, aspecto que por ahora se desconoce.

III.1.2.3 Restricciones geobarométricas

La asociación biotita + sillimanita + plagioclasa + cuarzo, estable en los xenolitos, es probablemente inestable a presiones por abajo de 3 kb (Hoffer, 1978; Wickham, 1987); de esta manera se tiene una estimación inicial de presión mínima. En gneises pelíticos similares con esta asociación mineral, y con ocurrencia ocasional de granate, Wickham (1987) dedujo un intervalo de presión de 3-4 kb, ó 3-5 kb con alta a_{H_2O} . A una presión de 4 kb cordierita anhidra + espinela (Vielzeuf, 1983), y feldespato potásico + cordierita + líquido silicatado, y cordierita + espinela + corindón + líquido silicatado (Powers y Bohlen, 1985) coexisten. Todas estas asociaciones están presentes en los xenolitos estudiados.

La presión máxima lograda puede ser restringida por la curva univariante cordierita = granate + sillimanita + cuarzo ± agua (curva 6, Figura 5A) a una temperatura mayor que la del rompimiento de muscovita en presencia de cuarzo. Aunque la presión de esta reacción de equilibrio varía con el contenido de H_2O y de la relación Mg/Fe^{2+} en la cordierita (Newton y

Wood, 1979). Así, a $P_{H_2O} = 0$ y en el intervalo de temperatura de 700-750°C, los miembros extremos ferroso y magnésico de las cordieritas anhidras se desestabilizan alrededor de 2.5 kb y 6 kb, respectivamente, mientras que a $P_{H_2O} = P_{total}$ y en el mismo intervalo de temperatura, los miembros extremos ferroso y magnésico de las cordieritas hidratadas son inestables alrededor de 3.5 kb y 7 kb, respectivamente (Newton y Wood, 1979). Para el caso presente, la abundancia relativa de biotita como fase hidratada (5-20% modal) y la gran cantidad de inclusiones fluidas dactilares en diferentes minerales sugiere que la cordierita en los xenolitos es hidratada; por otro lado, si se asume una relación $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ de 0.5 para la cordierita, las condiciones de equilibrio son alrededor de 6 kb en el intervalo de 700-750°C (Figura 5A). La presencia de cordierita y ausencia de granate en los xenolitos estudiados sugiere por lo tanto presiones por debajo de 6 kb. Esto es consistente con el hecho de que la cordierita normalmente no es estable a presiones mayores de 6 kb en la mayoría de las metapelitas en terrenos metamórficos (Newton, 1983; Vielzeuf y Holloway, 1988).

En resumen, las condiciones P-T para el metamorfismo de los xenolitos gnéisicos son $P \geq 3 \leq 6$ kb y $T = 730-760^\circ C$ como se indica en la Figura 5A. Este intervalo de P-T es común en terrenos granulíticos de baja presión con altos gradientes geotérmicos (*e.g.*, Hudson, 1980; Harris, 1981; Wickham, 1987; Vernon *et al.*, 1990), y se puede considerar como la facies granulítica de presión baja (*e.g.*, Harley, 1989; Miyashiro 1994). Aunque la presencia estable de cordierita hidratada y biotita, así como la ausencia de ortopiroxena en los xenolitos, más bien indica la parte alta de la facies de anfibolita y no la de granulita. Sin embargo, pudo haber habido retrogresión por decompresión en presencia de fluidos. Xenocristales de ortopiroxena en la roca silícica que contiene a los xenolitos sugieren la presencia de rocas granulíticas en el subsuelo.

III.1.3 Geoquímica

De alrededor de 20 muestras de xenolitos gnéisicos de diversos tamaños y con diferentes grados de interperismo colectados hasta ahora, se seleccionaron algunos fragmentos de ortogneis (estructura menos bandeada en muestra de mano) de tamaño adecuado y frescos para análisis geoquímico e isotópicos. Los análisis correspondientes de elementos mayores y trazas se muestran en las Tablas 2 y 3; los resultados isotópicos de Rb-Sr y Sm-Nd se presentan en la

Tabla 4. En las muestras analizadas, después de una disolución con HF-HNO₃ de roca total no hubo presencia de material orgánico insoluble (grafito), característico y diagnóstico de paragneises, por lo que la naturaleza ortognésica para estas muestras es más factible. Así lo indica también el contenido de elementos mayores de las muestras (Tabla 2), el cual es muy similar a rocas graníticas, aunque su carácter peraluminoso es sugerido por la presencia de minerales ricos en Al tales como sillimanita, cordierita, corindón (?), espinela y topacio en prácticamente todos los xenolitos colectados, y corroborado por el 1.60-2.50% de corindón en la norma CIPW de las muestra analizadas. El método y el procedimiento analítico en los análisis geoquímicos e isotópicos para cada caso se describen de manera resumida en las tablas correspondientes.

Composicionalmente en diagramas ACF y A'KF (Figura 5B) los xenolitos se ubican en los campos de Pl-Crd-Grt, y Kfs-Crd-Grt o Kfs-Crd-Bt, respectivamente, al igual que la lutita promedio y algunos xenolitos paragnésicos de la corteza inferior del centro y norte de México. En términos de contenidos de Cr, Ni, La y Ba vs. Mg#, donde $Mg\# = 100Mg/(Mg + \Sigma Fe)$, los xenolitos de Pepechuca, con 68-71% de SiO₂ y 24-35% de cuarzo normativo, son consistentes con xenolitos de paragneis granulítico y granulita félsica (Figura 6A y B). La geoquímica de Rb y Sr de los xenolitos de Pepechuca son también consistentes con paragneis granulítico y granulita félsica/intermedia (Figura 6C y 6D), y se caracterizan por un alto contenido de Rb. El enriquecimiento de Rb (141-243 ppm) en los xenolitos de Pepechuca es mayor que en los xenolitos de paragneis granulítico más rico en Rb (72-97 ppm) del norte y centro de México (Ruiz *et al.*, 1988a). Por otro lado, los xenolitos de Pepechuca presentan un empobrecimiento en Sr (120-196 ppm) con relación a los xenolitos paragnésicos del norte y centro de México. La relación Rb/Sr (0.7-2) de los xenolitos de Pepechuca es consecuentemente más alta que la de xenolitos de paragneis granulítico (0.01-0.9) reportados por Ruiz *et al.* (1988a), y también que la de rocas del basamento proterozoico (0.01-0.75, Ruiz *et al.*, 1988a). La relación alta de Rb/Sr de los xenolitos de Pepechuca (Figura 6C y D) indica una naturaleza altamente evolucionada similar a rocas ígneas de corteza superior fuertemente diferenciadas.

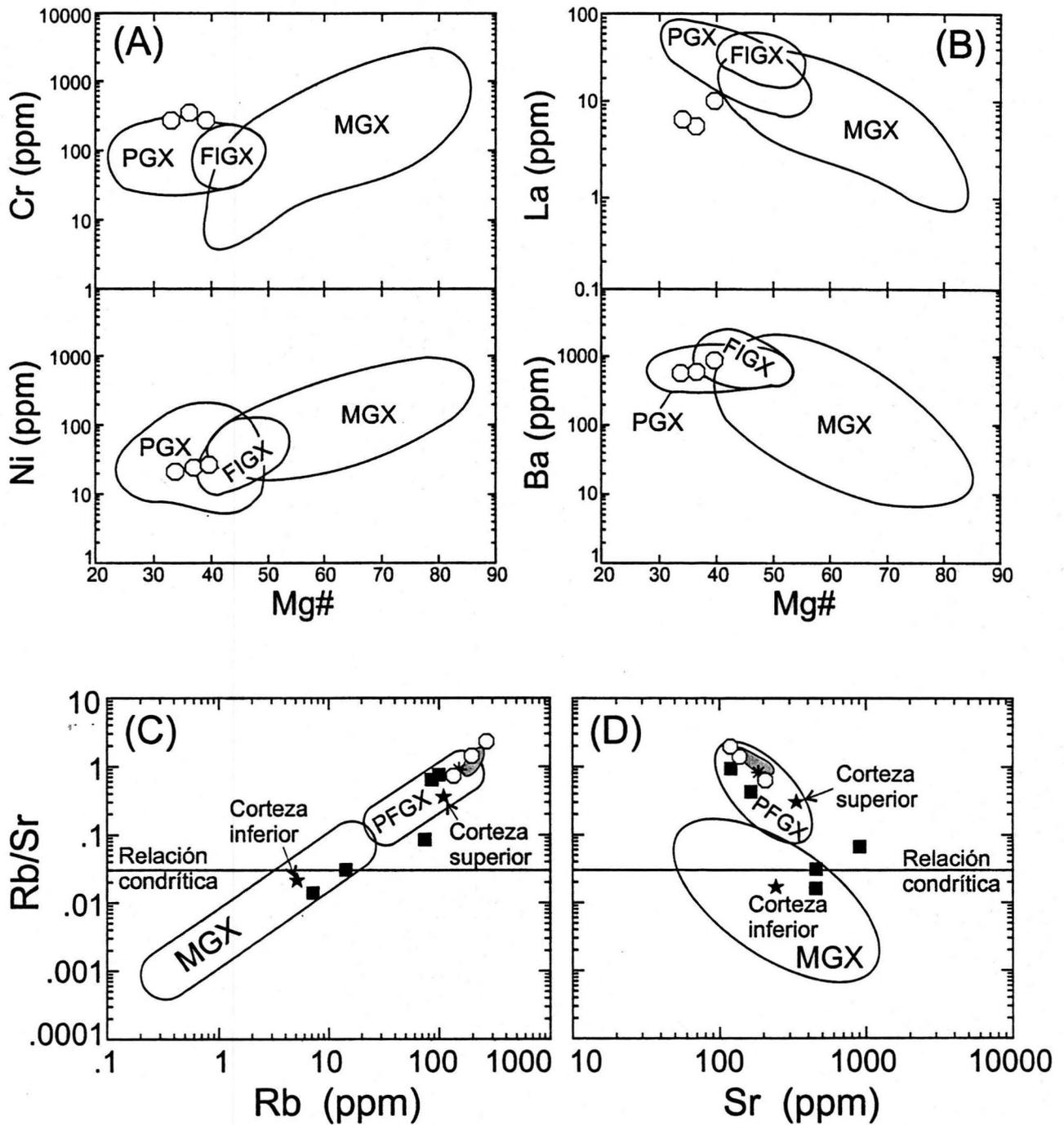


Figura 6. Diagramas Cr y Ni vs. 100Mg# (A), La y Ba vs. 100Mg# (B), Rb/Sr vs. Rb (C), y Rb/Sr vs. Sr (D) para xenolitos gnéissicos de Pepechuca (circulo abierto). Para comparación se señalan los campos de xenolitos de granulita máfica ($\text{SiO}_2 < 55\%$) (MGX), de granulita félsica/intermedia ($\text{SiO}_2 > 55\%$) (FIGX), de paragneis granulítico (PGX), y paragneis granulítico y granulita félsica/intermedia (PFGX) (Rudnick, 1992). En (C) y (D) también se incluyen los valores promedio de lutita posarqueana (asterisco), y de corteza inferior y superior (Taylor y McLennan, 19985); paragneises granulíticos del norte y centro de México (cuadro lleno) (Ruiz *et al.*, 1988a); y metagranito Tizapa (elipsoide gris) (presente trabajo). $\text{Mg\#} = 100\text{Mg}/(\text{Mg} + \Sigma\text{Fe})$.

Los xenolitos de ortogneis granítico de Pepechuca presentan un contenido menor de elementos de tierras raras (REE, por sus siglas en inglés) ($\Sigma\text{REE} = 35\text{-}62$ ppm, Tabla 3³) en comparación con el metagranito Tizapa ($\Sigma\text{REE} = 154.186$ ppm, Tabla 16) y de la lutita promedio ($\Sigma\text{REE} = 183$, Taylor y McLennan, 1985). El fraccionamiento, sin embargo, es esencialmente el mismo para los tres casos [$(\text{La}/\text{Lu})_{\text{N}} = 8.7\text{-}8.9, 6.9\text{-}7.2, 9.2$, para los xenolitos, metagranito Tizapa, y lutita promedio, respectivamente] como se refleja en los patrones de REE correspondientes (Figura 7A). El metagranito Tizapa es un plutón peraluminoso deformado que se describe con detalle más adelante. Los xenolitos de Pepechuca, debido seguramente a la ausencia de granate y/o piroxena, están también más empobrecidos en REE, principalmente en REE pesados (HREE, por sus siglas en inglés), con respecto a la composición modelo de corteza continental inferior (Taylor y McLennan, 1985), a xenolitos granulíticos del centro y norte de México (Robert y Ruiz, 1989; Schaaf *et al.*, 1994), y a xenolitos granulíticos de la corteza inferior en general (Rudnick y Presper, 1990). Así, la distribución de REE en los xenolitos de Pepechuca se caracteriza por un leve enriquecimiento en REE ligeros (LREE, por sus siglas en inglés), un fraccionamiento mínimo de HREE y, exceptuando a la muestra PEP4A, una pequeña anomalía negativa de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.49\text{-}0.66$). Este tipo de patrones de REE es característico de rocas sedimentarias y de la composición modelo de corteza superior. Las rocas granulíticas de corteza inferior generalmente manifiestan una anomalía positiva de Eu (Taylor y McLennan, 1985). Aunque los xenolitos de gneis granítico de Pepechuca están aparentemente más empobrecidos en REE, su fraccionamiento, similar al de la lutita promedio, sugiere un origen sedimentario (granitos tipo S; Pitcher, 1982). Por otro lado, los xenolitos de Pepechuca presentan un fuerte enriquecimiento en Rb, Ba, Th, K, y Zr, con relación a los xenolitos granulíticos de corteza inferior. El contenido de Rb, Ba, Th, K, Nb, Sr, Zr, Ti, e Y en los xenolitos de Pepechuca es también comparable al de la lutita promedio (Figura 7B).

Los datos isotópicos Rb-Sr y Sm-Nd de los xenolitos de Pepechuca (Tabla 4, Figura 8A) indican evidentemente un carácter fuertemente evolucionado y una afinidad clara de corteza continental. Los valores actuales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7178$ a 0.7237 , $\epsilon_{\text{Nd}(0)} = -6.1$ a -7.3 , y edades modelo Nd de 1.2 a 1.6 Ga de los xenolitos (Tabla 4) son comparables a rocas de origen

³ El contenido de REE en los xenolitos, no su fraccionamiento, puede estar subestimado debido a problemas de calibración con el equipo de emisión de plasma (Ofelia Morton-Bermea, comunicación verbal, julio/1998).

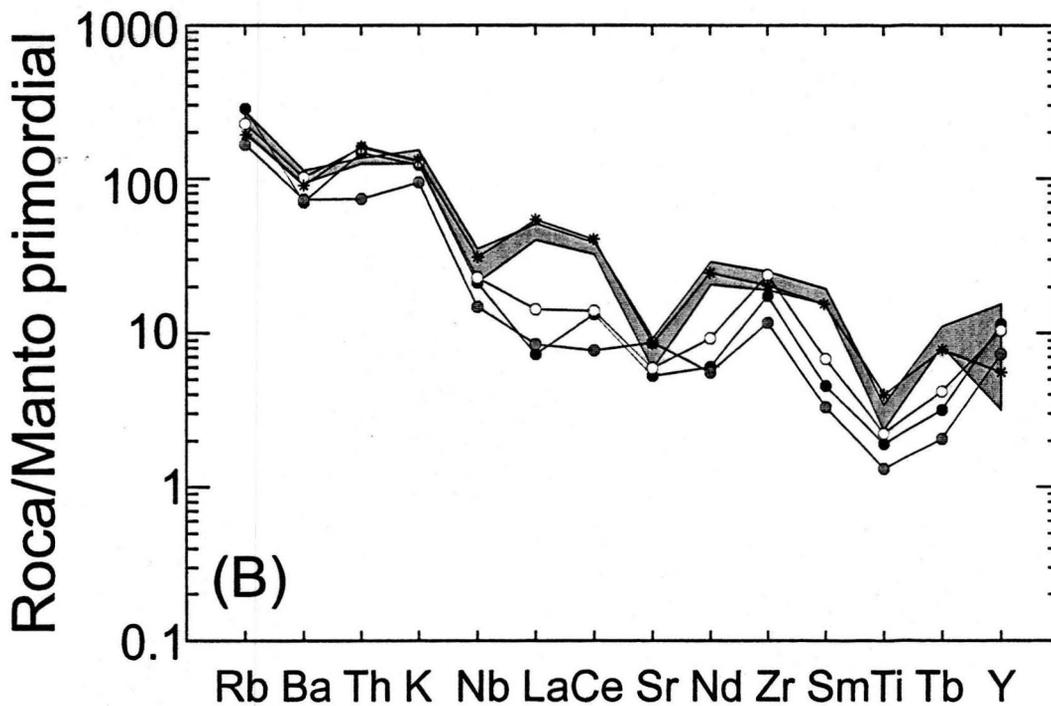
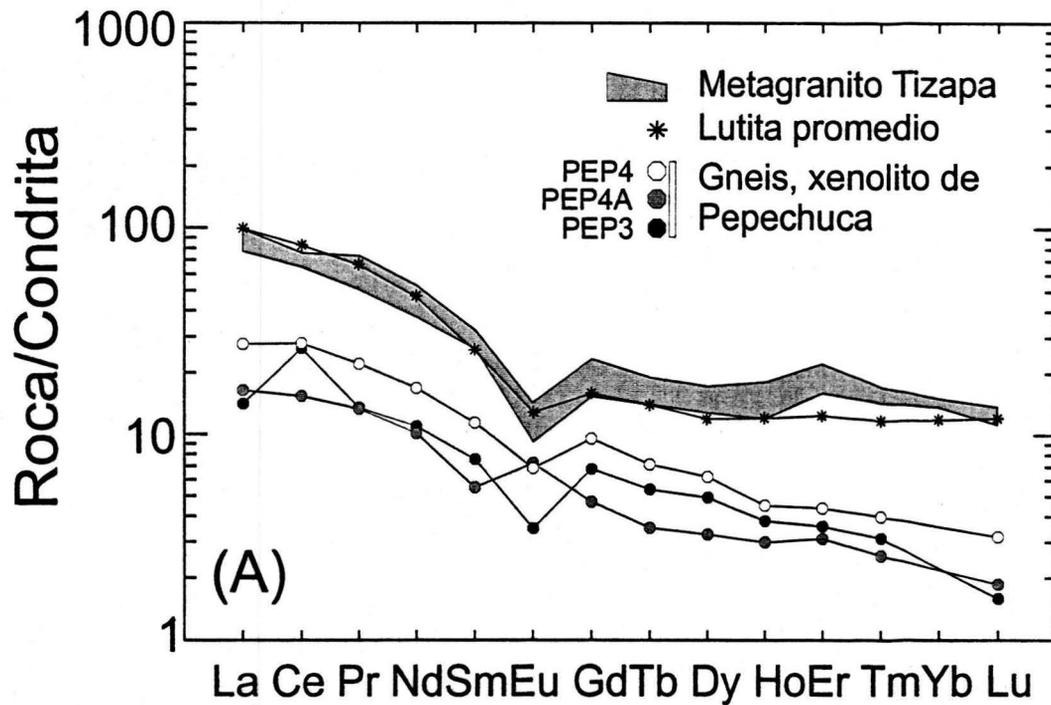


Figura 7. (A), patrones de elementos de tierras raras (REE) de los xenolitos gnésicos de Pepechuca normalizados a condrita (Taylor y McLennan, 1985). Para comparación se incluyen el rango de contenidos (cuatro muestras) de REE del metagranito Tizapa (presente trabajo), y de la lutita promedio postarqueana (Taylor y McLennan, 1985). (B), patrones de multielementos de los xenolitos gnésicos de Pepechuca normalizados a manto primordial (Wood, 1979). Los símbolos como en (A).

sedimentario del basamento grenvilliano mexicano y a xenolitos de corteza inferior del centro y norte de México (Ruiz *et al.*, 1988a; 1988b). Edades de residencia cortical tan antiguas como 1.6 Ga en los xenolitos de Pepechuca, que pueden interpretarse como promedios ponderados de contribuciones de material cortical antiguo reciclado y mezclado con material derivado del manto (*e.g.* Ruiz *et al.*, 1988b), indican la presencia de un basamento de corteza continental premesozoico debajo de la región de Tejupilco. Recientemente, en las rocas piroclásticas cuaternarias del Nevado de Toluca se ha documentado (Martínez-Serrano *et al.*, en prensa) xenolitos de gneis isotópicamente muy similar (Tabla 4) a los de Pepechuca.

III.1.4 Interpretación litotectónica; discusión

Aunque los xenolitos de paragneises y ortogneises de Pepechuca tienen indudablemente un origen y una evolución de corteza continental, su interpretación tectónica sin suficientes datos isotópicos y geocronológicos es algo especulativa. Sin embargo, con los datos petrológicos, geoquímicos e isotópicos analizados hasta ahora, se pueden delinear y discutir dos posibles escenarios litotectónicos para explicar la presencia de los xenolitos: (1) raíces de un arco volcánico mesozoico y, (2) basamento siálico premesozoico.

(1). Raíces de un arco volcánico mesozoico. Dado que los xenolitos gnéisicos provienen de un sector de corteza que está debajo de secuencias mesozoicas de arco volcánico, y tomando en consideración que fracciones leucosomáticas y componentes restíticos menores en arreglos complejos son evidentes en algunas muestras, los xenolitos pueden ser fragmentos de material anatexítico generado por fusión parcial de un basamento continental y/o de metasedimentos con componentes detríticos proterozoicos. Estos metasedimentos pudieron originalmente ser depositados sobre corteza continental antigua en niveles corticales que ahora pueden representar las raíces de un arco volcánico mesozoico (esquisto Tejupilco). En este contexto, los xenolitos y el metagranito Tizapa, que tiene características geoquímicas e isotópicas similares, pueden ser productos del mismo evento tectono-magmático que generó granitos peraluminosos, con emplazamientos sintectónico a diferentes niveles corticales. Si esta interpretación es correcta, la evolución tectonotérmica tanto de los xenolitos como del esquisto Tejupilco debe ser común. Esto es, el metamorfismo de alto grado en los xenolitos gnéisicos

debe ser simultáneo y tectónicamente relacionado con el metamorfismo de bajo grado del esquisto.

En este modelo, la edad proterozoica U-Pb (zircón) de intersección superior, obtenida de la muestra de ortogneis granítico PEP3 (Figura 8B), puede corresponder a la edad promedio de las rocas corticales de basamento afectadas por anatexis, o bien, a la de la fuente de los componentes detríticos reciclados si el protolito de los xenolitos gnéisico corresponde esencialmente a sedimentos fanerozoicos. La edad de intersección inferior pobremente definida del Jurásico Medio puede ser interpretada como un evento importante de pérdida de Pb por recristalización metamórfica, y estaría fechando tanto al metamorfismo de alto grado de los xenolitos (con anatéxis en niveles corticales profundos) y al de bajo grado del esquisto Tejupilco si estos corresponden al mismo evento orogénico. El metamorfismo de alto grado de los xenolitos, sin embargo, sugiere un gradiente geotérmico alto (40-80°C/km), el cual es aparentemente inconsistente con el que se puede inferir del esquisto Tejupilco expuesto.

La presencia de mica blanca (probablemente fengítica) + biotita + granate (almandino) en los niveles inferiores del esquisto Tejupilco, aunada a la ausencia de andalucita y/o cordierita en los más de 2,000 m de sección estructural expuesta del esquisto, sin sucesión estrecha de isogradas, sugieren un gradiente geotérmico diferente (metamorfismo de presión media) al deducido en los xenolitos. El metamorfismo de bajo grado del esquisto Tejupilco puede ser, por lo tanto, un evento diferente en naturaleza y edad al metamorfismo que manifiestan los xenolitos, y esto sugiere consecuentemente la existencia de un basamento cristalino premesozoico. Espesores corticales del orden de 40-45 km para la región (Figura 3), que son comparables a los de los terrenos Mixteco y Zapoteco con basamentos cristalinos paleozoico y proterozoico expuestos, y al de regiones del altiplano mexicano con corteza inferior proterozoica, son consistentes con esta interpretación. Terrígenos con componentes detríticos antiguos depositados sobre litosfera oceánica mesozoica, y posteriormente metamorizados y reciclados por fusión parcial en las raíces de un arco volcánico intraoceánico primitivo, como una interpretación alternativa para los xenolitos de Pepechuca, es altamente improbable por las características petrológicas, geoquímicas e isotópicas de estos, y por los espesores de corteza

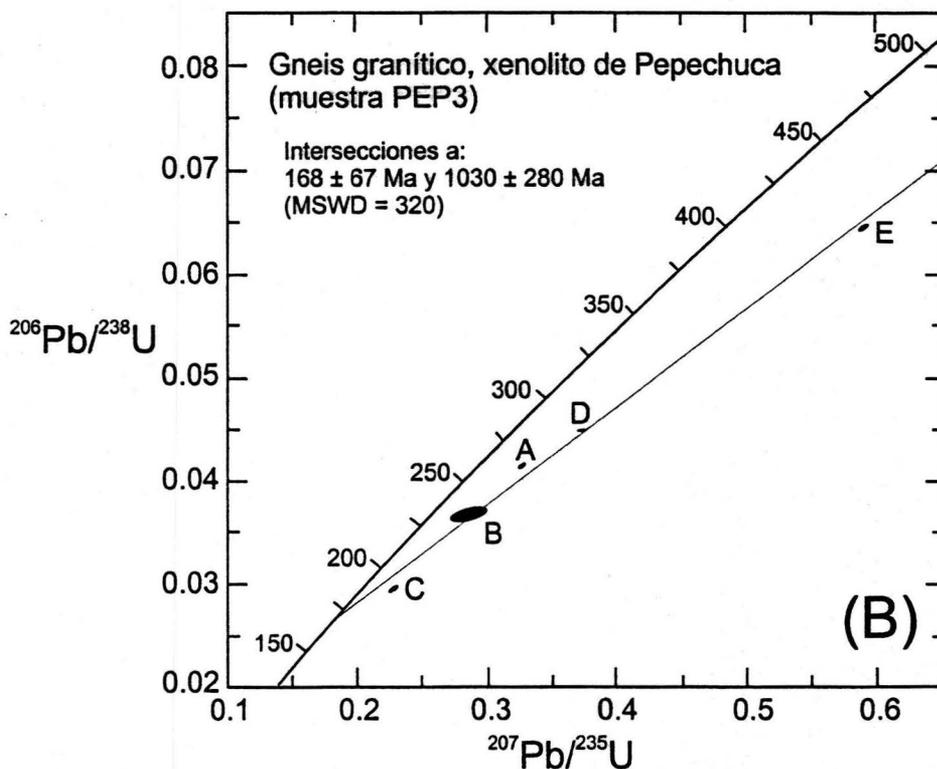
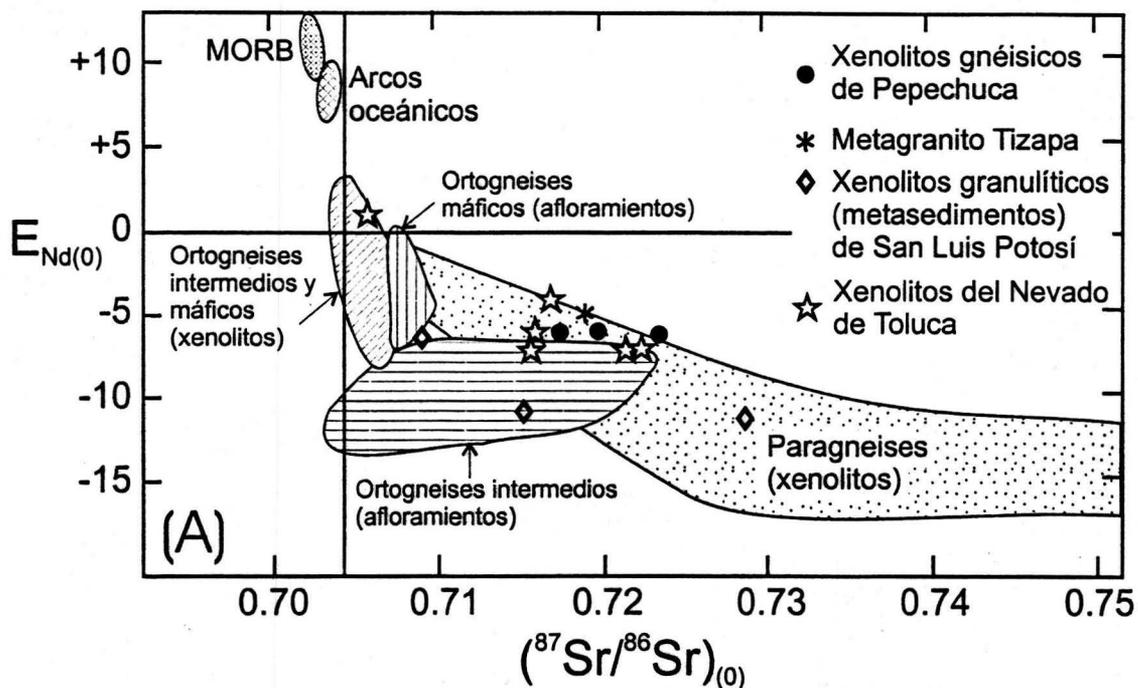


Figura 8. (A), diagrama $\epsilon_{Nd(0)}$ vs. $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{(0)}$ de xenolitos gnéissicos de Pepechuca, metagranito Tizapa, xenolitos granulíticos (metasedimentos) de San Luis Potosí (Schaaf *et al.*, 1994), xenolitos (basamento metamórfico) del Nevado de Toluca (Martínez-Serrano *et al.* en prensa), y xenolitos de corteza inferior del centro y norte de México, y del basamento precámbrico de México (Ruiz *et al.*, 1988a; 1988b). **(B)**, diagrama concordia para diferentes fracciones de zircones de un xenolito de ortogneis granítico de Pepechuca (Ken Cameron, comunicación escrita, 11/sept./1996). La edad de intersección inferior del Jurásico Medio pobremente definida se puede interpretar como un evento de pérdida importante de Pb debido a recristalización metamórfica.

continental (40-45 km, Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz, 1996), no substrato máfico denso, debajo del área estudiada.

(2). Basamento siálico premesozoico. Los xenolitos gnéisicos pueden ser muestras de un basamento continental antiguo. La existencia de un basamento cristalino premesozoico, probablemente proterozoico, es sugerida por la historia tectonotérmica compleja de los xenolitos, que incluye al menos dos fases de deformación penetrantes, de las cuales la primera está caracterizada por una textura granulítica. La presencia de paragneises y ortogneises graníticos, estos últimos con características geoquímicas e isotópicas ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)} = 0.7178$ a 0.7237 ; $\epsilon_{\text{Nd}(0)} = -6.1$ a -7.3 ; $T_{\text{DM}} = 1.2$ Ga a 1.6 Ga) muy evolucionadas, similar a las rocas grenvillianas del sur de México, fortalece la idea de un substrato siálico. En esta interpretación se considera que los xenolitos gnéisicos de Pepechuca corresponden a un basamento proterozoico a partir del cual fueron derivados granitos peraluminosos "tipo Tizapa" por procesos de fusión parcial. En este contexto, la edad jurásica U-Pb de intersección inferior de la muestra PEP3, puede interpretarse como una rehomogeneización isotópica del basamento relacionada con este tipo de procesos. Esta edad jurásica, dentro de su rango de error, es correlacionable con la edad toarciana del metagranito Tizapa como se demuestra más adelante. El carácter calcalino de los metavolcánicos del esquisto Tejupilco, documentado con detalle en sección posterior, es también consistente con una corteza siálica gruesa en la región.

Datos de xenolitos de granulitas máficas ($T_{\text{DM}} = 1.5$ Ga y 0.68 Ga) (Urrutia-Fucugauchi y Uribe-Cifuentes, 1999; Aguirre-Díaz *et al.*, 2002) en rocas volcánicas cuaternarias de Valle de Santiago, Guanajuato y Amealco, Queretaro; de gneis micáceo y feldespático (Pantoja-Alor, 1994) en rocas piroclásticas pliocénicas del área de Tlalpujahuá, Michoacán; de rocas granulíticas en la Formación Chichinautzin (Martín del Pozzo, 1990) en el área de Zempola, estado de México; de gneis anfibolítico y granulítico (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2000) en rocas silíceas miocénicas de Chalcatzingo, Morelos; y de gneis en rocas volcánicas del Nevado de Toluca (Martínez-Serrano *et al.*, en prensa); sumados a la información gravimétrica que sugiere espesores de corteza de 40-45 km, no sólo para la región suroccidental del estado de México, sino también para regiones de Michoacán y Jalisco (*e.g.* Urrutia-Fucugauchi y Molina-Garza, 1992; García-Pérez, 1995; Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz, 1996), y a datos

isotópicos de Re-Os en el campo volcánico Michoacán-Guanajuato que sugieren corteza inferior granulítica debajo de éste (Chesley *et al.*, 2002), conforman una base sólida de elementos importantes e independientes que fortalecen la existencia de un basamento cristalino proterozoico no expuesto no solamente en la región de Tejupilco, sino también en buena parte de la región centro-suroccidental de México.

En resumen, los xenolitos de paragneises y ortogneises graníticos de Pepechuca en cualquier caso indican evidentemente la presencia de rocas cristalinas con afinidad clara de corteza continental proterozoica debajo de las secuencias mesozoicas marinas de arco volcánico de la región. La posible correlación de estos xenolitos con aquellos reportados en otras localidades tiene implicaciones tectónicas fundamentales relacionadas con la estructura cortical del centro-sur de México, lo cual se discute posteriormente.

III.2 Esquisto Tejupilco (ETJ)

La secuencia metavolcanosedimentaria severamente deformada que está expuesta en los alrededores de Tejupilco se describe aquí como esquisto Tejupilco (ETJ) (Figura 2). El ETJ se extiende hacia el sur en continuidad de afloramiento hasta las partes aledañas al río Sultepec, y al oriente hasta el área de Zacualpan, y es aparentemente también correlacionable con las secuencias metavolcanosedimentarias que afloran localmente en las áreas de Ixtapan de la Sal y Taxco. Todas estas rocas metamórficas de grado bajo han sido descritas previamente como Esquisto Taxco y Roca Verde Taxco Viejo, con edades inferidas del Paleozoico tardío y Triásico Tardío-Jurásico Temprano, respectivamente (Fries, 1960; de Cserna y Fries, 1981; de Cserna, 1982). En términos litotectónicos, el Esquisto Taxco y la Roca Verde Taxco Viejo fueron interpretados por otros autores como un ensamble volcanogénico de arco de islas del Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Campa y Ramírez, 1979). En análisis de terrenos tectonoestratigráficos, estas unidades fueron agrupadas como parte del subterreno Teloloapan-Ixtapan del Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Campa y Coney, 1983), y posteriormente como parte del subterreno Teloloapan con una edad del Cretácico Temprano (Talavera-Mendoza *et al.*, 1993; 1995; Centeno-García *et al.*, 1993a). Con base en datos microtermométricos (González-Partida *et al.*, 2001) y estructurales (Salinas-Prieto, 1994), se

ha interpretado, sin embargo, que los metasedimentos y metavolcanoclásticos del Esquisto Taxco y de la Roca Verde Taxco Viejo, en las localidades de Taxco, Taxco El Viejo y Teloloapan, tienen una historia estructural y térmica diferente al ETJ como unidad prejurásica. Datos U-Pb (zircones) de espectrometría de masas por ionización térmica (TIMS, por sus siglas en inglés) sugieren protolitos del Cretácico Temprano para las rocas metavolcánicas de Taxco y Taxco El Viejo (Campa-Uranga e Iriondo, 2003).

El ETJ, en las áreas aledañas de Tejupilco, consiste en una secuencia polideformada de más de 2,000 m de espesor de rocas metasedimentarias y metavolcánicas (Figura 9A-F) con un metamorfismo regional en facies de esquisto verde. Los metasedimentos, que en conjunto es la litología predominante, consisten en esquisto, filita y cuarzofilita grafiticos (Figura 9A y C), esquisto y filita sericíticos, pizarra negra, metapsamita y metapsefita cuarcífera, algunos horizontes y bloques erráticos de cuarcita (Figura 9B), y en ciertos lugares escasos horizontes erráticos de caliza arcillosa marmolizada. En algunos capas de cuarcita, la presencia en cantidades relativamente altas de minerales pesados con alta estabilidad química y mecánica, tales como zircón, turmalina y rutilo, indica un alto índice de madurez, y sugiere reciclamiento de sedimentos (Morton, 1985), a partir probablemente de terrenos metamórficos. En términos de componentes modales (*e.g.* Dickinson, 1985) estas cuarcitas corresponden a areniscas con proveniencia de orógeno reciclado. Las rocas metavolcánicas (Figura 9D-F) son cuerpos lenticulares con espesores desde menos de un metro hasta varios cientos de metros que consisten esencialmente en esquisto verde y metarriolita. El protolito del esquisto verde corresponde principalmente a rocas volcanoclásticas de grano fino a aglomeráticas de composición basáltica, andesítica y dacítica. Los metavolcánicos de mayor espesor, hasta de varios cientos de metros, tienden a presentarse en la parte superior de la secuencia. Otra característica litoestratigráfica importante de la ETJ es la presencia de cuerpos lenticulares concordantes de sulfuros masivos en diferentes niveles estratigráfico-estructurales.

De estos cuerpos, los más importantes son los que conforman el yacimiento de Tizapa, y están actualmente en explotación. Este yacimiento, localizado 4 km al SSE de Zacazonapan, es un depósito volcanogénico tipo "*Kuroko*", o "*Inner island arc-type*" (Baumann, 1986), asociado a actividad exhalativa del volcanismo submarino del ETJ, y probablemente depositado bajo

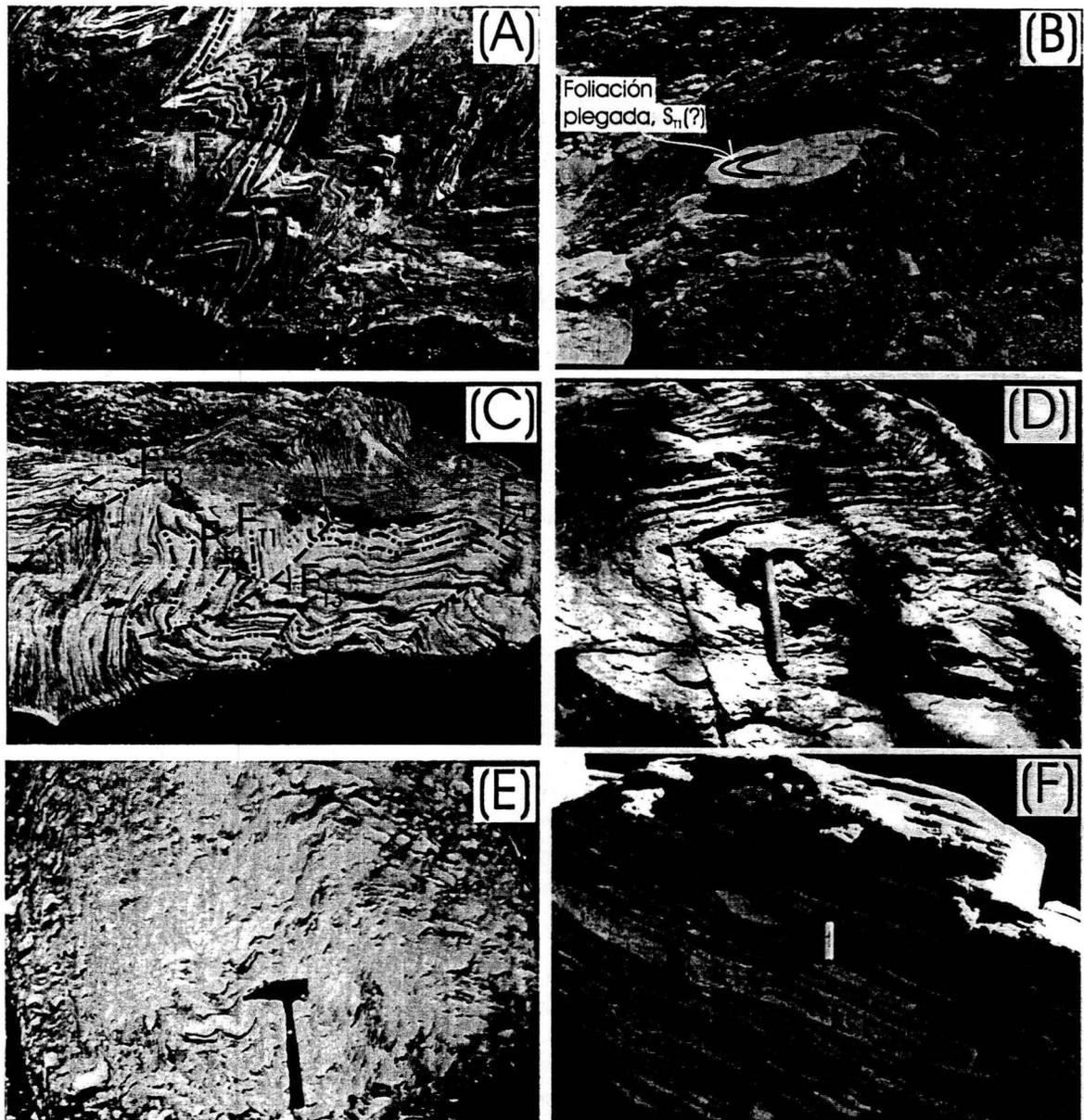


Figura 9. Características litológicas y estructurales del esquistó Tejupilco (ETJ). (A), intercalaciones finas de filitas, cuarzofilitas y metareniscas con patrones de interferencia complejos producidos por al menos tres plegamientos sobrepuestos (F_{T1} , F_{T2} , F_{T3}) (detalles en la Fig. 36). Área San Hipólito-Sultepequito. (B), bloques de cuarcita en una "matriz" de filitas deformadas intensamente (*dismembered formation*). Algunos bloques de cuarcita, como en este caso, preservan una foliación (S_{T1} ?) y lineación plegada indicando zonas de charnela de un plegamiento desmembrado. Área San Hipólito-Sultepequito. (C), Otro aspecto de intercalaciones finas de metareniscas y filitas con plegamientos (F_{T1} , F_{T2} , F_{T3}) sobrepuestos (detalles en la Fig. 37). Área San Hipólito-Sultepequito. (D), metatoba riolítica con plegamiento isoclinal recostado definido por una foliación tectónica. Área de San Lucas del Maíz, al N de Tejupilco. (E), roca metavolcanoclástica fuertemente deformada con fragmentos elongados y subsecuentemente plegados de rocas andesíticas y dacíticas en una matriz de esquistó verde. Río Temascaltepec, al N de Tejupilco. (F), Otro aspecto de roca metavolcanoclástica con una estructura fuertemente foliada, con clastos muy alargados de roca dacítica en una matriz de esquistó verde, Cañada de Chivas al NW de Tejupilco.

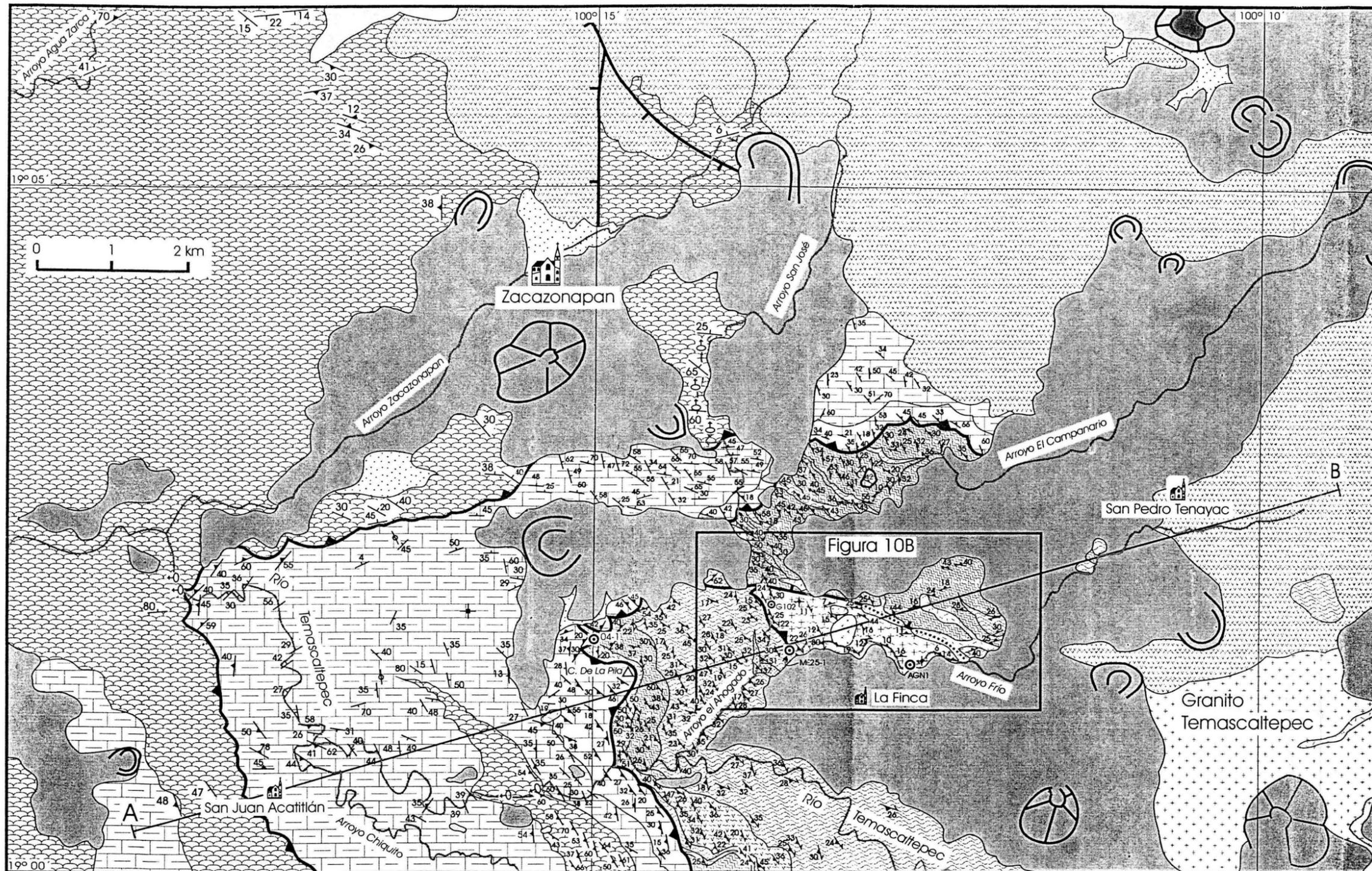
condiciones anaeróbicas en una cuenca intrarco. La composición de la mena de Tizapa, tipo Zn-Pb-Cu, es característica de yacimientos de arcos de islas evolucionados (e.g. Hutchinson, 1980; Sawkins, 1990). Las relaciones isotópicas de Pb (JICA-MMAJ, 1991; Tabla 5) de la mena corresponden a un arco maduro y son similares a las de sedimentos pelágicos (e.g. Zartman y Doe, 1981), y al igual que la de la mayoría de los depósitos concordante mesozoicos del terreno Guerrero (e.g. Miranda-Gasca, 1995), sus relaciones $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ se ubican entre las curvas de orógeno y corteza superior de Zartman y Doe (1981), o con relaciones isotópicas más altas. Esto sugiere que la fuente principal de Pb radiogénico puede ser de corteza continental, o bien sedimentos derivados de un basamento con poca contribución del manto (Keppie y Ortega-Gutiérrez, 1995).

III.2.1 Relaciones de contacto

La base del ETJ se desconoce. Su relación con el substrato cristalino premesozoico representado por los xenolitos de paragneises y ortogneises graníticos de Pepechuca es incierta. Se puede especular una relación discordante, con una evolución posterior a una superficie de despegue basal (*basal décollement*), y/o bien, una relación de traslape tectónico importante. Por otro lado, la relación de contacto entre los metasedimentos y los metavolcánicos de la región de Tejupilco-Taxco fue anteriormente interpretada como discordante (Fries, 1960; de Cserna y Fries, 1981; de Cserna, 1982). En el área de Zacualpan, por ejemplo, se interpretó la existencia de un paquete metasedimentario, Formación Ayotusco, con relaciones discordantes entre metasedimentos del Esquisto Taxco subyacente y metavolcanoclásticos de la Roca Verde Taxco Viejo (Díaz-García, 1980). Sin embargo, no se encontraron evidencias de discordancia entre estas unidades. En las áreas de Tejupilco el contacto entre esquisto verde y filita y/o esquisto pelítico es paralelo, y en diferentes localidades de la región se observó gradual. Esta graduación litológica, con aumento paulatino de componentes volcánicos, se presenta, en algunos casos, con cambios de filita negra → filita tobácea gris verdosa → esquisto verde tobáceo de grano fino → esquisto verde conglomerático de naturaleza lahárica (flujo de detritos) a escalas de centímetros y métrica. Es muy común encontrar alternancias complejas de esquisto verde y filita o esquisto pelítico a escalas, diferentes que en esencia reflejan la relación estratigráfica primaria, que por la fuerte

deformación penetrante las intercalaciones están perturbadas, duplicadas y transpuestas en menor o mayor medida.

El ETJ está cubierto discordantemente por rocas cuya edad puede variar desde el Jurásico Tardío hasta el Cuaternario. En el área de Ixtapan de la Sal se reportaron amonitas del Tithoniano (Campa *et al.*, 1974) en metasedimentos que fueron considerados como parte de la secuencia metavolcanosedimentaria. Con base en este y otros datos paleontológicos, una edad del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano fue inferida para las rocas metavolcanosedimentarias de la región (Campa *et al.*, 1974; Campa, 1978; Campa y Ramírez, 1979). Alternativamente, los metasedimentos del Tithoniano de Ixtapan de La Sal fueron interpretados como remanentes de erosión de la Formación Acuitlapán que descansa discordantemente sobre la Roca Verde Taxco Viejo (Cserna y Fries, 1981). Independientemente de esta relación estratigráfica polémica, en el área de Ixtapan de la Sal, la secuencia metavolcanosedimentaria se encuentra cubierta indistintamente por sedimentos pelítico-calcáreos filitizados, capas rojas conglomeráticas, caliza de la Formación Morelos, y las rocas clásticas pliocuaternarias de la Formación Chontalcoatlán. Por ejemplo, en el río Tlapala, al poniente de Ixtapan, debajo de la Formación Chontalcoatlán y sobre las rocas metavolcanosedimentarias, yace un conglomerado deformado (foliación bien desarrollada en algunos sectores), con clastos de cuarzo metamórfico, cuarcita, metavolcánico, esquisto sericítico, metatoba, granitoide, pizarra, argilita roja, y algunas concreciones de hematita. Estas capas conglomeráticas, que también afloran en el área de Taxco El Viejo (*e.g.* Fries, 1960), y en otras localidades del área de Ixtapan de la Sal debajo de la Formación Morelos, sugieren un ciclo orogénico precretácico de: depósito → deformación/metamorfismo regional → levantamiento → erosión en condiciones altamente oxidantes de rocas metamórficas. En áreas aledañas a Tejupilco, el ETJ está sobreyacido estructuralmente por el grupo Arcelia-Palmar Chico. Esta relación de contacto, que se muestra con detalle cartográfico en las figuras 10A, 11A, 11B, 11C, 12, 13, 14A, 14B, es un elemento que tiene implicaciones estratigráfico-estructurales importantes en la región, por lo que se analiza y discute con detalle más adelante. El ETJ además está cubierto discordantemente por lavas basálticas y piroclásticos cuaternarios y aluvión, e intrusionado por pequeños troncos tonalíticos y dioríticos del Cretácico (?), el granito Temascaltepec del Eoceno inferior, e innumerables diques riolíticos y aplíticos del Oligoceno.



EXPLICACIÓN

CUATERNARIO

- Aluvión
- Basalto, material cinerítico

TERCIARIO

- Riolita
- Ignimbrita
- Granito

CRETÁCICO

Grupo Arcelia-Palmar Chico

- Diorita de hornblenda
- Lava almohadilla, hialoclastita
- Arenisca, argilita, caliza turbidítica y pelágica
- Caliza carbonosa, caliza arcillosa con lutita interestratificada

TRIÁSICO-JURÁSICO INFERIOR

Esquisto Tejupilco

- Filita carbonosa/esquisto de sericita
- Metacaliza
- Metarriolita
- Metagranito Tizapa
- Esquisto verde
- Esquisto anfiboítico

SIMBOLOS

- Estratificación: inclinada, horizontal, vertical
- Foliación: S₁ (en rocas cretácicas), S₂ (en rocas precretácicas), S₃ horizontal
- Estructura de almohada indicando cima
- Aparato volcánico
- Falla normal
- Dique-falla
- Falla inversa
- Muestra datada

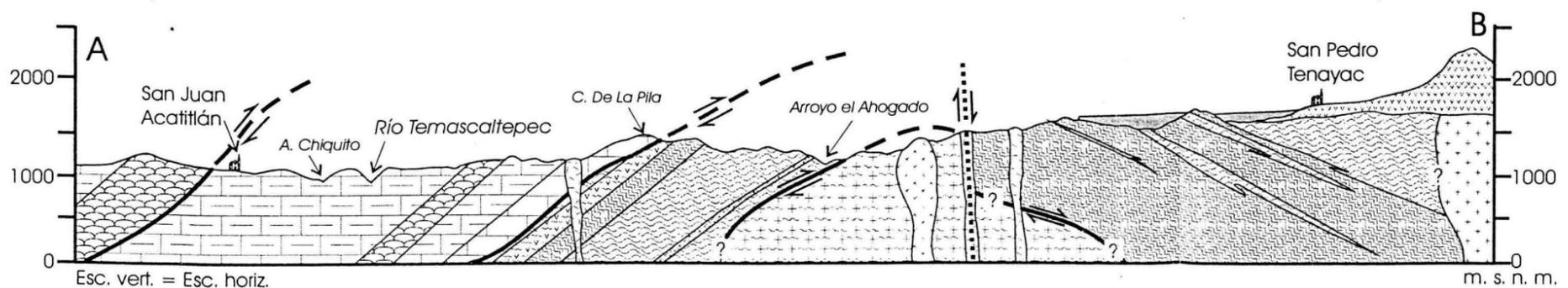
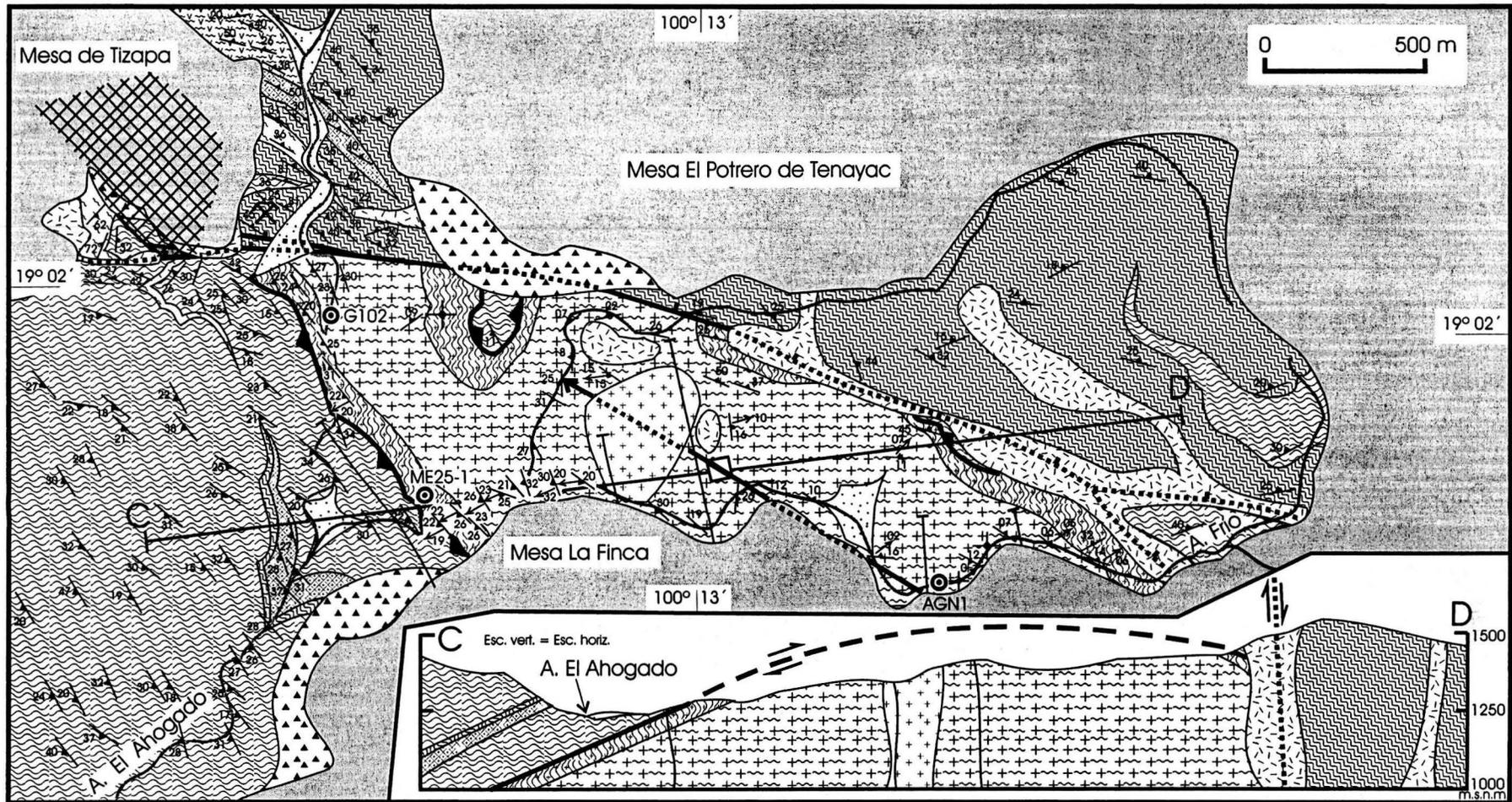


Figura 10A. Mapa geológico del área de Zacazonapan, estado de México y sección estructural que se señala. Para su ubicación regional ver la Figura 2.



CUATERNARIO

- Aluvión
- Depósito de talud
- Colada de basalto

TERCIARIO

- Aplita
- Riolita
- ¿Cretácico-Superior Paleoceno?*
- Diorita de hornblenda

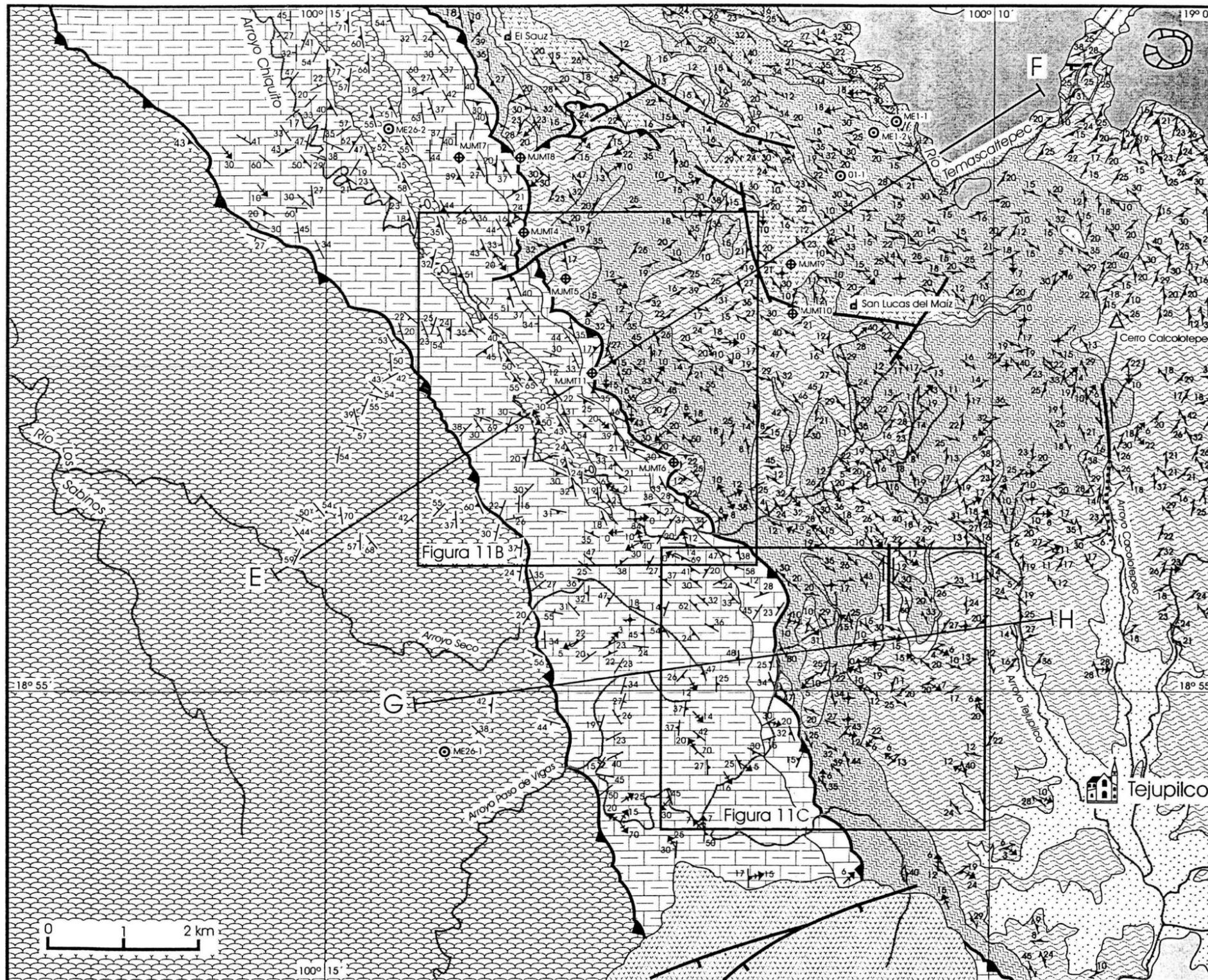
TRIÁSICO - JURÁSICO INFERIOR

- Metagranito Tizapa**
- Augen gnéis granítico
- Blastomilonita de cuarzo-muscovita
- Esquisto Tejuplilco**
- Filita carbonosa/esquisto de sericita
- Esquisto de sericita
- Esquisto de clorita
- Metarriolita
- Esquisto de actinolita
- Sulfuros masivos en el subsuelo

SIMBOLOS

- Bocamina de Tizapa
- Antiforma
- Falla normal
- Falla inversa
- Foliación predominante
- Foliación predominante horizontal
- Lineación de elongación
- Muestra datada
- Dique-falla

Figura 10B. Mapa geológica del área de Tizapa.



EXPLICACIÓN

CUATERNARIO

- Aluvión
- Basalto, material cinerítico

TERCIARIO

- Ignimbrita
- Granito

CRETÁCICO

Grupo Arcelia-Palmar Chico

- Diorita de hornblenda
- Lava almohadillada, hialoclastita
- Arenisca, argilita, caliza turbidítica y pelágica
- Caliza carbonosa, caliza arcillosa con lutita interestratificada

TRIÁSICO-JURÁSICO INFERIOR

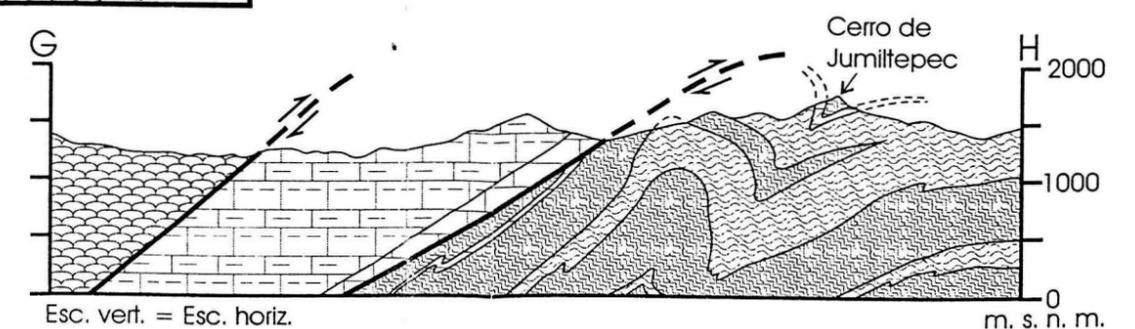
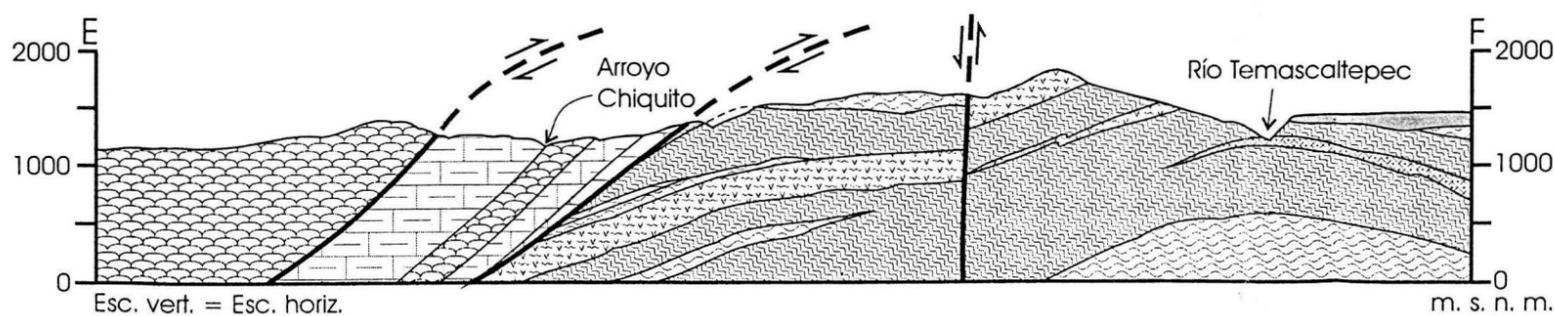
Esquisto Tejupilco

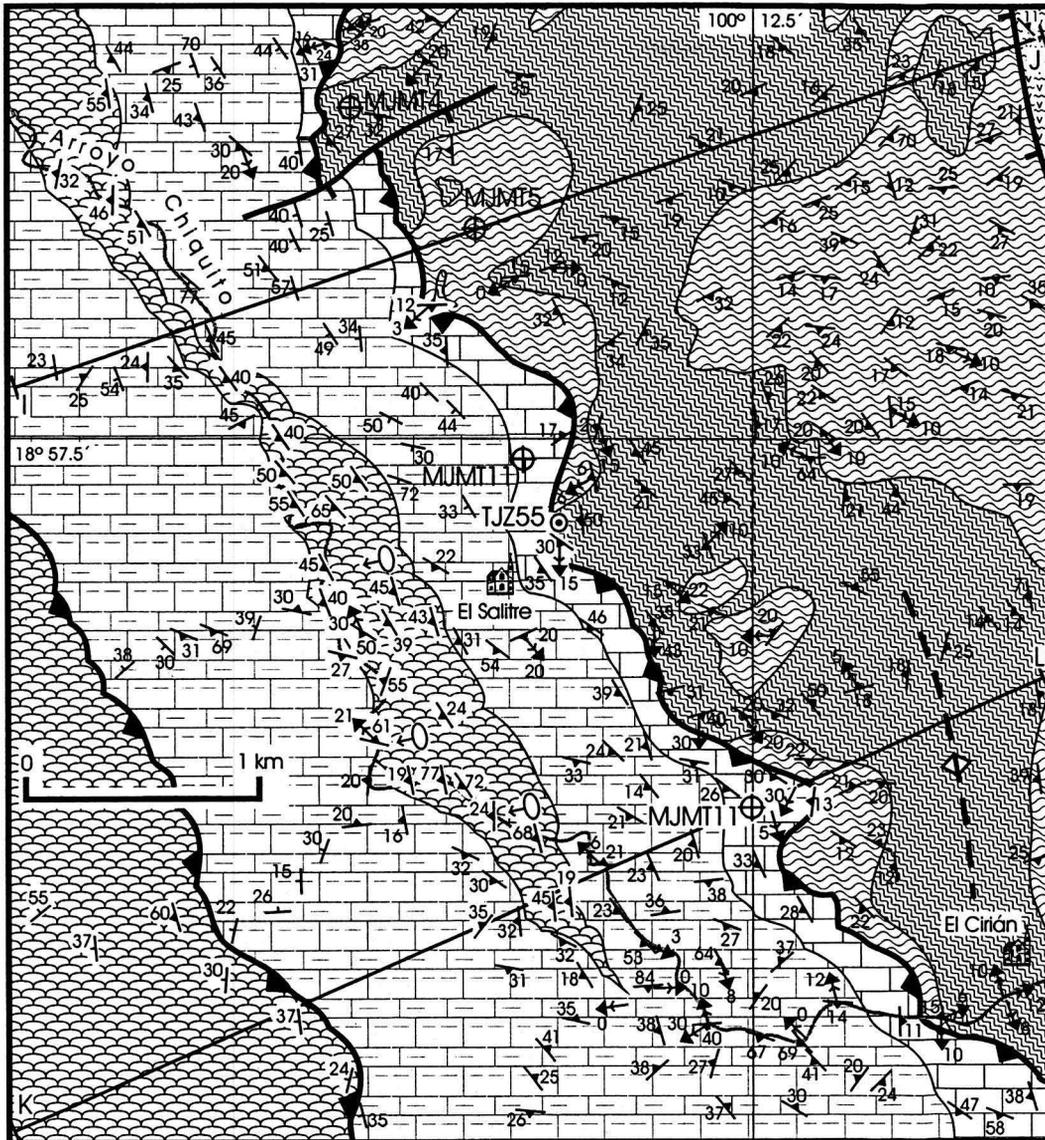
- Filita carbonosa/esquisto de sericita
- Metacaliza
- Metarriolita
- Esquisto anfibolítico
- Esquisto verde

SIMBOLOS

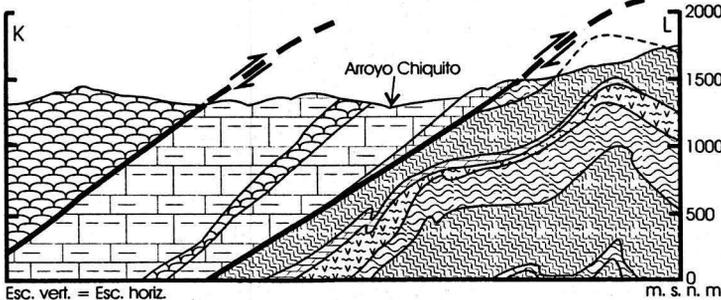
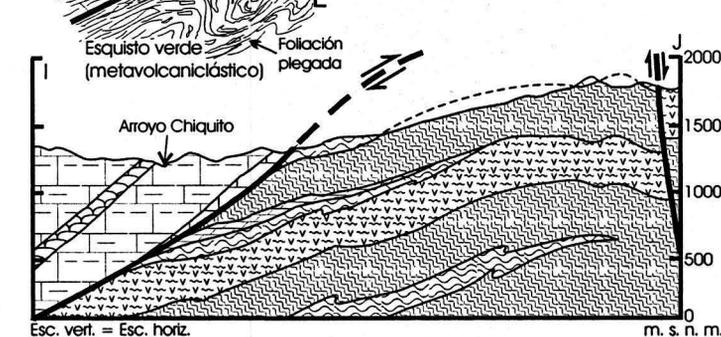
- Estratificación: inclinada, horizontal
- Foliación: S₁ (en rocas cretácicas), S₂ (en rocas precretácicas), S₂ horizontal
- Eje de pliegue menor
- Estructura de almohada indicando cima
- Aparato volcánico
- Falla inversa
- Falla normal
- Falla lateral
- Muestra datada
- Barreno

Figura 11A. Mapa geológico del área de Tejupilco, estado de México, y secciones estructurales que se señalan. Para su ubicación regional ver la Figura 2.





W **Detalle de la loc. TJ55 (ver mapa)** E



CRETÁCICO

Grupo Arcelia-Palmar Chico

- Lava almohadada, hialoclastita
- Arenisca, argilita, caliza turbidítica y pelógica.
- Caliza carbonosa, caliza arcillosa con lutita interestratificada

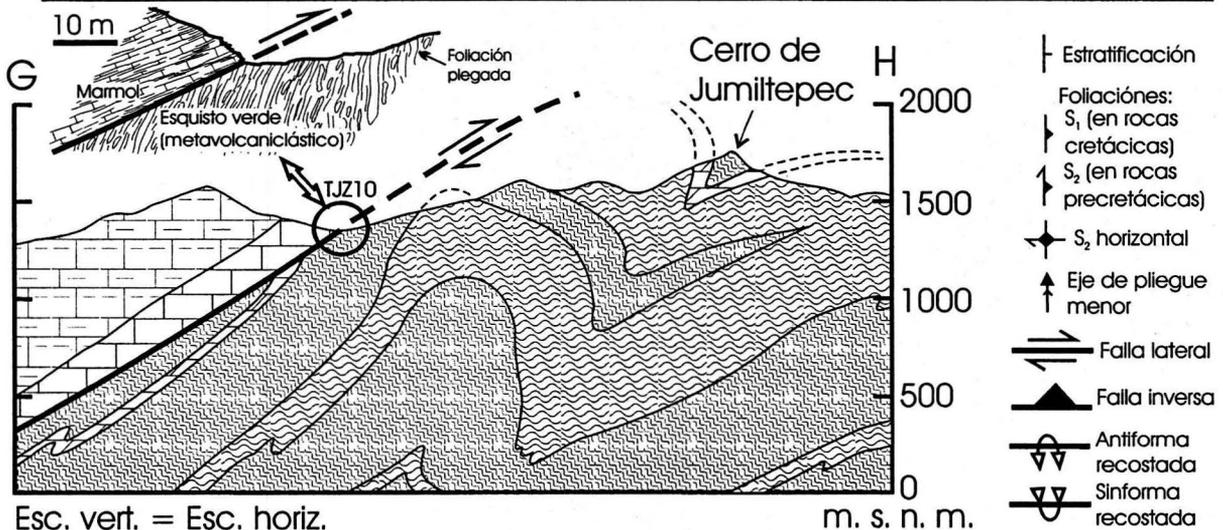
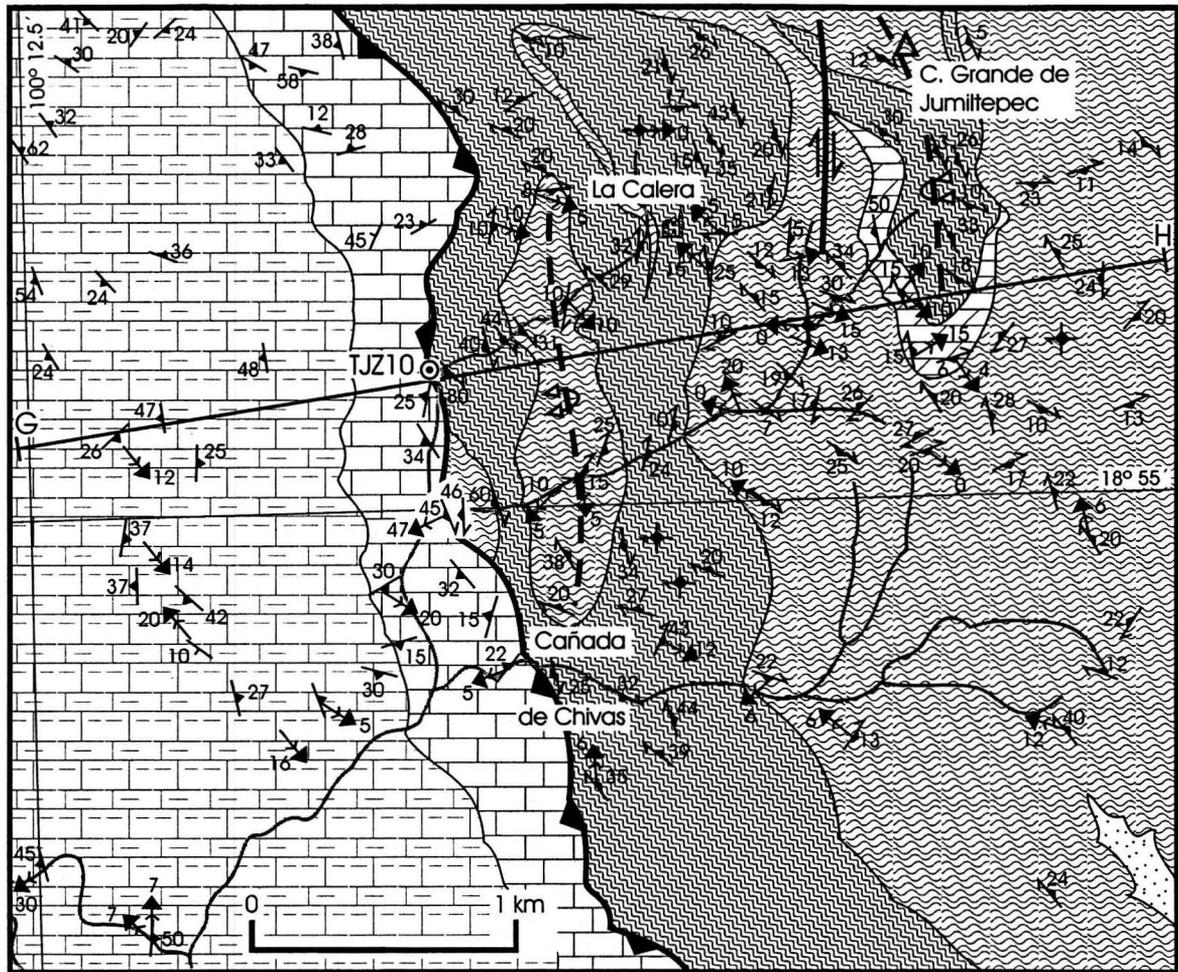
TRIÁSICO - JURÁSICO INFERIOR

Esquisto Tejupilco

- Filita carbonosa/esquisto de sericita
- Metarriolita
- Esquisto verde

- Estratificación
- Foliación: S₁ (en rocas cretácicas), S₂ (en rocas precretácicas)
- Eje de plegue menor
- Estructura de almohada indicando cima
- Barreno
- Falla normal
- Falla inversa
- Antiforma

Figura 11B. Mapa geológico del área de El Salitre y secciones que se señalan.



- | Estratificación
- Foliaciones:
- S₁ (en rocas cretácicas)
- S₂ (en rocas precretácicas)
- ◆ S₂ horizontal
- ↑ Eje de pliegue menor
- ⇌ Falla lateral
- ▲ Falla inversa
- ▽ Antiforma recostada
- ▽ Sinforma recostada

CUATERNARIO

Aluvión

CRETÁCICO

Grupo Arcelia-Palmar Chico

Arenisca, argilita, caliza turbidítica y pelágica

Caliza carbonosa, caliza arcillosa con lutita interestratificada

TRIÁSICO - JURÁSICO INFERIOR

Esquisto Tejupilco

Filita carbonosa/ esquisto de sericita

Metacaliza Esquisto verde

Figura 11C. Mapa geológico del área La Calera. En el detalle de la sección (loc. TJZ10 en el mapa) se muestra cómo metavolcaniclasticos con foliación subvertical están sobrecuidados tectónicamente por calizas marmolizadas con una foliación subhorizontal paralela a la estratificación.

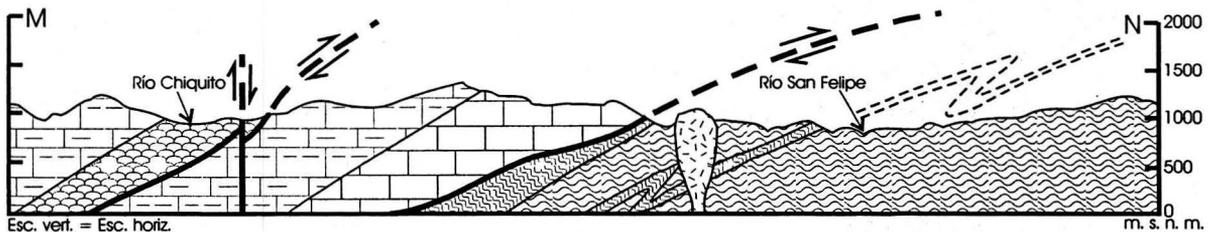
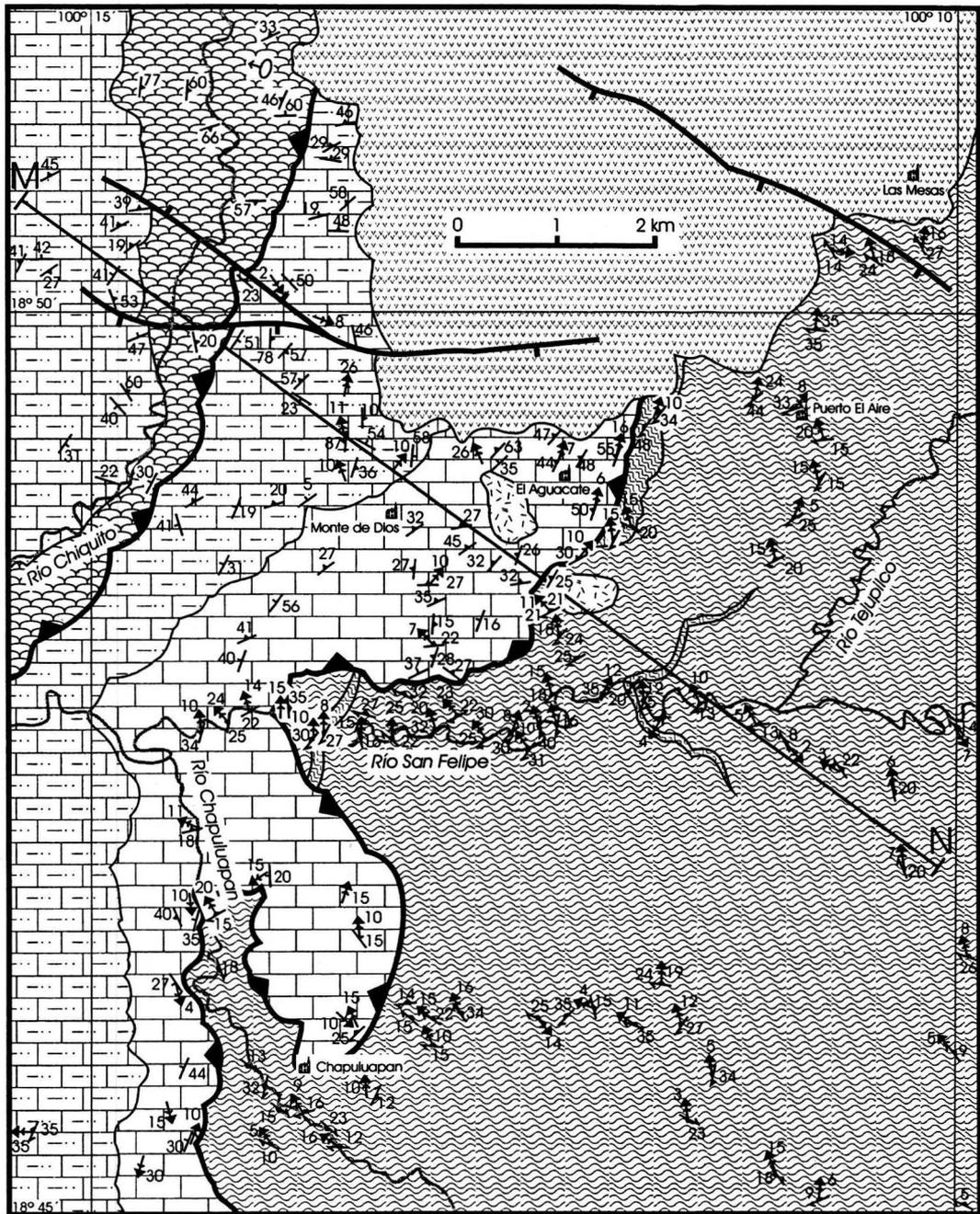


Figura 12. Mapa geológico del área El Aguacate y sección estructural que se señala. Para su ubicación regional ver la Figura 2.

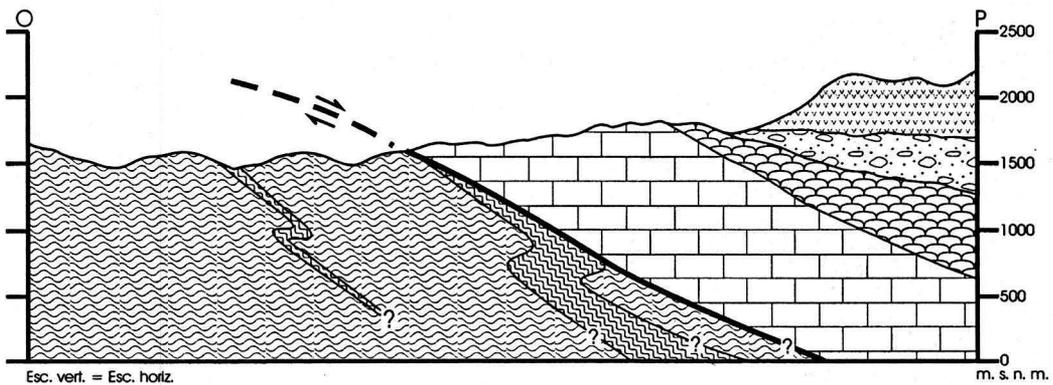
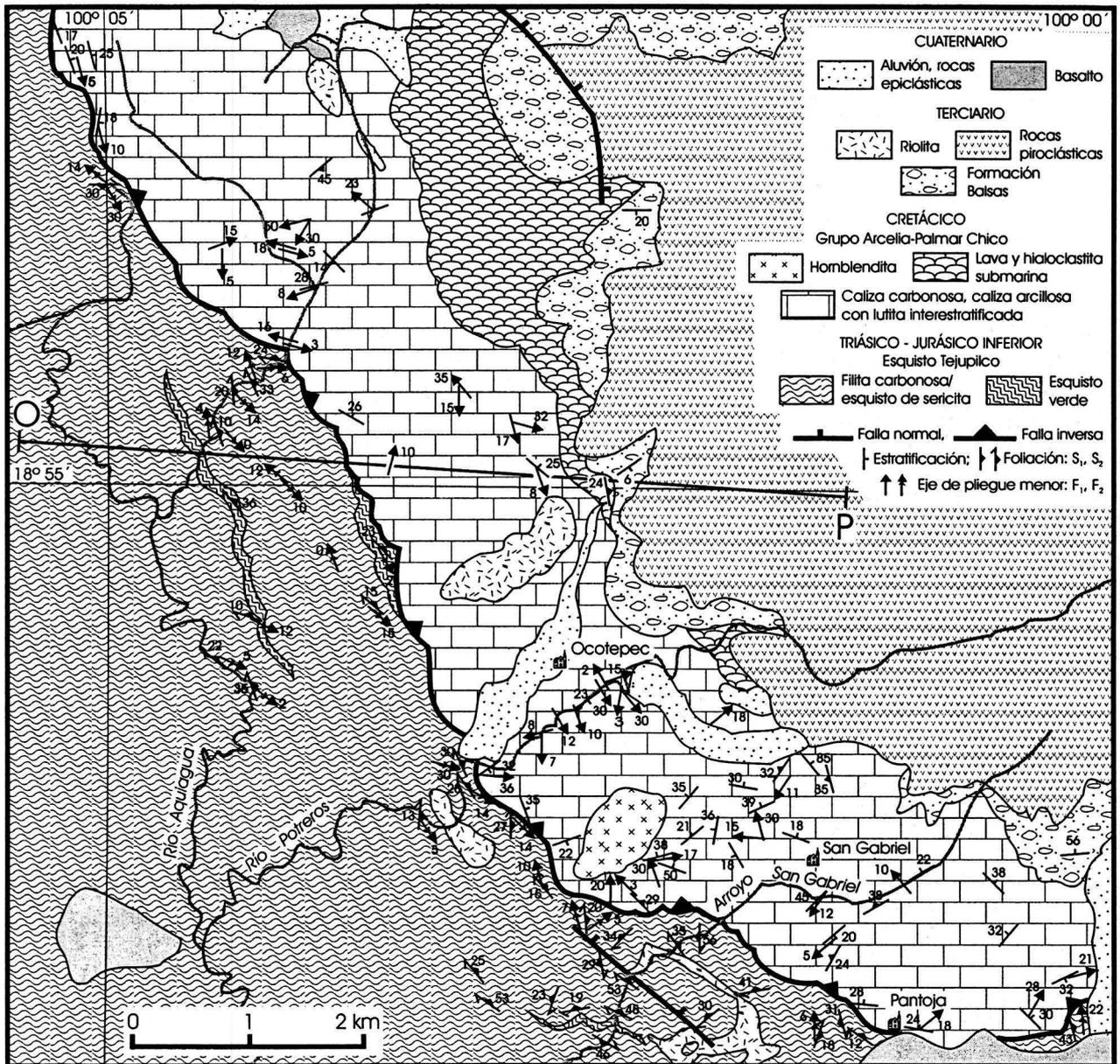


Figura 13. Mapa geológico del área de Ocotepéc y sección estructural que se señala. Para su ubicación regional ver la Figura 2.

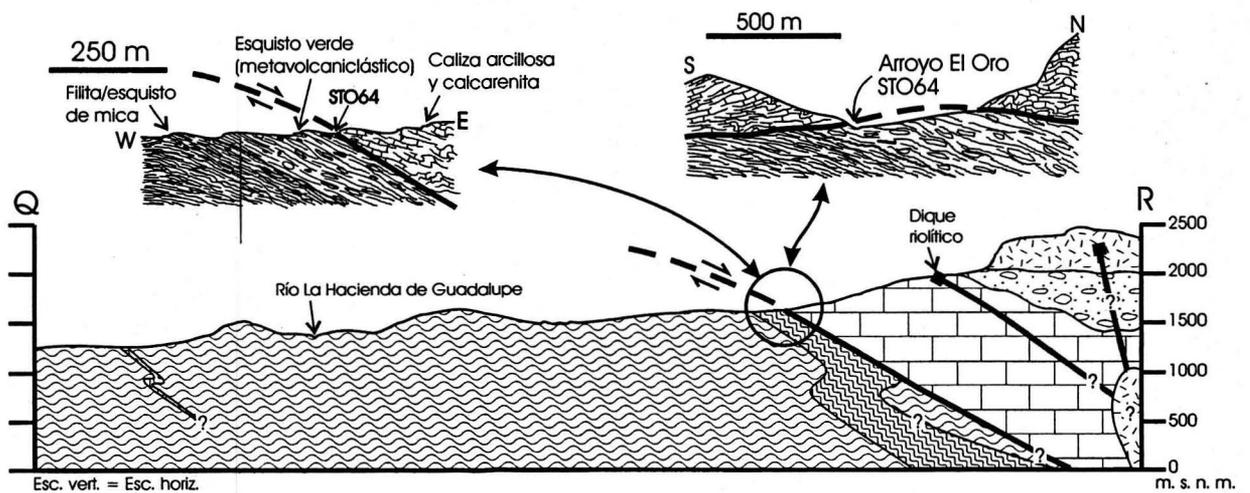
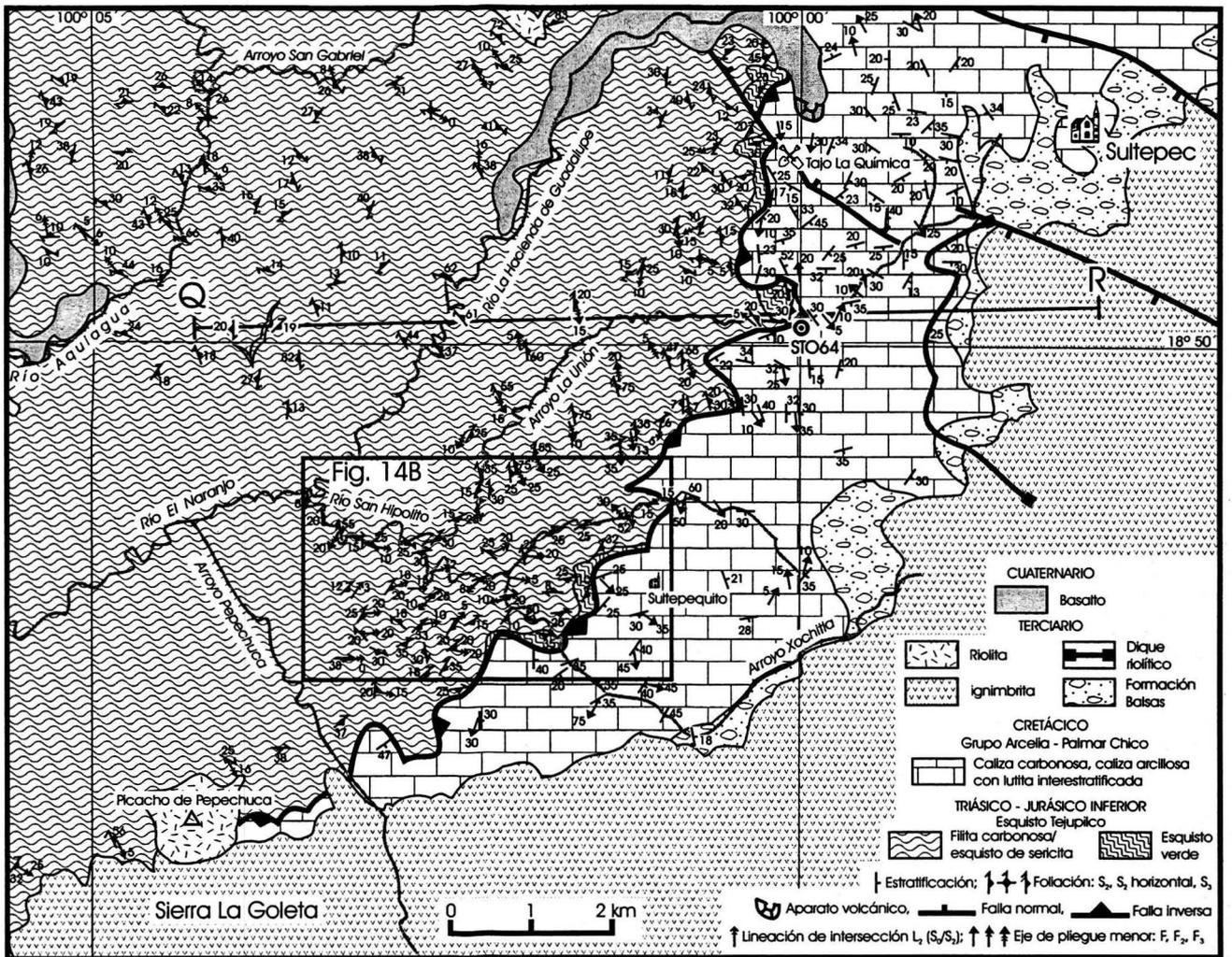
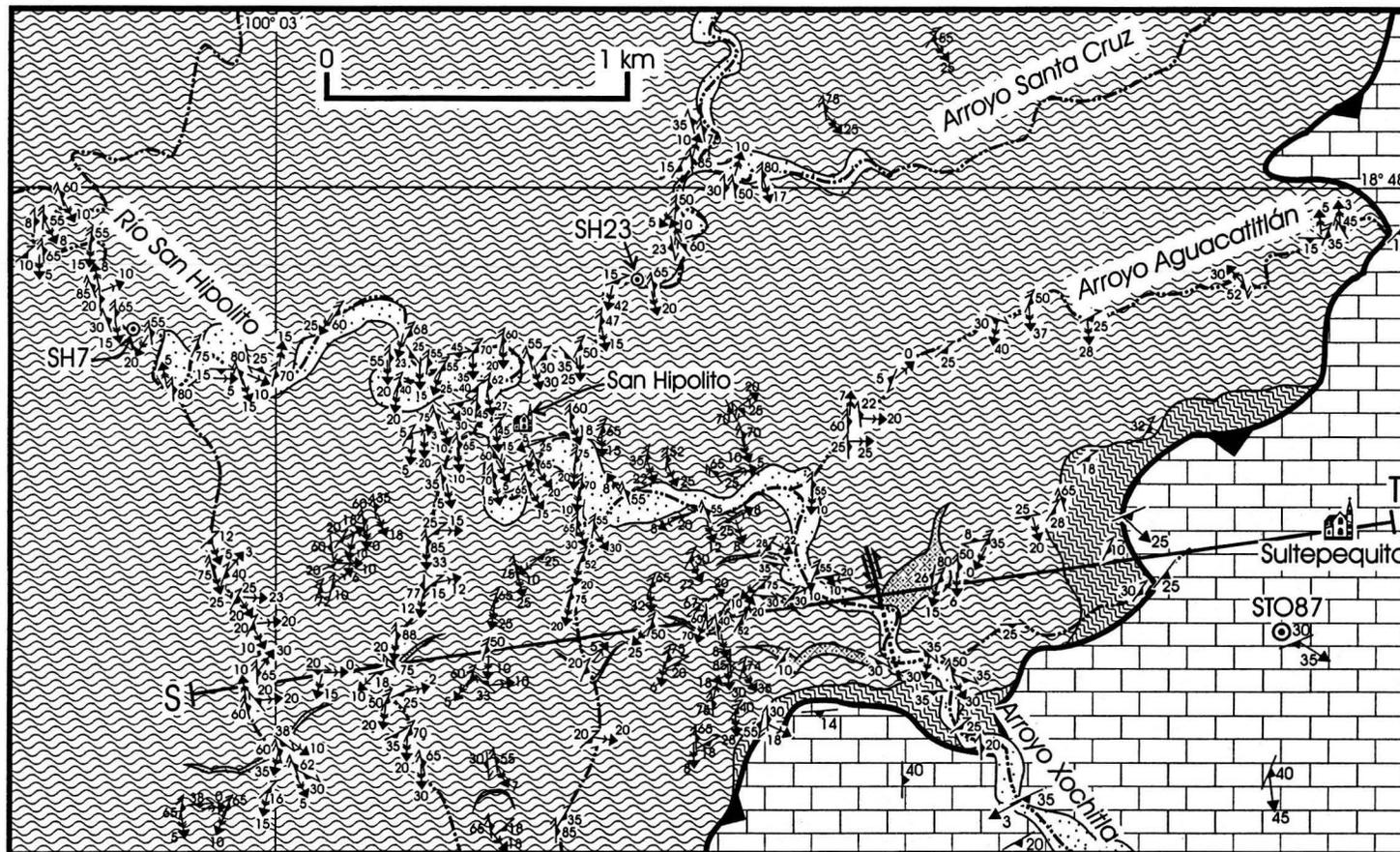


Figura 14A. Mapa geológico del área de Sultepec, estado de México, y sección estructural con el detalle que se señala. Para su ubicación regional ver la Figura 2.



- CUATERNARIO**
- Aluvión
- CRETÁCICO**
- Grupo Arcella-Palmar Chico
- Caliza carbonosa, caliza arcillosa con lutita interestratificada
- TRIÁSICO-JURÁSICO INFERIOR**
- Esquisto Tejupilco
- Filita carbonosa/esquisto de sericita
 - Esquisto verde
 - Cuarcita
- Falla transensiva
- Falla inversa
- Foliación: S_{T2} , S_{T3} , S_{A1}
- Eje de pliegue menor: F_{T2} , F_{T3} , F_{A1}
- Localidades con detalle en la sección estructural S-T y en las figuras 36 y 37

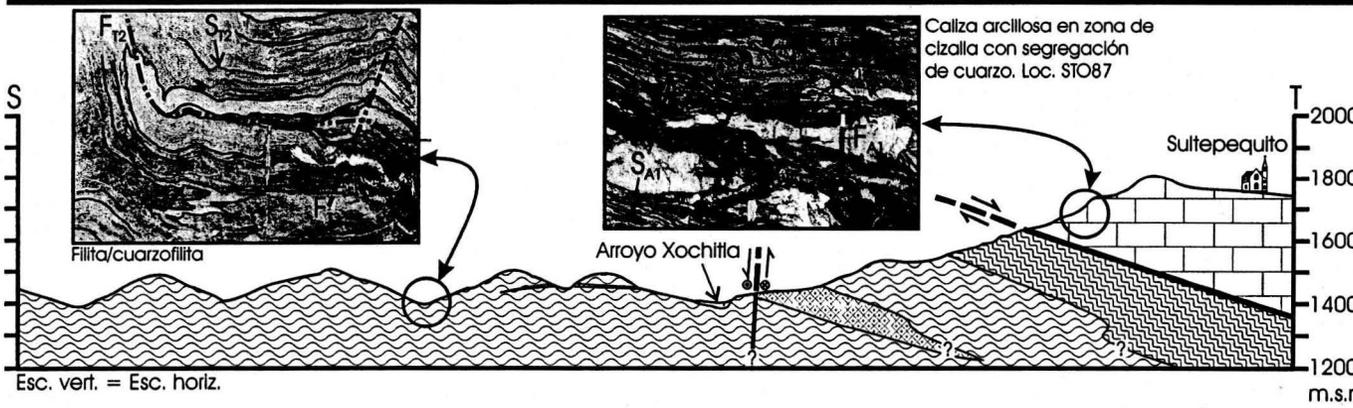


Figura 14B. Mapa geológico del área de San Hipolito-Sultepequito con sección estructural y detalle litológico-estructural donde se señala.

III.2.2 Geocronología del ETJ

Dada la gran escasez de fósiles en el ETJ, y debido a que su relación estratigráfica con rocas del Cretácico Inferior o del Jurásico Superior ha sido polémica, la edad del ETJ y rocas metamórficas de bajo grado aparentemente correlacionables no se ha podido establecer firmemente, a pesar de que desde hace más de tres décadas se ha intentado fecharlas por medio de métodos isotópicos diversos, algunos de estos inadecuados (Tabla 6). Es de mencionarse que en el área de Tejupilco el único dato paleontológico que se tiene del ETJ corresponde a fragmentos de moluscos y otro material fósil no identificado proveniente de un pequeño lente calcáreo intercalado en filita carbonosa. Con los fragmentos de moluscos sólo se pueden sugerir vagamente una edad del Mesozoico temprano y condiciones de depósito de aguas relativamente someras para la secuencia (Allison R. Palmer, comunicación escrita, 13/oct./1993).

Uno de los primeros intentos de fechamiento isotópico se hizo por medio del método Pb- α (de Cserna *et al.*, 1974a), a partir de zircones de una metatoba riolítica del área de Taxco El Viejo. En este estudio se obtuvo una edad precámbrica de 1,020 Ma para el Esquisto Taxco. Esta edad es cuestionable por problemas inherentes al método, y no es sustentada por las relaciones geológicas. A finales de los 70s, Richard L. Armstrong, de la Universidad de Columbia Británica, Canadá, colectó una serie de muestras de las rocas metamórficas de la región para determinaciones Rb-Sr y K-Ar. Parte de estos resultados previos (Tabla 6) se discuten enseguida. A partir de muestras de esquisto de sericita y pizarra del Esquisto Taxco, de la localidad Los Sabinos, 12 km al SE de Almoloya de Alquisiras, se obtuvo una línea de regresión Rb-Sr de siete puntos moderadamente buena de 86 ± 8 Ma (Richard L. Armstrong, comunicación escrita, 3/nov./1980). Esta edad, que por relación estratigráfica no puede ser la edad del protolito, corresponde más bien a una posible rehomogeneización por deformación y un incipiente metamorfismo del Cretácico Superior en la región. Para las rocas metavolcánicas de la Roca Verde Taxco Viejo se determinaron edades de 155 ± 55 ó 175 ± 38 Ma con isócronas Rb-Sr de siete puntos de roca entera a partir de muestras colectadas en las áreas de Ixtapan de la Sal y Zacualpan (Richard L. Armstrong, comunicación escrita, 3/nov./1980). Debido a que la variación de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ fue limitada y la relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ algo elevada

(ca. 0.7041), estas edades se consideraron como mínimas (Richard L. Armstrong, comunicación escrita, 3/nov./1980). Otra interpretación alternativa es que estas edades pueden estar relacionados con un evento de deformación y metamorfismo durante el Jurásico Medio. Edades por K-Ar (hornblenda) de 115 ± 4 y 120 ± 4 Ma (Richard L. Armstrong, comunicación escrita, 3/nov./1980), y de roca entera de 108 ± 5 y 125 ± 5 Ma (Urrutia-Fucugauchi y Linares, 1981), para los mismos metavolcánicos en las mismas áreas de Zacualpan e Ixtapan de la Sal, respectivamente, son inconsistentes con las edades Rb-Sr mencionadas. Los datos K-Ar de hornblendas pueden representar “edades mezcladas”, intermedias entre la edad de la cristalización inicial y la deformación y el metamorfismo durante el Cretácico Tardío-Paleoceno (Richard L. Armstrong, comunicación escrita, 3/nov./1980). Por otro lado, e independientemente de la poca confiabilidad que tiene edades K-Ar de roca entera por la heterogeneidad en la retención de Ar radiogénico de sus componentes minerales, este tipo de datos fueron interpretarse como edades mínimas para un evento de alteración y/o metamorfismo (Urrutia-Fucugauchi y Linares, 1981).

Campa-Uranga e Iriondo (2003) reportaron recientemente dos edades U-Pb (zircones) de 130 ± 2.6 y 131.7 ± 0.85 Ma para rocas metavolcánicas de Taxco y Taxco El Viejo, e interpretadas como las edades de los protolitos. Si esta interpretación es correcta, las rocas metavolcánicas de las localidades mencionadas, que aparentemente se correlacionan con el ETJ, corresponderían a una secuencia volcanosedimentaria cretácica correlacionable más bien con unidades volcanosedimentarias del Cretácico Inferior en la porción oriental de la plataforma Morelos-Guerrero (e.g. Sabanero-Sosa *et al.*, 1996). Unidades como las formaciones Chapolapa (edad de intersección inferior U-Pb de 125 ± 3 Ma en zircones, datos no publicados de Teodoro Hernández) y Zicapa (edad de roca entera $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 127 ± 2 Ma para una lava andesítica, Fitz-Díaz *et al.*, 2002) serían también correlacionables con las rocas metavolcánicas de Taxco y Taxco El Viejo.

JICA-MMAJ (1991), a partir de datos isotópicos de Pb de la mena de sulfuros masivos volcanogénicos de Tizapa, obtuvo tres edades modelo de Pb común para el yacimiento: 105, 114 y 129 Ma (edad promedio 116 Ma) (Tabla 5). Dada la naturaleza singenética del yacimiento con el protolito volcanosedimentario del ETJ, estas edades del Cretácico Temprano

consecuentemente también deberían corresponder a la edad de la roca encajonante. Las edades de JICA-MMAJ (1991), sin embargo, están basadas en el modelo de evolución isotópica de etapa simple (*single-stage model*, Doe y Stacey, 1974), por medio del cual, como está claramente demostrado (e.g. Faure, 1986, p. 320-323), se obtienen edades modelo más jóvenes que las verdaderas, determinadas con otros métodos isotópicos o por datos paleontológicos. Edades modelo de Pb común, obtenidas por el método de dos etapas (*two-stage model*, Stacey y Kramer, 1975) son más consistentes con las edades geológicas de yacimientos concordantes singenéticos (Faure, 1986, p. 320-323). Por lo tanto, y para los propósitos del presente trabajo, se procedió a calcular edades modelo a partir de las relaciones isotópicas de Pb reportadas por JICA-MMJ (1991) usando los valores para el modelo de dos etapas de Stacey y Kramer (1975). Las edades obtenidas para la mena de Tizapa son 156, 188 y 227 Ma (edad promedio 190 Ma, Jurásico Temprano) (Tabla 5). Estas edades son más congruentes con las relaciones estratigráficas y con la edad U-Pb (zircón) de 186.5 ± 7.4 Ma para el metagranito Tizapa, como se discute más adelante. Es de mencionarse que se tiene registro de amonitas del Jurásico Inferior (Pliensbachiano) (Burckhardt, 1930; Erben, 1956) provenientes de la región de Ciudad Altamirano, área de Ajuchitlán del Progreso, 100 km al SSW de Tejupilco; sin embargo, hasta ahora no ha sido confirmada la existencia de rocas marinas con este tipo de fósiles.

En resumen, a pesar de los diferentes intentos por fechar las rocas metamórficas del ETJ (Tabla 6), su edad no ha sido claramente establecida. Sin embargo, las edades modelo (valores de Stacey y Kramer, 1975) de Pb común para el yacimiento de sulfuros masivos de Tizapa (Tabla 5), singenético con las rocas del ETJ, sugieren una edad triásico-jurásico temprana para el ETJ, edad consistente con datos U-Pb (zircón) que se abordan en sección posterior.

III.2.3 Petrografía de las rocas metavolcánicas del ETJ

Las rocas metavolcánicas del ETJ, que en términos generales consisten en esquistos verdes y esquistos cuarzofeldespáticos, presentan variaciones en sus protolitos. Estos corresponden a diques basálticos, rocas volcanoclásticas de composición basáltica, andesítica y dacítica, cuerpos volcánicos y subvolcánicos andesítico-dacíticos y riolíticos, y depósitos piroclásticos riolíticos. Debido a la severa deformación penetrante y al metamorfismo orogénico en facies

de esquistos verdes que los afectó, las relaciones primarias de los volcánicos fueron borradas, y lo que ahora se observa son estructuras y texturas metamórficas (Figura 15 A-F) predominantemente planares y contactos paralelos.

Los esquistos verdes, cuyo protolito corresponde aparentemente a diques basálticos, se presentan en pequeños cuerpos lenticulares con menos de un metro hasta decenas de metros de espesor complejamente intercalados con metasedimentos. Estos esquistos básicos presentan relaciones texturales y mineralógicas complejas, con bandeamientos miloníticos y sectores esquistosos ricos en anfibola. En los sectores menos deformados aún se observan restos de plagioclasa y clinopiroxena como parte de la mineralogía primaria del protolito. En otras localidades los esquistos básicos ricos en actinolita, presentan restos de hornblenda magmática marrón rojiza que sobrevivieron a la deformación y a la actinolitización, lo que sugiere un protolito hornblendítico-gabróico para estos casos. Sobre el río Temascaltepec, al norte de Tejupilco, se observan cuerpos lenticulares de metabasitas con agregados granoblásticos de clinopiroxena y zoisita con cuarzo, agregados radiales y aciculares de actinolita/tremolita, y otros minerales comunes, pero en cantidades accesorias, como: clorita, epidota, rutilo, titanita, óxidos de Fe-Ti, sulfuros, flogopita, calcita. Todos estos agregados minerales están sobrepuestos a una estructura milonítica o esquistosa. En estos casos, las metabasitas, que probablemente correspondieron a diques basálticos, tienen claramente impreso al menos dos eventos metamórficos, uno dinamotérmico antiguo y otro esencialmente térmico. Este último, con base en la relación espacial entre las asociaciones granoblásticas y el granito, y datos isotópicos K-Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ que se discuten más adelante, está relacionado con el emplazamiento del granito Temascaltepec del Eoceno inferior.

Los esquistos verdes de naturaleza volcánoclastica, que es una de las litologías predominantes del ETJ, corresponden a depósitos epiclasticos de flujo masivo subacuoso tipo lahárico de material predominantemente volcánico. Los esquistos están caracterizados por clastos de composición heterogénea, con tamaños que varían desde varios milímetros hasta cerca de un metro en su dimensión máxima, con formas irregulares, aunque predominan de formas achatadas y elongadas por la deformación dúctil que manifiestan. Los clastos están embebidos en una "matriz" foliada gris verdosa con bandeamientos composicionales más claros, y en

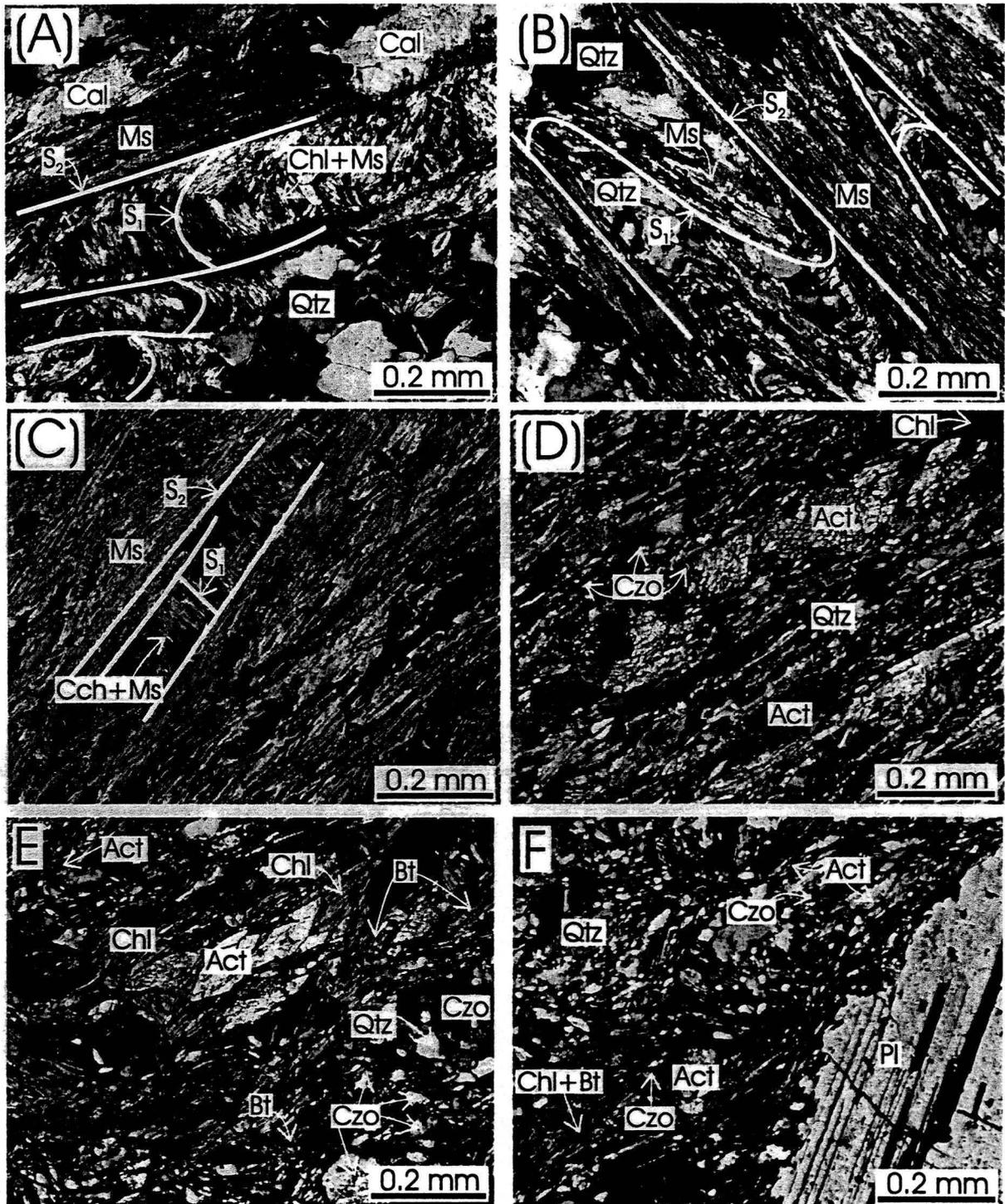


Figura 15. Fotomicrografías de metapelitas y metavolcánicos del esquistu Tejujilco (ETJ). (A) y (B), aspectos diferentes de crucero plisado (*crenulation cleavage*) en filita/esquistu de mica del ETJ, caracterizado por una foliación (S_2) sobrepuesta a una foliación anterior (S_1). S_1 está definido por clorita (Chl) + mica blanca (Ms) o bien por mica blanca (Ms) + cuarzo (Qtz), mientras que S_2 está conformada por la recrystalización y/o reorientación de Ms. En (A), la calcita (Cal) es posterior a S_2 . (C), otro detalle de crucero plisado en esquistu de mica (metapelita rica en Mg), en donde S_1 está definido esencialmente por clinocloro (Cch) + mica blanca (Ms) y S_2 por Ms. (D) y (E), aspectos microscópicos de rocas metavolcánicas andesíticas del ETJ, donde se muestra la asociación típica de esquistu verde: actinolita (Act) + clinzoisita (Czo) + clorita (Chl) más cuarzo (Qtz) y algo de biotita (Bt) intercedida con Chl. (F), roca metavolcánica andesítico-dacítica con porfidoclastos de plagioclasa (Pl) circundados por una matriz cristalizada y foliada en facies de esquistu verde, compuesta por Qtz + albita (no mostrada en la fotomicrografía) + Act + Czo + Chl + Bt. En este caso la Bt es más abundante y se encuentra intrecrecida estrechamente con Chl. Todas la fotomicrografías fueron tomadas con nicoles cruzados.

todos los casos es predominante. Aparentemente los clastos más abundantes son corneanas (*hornfels*) de cuarzo + epidota + albita ± mica blanca ± calcita ± actinolita ± biotita, que en la mayoría de los casos corresponden a rocas volcánicas dacítico-riolíticas. En algunos lugares este tipo de clastos presenta claramente bordes de reacción, implicando que su depósito fue en estado caliente. Los clastos de corneanas en las rocas volcanoclásticas pueden corresponder a rocas cercanas a los conductos o chimeneas de aparatos volcánicos pretectónicos. Otro tipo de clastos son fragmentos de rocas plutónicas de composición intermedia, constituídos esencialmente por fenocristales de plagioclasa y hornblenda completamente actinolitizada, y a clastos de hornblendita. Fenocristales de hornblenda fragmentados y convertidos a actinolita son abundantes, inclusive en algunos sectores se presentan en agregados cristalinos que pudieran corresponder a fragmentos pequeños de hornblenditas actinolitizadas por el metamorfismo. También se observan clastos de cuarcitas, en los que, en algunos casos, aún se conservan óxidos de Fe como material cementante alrededor de los granos de cuarzo. La “matriz”, o los sectores de grano fino de las rocas metavolcanoclásticas, está constituida predominantemente por material de origen volcanogénico, el cual se conforma esencialmente de una asociación granoblástica esquistosa de cuarzo, albita, epidota, clorita, actinolita, con cantidades menores de mica blanca, calcita, y biotita. En la “matriz” también son abundantes fragmentos de fenocristales de hornblenda completamente actinolitizada.

Los esquistos verdes de naturaleza volcánica y subvolcánica, de composición esencialmente andesítico-dacítica, son rocas estrechamente relacionadas con los metavolcanoclásticos, con contactos graduales, de tal manera que la diferenciación en el campo de los protolitos resulta muy difícil en muchos lugares, salvo en los casos donde la naturaleza clástica es evidenciada por fragmentos líticos. Petrográficamente los esquistos verdes no volcanoclásticos se caracterizan por la abundancia de porfidoclastos (0.5 a 2 mm) de feldespatos potásico y de plagioclasa sódico-cálcico (An_{10-50}) con maclas bien definidas, aunque generalmente acuñadas, desplazadas y plegadas por la deformación, en una matriz granoblástica esquistosa de cuarzo, albita, clorita, epidota/clinozoisita, biotita, mica blanca, actinolita/tremolita, óxidos de Fe-Ti, y calcita, en cantidades variables (Figura 15D-F). La asociación granoblástica predominante es cuarzo + albita + clorita + epidota/clinozoisita + actinolita. La relación porfidoclastos/matriz granoblástica puede indicar una textura porfídica pretectónica sugiriendo un origen volcánico

(lavas y/o depósitos piroclásticos) o subvolcánico (cuerpos andesítico-dacíticos hipabisales). En algunos lugares la abundancia de cuarzo, plagioclasa y biotita le dan una apariencia gneísica a los esquistos, aunque muchos de los cristales de biotita tienen una textura poiquiloblástica sugiriendo un crecimiento postectónico, con cloritización retrogresiva parcial o total.

Los esquistos cuarzofeldespáticos (metatobas riolíticas) son rocas cuyo protolito corresponde aparentemente a depósitos piroclásticos subacuáticos de composición riolítica. Las metatobas riolíticas están constituidas por porfidoclastos de feldespato potásico, plagioclasa sódica y cuarzo en una matriz granoblástica de grano fino a muy fino, fuertemente foliada, compuesta esencialmente de cuarzo, feldespato y mica blanca. Como minerales accesorios en algunas muestras se observan epidota y clorita en la matriz granoblástica. En la matriz, bandas granoblásticas con diferente tamaño de grano y con orientación preferencial de la forma del grano son comunes. En varios casos la matriz presenta un carácter bimodal del tamaño de grano, donde sectores granoblásticos de grano fino están complejamente interrelacionados y aparentemente sobrepuestos a sectores subgranulados muy finos. Esta característica bimodal, que indica diferentes grados de recrystalización tectónica, sugiere diferentes regímenes de deformación por interacción de dislocaciones en deformación cristal-plástica (e.g. Hirth y Tullis, 1992).

En conjunto, las características litológicas de los metavolcánicos del ETJ, con una composición predominantemente andesítico-dacítica y riolítica, aunadas a la presencia de cuerpos lenticulares concordantes de mena polimetálica tipo “*Kuroko*”, definen una sucesión volcánica con rocas félsicas (silícicas) submarinas, cuyo desarrollo es más común en ambientes marinos con basamento continental (Cas y Wright, 1988, p. 435-436).

III.2.4 Metamorfismo del ETJ

Con base en las asociaciones minerales y relaciones texturales metamórficas en las unidades del ETJ (Tabla 7), particularmente en las metapelitas y metabasitas, se ha reconocido dos episodios de metamorfismo orogénico o regional en facies de esquistos verdes, aquí designados

como M_1 y M_2 . Durante M_2 aparentemente la facies de anfibolita fue alcanzada, aunque de manera restringida. Sobrepuesto a estos dos eventos orogénicos se observa un tercero, M_3 , que corresponde al metamorfismo de contacto relacionado al emplazamiento del granito Temascaltepec durante el Eoceno temprano. M_3 tiene una distribución local alrededor de este intrusivo, y está caracterizado por asociaciones en las facies de corneana (*hornfels*) de hornblenda y piroxena.

Muchas de las metapelitas del ETJ presentan estructuras complejas de crucero plisado (*crenulation cleavage*) caracterizadas por una foliación secundaria antigua (S_1) plegada a escala microscópica, sobre cuyos flancos está plenamente desarrollada otra foliación (S_2) (Figura 15A, B y C). S_1 en estos casos está definida por mica blanca en arcos poligonales, o por mica blanca + clorita \pm biotita \pm cuarzo, clinocloro + mica blanca + cuarzo. En algunas muestras de metabasitas también se reconocieron remanentes de S_1 definida por clorita + mica blanca \pm albita (?) \pm clinozoisita, o tremolita/actinolita + clorita. Estas asociaciones minerales de facies de esquisto verde se interpretan como el primer evento de cristalización metamórfica (M_1) asociado a una primera etapa de deformación (D_1). En las rocas cuarzofeldespáticas del ETJ no se encontraron rasgos microestructurales y mineralógicos que puedan relacionarse con D_1 y M_1 .

M_2 está asociado a la foliación principal o dominante S_2 que se sobrepone a S_1 . Por su amplia dispersión y continuidad en todo el espesor del ETJ, M_2 posiblemente se desarrolló durante el pico de deformación y metamorfismo regionales. La mayoría de las asociaciones metamórficas que se muestran en la Tabla 7 corresponden a M_2 . La presencia de granate (almandino) + clorita + biotita + mica blanca + cuarzo en las metapelitas de los niveles inferiores del ETJ es una asociación diagnóstica que indica un metamorfismo en la parte alta de la facies de esquisto verde, zona de almandino, y, ante la ausencia de andalucita, sugiere un metamorfismo orogénico tipo barroviario (de presión media). Dado que el granate está parcialmente reemplazado por clorita rica en Fe y hematita como productos de retrogresión, se deduce que es rico en almandino. La asociación cuarzo + muscovita + biotita + almandino, en ausencia de clorita, también fue observada en niveles más inferiores expuestos en el área de Tizapa. Esta asociación, que es estable en la parte baja de la facies de anfibolita (zona de estaurolita), indica

que esta facies fue alcanzada durante M_2 , aunque de manera restringida. Así lo sugiere también la asociación clinocloro + mica blanca + flogopita en metapelitas ricas en Mg de localidades sobre el río Temascaltepec, al norte de Tejupilco. El clinocloro, clorita rica en Mg y Al, en ausencia de cuarzo, es estable a altas temperaturas (Winkler, 1976; Bucher y Frey, 1994).

Si bien la temperatura a la cual se forma la asociación granate + biotita en metapelitas es variable, y depende esencialmente de la incorporación de Mn y Ca en el primero, y Al^{VI} y Ti en la mica (Ferry y Spear, 1978), las condiciones de P-T para la estabilización de granate rico en almandino + biotita a partir de clorita rica en Fe + muscovita se han estimado en alrededor de 4 kb y 500°C (Winkler, 1976) ó 500-520°C (Bucher y Frey, 1994). Temperaturas de 460°C y 470°C han sido deducidas en la zona de granate en esquistos pelíticos en diferentes terrenos metamórficos (Ferry, 1980; Lang y Rice, 1985). Por otro lado, la asociación mica blanca + biotita + cuarzo definiendo a M_2 en las metapelitas del ETJ, y observada prácticamente en todo su espesor, dependiendo del X_{FeO} , indica intervalos de $P = 3.5-4.4$ kb y $T = 420-460^\circ C$ (Bucher y Frey, 1994). En terrenos con el clásico metamorfismo barroviario se ha estimado una profundidad de alrededor de 15 km (~ 4 kb) para la isograda de la biotita a partir de datos estratigráficos y estructurales (Camilleri y Chamberlain, 1997). Con base en estudios de cristalografía de la mica blanca (muscovita) de los niveles medio y superior del ETJ en el área de Tizapa se determinaron intervalos de $P = 2.5-4$ kb y $T = 450-470^\circ C$ para su cristalización metamórfica (González-Partida, 1993). Por medio de inclusiones fluidas también se estimaron temperaturas de homogeneización final de 300°C a 460°C para cuarzo de segregación metamórfica en el área (González-Partida, 1993), que se asume están directamente relacionadas con las condiciones térmicas del metamorfismo orogénico.

En las metabasitas intercaladas del ETJ, M_2 está representado principalmente por las asociaciones tremolita (o actinolita) + epidota (o clinozoisita) + clorita ± albita ± cuarzo ± calcita, y clorita + albita + clinozoisita + actinolita/tremolita + cuarzo ± biotita (Figura 15D, E y F), las asociaciones más características de la facies de esquistos verdes. La presencia abundante de anfibola cálcica, en su variedad magnésica (tremolita), o magnésico-férrica (actinolita), en asociación con epidota o clinozoisita (+ clorita ± albita ± cuarzo) en las metabasitas del ETJ es diagnóstica de la facies de esquistos verdes. En metamorfismo progresivo esta asociación se

produce con la completa desaparición de prehnita y pumpellyita por medio de las siguientes reacciones: pumpellyita + clorita + cuarzo = tremolita (o actinolita) + clinozoisita (o epidota) + agua bajo gradientes geotérmicos de presión media, y prehnita + clorita + cuarzo = tremolita (o actinolita) + clinozoisita (o epidota) + agua en gradiente geotérmico de presión baja, definiendo la transición de las facies de subesquisto verde a esquisto verde (Winkler, 1976; Bucher y Frey, 1994). En el intervalo de 1 a 4 kb de presión la temperatura a la que ocurre esta transición varía de 250°C a 300°C (Cho y Liou, 1987; Frey *et al.*, 1991; Springer *et al.*, 1992; Powell *et al.*, 1993; Bucher y Frey, 1994; Digel y Gordon, 1995). La asociación tremolita/actinolita + epidota o clinozoisita + clorita + cuarzo en la transición a facies de anfibolita (alrededor de 500°C, Winkler, 1976; Bucher y Frey, 1994) desaparece para formar hornblenda. Dado que las metabasitas están intercaladas con metapelitas en las que cristalizó biotita, el metamorfismo de las primeras implica por lo menos una temperatura de 400°C que contrasta notablemente con la deducida para el metamorfismo de los volcánicos del GAP, el cual se discute en otra sección.

Con base en los datos señalados es difícil establecer la relación tectónica entre M_1 y M_2 . Las condiciones metamórficas de M_1 aparentemente corresponden a la zona de clorita y biotita (?) de la facies de esquisto verde, mientras que las de M_2 equivalen esencialmente a las zonas de biotita y granate de la facies de esquisto verde, y localmente a la parte baja de la facies de anfibolita (Figura 16). Es probable que M_1 y M_2 correspondan a diferentes etapas de cristalización o ciclos metamórficos dentro del mismo evento tectono-metamórfico u orogénico con deformación progresiva, cuyo significado regional se discute en capítulo aparte.

M_3 está representado por asociaciones minerales que presentan microestructuras granoblásticas no foliadas, texturas radiales o en abanico, y pórfidoblastos y poiquiloblastos sin orientación preferencial sobreponiéndose a microestructuras de crucero plisado o simplemente foliadas de S_1 y S_2 . M_3 es un evento estático posttectónico, cuyas asociaciones minerales sólo se han reconocido en una zona de varios kilómetros adyacente al granito Temascaltepec. Esta relación espacial y los datos isotópicos de micas de esta zona, discutidos más adelante, indican claramente que M_3 es producto de los efectos térmicos de este tronco granítico del Eoceno Inferior. En las metapelitas las asociaciones minerales más importantes de M_3 son: cordierita \pm

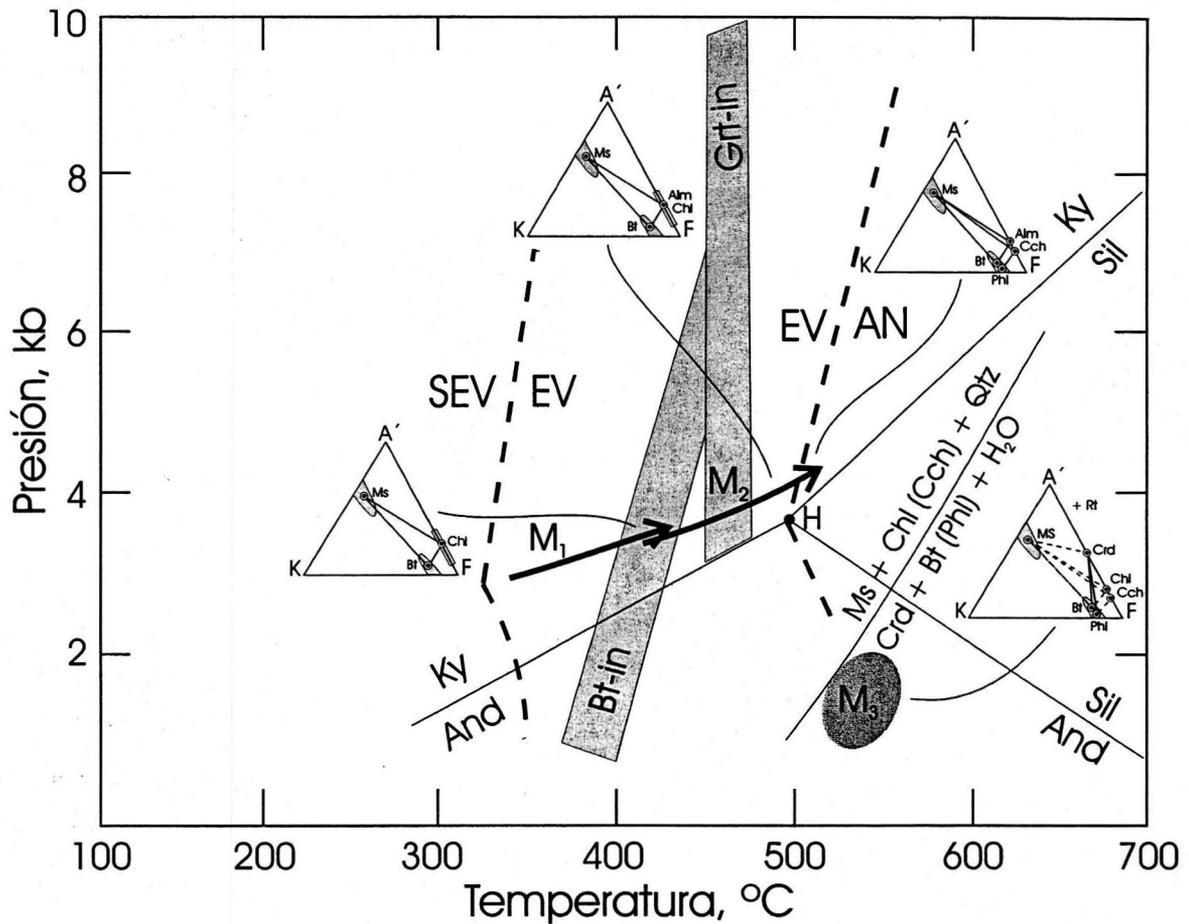


Figura 16. Diagrama que muestra las posibles trayectorias P-T de los eventos metamórficos orogénicos M_1 y M_2 del ETJ, y el campo P-T inferido para el evento térmico M_3 de distribución local. Las trayectorias fueron inferidas esencialmente a partir de las asociaciones minerales de las metapelitas, de las cuales se muestran las más importantes para diferentes sectores. El límite entre las facies de subesquisto verde (SEV) y facies de esquisto verde (EV) corresponde a la desaparición de prehnita y pumpellyta y la formación de tremolita/actinolita + clorita + epidota (Liou *et al.*, 1985; 1987). El límite entre EV y la facies de anfibolita (AN) está representado por la estabilización de estauroлита a partir de cloritoide (Bucher y Frey, 1994). Las isogradas de biotita (*Bt-in*) y granate (*Grt-in*) son de Yardley (1989). Los datos de P-T para la reacción $Ms + Chl (Cch) + Qtz = Crd + Bt (Phl) + H_2O$ son de Seifert (1970). H = punto triple de Holdaway (1971), Alm = almandino, And = andalucita, Bt = biotita, Cch = clinocloro, Chl = clorita, Crd = cordierita, Ky = cianita, Ms = muscovita (mica blanca), Phl = flogopita, Qtz = cuarzo, Rt = rutilo, Sil = sillimanita.

biotita, biotita rica en Ti relacionada con granos detríticos de ilmenita; en las metapelitas ricas en Mg, cordierita + flogopita + rutilo y flogopita + rutilo + cuarzo. El rutilo (cristales hasta de 500 μm en su eje mayor) cristalizó a expensas de ilmenita detrítica. En las metapelitas alejadas 2 a 3 km del área de exposición del granito Temascaltepec se observan poiquiloblastos de biotita \pm rutilo o mica blanca sin orientación preferencial y sobrecrecidos a la foliación principal que pueden interpretarse correspondientes a M_3 . En el metagranito Tizapa, que se encuentra en la zona cercana al granito Temascaltepec, es común la biotita en pórfidoblastos sobrepuestos a la foliación milonítica. En las metabasitas M_3 es esencialmente definido por actinolita \pm titanita \pm rutilo, clinopiroxena + tremolita \pm titanita \pm cuarzo \pm rutilo, y hornblenda verde \pm plagioclasa \pm titanita.

La cristalización de cordierita + flogopita (o \pm biotita rica en Ti) en las metapelitas aparentemente coincidió con la cristalización de clinopiroxena + tremolita y hornblenda \pm plagioclasa en las metabasitas en la cercanía del granito Temascaltepec. Estas asociaciones indican una temperatura comparable a la de facies de anfibolita de baja presión o corneana de hornblenda. En las metapelitas del área la cordierita fue claramente formada por la reacción: clinocloro (o clorita rica en Mg) + muscovita + cuarzo = cordierita + flogopita (o biotita) + agua. Los datos petrogenéticos para esta reacción a bajas presiones son: $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ a 2 kb, $T = 495 \pm 10^\circ\text{C}$ a $525 \pm 10^\circ\text{C}$ (Seifert, 1970). La cordierita magnésica, es más estable a $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2$ kb y $T \geq 500^\circ\text{C}$ (Seifert y Schreyer, 1970). Para la asociación cordierita + biotita + Al_2SiO_5 a partir de clorita + muscovita + cuarzo las condiciones de equilibrio son: $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0.5$ kb, $T = 505 \pm 10^\circ\text{C}$; $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ kb, $T = 515 \pm 10^\circ\text{C}$; $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2$ kb, $T = 525 \pm 10^\circ\text{C}$ (Winkler, 1976). Estos datos sugieren que la cordierita fue estabilizada en condiciones de baja presión a una temperatura de 500-525°C. En la Figura 16 se muestra el campo de P-T aproximado para la asociación cordierita + biotita (o flogopita) en las metapelitas durante M_3 .

La mineralogía de los eventos metamórficos anteriores está afectada de manera irregular y en menor o mayor medida por retrogresión o alteraciones secundarias. La retrogresión se observa en todo el espesor del ETJ y está relacionada a un crucero plisado espaciado (S_3), y al grado de cataclasis asociado al desarrollo de fracturas y fallas durante el Cenozoico. Los cambios retrogresivos están esencialmente caracterizados por cloritización total o parcial de biotita,

granate, hornblenda, y tremolita /actinolita; la clinopiroxena está reemplazada por tremolita, y esta a su vez por talco \pm flogopita; la plagioclasa, pretectónica esencialmente, está sausuritizada.

III.2.5 Geoquímica de las rocas metavolcánicas del ETJ

Con el propósito de conocer las características geoquímicas de los protolitos de las rocas metavolcánicas de esta unidad, se seleccionaron 22 muestras para análisis químicos de elementos mayores y trazas. Las muestras se colectaron en sectores de afloramientos con rocas de grano fino, composicional y texturalmente homogéneas, asumiendo que el metamorfismo regional que las afectó fue esencialmente isoquímico y que la movilidad de elementos no volátiles durante el evento orogénico fue intrascendente. Los métodos y procedimientos analíticos usados se mencionan de manera resumida en las tablas correspondientes. Con la intención de contrastar directamente las características geoquímicas del ETJ con las del grupo Arcelia-Palmar Chico y reducir al máximo el número de figuras, los datos geoquímicos de ambas unidades se grafican en los mismos diagramas.

III.2.5.1 Elementos mayores

Los análisis químicos de elementos mayores de los metavolcánicos del ETJ se muestran en la Tabla 8. Los metavolcánicos como grupo corresponde a la serie calcialcalina compuesta por basalto-andesita basáltica-andesita-dacita-riolita, aunque la serie magmática no muestra un tren geoquímico bien definido (Figura 17A y B). En la serie, las rocas de composición dacítica (63 al 73% de SiO_2) aparentemente son muy escasas, sin embargo, esto es reflejo del muestreo que no es representativo de la abundancia relativa de los metavolcánicos del ETJ. Los metavolcánicos corresponden esencialmente a productos diferenciados, los valores de Mg# varían de 16 a 71 (Tabla 8), a excepción de la muestra TQ-5 de metarriolita con un contenido de MgO anormalmente alto (Mg# = 76), probablemente secundario. Por otro lado, el contenido de K_2O es muy variable, los metavolcánicos basálticos son pobres en K, los andesíticos tienen contenidos medios, mientras que los riolíticos en general son muy potásicos (hasta 6% de K_2O), lo que en conjunto da una amplia dispersión con el incremento de SiO_2 (Figura 17A). El

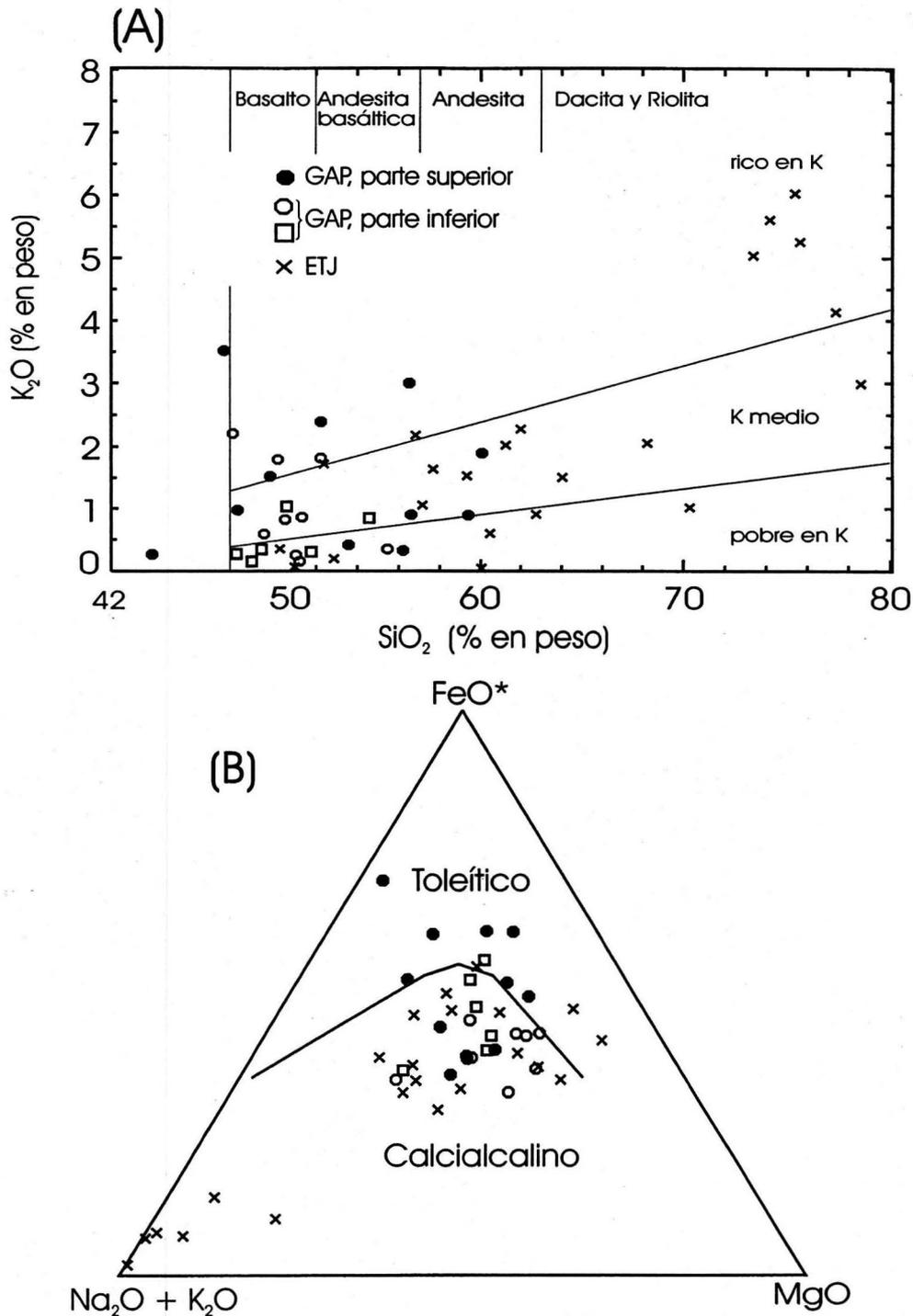


Figura 17. (A), diagrama K_2O vs. SiO_2 para los metavolcánicos del ETJ y del GAP. Los metavolcánicos del ETJ, de acuerdo a su contenido de SiO_2 (46-77%), varían desde basalto hasta riolita. La amplia dispersión del K y de otros elementos mayores puede ser en parte debida a los efectos del metamorfismo regional. Los metavolcánicos del GAP, cuya composición es esencialmente basáltica a andesítica, también presentan una amplia dispersión de K relacionada seguramente al metamorfismo submarino. Los cuadros son datos de Ortiz-Hernández (1992) y Freydier *et al.* (1996). **(B)**, diagrama AFM para los metavolcánicos del ETJ y del GAP. Los primeros, aunque con una dispersión amplia, muestran un carácter calcicalcalino, mientras que en los segundos su carácter es ambiguo. El hueco composicional aparente en la serie del ETJ es debido a efectos del muestreo, y la dispersión en el tren calcicalcalino a efectos del metamorfismo regional penetrante de facies de esquistos verdes. Para la simbología ver la Figura 17A.

TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ + FeO, MgO y CaO también presentan mucha dispersión con el incremento de SiO₂, por lo que procesos de cristalización fraccionada en la evolución de la serie magmática no se pueden deducir claramente.

El espectro amplio de composición de los metavolcánicos posiblemente fue generado por procesos de cristalización fraccionada y asimilación cortical a partir de magmas primarios. La alta dispersión de elementos mayores pudiera también atribuirse a efectos de contaminación cortical, como es el caso de series magmáticas calcalcalinas de margen continental (Harmon *et al.*, 1984; Atherton *et al.*, 1985), sin embargo, es probable que el contenido de los elementos mayores haya sido parcialmente modificada durante el metamorfismo orogénico que afectó a los metavolcánicos del ETJ.

III.2.5.2 Elementos traza

El contenido de elementos traza de los metavolcánicos del ETJ se presenta en la Tabla 9, y su abundancia normalizada a MORB se muestra en la Figura 18A y B. Las muestras en la Figura 18A corresponden a la litología predominante en ETJ: andesítica y dacítica. Los metavolcánicos, salvo la muestra 593-4 anormalmente pobre en K, Rb y Ba (Tabla 9), presentan un enriquecimiento notable en Sr, K, Rb, Ba, y Th. El contenido de Ta y Nb es mayor al de Zr y Hf y este a su vez al de Ti, Y e Yb. El comportamiento de Sr, K, Rb, Ba, Th con relación a MORB de la mayoría de las muestras es regular (Figura 18A), y se considera representativo de la composición primaria en estos casos. Respecto a la muestra 593-4, su bajo contenido de K, Rb y Ba (Tabla 9) se interpreta como un empobrecimiento secundario debido al metamorfismo, dada la alta susceptibilidad de estos elementos para ser movilizados por fluidos acuosos, e inclusive durante alteraciones de temperatura baja (Dungan *et al.*, 1983). Las metatobas riolíticas del ETJ muestran un empobrecimiento notable en Sr, P y Ti, y un gran enriquecimiento en K, Rb, Ba y Th (Figura 18B), denotando su carácter más evolucionado.

Los patrones de multielementos de los metavolcánicos del ETJ, en general, son similares a basaltos y andesitas basálticas de márgenes continentales activas con litosfera continental gruesa (*e.g.* Pearce, 1983; Thorpe *et al.*, 1984), en donde componentes de zona de subducción,

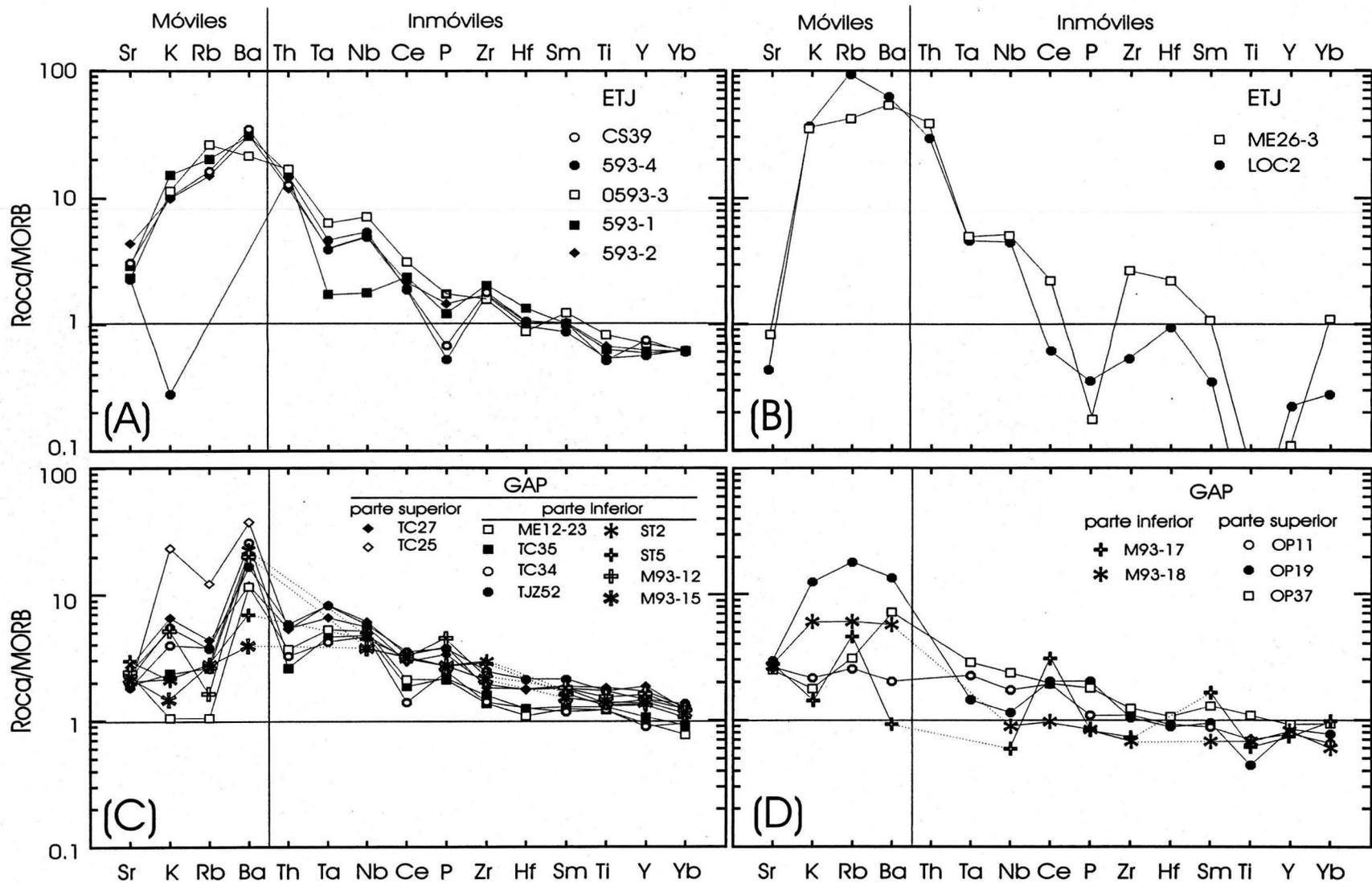


Figura 18. Patrones de multielementos de rocas del ETJ y GAP normalizados a basalto de dorsal mesoceánica (MORB) (Pearce, 1983). (A) y (B), metavolcánicos (esquistos verdes) y metabasas riolíticas del ETJ, respectivamente; (C) y (D), lavas almohadilladas basálticas y andesíticas de la parte inferior y superior del GAP.

de litosfera subcontinental, y procesos de fusión parcial, cristalización fraccionada y contaminación cortical, están involucrados en la generación de magmas (Pearce, 1983). El enriquecimiento de Sr, K, Rb, Ba, y Th, componentes típicos de zonas de subducción, en los metavolcánicos del ETJ es característico de las series calcialcalinas ricas en K, y en general de todos los magmas relacionados con procesos de subducción (Pearce, 1982; 1983). Este enriquecimiento sugiere, por lo tanto, que la serie magmática del ETJ está relacionada con fluidos de zonas de subducción, y no con procesos de dispersión en una cuenca trasarco. El enriquecimiento fuerte de Ba y Th en las muestras también puede sugerir contaminación de corteza continental (*e.g.* Pearce, 1983). Las concentraciones altas de Ta y Nb con relación a Zr y Hf, y de estos dos últimos elementos con relación a Ti, Y e Yb, indican contribuciones importantes de elementos incompatibles intraplaca o de litosfera subcontinental con relación a elementos de manto en los metavolcánicos del ETJ. Con propósitos comparativos, es importante señalar que los basaltos calcialcalinos de arco de islas intraoceánicas, donde no hay involucramiento de litosfera subcontinental o de componentes intraplaca, aunque también presenten un fuerte enriquecimiento de Sr, K, Rb, Ba, y Th con relación a MORB, se caracterizan por un notable empobrecimiento de Ta, Nb, Zr y Hf comparable al de los basaltos derivados de una fuente de manto similar a MORB toleítico (Pearce, 1983).

En diagramas de discriminación con elementos inmóviles, los metavolcánicos del ETJ muestran claramente su carácter calcialcalino con afinidad de margen continental activa (Figuras 19A y B, y 20B y C). En términos de las relaciones Th/Yb vs. Ta/Yb (Figura 19A) la composición de los metavolcánicos corresponde a magmas calcialcalinos de márgenes continentales activas, los cuales se diferencian notablemente de los basaltos toleíticos y calcialcalinos de arco de islas interoceánicas. En el campo de las márgenes continentales activas, donde también se ubican basaltos intraplaca contaminados por corteza continental, la relación alta de Th/Yb es debida preponderantemente a enriquecimiento de zona de subducción y/o contaminación cortical, mientras que la relación alta de Ta/Yb se debe esencialmente a enriquecimiento intraplaca o componentes de litosfera subcontinental (Pearce, 1983). De acuerdo a los contenidos de Zr, Ti e Y, los metavolcánicos del ETJ tienen más afinidad con los basaltos calcialcalinos ricos en Zr (Figura 20B), lo cual es congruente con la naturaleza andesítica diferenciada de las muestras graficadas; la relación alta $Zr/Y = 6.8 - 10.41$ de estas

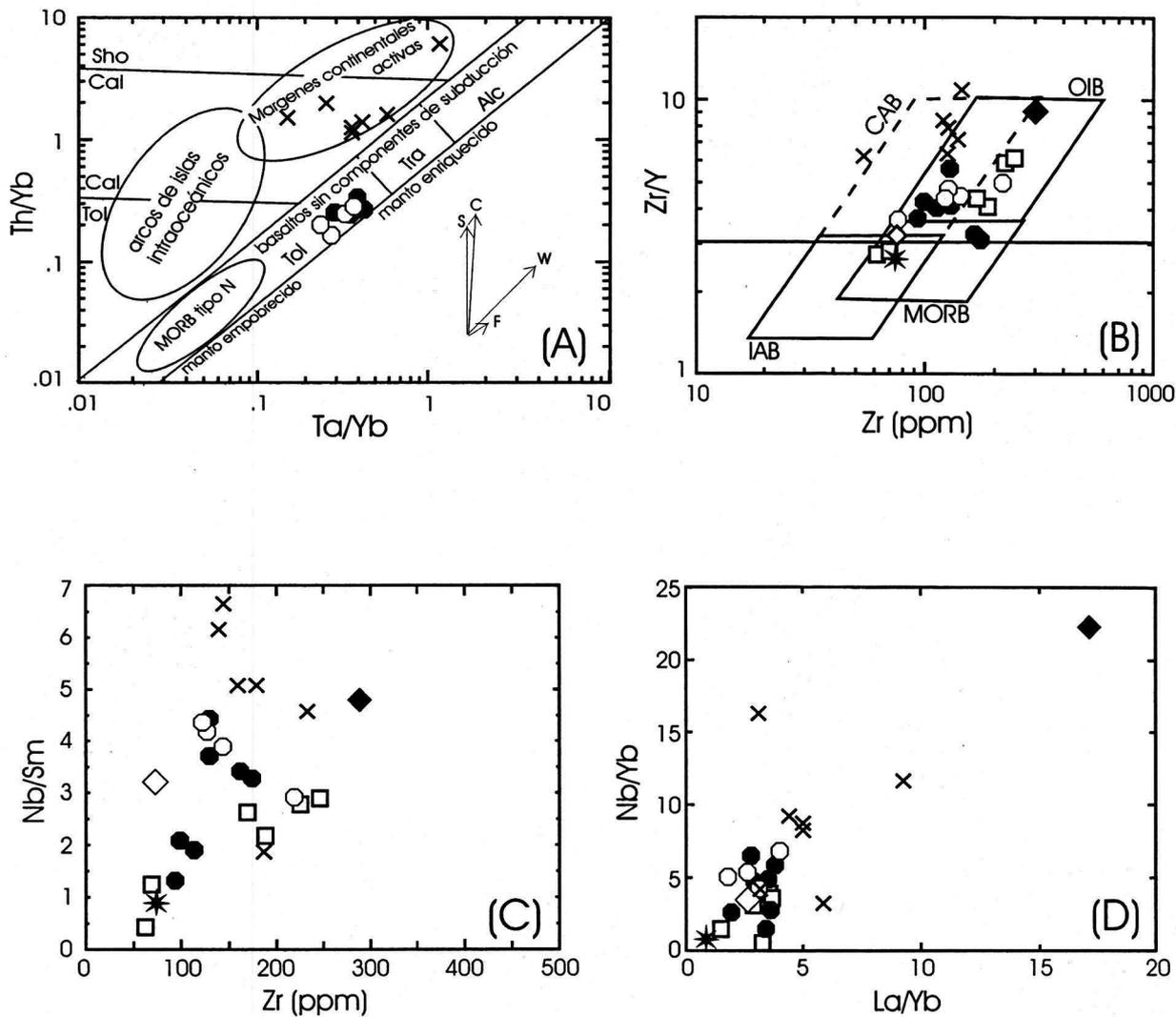


Figura 19. (A), diagrama Th/Yb - Ta/Yb (Pearce, 1982; 1983) con los límites shoshonítico (Sho), calcialcalino (Cal), toleítico (Tol), transicional (Tra) y alcalino (Alc). El diagrama separa componentes de subducción y componentes de manto en la petrogenesis de magmas (Pearce, 1982); en este caso el Yb como factor normalizante, dado que es un elemento muy inmóvil y no participa en los varios procesos de enriquecimiento, elimina gran parte de las variaciones debidas a fusión parcial y cristalización fraccionada. Los vectores indican la influencia de componentes de subducción (S), contaminación cortical (C), enriquecimiento intraplaca (W), y cristalización fraccionada (F). **(B)**, diagrama de discriminación tectonomagmática Zr/Y vs. Zr (Pearce y Norry, 1979; Pearce, 1983), con los campos de basaltos de isla oceánica (OIB), de dorsal mesoceánica (MORB), de arco de islas (IAB), y de arco continental (CAB). Para comparación se incluyen los valores promedio (Sun y McDonough, 1989) de OIB (rombo lleno), MORB tipo E (rombo vacío) y tipo N (estrella). **(C)**, diagrama Nb/Sm vs. Zr. **(D)**, diagrama Nb/Yb vs. La/Yb. Para la simbología ver la Figura 17A.

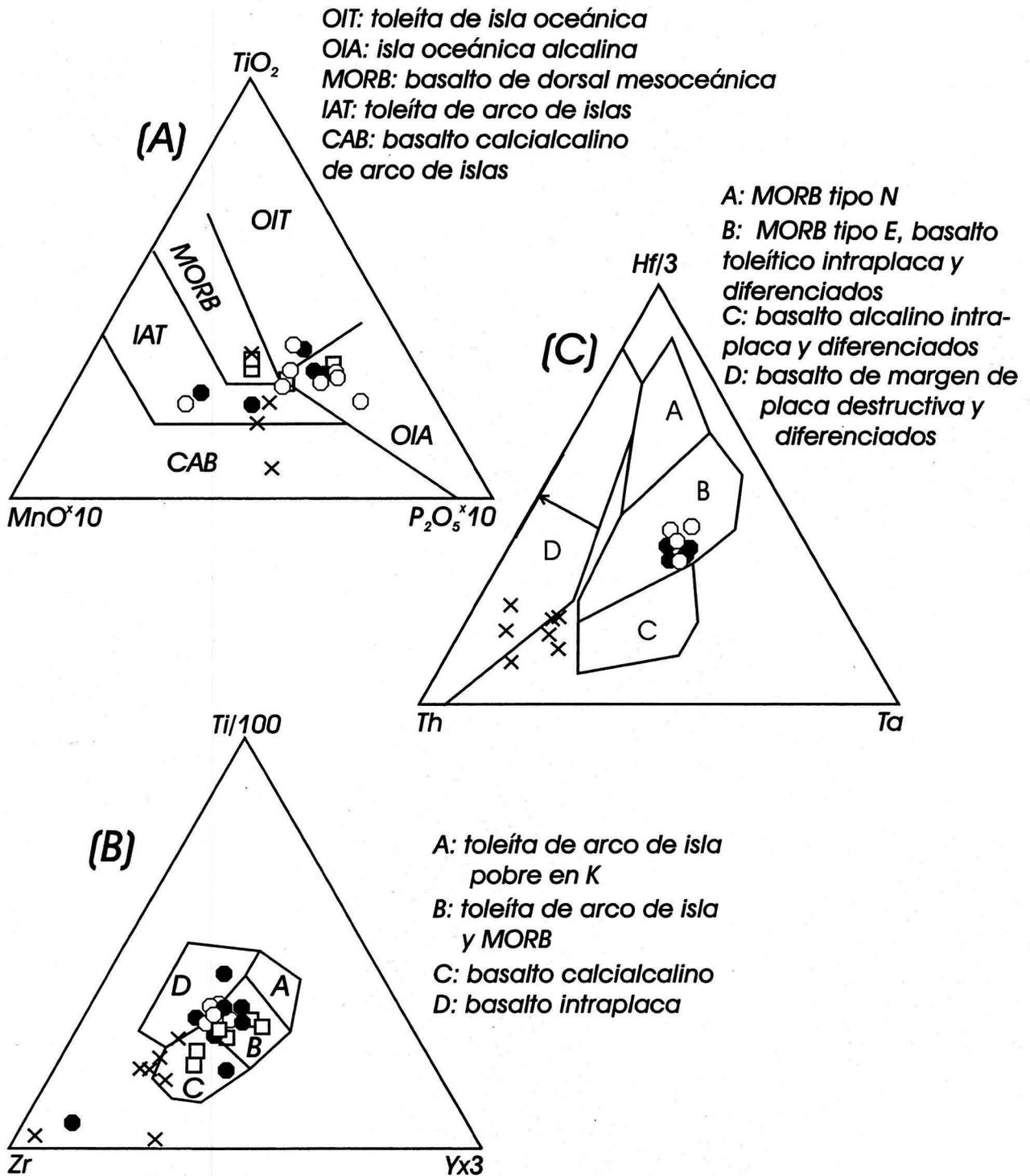


Figura 20. Diagramas de discriminación tectonomagmática para las rocas metavolcánicas básicas del ETJ y del GAP. (A), diagrama $\text{TiO}_2 - \text{MnO} \times 10 - \text{P}_2\text{O}_5 \times 10$ (Mullen, 1983); (B), diagrama $\text{Zr} - \text{Ti}/100 - \text{Y} \times 3$ (Pearce y Cann, 1973). (C), diagrama $\text{Th} - \text{Hf}/3 - \text{Ta}$ (Wood, 1980); la flecha indica incremento de contaminación cortical. Para la simbología ver la Figura 17A.

rocas (Tabla 9; Figura 19B) es característica de arco continental (*e.g.* Pearce, 1983). El enriquecimiento de Th con relación al Hf y Ta en los metavolcánicos sugiere una evolución de margen de placa destructiva, en los que la contaminación cortical es un factor petrogenético importante (Figura 20C). Datos isotópicos Sm-Nd indicativos de contribución continental ($\epsilon_{Nd(0)} = -3.6$) para una metatoba riolítica en el área de Taxco (Centeno-García *et al.*, 1993b), que pudiera ser correlacionable con las del área de Tejupilco, es un elemento adicional que fortalece el carácter fuertemente evolucionado de las rocas metavolcánicas del ETJ. En este mismo sentido, Martínez-Serrano *et al.* (en prensa) están reportando xenolitos de filitas y esquistos con evidente afinidad continental ($\epsilon_{Nd(0)}$ de - 3.8 a - 7.0; T_{DM} de 0.9 a 1.2 Ga) (Tabla 4, Figura 8A) en pómez del Nevado de Toluca. Estos xenolitos probablemente corresponden a fragmentos del ETJ que es parte del basamento metamórfico precenozoico de la región.

Con relación al contenido de REE, los metavolcánicos del ETJ presentan un enriquecimiento de LREE (Figura 21A), lo que es consistente con su carácter calcialcalino. Los metavolcánicos tienen relaciones $(La/Lu)_N = 3.46 - 7.8$ y $(La/Sm)_N = 1.91 - 2.42$ (Tabla 9), las cuales están dentro del campo normal de las andesitas calcialcalinas de arcos volcánicos. Comparativamente, la relación $(La/Sm)_N$ de los metavolcánicos del ETJ difiere substancialmente de la de esquistos cuyos protolitos corresponden a rocas basálticas con afinidad MORB tipo N (normal) o de cuenca trasarco, en las que la relación generalmente es menor a uno (Dungan *et al.*, 1983), aunque en otros casos puede variar entre uno y dos (Goodge, 1990).

En suma, de acuerdo a los datos geoquímicos de las rocas metavolcánicas del ETJ, y aunque el contenido de elementos mayores y de algunos elementos traza probablemente fue modificado parcialmente por el metamorfismo, las rocas metavolcánicas tienen un carácter calcialcalino con afinidad de margen continental activa, o bien, de arco de islas evolucionado con substrato de litosfera continental.

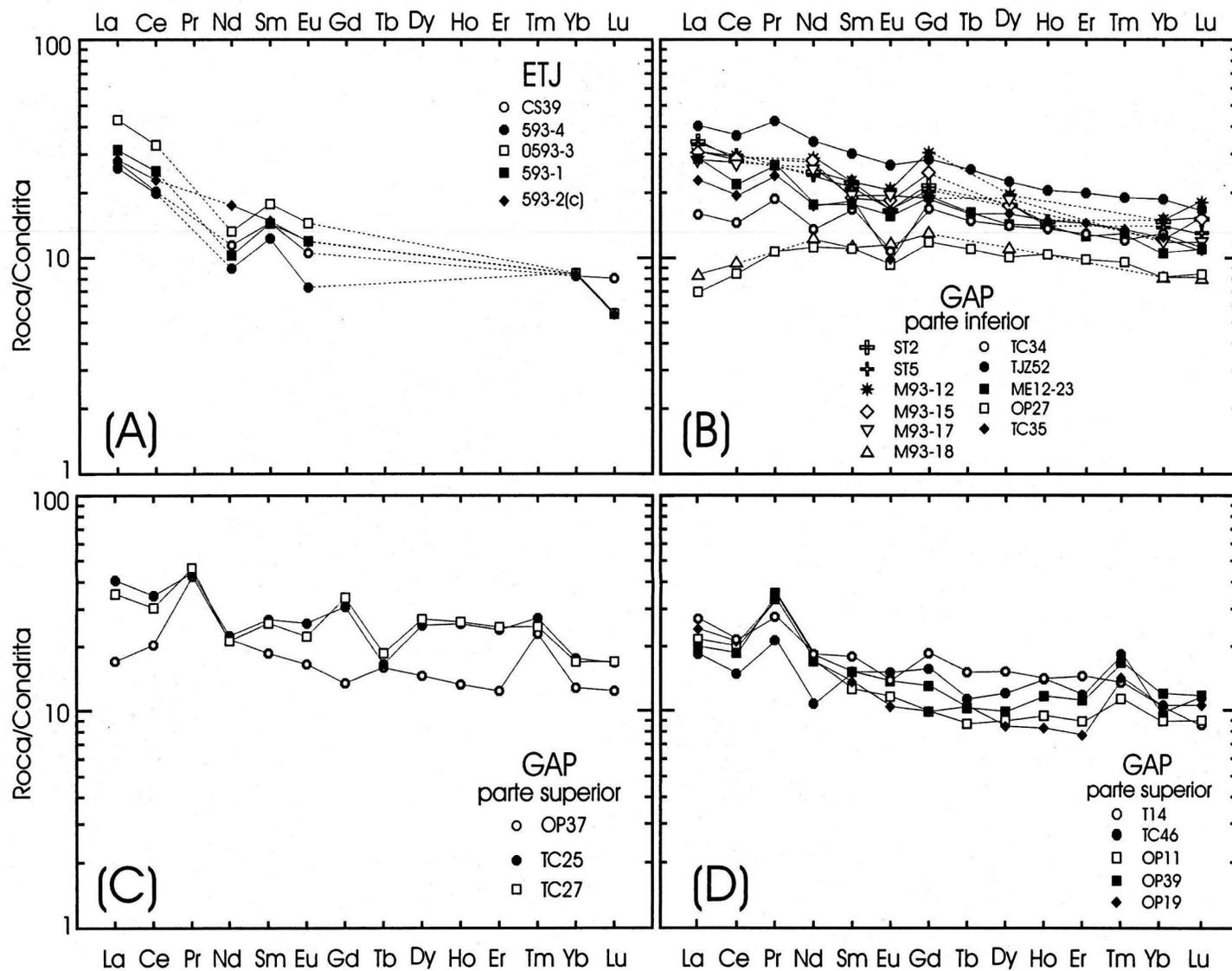


Figura 21. Patrones de elementos de tierras raras (REE) normalizados a condrita (Taylor y McLennan, 1985). **(A)**, metavolcánicos (esquistos verdes) del ETJ; **(B)**, lavas almohadilladas basáltico-andesíticas de la parte inferior del GAP; **(C)**, lavas almohadilladas de composición basáltica de la parte superior del GAP; **(D)**, lavas almohadilladas de composición andesítica de la parte superior del GAP.

III.3 Metagranito Tizapa (MGT)

El metagranito Tizapa (MGT) es un plutón deformado y metamorfizado que aflora en las cañadas de los arroyos El Ahogado y Frío, en el área de Tizapa (Figuras 10A y 10B). Esta roca es una unidad granítica local pero clave en la comprensión de la historia tectónica de la región, por lo que se describe con detalle enseguida. El MGT presenta una deformación dúctil (milonítica) heterogénea, con estructuras de granito isotrópico granular, de augengneis, y milonítica completamente planar. El área de afloramiento del MGT es pequeña, el plutón está delimitado por una falla normal y por una falla inversa subhorizontal suavemente plegada (Figura 10B). El MGT está intrusionado por un tronco pequeño de diorita de hornblenda no deformado del Cretácico Superior-Paleoceno (?), por el granito Temascaltepec del Eoceno Inferior, y por cuerpos pequeños de riolita hipabisal y diques aplíticos del Oligoceno. La relación de intrusión del granito Temascaltepec con el MGT no se puede observar directamente en el área de Tizapa debido a que los derrames de basalto pleistocénico de La Finca cubren a ambas unidades (Figura 10A).

Cuerpos graníticos deformados con recristalización metamórfica de bajo grado encajonados en rocas del ETJ también se reconocieron en el área de Escobedo, distrito minero de Zacualpan. Además, la presencia de este tipo de rocas en el subsuelo en diferentes partes de la región, es indicada por fragmentos xenolíticos de granitoides deformados en rocas piroclásticas en varias localidades de la Sierra de La Goleta, incluyendo Pepechuca, donde aparte de los xenolitos de paragneises y ortogneises graníticos con metamorfismo de grado alto, se encuentran xenolitos de granitos deformados similares al MGT. Rocas graníticas deformadas son por lo tanto unidades litológicas comunes en el ETJ.

III.3.1 Relaciones de contacto

Las relaciones de contacto del MGT con el ETJ en el área de Tizapa son por falla normal e inversa (Figura 10B). La falla normal que pone en contacto el MGT con esquisto verde, aparentemente de la parte superior del ETJ, sirvió de canal para el emplazamiento de pequeños cuerpos tabulares riolíticos del Oligoceno. Por otro lado, el MGT está sobreyacido por un



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.

esquisto de mica blanca filonítico en contacto paralelo. El esquisto gradúa hacia arriba a esquisto y filita grafiticos. El MGT, debido al incremento de la deformación dúctil hacia el contacto con el esquisto filonítico, varía de un augengneis granítico a una blastomilonita de cuarzo-muscovita fuertemente foliada. La blastomilonita, que es la parte externa o superior del MGT con mayor deformación cristaloplástica, y el esquisto filonítico sobreyacente, se interpretan como partes de una zona de cizalla dúctil de movimiento inverso con dirección de transporte tectónico hacia el noreste (Figura 10B).

Un emplazamiento sintectónico para el MGT es sugerido por el paralelismo entre la foliación milonítica del MGT y la foliación dominante de los metasedimentos circundantes (Figura 10B), aunque la mayoría de los criterios para reconocer plutones pre, sin, y postectónicos son ambiguos (Paterson y Tobisch, 1988; Vernon *et al.*, 1989; Paterson *et al.*, 1987; 1989; Miller y Paterson, 1994). En plutones sintectónicos es diagnóstica la foliación magmática coexistiendo con foliación de estado sólido de temperatura alta (Paterson *et al.*, 1989; Vernon *et al.*, 1989; Miller y Paterson, 1994). En granitos sintectónicos con una composición cercana a la de fusión a más baja temperatura (*minimum melt*) como la del MGT, la foliación magmática puede, sin embargo, no preservarse o confundirse con estructuras de estado sólido, a diferencia de los plutones máficos en donde se conservan mejor rasgos de temperatura alta (*e.g.* Miller y Paterson, 1994). En el MGT la foliación parece ser únicamente tectónica, las micro y mesoestructuras y los cambios mineralógicos en el granito, que se describen en otra sección, aparentemente corresponden a deformación dúctil en estado sólido en condiciones de temperatura moderada a baja (*e.g.* Paterson *et al.*, 1989). Sin embargo, el carácter fuertemente tabular del contacto MGT/ETJ y la carencia de elementos mineralógico-texturales que sugieran metamorfismo de contacto del plutón durante su emplazamiento, pueden indicar una intrusión sintectónica con relación a la deformación y el metamorfismo regional de los metasedimentos encajonantes. La relación estructural MGT/ETJ se aborda con más detalle en el capítulo de geología estructural. El contraste en el comportamiento reológico del granito como bloque rígido o semirígido, con un alto porcentaje de cristalización, y el sedimento circundante como material dúctil durante la deformación regional, probablemente facilitó el desarrollo de la zona de cizalla en los bordes del intrusivo. La zona de cizalla dúctil representada por la blastomilonita de cuarzo-muscovita y el esquisto filonítico sugiere una transposición tectónica

importante del cuerpo granítico, con cierto grado de aloctonía con relación al sitio del emplazamiento ígneo, y no implica necesariamente un desplazamiento a gran escala como bloque granítico exótico.

III.3.2 Geocronología del MGT

III.3.2.1 Datos previos

Dado que el MGT, de acuerdo a los datos estratigráficos y estructurales, se encuentra aparentemente en niveles estructurales inferiores del terreno metamórfico de la región, y debido a su estructura conspicua de augengneis, originalmente se interpretó como un posible basamento antiguo premesozoico (Elías-Herrera, 1981; Parga-Pérez, 1981). Esto generó interés por conocer su edad por métodos isotópicos. De manera independiente se han hecho varios esfuerzos por determinar la edad del MGT y su deformación, y los resultados han sido infructuosos. Así, en 1979, Paul Damon, de la Universidad de Arizona, hizo el primer intento por fechar el MGT con el método de Rb-Sr, y obtuvo una edad pobremente definida del Pérmico-Triásico (comunicación verbal). En 1980, Richard L. Armstrong, obtuvo una isócrona de 50.3 ± 1.5 Ma, con una relación inicial alta de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7141 (Tabla 6). La isócrona corresponde a dos muestras de roca entera del MGT con muy poca dispersión de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ y a una muestra de biotita (Richard L. Armstrong, comunicación escrita, 3/nov./1980). Para Armstrong, estos datos aunados a una edad K-Ar (biotita) de 50.7 ± 1.8 Ma del MGT (Tabla 6) indicaban que el metamorfismo en el área finalizó hasta el Eoceno.

En otro de los estudios geocronológicos, no se pudo establecer una isócrona Rb-Sr con cinco muestras de roca entera del MGT (Herwig, 1982). En este caso se obtuvieron isócronas de dos puntos de 53.2 ± 0.4 Ma (roca entera-biotita) y 48.2 ± 2.5 Ma (muscovita-biotita) (Tabla 6), las cuales fueron interpretadas como posibles edades de la deformación milonítica del MGT relacionada con el cabalgamiento de las rocas metamórficas sobreyacentes (Herwig, 1982). Estos datos son consistentes con la edad modelo Rb-Sr de 50.3 Ma y edad K-Ar de 50.7 Ma del Richard L. Armstrong (comunicación escrita, 3/nov./1980) para biotitas del MGT, aunque también con edades K-Ar (biotita) de *ca.* 50 Ma (promedio de dos muestras) (Tabla 14) del

granito Temascaltepec no deformado que intrusión al MGT. Lo mismo se puede decir con relación a una edad por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (biotita) de 52.6 ± 0.6 Ma para el MGT (Salinas-Prieto, 1994). Las edades eocénicas del MGT, por lo tanto, parecen estar más bien relacionadas con los efectos térmicos del granito Temascaltepec, y no con la deformación milonítica.

En síntesis, la edad del MGT no pudo ser establecida, y sólo asumiendo diferentes relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se calcularon edades modelo Rb-Sr de *ca.* 250 Ma (Richard L. Armstrong, comunicación escrita, 3/nov./1980) y *ca.* 218 Ma (Herwig, 1982) para el MGT (Tabla 6). La geocronología de Rb-Sr no dió resultados consistentes y confiables debido a la poca variación de la relación $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ en roca entera, y a que el sistema isotópico Rb-Sr, lo mismo que el de K-Ar, fueron rehomogeneizados por el emplazamiento del granito Temascaltepec durante el Eoceno temprano, como se demuestra más adelante.

III.3.2.2 Datos nuevos U-Pb

Para los propósitos de este estudio, se colectaron alrededor de 15 muestras para fechamiento isotópico (Tabla 10), dos de las cuales (G102 y AGN1) corresponden a ~ 40 y ~ 50 kg del MGT para geocronometría U-Pb de zircones. Estas muestras fueron colectadas en sitios donde el granito está poco deformado y recristalizado. Con métodos tradicionales de separación de minerales pesados y tomando en consideración criterios morfológicos, así como algunas propiedades ópticas, se obtuvieron concentrados con una pureza $\geq 90\%$ de zircones incoloros, transparentes, con caras cristalinas prismáticas y piramidales bien definidas (Figura 22B), y con una elongación pequeña a intermedia, de las muestras G102 y AGN1. De estos concentrados se seleccionaron posteriormente 10 fracciones diferentes de zircones, cuyos resultados analíticos se muestran en la Tabla 11. Detalles sobre los procedimientos de separación de zircones y analítico se mencionan también en la Tabla 11.

Los análisis de las diferentes fracciones de zircones del MGT produjeron edades discordantes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ que oscilan desde 529 hasta 1,020 Ma para la muestra G102, y desde 254 hasta 783 Ma para la muestra AGN1 (Tabla 11). En un diagrama de concordia convencional los datos U-Pb de la muestra G102 muestran mucha dispersión, con una línea de regresión cuyas edades de

intersección están muy poco constreñidas (Figura 22A). Para los análisis de regresión lineal se usó el programa de Ludwig (1991) (*unforced York-fit*). Las fracciones de la muestra AGN1 presentan mucho menos dispersión, y definen una línea de regresión en la que las fracciones menos discordantes (C2, B2, A1) restringen muy bien la edad de intersección inferior de 186.5 ± 7.4 Ma (Figura 22B). En conjunto, los datos U-Pb de ambas muestras presentan un patrón complejo (Figura 22C) que puede ser debido a la presencia de cantidades variables de Pb radiogénico heredado e isotópicamente heterogéneo. Los datos presentan un patrón en forma de abanico con una estrecha intersección inferior cerca de los 185 Ma, y con edades de intersección superior que varían desde *ca.* 960 a *ca.* 1,480 Ma (Figura 22C). La dispersión de todos los datos U-Pb en el diagrama de concordia dificulta establecer una línea de regresión rigurosa que indique edades de intersección precisas y geológicamente significativas. Sin embargo, para combinaciones diferentes de zircones, se obtuvieron los resultados que se muestran en la Tabla 12. Aunque la mayoría de estos resultados no tiene un arreglo lineal riguroso, tienen una desviación media cuadrática ponderada (MSWD, por sus siglas en inglés) desde cero hasta 440, todos los datos prácticamente caen dentro del sector delimitado por dos líneas de regresión. Una de ellas está definida por cuatro puntos (MSWD = 11) con una edad de intersección superior de 957 ± 83 Ma y una intersección inferior de 181 ± 11 Ma. La otra línea de regresión corresponde a cinco puntos (MSWD = 13) con una edad de intersección superior de 1480 ± 35 Ma y una intersección inferior de 189 ± 1.9 Ma (Figura 22C). El promedio de las edades de intersección superior e inferior de la Tabla 12 coincide aproximadamente con la edad de intersección superior de $1,242 \pm 126$ Ma e inferior de 186.5 ± 7.4 Ma de la línea de regresión que incluye las fracciones menos discordantes (Figura 22B). Esta edad de intersección inferior es prácticamente indistinguible de cualquier edad de intersección inferior dentro del error 2σ .

III.3.2.3 Interpretación de los datos U-Pb

El patrón en forma de abanico que conforman los datos U-Pb de las 10 fracciones de zircones del MGT es típico de granitos peraluminosos que contienen zircones detríticos derivados de una fuente heterogénea preexistente. Patrones similares con datos U-Pb discordantes de zircones de rocas plutónicas con componentes claros de Pb antiguo heredado se han

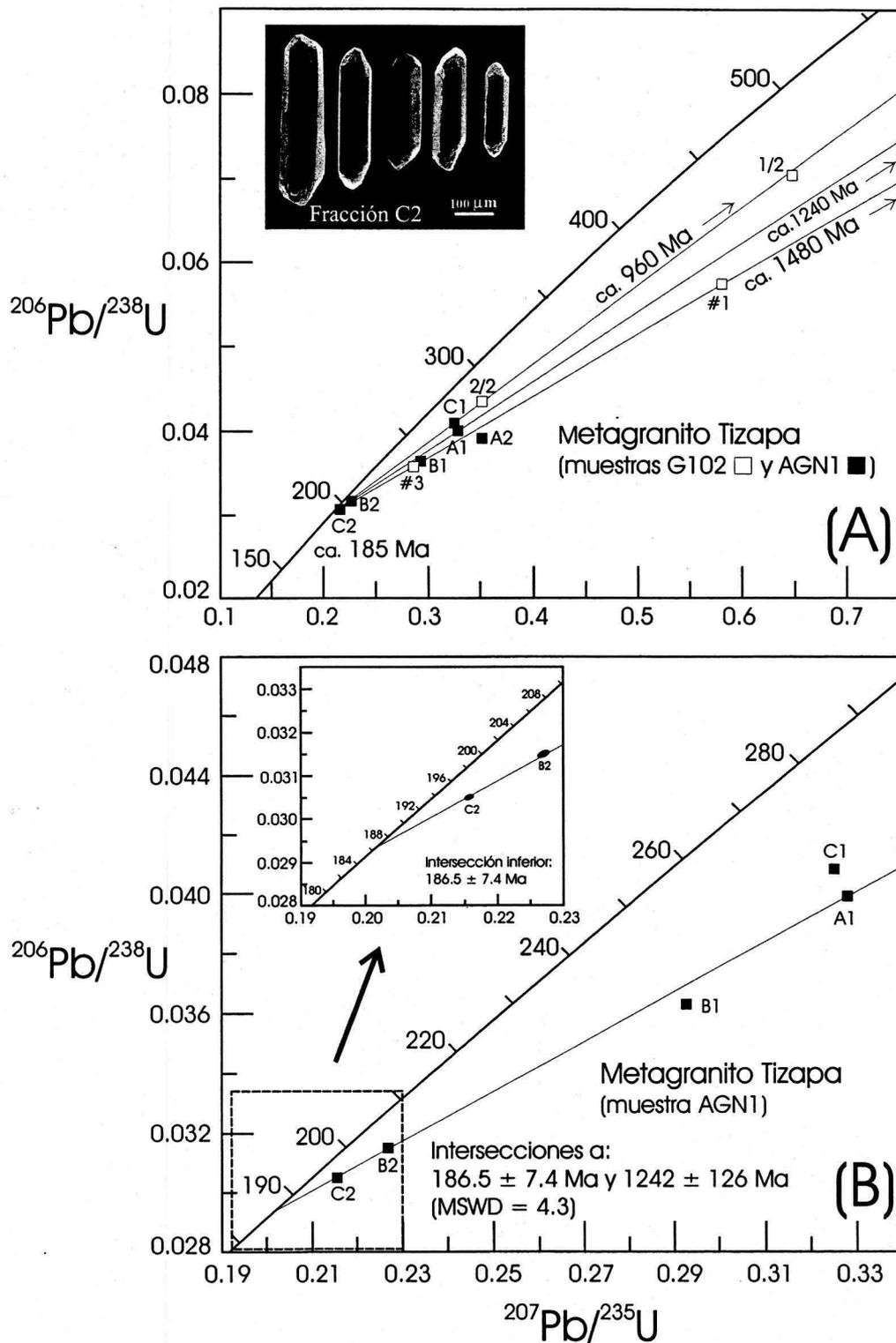


Figura 22. (A), diagrama de concordia para diferentes fracciones de zircons del metagranito Tizapa (MGT). Los datos corresponden a los de la Tabla 11. Por razones de escala los límites de error no están representados gráficamente en los puntos. La mejor línea de regresión involucra a las fracciones de zircons menos discordantes (muestra AGN1) **(B)**, y corresponde a edades de intersección inferior y superior de 186.5 ± 7.4 Ma y 1242 ± 126 Ma, respectivamente. En el recuadro se muestran detalles del área de esta intersección inferior; las elipses representan los límites de error (intervalo de confianza 2σ). Para discusión de los datos U-Pb ver el texto.

documentados en otras partes (e.g. Gulson y Krogh, 1973; Chen y Moore, 1982; Saleeby *et al.*, 1987; Barth *et al.*, 1989; Wallin, 1990; Hansmann y Oberli, 1991). Los granos de zircón redondeados y corroídos del MGT seguramente corresponden a estos componentes detríticos. No obstante haber excluido este tipo de granos con constituyentes reciclados en el análisis U-Pb, las edades de intersección superior de las fracciones analizadas (Tabla 12), que traslapan edades proterozóicas de eventos magmáticos y de cristalización granulítica del Complejo Oaxaqueño y del Gneis Huiznopala (Anderson y Silver, 1971; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1977; Lawlor *et al.*, 1999; Keppie *et al.*, 2003; Solari *et al.*, 2003;), se interpretan como componentes antiguos de Pb heredado, los cuales probablemente se localizan en núcleos diminutos de cristales de zircones imperceptibles por métodos ópticos tradicionales. La edad modelo Nd de 1.3 Ga, con un $\epsilon_{Nd(t)} = -3.5$, para el MGT (Tabla 4, muestra AGN1), es claramente consistente con esta interpretación. También valores negativos de ϵ_{Nd} para rocas graníticas cretácicas del suroeste de México (Schaaf, 1990; Schaaf y Martínez-Serrano, 1997; Schaaf *et al.*, 2003), y rocas clásticas del complejo Arteaga y tobáceas en Cuale, Jalisco, y del Esquisto Taxco (Centeno-García *et al.*, 1993a; Centeno-García, 1994; Schaaf y Martínez-Serrano, 1997), evidencian reciclamiento de componentes proterozoicos en diferentes unidades del terreno Guerrero, y sugiere la existencia de corteza antigua debajo o muy cerca de lo que ahora es la región suroccidental de México. Los xenolitos gnéisicos de Pepechuca, por su carácter fuertemente evolucionado, son elementos muy sólidos en este sentido, y localmente no sólo fortalecen la idea de reciclamiento de componentes proterozoicos en el MGT, sino que pueden representar la corteza siálica premesozoica a partir de la cual se generó este plutón.

Por otro lado, la línea de regresión de los datos U-Pb con las fracciones menos discordantes (C2, B2, A1) tiene una edad de intersección inferior de 186.5 ± 7.4 Ma (Figura 22B), la que corresponde a una edad toarciana de acuerdo a la escala de tiempo de Palmer y Geissman (1999), y puede ser interpretada de dos maneras: como la edad de la milonitización durante la cual el zircón pudo haber recristalizado, o bien, como la edad de emplazamiento ígneo del granito. En el primer caso, implicaría un evento de pérdida importante de Pb por recristalización milonítica durante el Toarciano, y las edades de intersección superior, a pesar de los amplios rangos de error por la gran extrapolación, indicarían una edad del Proterozoico Medio para el MGT. Sin embargo, la milonitización del MGT, aunque pudo haber sucedido en

la etapa final de enfriamiento del granito, ocurrió en condiciones de metamorfismo de facies de esquisto verde ($\leq 500^{\circ}\text{C}$) de acuerdo a la mineralogía involucrada, por debajo de la temperatura para el cierre del sistema U-Pb en zircón de rocas plutónicas ($650\text{-}750^{\circ}\text{C}$, Mattinson, 1978; ó $> 900^{\circ}\text{C}$, Lee *et al.*, 1997), y por debajo también de la temperatura mínima de recristalización de zircón con pérdida substancial de Pb en rocas metamórficas ($600\text{-}650^{\circ}\text{C}$; Mezger y Krogstad, 1997). En condiciones de facies de esquisto verde una verdadera recristalización de zircón es improbable, por lo que el sistema U-Pb seguramente permaneció cerrado (*e.g.* Wayne y Krishna, 1988; 1992), al menos así se considera para las localidades poco deformadas de donde fueron colectadas las muestras. A baja temperatura puede haber pérdida importante de Pb por alteración química, lixiviación y difusión solamente en zircón metamictico (Mezger y Krogstad, 1997). Dado que este tipo de zircons fue excluido para el análisis, la edad de intersección inferior no puede ser interpretada como pérdida de Pb debido a metamictización. Además, las relaciones geológicas no sustentan una edad proterozóica para el MGT.

Alternativamente, la edad de intersección inferior de 186 Ma se considera como una buena aproximación para la edad de intrusión del MGT. Los cristales de las fracciones analizadas, como ya se ha mencionado, probablemente contienen núcleos discretos proterozoicos heredados sobre los cuales creció zircón magmático. La mayoría de estos zircons corresponden a cristales euhedrales incoloros y elongados (Figura 22B), con altos contenidos de U, especialmente los de la muestra AGN1 (Tabla 11), lo que sugiere una naturaleza predominantemente magmática (*e.g.* Mezger y Krogstad, 1997), y no una recristalización metamórfica importante en facies de esquisto verde. La muestra AGN1 es la que contiene los granos con relaciones Pb/U menos discordantes, y la que restringe la intersección inferior. Consecuentemente, y considerando que el MGT es interpretado como una intrusión granítica sintectónica, la edad toarciana para su emplazamiento ígneo y deformación prefecha el depósito de las rocas metasedimentarias encajonantes del ETJ y sugiere una edad Jurásico Temprano tardío para la deformación regional. Una edad triásico-jurásico temprana para el depósito del ETJ es probable y así lo sugieren también las edades modelo Pb-Pb de la mena concordante y singenética de Tizapa.

III.3.3 Petrografía del MGT

El MGT es una roca leucocrática de grano medio a grueso, que manifiesta una deformación milonítica o dúctil heterogénea. La deformación, la cual se traduce en reorientación y reducción del tamaño de grano por recristalización bajo condiciones de cizalla, se manifiesta por una foliación burda a bien desarrollada dependiendo de la intensidad de la deformación. De esta manera, el MGT varía gradualmente desde un granito isotrópico no deformado en la parte central de su área de afloramiento, a un augengneis, el que a su vez cambia a una blastomilonita de cuarzo-muscovita hacia su borde (Figura 23A, B y C). Aunque la composición modal del plutón es difícil de estimar por el tamaño de grano y la deformación milonítica, en sus partes no foliadas o isotrópicas la roca consiste en 45% de micropertita y ortoclasa granofírica, 30% de cuarzo, 15% de plagioclasa (An₁₀₋₁₄), 9% de biotita, y 1% de minerales tales como, óxidos de Fe-Ti, apatita, zircón, turmalina, y epidota y muscovita secundarias (valores promedio de varias muestras), lo cual indica una composición granítica.

En sección delgada, la deformación interna incipiente del granito está evidenciada por una textura protoclástica donde el cuarzo presenta extinción ondulante y recristalización parcial a agregados de grano fino con bordes lobulares. La biotita está ligeramente curvada y con *kink bands*, y el feldespato potásico presenta sólo dislocación interna indicada por orientaciones ópticas diferentes en el mismo cristal. En este caso de deformación mínima, es notable la presencia escasa de muscovita (< 1%) remplazando a la biotita, aunque también se presenta como sericita por alteración de algunos sectores de la plagioclasa.

La transición del granito débilmente deformado a sectores fuertemente deformados es gradual, y se presenta en tramos de decenas de metros. A escala de afloramiento el incremento de la deformación se traduce en el desarrollo de una foliación burda que gradúa a una foliación trenzada bien desarrollada. La foliación está definida esencialmente por biotita y cuarzo finamente granulado que envuelven a porfidoclastos de cuarzo y feldespato (hasta 5 cm de largo), formando de esta manera la estructura de augengneis (Figura 23B y B'). Porfidoclastos o granos tipo σ y δ , y superficies de cizalla S-C (e.g. Passchier y Trouw, 1996) con una cinemática de cima hacia el oriente, están bien desarrollados en algunos lugares. Zonas de

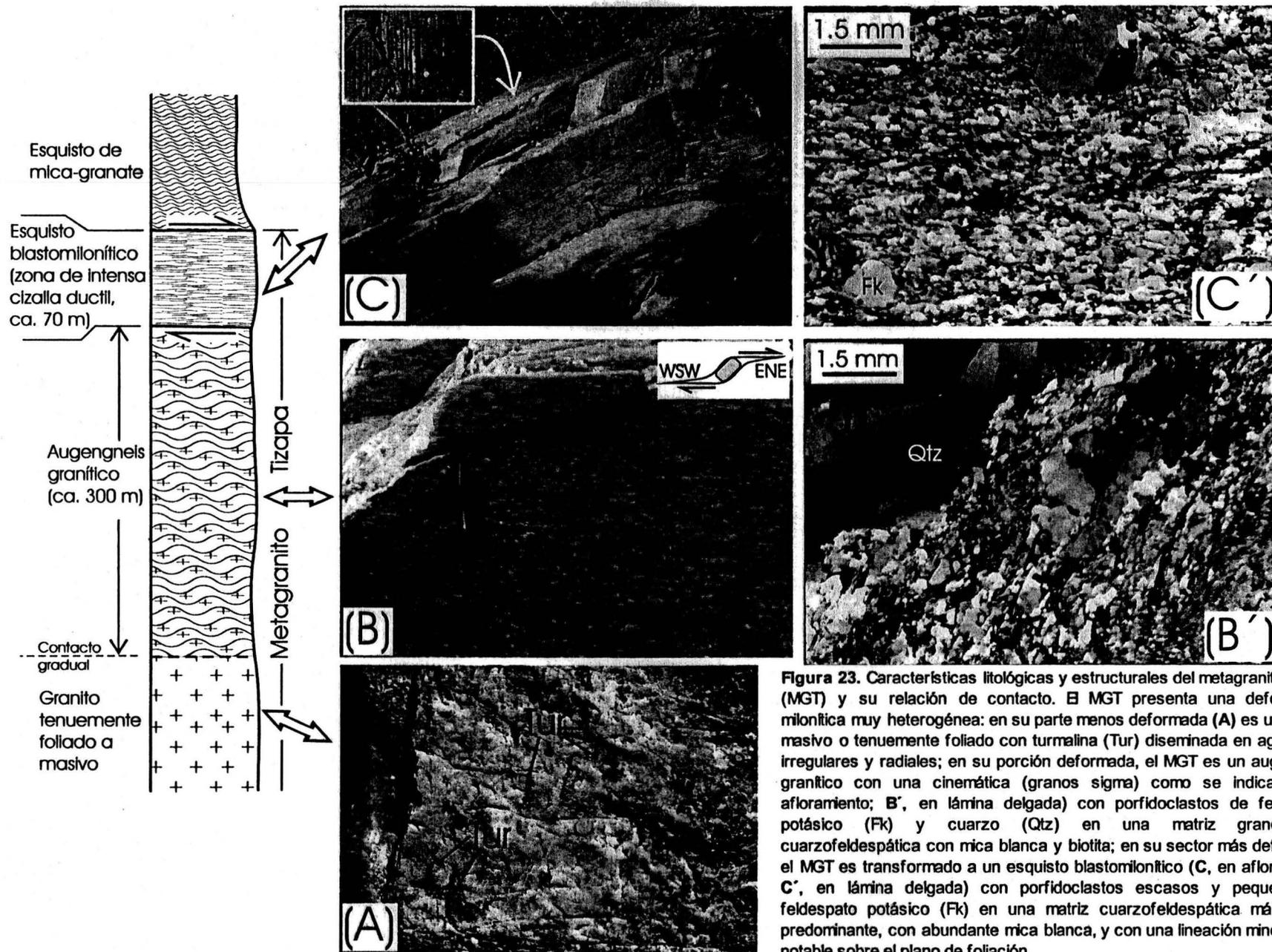


Figura 23. Características litológicas y estructurales del metagranito Tizapa (MGT) y su relación de contacto. El MGT presenta una deformación milonítica muy heterogénea: en su parte menos deformada (A) es un granito masivo o tenuemente foliado con turmalina (Tur) diseminada en agregados irregulares y radiales; en su porción deformada, el MGT es un augengneis granítico con una cinemática (granos sigma) como se indica (B, en afloramiento; B', en lámina delgada) con porfiroclastos de feldespato potásico (Fk) y cuarzo (Qtz) en una matriz granoblástica cuarzofeldespática con mica blanca y biotita; en su sector más deformado, el MGT es transformado a un esquisto blastomilonítico (C, en afloramiento; C', en lámina delgada) con porfiroclastos escasos y pequeños de feldespato potásico (Fk) en una matriz cuarzofeldespática más fina y predominante, con abundante mica blanca, y con una lineación mineral (Lm) notable sobre el plano de foliación.

cizalla angostas con intensa reducción del tamaño de grano y estructura perfectamente planar son comunes en la parte superior del plutón. A escala microscópica el granito fuertemente deformado presenta una foliación bien desarrollada definida por muscovita, biotita y epidota en menor cantidad, así también por bandas de cuarzo, albita y granos de microclina. Los porfidoclastos de feldespato y cuarzo ondulante están circundados por agregados de mica, y cuarzo-albita con una fuerte orientación preferencial. Fragmentos de feldespato están disgregados en bandas cuarzofeldespáticas; algunos de los fragmentos están plegados (*kinked*) o muy fracturados. Los crecimientos mirmequíticos son comunes en algunos porfidoclastos de ortoclasa; otros granos de ortoclasa están parcialmente invertidos a microclina en sus bordes. La inversión completa de ortoclasa a microclina se presenta en granos de feldespatos potásicos pequeños y dispersos, en los cuales la microclina, conjuntamente con cuarzo y albita forman bandas granoblásticas. La inversión ortoclasa-microclina (variación en el grado de triclinicidad) es una característica petrográfica bien conocida en zonas de deformación por cizalla (Smith, 1974; Eggleton, 1979; Eggleton y Buseck, 1980; Bell y Johnson, 1989). Las microfracturas rellenas con cuarzo y/o epidota es un rasgo común en los porfidoclastos de feldespato.

En el granito deformado la muscovita es más abundante que la biotita. De hecho hay una relación directa entre la abundancia de muscovita y la intensidad de la deformación en el plutón. En las zonas menos deformadas la mica blanca está casi ausente; en donde la deformación es moderada y fuerte la muscovita está fuertemente alineada e intercrecida con la biotita, la cual tiende a disminuir. La muscovita, y óxidos de Fe-Ti parece ser que cristalizaron durante la deformación a partir del rompimiento de biotita. La biotita está alineada y seguramente también recrystalizó durante la milonitización, aunque hay hojuelas plegadas que no tienen una orientación preferencial que pueden corresponder a biotita primaria. La biotita aparentemente magmática no está alineada y es de varios milímetros de largo, con cloritización postectónica en algunos casos. Esta última relación textural puede no ser válida en todos los casos, puesto que es probable la recrystalización de biotita por los efectos térmicos de las intrusiones posteriores que afectaron al MGT. La biotita sintectónica se presenta en hojuelas diminutas (≤ 1 mm) y está fuertemente orientada paralela a la foliación.

La transición de augengneis a blastomilonita de cuarzo-muscovita ocurre en un tramo de 1 a 5 m. Esta transición está caracterizada por una reducción notable del tamaño de grano con un desarrollo más intenso de foliación, una recristalización completa del granito a una estructura perfectamente planar (Figura 23C) y cambios mineralógicos con bandas blastomiloníticas. A escala microscópica la blastomilonita presenta una textura granoblástica fuertemente alineada constituida predominantemente por cuarzo y muscovita, la biotita prácticamente está ausente y los granos de feldespato son más pequeños y menos abundantes (Figura 23C'). Aunque algunos granos de feldespato sobrevivieron a la deformación y la recristalización, la mayoría de los fragmentos de ortoclasa fueron invertidos completamente a microclina finamente granulada, de tal manera que los granos de ésta, conjuntamente con albita, son constituyentes importantes en el mosaico granoblástico. En sectores menos deformados del MGT es donde el feldespato es relativamente abundante, la muscovita es escasa, y viceversa, lo cual sugiere que la cristalización de mica blanca estuvo también relacionada con la desestabilización del feldespato potásico.

La transformación de augengneis a blastomilonita se dió en la parte más alta del MGT y corresponde a la zona de intensidad mayor de deformación de cizalla dúctil (Figura 23C y C'). Con base en las características litológicas y petrográficas señaladas fue posible cartografiar al esquisto blastomilonítico de cuarzo-muscovita (Figura 10B), al cual se le estimó un espesor estructural de alrededor de 70 m. Aunque parece claro que el MGT sufrió una recristalización estática ligera, producto de intrusiones ígneas postectónicas, la transición granito masivo-augengneis-blastomilonita relacionada con la deformación dúctil se puede observar claramente sobre el cauce del Arroyo Frío, en el área de Tizapa (Figura 10B).

Otras características petrográficas del MGT son algunos *schlieren* y xenolitos de esquisto pelítico parcialmente asimilados. Los *schlieren* son pequeños cuerpos lenticulares con 10 a 40 cm de largo; son de grano fino ricos en biotita y presentan la misma deformación interna que el augengneis circundante. El desarrollo fuerte de muscovita y epidota, recristalización de biotita en pequeñas hojuelas, recristalización completa del cuarzo, intensa fragmentación de feldespato con recristalización parcial de albita y microclina, e intercrecimientos

mirmequíticos en los bordes de algunos porfidoclastos de ortoclasa, son algunas de las características petrográficas de esta deformación en los *schlieren*.

Los xenolitos de esquistos pelíticos fueron reconocidos dentro del augengneis en el Arroyo Frío, cerca del contacto con la blastomilonita, en una zona de pocos metros de espesor y unos 10 m de largo. Los xenolitos son pequeños cuerpos lenticulares con bordes muy difusos que asemejan bandas micáceas dentro del augengneis. La foliación tanto del augen como la de los xenolitos es paralela y continua, sugiriendo que los xenolitos fueron incorporados como sedimentos en la última etapa de emplazamiento del plutón, y que la deformación y el metamorfismo de estos fueron simultáneos con la milonitización del granito. La mineralogía de los xenolitos es simple, consiste en muscovita, cuarzo, biotita escasa y pórfidoblastos de granate (almandino) con estructuras internas complejas y ambiguas para inferencias cinemáticas. Algunas muestras de xenolitos tienen alteración hidrotermal postectónica definida por clorita, pirita alterada a óxidos de Fe, y turmalina, seguramente relacionada a los intrusivos que cortan al MGT.

III.3.4 Estimaciones P-T para la milonitización

Las relaciones de foliación y de contacto indican que el metamorfismo orogénico (Bucher y Frey, 1994, p. 6) del ETJ es contemporáneo con la milonitización del MGT, y esta a su vez con el metamorfismo de los xenolitos pelíticos contenidos en el granito. Aunque con relaciones texturales complejas, la presencia de almandino en los metasedimentos sobreyacentes y en los xenolitos indica, en primera instancia, que la milonitización del MGT ocurrió, por lo menos, bajo condiciones P-T comparables a la parte alta de la facies de esquistos verdes. La asociación cuarzo + muscovita + biotita + almandino, presente en los xenolitos, es estable en la zona de almandino, parte alta de la facies de esquistos verdes, y puede persistir hasta la zona de sillimanita en facies de anfibolita (McLellan, 1985).

Por otro lado, la cristalización de cuarzo, muscovita, epidota y albita a partir del feldespato en el MGT es un rasgo característico de granitos deformados en facies de esquistos verdes (Mitra, 1978; 1984; Simpson, 1985; Gapais, 1989). Aunque los crecimientos mirmequíticos de cuarzo

y oligoclasa sintectónicas en el MGT, que implican importantes procesos de deformación-difusión a escala microscópica, pueden sugerir condiciones de facies de epidota-anfibolita o anfibolita (Simpson, 1985; La Tour, 1987; Simpson y Wintsch, 1989; Gapais, 1989). En granitos miloníticos con mirmequitas sintectónicas involucrados en regímenes tectónicos compresivos se han estimado 450-550°C y 4-5 kb para la deformación milonítica (Anderson, 1983; Simpson, 1985). Con base en la asociación albita-microclina, la cual está presente en los sectores más deformados del MGT, se han deducido condiciones de 5 kb y temperaturas menores a 500°C para la deformación milonítica de granitos hercinianos (Berthé *et al.*, 1979). En terrenos metamórficos tipo Buchaniano (de baja presión) fue registrada una temperatura de $505 \pm 30^\circ\text{C}$ y alrededor de 3.5 kb para la asociación plagioclasa-microclina, la cual estuvo relacionada a la inversión monoclinica-triclínica del feldespato potásico (Ferry, 1980).

Valores de alrededor de 4 kb y 500°C, que corresponden a condiciones de la parte superior de la facies de esquistos verde-parte inferior de la facies de anfibolita son consecuentemente razonables para la deformación milonítica del MGT que, de acuerdo a las relaciones de campo, bien pudo ocurrir durante la etapa de enfriamiento del granito. Estos valores de P-T son consistentes con las asociaciones metamórficas de los sectores más deformados del MGT y con los datos de las metapelitas sobreyacentes del ETJ.

III.3.5 Edad de la milonitización y del metamorfismo orogénico

III.3.5.1 Datos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Con el objeto de establecer directamente la edad de la deformación milonítica en el MGT, se hizo un análisis $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por calentamiento gradual de muscovita separada de la blastomilonita de cuarzo-muscovita. Esta roca representa la porción más deformada del plutón y en ella la naturaleza sintectónica de la mica blanca es clara. En el MGT la mica magmática es esencialmente biotita, aunque también hay biotita sintectónica en los sectores deformados. En la blastomilonita la biotita sintectónica está prácticamente ausente. El resultado de este análisis (muestra ME25-2; Tabla 13; Figura 24) se discute a continuación.

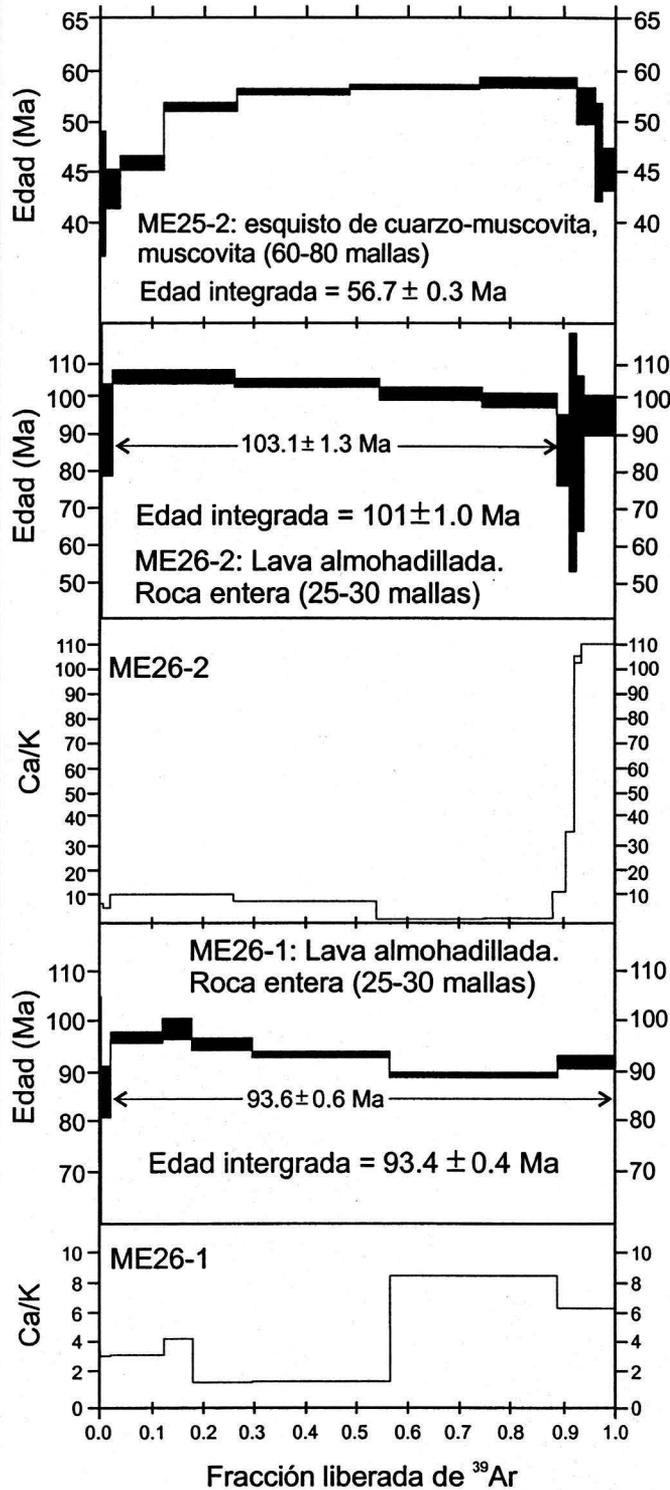


Figura 24. Espectros de edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para muestras del área de Tejupilco. Para las muestras ME26-2 y ME26-1, por ser análisis de roca entera, se incluyen los espectros de la relación Ca/K correspondientes. Para la discusión de los espectros de edades y su interpretación ver el texto. El criterio usado para definir una meseta es que al menos tres etapas contiguas deben concordar dentro de sus errores 2σ y que en conjunto constituyan más del 50% del total de ^{39}Ar involucrado (McDougall y Harrison, 1988).

La muscovita (muestra ME25-2) presenta un espectro de edad convexo hacia arriba con 10 fracciones colectadas entre 600 y 1600°C (Figura 24). En las primeras dos etapas (o fracciones) de baja temperatura fue liberado alrededor del 4% de ^{39}Ar con una edad promedio de 48.1 ± 0.1 Ma. En las siguientes cinco, durante las cuales fue liberado el 90% de ^{39}Ar , las edades se incrementaron progresivamente de 50.8 ± 1.8 Ma hasta 59.0 ± 0.2 Ma. Aunque de la quinta a la octava etapa puede definirse un segmento de meseta de 58.37 ± 0.1 Ma, durante el cual se liberó el 66% de ^{39}Ar (Tabla 13, Figura 24). Las últimas tres etapas del espectro de edades, las cuales corresponden al 7% de ^{39}Ar liberado, produjeron una edad promedio pobremente definida de 53.2 ± 0.2 Ma que posiblemente no tiene significado geológico. La edad integrada (gas total) es de 56.7 ± 0.3 Ma, mientras que la edad K-Ar de la misma muscovita es de 59 ± 3 Ma (Tabla 14, muestra ME25-2).

III.3.5.2 Interpretación de los datos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

El espectro de edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por calentamiento gradual convexo hacia arriba han sido reportado en micas conteniendo exceso de ^{40}Ar (Pankhurst *et al.*, 1973; Hammerschmidt, 1983; Foland, 1983). Este tipo de espectro ha sido explicado por medio de un modelo de mezcla de dos generaciones de micas, cada una teniendo diferente espectro de edad y patrón de argón liberado (Wijbrans y McDougall, 1986). En este modelo es posible obtener buenas mesetas de edades intermedias sin significado geológico, y las edades menores en el segmento de más alta temperatura pueden proveer una estimación para la edad del componente de mica más joven (Wijbrans y McDougall, 1986). De acuerdo a esta interpretación, la edad de meseta de 58.37 ± 0.1 Ma del espectro de la muestra ME25-2 (Tabla 13; Figura 24) puede ser una edad intermedia “mezclada” sin significado, mientras que la edad de 50.5 ± 2.1 Ma para la última etapa de más alta temperatura puede representar la edad de recristalización de la muscovita. Esta edad coincide con las edades K-Ar de biotita de 51 ± 3 y 48.6 ± 2 Ma para el granito Temascaltepec (Tabla 14), lo que sugiere que la muscovita del esquistos blastomilonítico fue rehomogeneizada durante el emplazamiento de este tronco, y la edad de la muscovita generada durante la milonitización por lo tanto permanece indeterminada.

Por otro lado, si las últimas tres fracciones en el segmento de alta temperatura no tienen significado geológico debido a la pequeña cantidad de ^{39}Ar liberado en ellas, el espectro escalonado de las siete primeras fracciones de la muestra ME25-2 (Figura 24) puede indicar pérdida parcial de argón relacionada a eventos de recalentamiento o enfriamiento lento (e.g. Harrison, 1983; Harrison y McDougall, 1980; 1982; McDougall y Harrison, 1988). En el caso de pérdida por difusión de ^{40}Ar por un evento térmico sobrepuesto, las dos primeras etapas con las edades iniciales inferiores, cuya edad promedio es de 48.1 ± 0.1 Ma constituyen una buena estimación para el evento de recalentamiento. Esta edad también es consistente con las edades K-Ar (biotita) del granito Temascaltepec (Tabla 14). El resto del espectro, en esta interpretación, estaría caracterizado por edades minimizadas y sin significado geológico debido a la pérdida de ^{40}Ar , y de esta manera la edad original de la muscovita, y consecuentemente la edad de la milonitización, volvería quedar indeterminada. La edad de meseta de 58.37 ± 0.1 Ma en el espectro, la cual es consistente con su edad K-Ar de 59 ± 3 Ma, puede alternativamente interpretarse como la edad de la milonitización. En este mismo sentido, una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (muscovita) de 64.1 ± 0.5 Ma por calentamiento gradual para el MGT, obtenida de una muestra colectada muy cerca de un intrusivo diorítico-gabróico no deformado, fue interpretada como la edad de la deformación dúctil en la región (Salinas-Prieto, 1994).

Las edades del Paleoceno $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por calentamiento gradual de muscovita en el MGT, como edades para la deformación y el metamorfismo regional, son, sin embargo, incongruentes con las relaciones geológicas de la región. El ETJ está cubierto discordantemente por las rocas clásticas continentales suavemente deformadas y no metamorfizadas de la Formación Balsas del Cretácico más tardío-Paleoceno en lugares cercanos. Plutones del Cretácico Tardío como el batolito de Tingambato, no presentan evidencias de deformación dúctil en ninguna de sus partes. Lo mismo se puede decir de las rocas intrusivas no deformadas en el distrito minero de Mezcala, 100 km al SSE de la región de Tejupilco, cuyas edades del Paleoceno y del Maastrichtiano $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (biotita) varían desde 60.8 ± 0.8 Ma hasta 68.0 ± 1.0 Ma (Meza-Figueroa *et al.*, 2003). Además, las unidades clásticas de la parte inferior del GAP del Cretácico Inferior, como se documenta más adelante, contienen detritos de rocas metamórficas provenientes del ETJ, entre los cuales se encuentran fragmentos de granito deformado. Por

otro lado, recientemente se ha demostrado por medio de análisis $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ *in situ* (ablación de láser ultravioleta) que el análisis termocronológico $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de muscovita deformada no es fácil de interpretar (Kramar *et al.*, 2001). Esto es debido a que el cizallamiento microscópico en la mica ocasiona una difusión heterogénea importante de ^{40}Ar , lo cual tiende a generar edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por calentamiento gradual más jóvenes que las edades metamórficas de enfriamiento (Kramar *et al.*, 2001).

En conclusión, las edades paleocénicas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (muscovita) del MGT parecen estar más bien relacionadas al efecto térmico (*e.g.* Faure, 1986, p. 69-71; McDougall y Harrison, 1988, p. 178-179) del tronco diorítico-gabróico no deformado que intrusionó al plutón milonitizado (ver Figura 10B), por lo que la edad de la deformación milonítica del MGT, simultánea con la deformación y el metamorfismo orogénico del ETJ, permanece indeterminada por termocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por calentamiento gradual. Rocas intrusivas no deformadas del Paleoceno con efectos térmicos y mineralización de skarn importantes son comunes en la región (*e.g.* Meza-Figueroa *et al.*, 2003).

III.3.5.3 Otros datos isotópicos

Datos K-Ar (micas y roca total) para varias rocas metamórficas del ETJ, los cuales varían desde 57 ± 3 Ma hasta 43.7 ± 1.1 Ma (Tablas 6 y 14), e isócronas Rb-Sr 53.2 ± 0.4 Ma ó 48.2 ± 2.5 Ma (Herwig, 1982) y 50.3 ± 1.5 Ma (Richard L. Armstrong, comunicación escrita, 3/nov./1980) para el MGT (Tabla 6), son también consistentes con las edades K-Ar (biotita) del granito Temascaltepec. Esto seguramente implica rehomogeneización de los sistemas isotópicos K-Ar y Rb-Sr por los efectos térmicos asociados con el emplazamiento de este plutón.

En suma, los eventos térmicos relacionado con el emplazamiento de un tronco diorítico-gabróico pequeño del Paleoceno (?) y del granito Temascaltepec durante el Eoceno temprano (M_3) causaron una rehomogeneización significativa de los sistemas isotópicos K-Ar y Rb-Sr, por lo que no fue posible establecer directamente la edad de la deformación milonítica del MGT o del metamorfismo regional con los datos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, K-Ar y Rb-Sr analizados en el

presente trabajo. Pero si la milonitización y el metamorfismo regional corresponden al mismo evento tectónico, y este ocurrió durante o inmediatamente después del emplazamiento del MGT, la edad de su cristalización (186.5 ± 7.4 Ma) prácticamente también fecha la deformación y el metamorfismo regional como un evento tectónico toarciaco.

III.3.6 Geoquímica e interpretación tectonomagmática del MGT

Aunque el MGT contiene xenolitos de metasedimentos asimilados parcial o totalmente en algunas localidades y está afectado por metasomatismo e hidrotermalismo en zonas locales y erráticas, para análisis geoquímicos (Tablas 15 y 16) se colectaron más de una docena de muestras del granito lejos de estas zonas de alteración. Se asume que durante la deformación milonítica la removilización de elementos fue mínima a escala de muestra de mano, al menos en las partes poco o moderadamente deformadas, por lo que no se incluyeron muestras de sectores fuertemente milonitizados. Así, la mayoría de las muestras colectadas para geoquímica corresponde al granito ligeramente deformado con características mineralógicas y texturales homogéneas a escala de muestra de mano.

III.3.6.1 Elementos mayores

El MGT es un plutón granítico con ligeras variaciones adamelíticas (Figura 25A), calcialcalino (Figura 25B) y rico en K_2O (3.46 - 4.96%) (Tabla 15). Aunque en el diagrama AFM las muestras del MGT presentan dispersión (Figura 25B), la mayoría manifiesta una afinidad con intrusivos calcialcalinos de arcos magmáticos maduros, en cuya evolución se involucran componentes de corteza siálica antigua (Brown, 1982). Componentes de zircón heredados, edad de residencia cortical precámbrica con un $\epsilon_{Nd(i)} = -3.5$ (Tabla 4), y una relación inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0.7077 para el MGT son consistentes con esta aseveración.

Por otro lado, el MGT tiene un carácter claramente peraluminoso (Figura 26A). El índice de peraluminosidad, $A/CNK = [Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)]$ molar, de 13 muestras del granito oscila desde 1.08 hasta 1.63 (Tabla 15). En principio, el carácter peraluminoso del MGT es consistente con la presencia de los xenolitos metapelíticos parcial o totalmente asimilados; sin

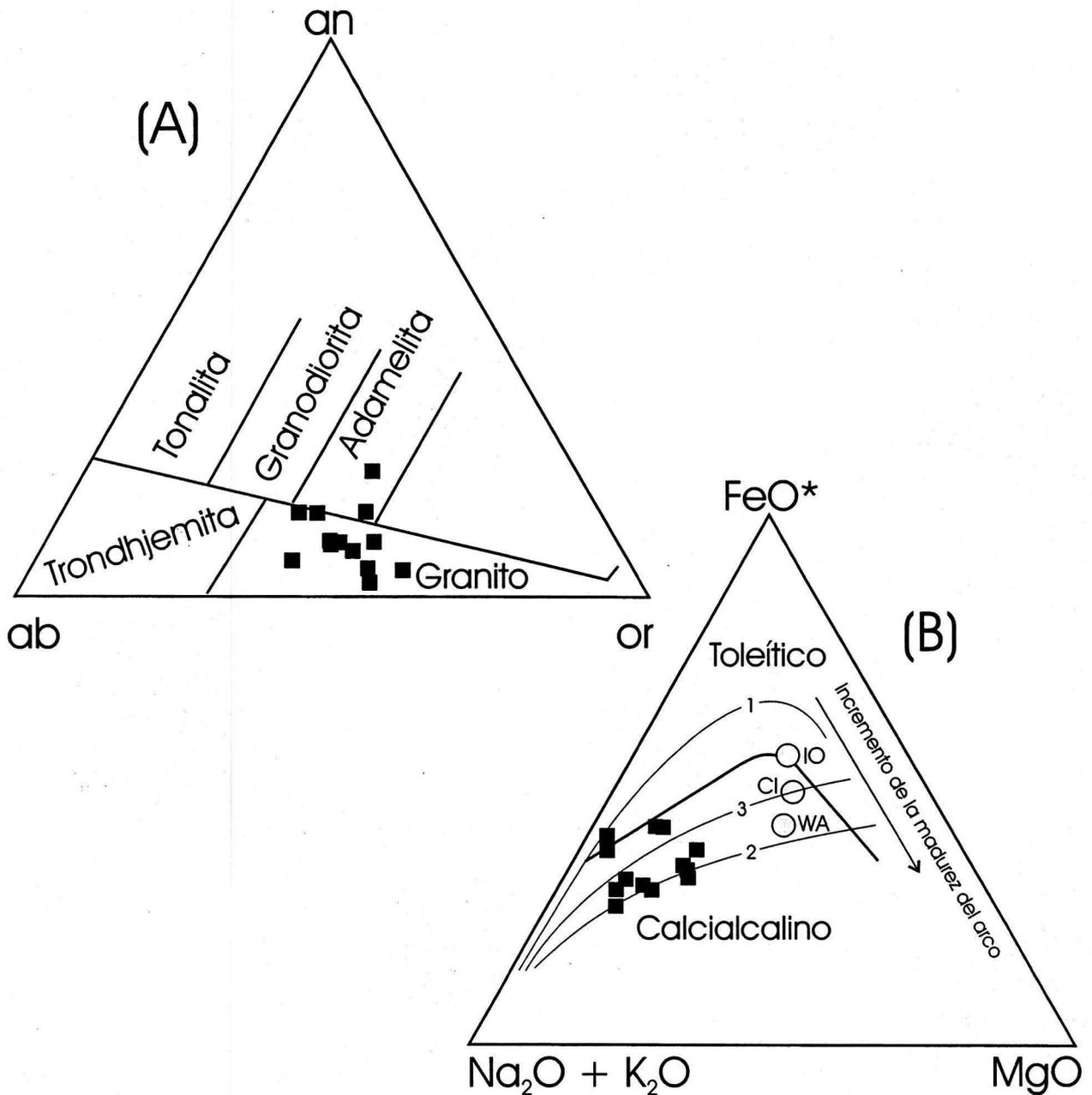


Figura 25. (A), diagrama *an-ab-or* para rocas ígneas silícicas (Barker, 1979). Los datos corresponden al metagranito Tizapa (MGT) en su porción menos deformada. Los componentes normativos fueron calculados por medio del programa *NewPet*. (B), composición del MGT en el diagrama AFM. Para comparación se muestran los promedio de arcos volcánicos de Norteamérica Occidental (WA), arcos de islas continentales (CI), arcos de islas intraoceánicas (IO), y los trenes composicionales extremos de arcos magmáticos en términos de madurez, definida por el espesor de corteza (Brown, 1982). El extremo más primitivo corresponde al arco intraoceánico toleítico Tonga-Las Marianas-islas South Sandwich (1), el más maduro o evolucionado, a las series magmáticas de los arcos continentales de la Sierra Nevada, California, de Chile septentrional, y de Nueva Guinea (2) (Brown, 1982). También se muestra el tren composicional de arcos continentales (3).

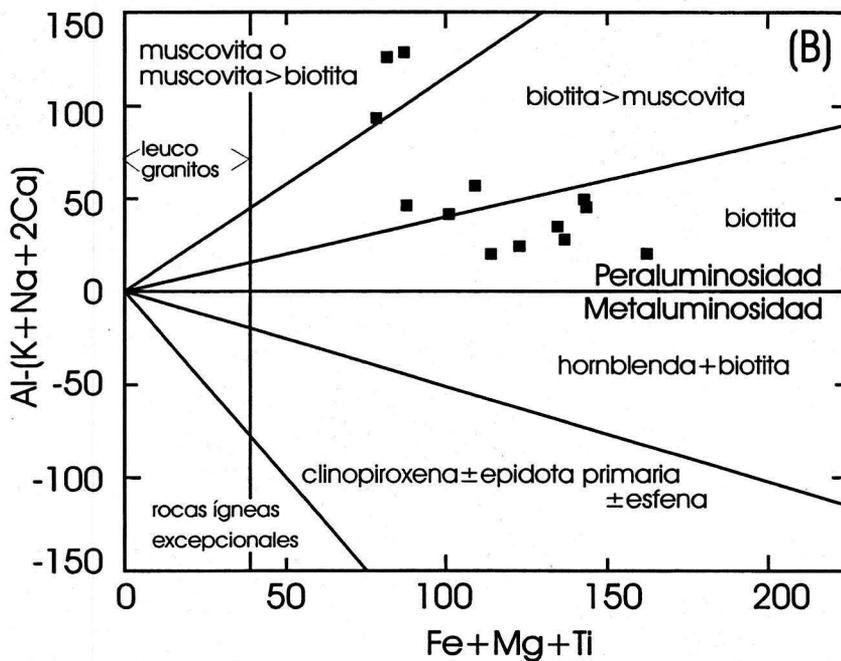
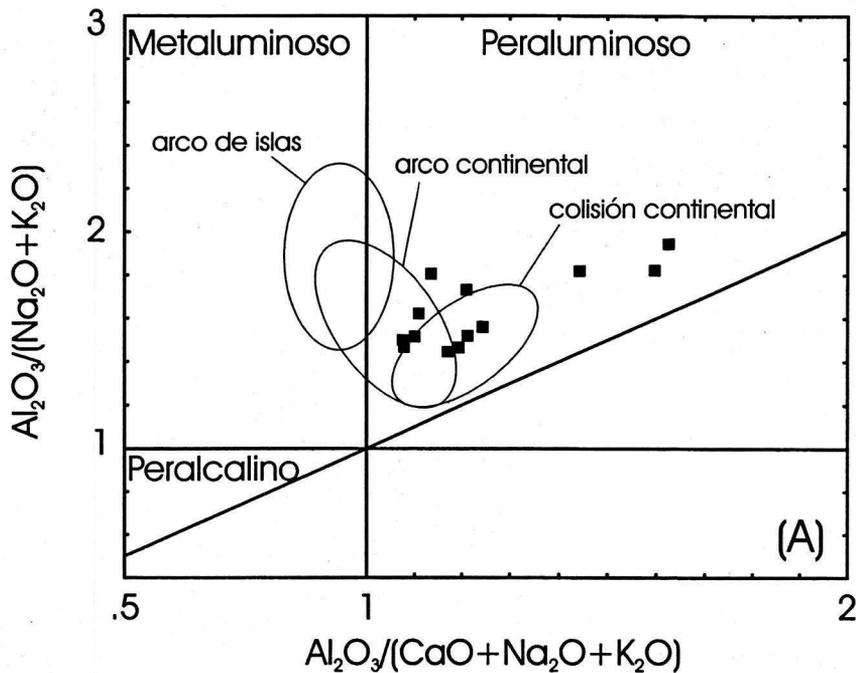


Figura 26. (A), diagrama de índice de Shand para el MGT en comparación con granitoides de arco de islas, de arco continental, y de colisión continental (Maniar y Piccoli, 1989). **(B)**, diagrama multicatónico $Al-(K+Na+2Ca)$ vs. $Fe+Mg+Ti$ para definir peraluminosidad y metaluminosidad en términos químico-mineralógicos (Debon y LeFort, 1983). La peraluminosidad del MGT está definida esencialmente por predominancia de biotita, mientras que la fuerte peraluminosidad de algunas muestras es debida a la abundancia de muscovita secundaria, y corresponden a sectores más deformados del granito. La presencia subordinada de turmalina pretectónica en el plutón también debe estar relacionada con el carácter fuertemente peraluminoso de algunas muestras.

embargo, el hecho de que las muestras para propósitos geoquímicos se hayan colectado en localidades sin evidencias de contaminación a escala meso y microscópica, sugiere que parte de la peraluminosidad pudo haber sido adquirida en las primeras etapas de emplazamiento del magma granítico con la asimilación de componentes corticales, o bien, por la naturaleza misma del tipo de corteza a partir de la cual se generó, y no en sus etapas tardías. El carácter peraluminoso es típico de los granitos tipo-S (e.g. Chappell y White, 1974; Pitcher, 1982); sin embargo, no se encontró cordierita en el MGT, indicador mineralógico más confiable de composición fuertemente peraluminosa o de afinidad tipo-S (White *et al.*, 1986; Zen, 1987). Los contenidos de turmalina premetamórfica en el plutón, aunque menores, indudablemente que contribuyen a esta peraluminosidad. La muscovita, otro de los minerales aluminosos, es esencialmente metamórfica en el MGT. Desde el punto de vista químico-mineralógico de accesorios comunes, la peraluminosidad del MGT es debida principalmente a la abundancia de biotita (Figura 26B), característica usual de granitoides de arcos de islas calcialcalinos y de márgenes continentales activas (Pearce *et al.*, 1984). Los granitoides de arcos de islas intraoceánicos toleíticos tienden a ser metaluminosos, ricos en plagioclasa y con hornblenda como mineral ferromagnesiano dominante (Pearce *et al.*, 1984; Maniar y Piccoli, 1989).

En términos de discriminación tectónica, la peraluminosidad es una característica geoquímica que corresponde esencialmente a granitoides de arco continental y de colisión continental ($A/CNK > 1.05$) (Figura 26A). Ocho de las 13 muestras del MGT son altamente peraluminosas ($A/CNK > 1.15$), característica exclusiva de los granitoides de colisión continental (Maniar y Piccoli, 1989), en las cinco restantes ($A/CNK > 1.05$ y < 1.15) no es posible discriminar entre estos dos grupos de granitoides con este criterio. Los granitoides de colisión continental en general corresponden a los granitos tipo-S, y son granitos sintectónicos generados por la colisión de bloques continentales, por lo que normalmente están asociados a cinturones orogénicos con migmatización y rocas con metamorfismo de medio a alto grado (Le Fort, 1981; 1986; Vidal *et al.*, 1982; Strong y Hanmer, 1981; Searle y Fryer, 1986). Aunque este escenario es indudablemente el contexto más característico para el magmatismo peraluminoso, no es exclusivo de plutones peraluminosos. Granitoides de este tipo también han sido documentados en cinturones continentales lejos de arcos activos (Miller y Bradfish, 1980), en prismas de acreción activos (Hill *et al.*, 1981), en sistemas de *rift* anorogénicos (Martin y

Bowden, 1981), y en ambientes de cuenca trasarco (Lalonde, 1989). El carácter peraluminoso del MGT, por lo anterior, es ambiguo en términos de discriminación tectónica, aunque si se considera el contexto geológico en que ocurre el MGT, un origen de arco continental es más factible que uno de colisión continental.

III.3.6.2 Elementos traza

Los granitos sintectónicos de colisión continente-continente, aparte de su peraluminosidad, también se caracterizan por su alto contenido de sílice (usualmente $> 70\%$ de SiO_2) y fuerte enriquecimiento en Rb (Pearce *et al.*, 1984; Harris *et al.*, 1986), por lo que los diagramas Rb vs. (Y + Nb) y (Rb/Zr) vs. SiO_2 son muy efectivos para discriminar entre granitos peraluminosos sintectónicos de colisión continental y granitos de arco volcánico o calcialcalinos pre y postcolisión continental (Figura 27A y B). En el primer caso, el MGT muestra una afinidad de granito de arco volcánico, aunque algunas muestras se ubican en el campo de granitos intraplaca (Figura 27A), lo que puede interpretarse también como característica de arco maduro como se señala más adelante. El espectro de granitos de arco volcánico es muy amplio, e incluye desde granitos asociados a arcos oceánicos primitivos toleíticos hasta granitos calcialcalinos y shoshoníticos de margenes continentales activas (Pearce *et al.*, 1984). En términos de la relación Rb/Zr el MGT es consistente con granitos calcialcalinos (de arco volcánico) pre y postcolisión continental (de margen continental activa) (Figura 27B).

Por otro lado, el MGT se caracteriza por un fuerte enriquecimiento en K, Rb, Ba, Th y Ta, y un empobrecimiento en Zr, Sm, Y e Yb con relación a granito de dorsal oceánica (ORG) (Figura 28A), rasgos geoquímicas que, en general, corresponden a las series magmáticas calcialcalinas (Pearce, 1982; Pearce *et al.*, 1984). El ORG es un granito hipotético producto de cristalización fraccionada a partir de MORB tipo N promedio, asumiendo un valor de 0.25 para la proporción de líquido residual (Pearce *et al.*, 1984). El contenido de elementos traza del MGT es notablemente diferente al de granitos toleíticos de arcos de islas intraoceánicos (Oman), y es relativamente más alto que el de los granitos calcialcalinos de arcos de islas oceánicos (Jamaica), a pesar de que estos también presentan un enriquecimiento importante en K, Rb, Ba y Th (Figura 28A). El MGT tiene más afinidad con granitos calcialcalinos de

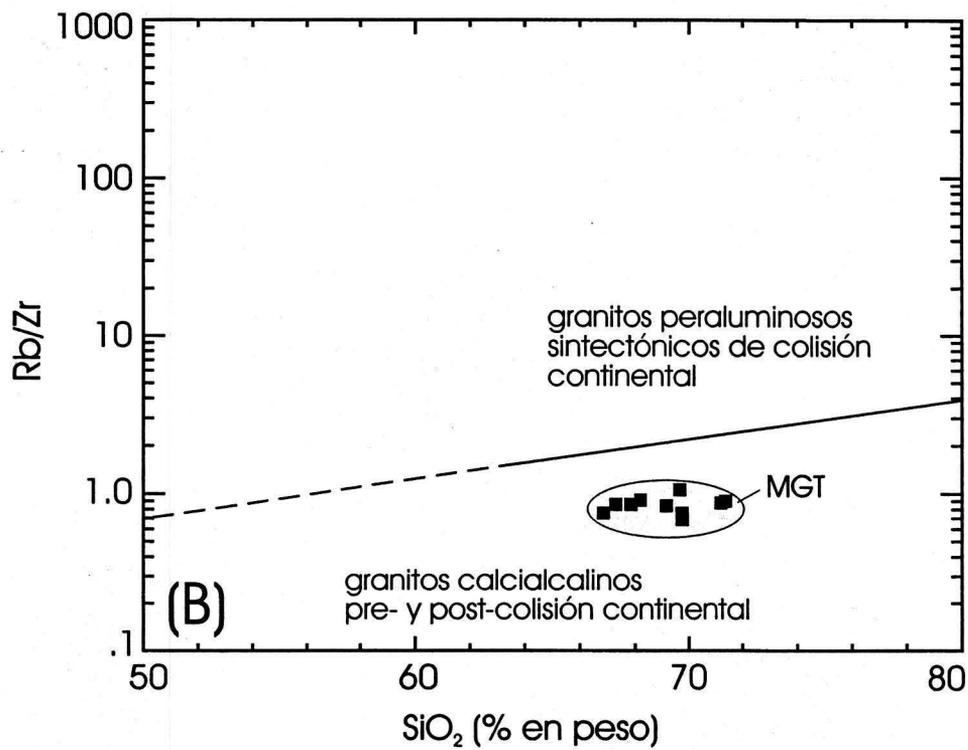
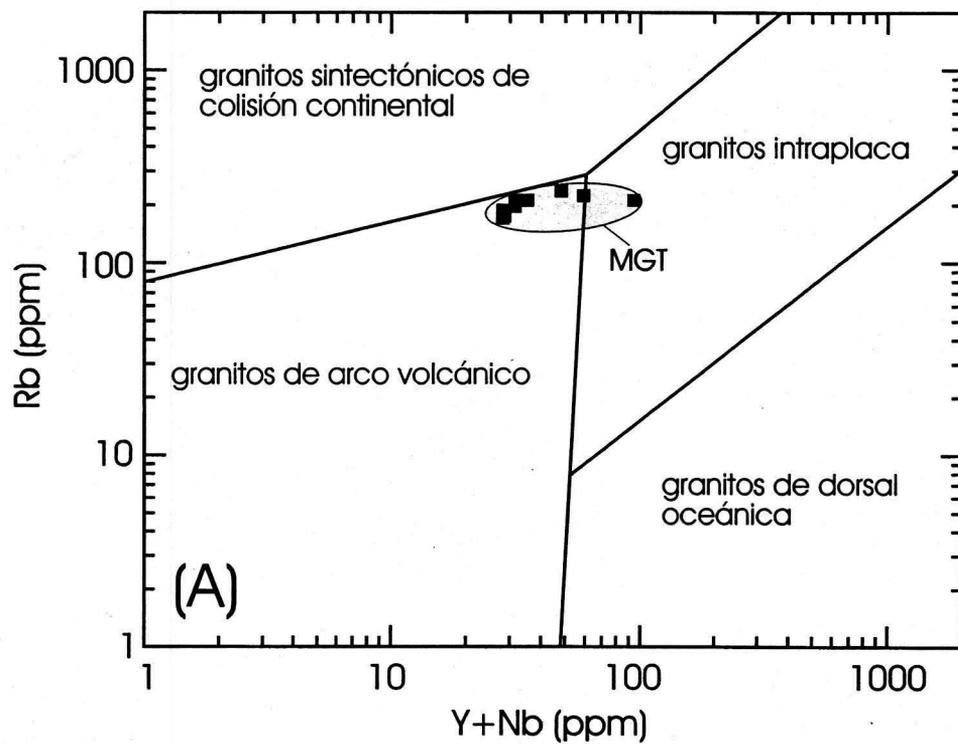


Figura 27. Diagramas de discriminación tectónica para diferentes tipos de granitos mostrando los datos para el MGT. (A), Rb vs. Y+Nb (Pearce *et al.*, 1984) y (B), Rb/Zr vs. SiO₂ (Harris *et al.*, 1986).

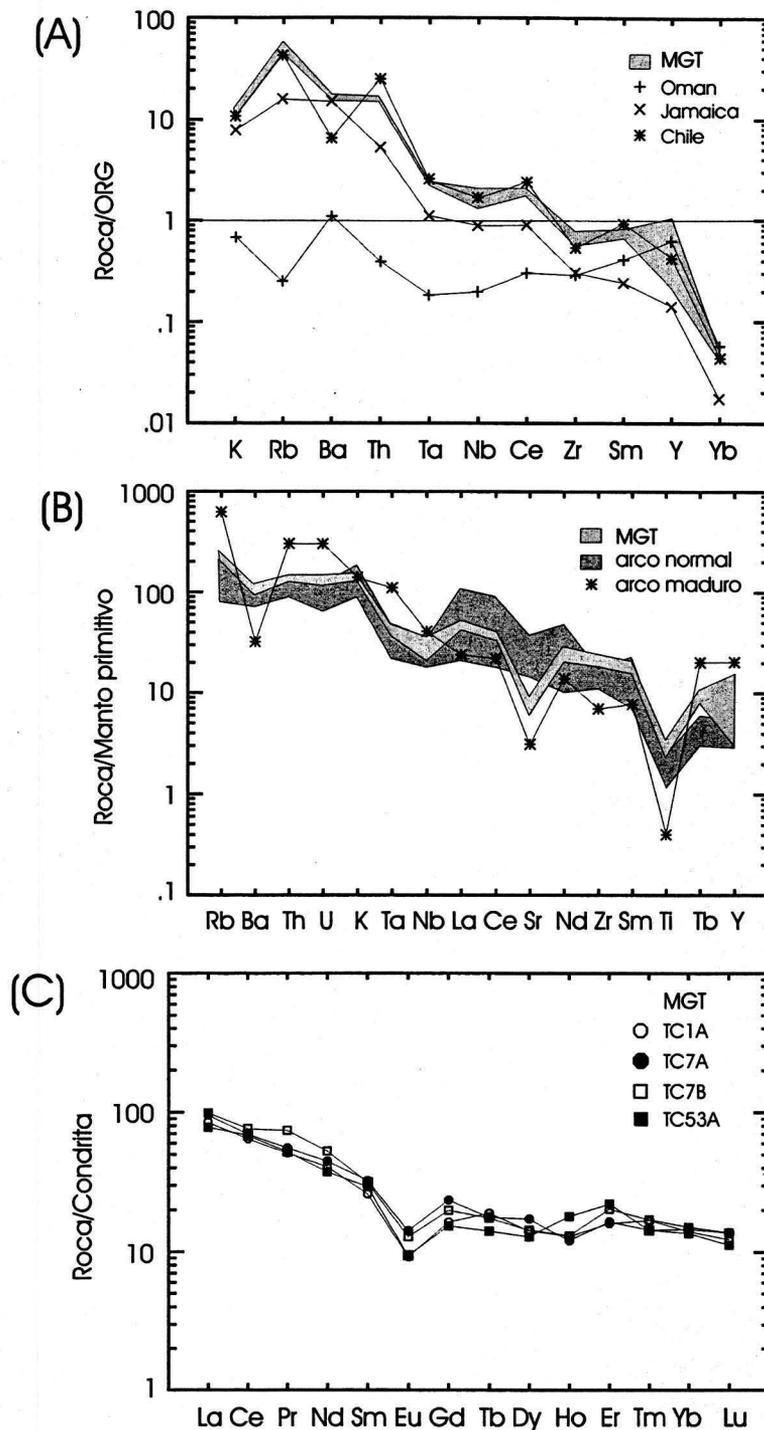


Figura 28. (A), patrón de elementos traza para el MGT (cuatro muestras representativas) normalizado a granito de dorsal oceánica (ORG, Pearce *et al.*, 1984). Para comparación se incluyen los patrones representativos de los granitos toleíticos primitivos de arco de islas oceánico (Oman), de los calcialcalinos de arco de islas intraoceánico (Jamaica), y de los calcialcalinos de margen continental activa (Chile) (Pearce *et al.*, 1984). (B), patrones de elementos traza normalizados al manto primitivo (Wood, 1979) para el MGT (cuatro muestras representativas), y para granitos de arcos continentales normales y maduros (Brown *et al.*, 1984). Los datos graficados en (A) y (B) corresponden a rocas graníticas cuyos contenido de SiO₂ oscila entre 66 y 75%. (C), contenido de elementos de tierras raras (REE) normalizados a condrita (Taylor y McLennan, 1985) para cuatro muestras representativas del MGT.

margen continental (Chile), aunque sólo presenta un enriquecimiento ligero en Ba con relación a éstos. El enriquecimiento de Ba en el MGT seguramente refleja el alto porcentaje de ortoclasa y biotita modales, característica normal en rocas con altos contenidos de SiO₂, y que tienen contaminación de corteza continental (Pearce *et al.*, 1984). En este mismo sentido, el alto contenido de Rb y Th con relación al Ta y Nb que presenta el MGT es una de las características significativas de rocas con involucramiento de componentes de corteza continental (Pearce *et al.*, 1984; Wilson, 1989, p. 95).

En términos de madurez de arcos de margen continental, el MGT tiene características de arco continental normal con ciertos rasgos geoquímicos que tienden a ser similares al de los arcos maduros. Los granitos de arcos normales, que posiblemente son el resultado de procesos de asimilación cortical y cristalización fraccionada al paso de los magmas a través de una corteza continental gruesa (Brown *et al.*, 1984), se caracterizan por una anomalía negativa de Ta-Nb con relación al La o Ce, rasgo peculiar en magmas con contaminación cortical (Pearce, 1983; Wilson, 1989, p. 95), y que caracteriza también al MGT (Figura 28B). Los arcos maduros, debido al involucramiento de componentes de manto enriquecido intraplaca en las zonas alejadas de la trinchera y grados diferentes de incorporación de corteza continental (Brown *et al.*, 1984), tienden a estar más enriquecidos en Rb, Th, U, Ta, Nb, Tb e Y, y con anomalías negativas de Ba, Sr, y Ti (Figura 28B) que sugieren fraccionamiento importante de plagioclasa y óxidos de Fe-Ti respectivamente. En estos casos la relación (Ta, Nb)/La es mucho más alta (Brown *et al.*, 1984). En general, los contenidos de Rb, Th, U, Tb, e Y del MGT son ligeramente más altos que los de granitoides de arcos continentales normales, y el empobrecimiento relativo de Sr del MGT tiende a ser similar al de arcos maduros.

El enriquecimiento de K, Rb, Ba y Th en el MGT, al igual que en rocas volcánicas calcialcalinas de arcos de margen continental que pueden contener componentes de corteza continental, se da acompañado de un enriquecimiento de LREE [(La/Lu)_N = 6.86 - 7.18, Tabla 16]. Los patrones de REE del MGT se caracterizan por un enriquecimiento de La de alrededor de 100 veces más que el valor condrítico, una pendiente moderada a fuerte en LREE [(La/Sm)_N = 2.66 - 3.24, Tabla 16], una pequeña anomalía negativa de Eu (Eu/Sm = 0.12 - 0.16, Tabla 16), y un patrón prácticamente horizontal en los HREE con 10 a 20 veces mayor al

de condrita (Figura 28C). El contenido de REE en el MGT, dada su naturaleza muy diferenciada con altos contenidos de SiO₂, puede estar en parte controlado por el fraccionamiento de fases minerales menores, tales como hornblenda, titanita, o apatita. La pequeña anomalía negativa de Eu posiblemente está relacionada con el fraccionamiento residual de plagioclasa y/o clinopiroxena en niveles más profundos de la corteza, mientras que el nulo fraccionamiento de HREE puede implicar ausencia de granate en la fracción residual del magma padre. Patrones de REE similares a los del MGT en rocas graníticas han podido predecirse por medio del fraccionamiento de anfíbola (40%), clinopiroxena (31%) y plagioclasa (19%), con una fracción fundida de 10% a partir de un magma máfico/intermedio calcialcalino geoquímicamente similar al de las series magmáticas del margen del Pacífico (Rogers y Greenberg, 1990). Estos patrones corresponden a granitos orogénicos tardíos formados en las últimas etapas de desarrollo de batolitos calcialcalinos productos de subducción de margen continental (Rogers y Greenberg, 1990). Dicho modelo petrogenético también explica los contenidos de Sr, SiO₂ y K₂O de estos granitos, los cuales son también similares a los del MGT.

Por otro lado, el contenido y fraccionamiento de REE en el MGT es muy similar al de lutitas promedio postarqueanas (Figura 7A), lo que puede sugerir procesos de fusión parcial de protolitos sedimentarios, o bien, de corteza sílica muy evolucionada, como lo sugiere fuertemente la similitud geoquímica e isotópica del MGT y los xenolitos de gneises graníticos de Pepechuca (Tabla 4), los cuales representan claramente este tipo de corteza. En efecto, la relación alta de Rb/Sr del MGT, que es muy similar a la de los xenolitos de Pepechuca (Figura 6C y D), indica una naturaleza altamente evolucionada similar a rocas ígneas de corteza superior fuertemente diferenciadas. El contenido de Rb, Ba, Th, K, Nb, Sr, Zr, Ti, e Y en el MGT es también comparable al de los xenolitos de Pepechuca y lutita promedio (Figura 7B). Los datos isotópicos del MGT ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)} = 0.7182$, $\epsilon_{\text{Nd}(0)} = -5.0$, $T_{\text{DM}} = 1.3$ Ga) son prácticamente indistinguibles de los xenolitos de Pepechuca, lo que implica necesariamente reciclamiento de corteza continental antigua en la generación del plutón, y una probable relación petrogenética entre los xenolitos y el metagranito. Las relaciones isotópicas iniciales del MGT ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(186 \text{ Ma})} = 0.7077$, $\epsilon_{\text{Nd}(186 \text{ Ma})} = -3.5$) (Tabla 4) lo caracterizan como granito tipo S (Pitcher, 1982).

En resumen, con base en datos geoquímicos de elementos mayores y trazas e isotópicos de U-Pb, Rb-Sr y Sm-Nd, el MGT es un plutón calcialcalino peraluminoso, con afinidad de granitos de margen continental activa, o de arco volcánico maduro (evolucionado) con substrato de corteza siálica como elemento fundamental en la generación y evolución de magmas. Procesos de fusión parcial de corteza media o inferior con asimilación y cristalización fraccionada, o esencialmente fusión parcial de corteza continental antigua son mecanismos petrogenéticos que pueden explicar el carácter fuertemente evolucionado con componentes proterozoicos reciclados del MGT.

III.3.7 Interpretación litotectónica del ETJ y del MGT

De acuerdo a las características litológicas y geoquímicas de los metavolcánicos del ETJ y del MGT, y a las relaciones litoestratigráficas de las rocas metasedimentarias intercaladas, el ETJ y el MGT, en conjunto, tiene una afinidad de arco volcánico evolucionado-cuenca intrarco con substrato continental. Las características litológicas de los metavolcánicos, predominantemente andesítico-dacíticos y riolíticos, con facies plutónicas félsicas (MGT), depósitos piroclásticos y epiclásticos de aguas someras, sedimentos hemipelágicos intercalados y horizontes de mena metálica tipo "Kuroko", configuran en conjunto un modelo de facies de volcanes félsicos submarinos que es común en ambientes marinos con substrato siálico (Cas y Wright, 1988). Este modelo de facies es consistente con los datos geoquímicos e isotópicos de las diferentes unidades del ETJ, y con la existencia de rocas de corteza media e inferior evolucionada en el subsuelo evidenciada por los xenolitos gnésicos de Pepechuca. La abundancia de material carbonoso (sapropélico) en metasedimentos, la presencia de sulfuros diseminados y masivos, y la escasez de caliza en la secuencia, sugieren un ambiente de depósito de cuenca intrarco restringida con condiciones reductoras y con poca precipitación de carbonatos. Por otro lado, la presencia de conglomerados cuarcíticos y cuarcitas con un alto índice de madurez, indicado por la asociación clástica de zircón, turmalina y rutilo, en ciertos niveles estratigráficos del ETJ, sugieren un aporte intermitente de detritos reciclados (?) a la cuenca intrarco a partir de terrenos cristalinos.

III.4 Grupo Arcelia-Palmar Chico (GAP)

La secuencia volcanosedimentaria marina que sobreyace al ETJ es referida aquí como grupo Arcelia-Palmar Chico (GAP). El GAP está ampliamente expuesto en el área de Palmar Chico, y se extiende en continuidad de afloramiento de sur a norte por más de 100 km, desde las inmediaciones de Arcelia, Guerrero, hasta las partes aledañas de Valle de Bravo e Ixtapan del Oro, en el estado de México (Figura 2). El GAP continua más al norte por debajo de los volcánicos neogénicos de la Faja Volcánica Transmexicana, de tal manera que en las áreas de Zitácuaro y el Oro-Tlalpujahu se encuentran afloramientos aislados de estas rocas. El GAP es una secuencia con un espesor incompleto estimado de hasta 2,500 m, fuerte a moderadamente deformado en su parte inferior, y moderada a ligeramente deformado en su parte superior, con imbricaciones estructurales locales en todo su espesor, y con un metamorfismo no penetrante de muy bajo grado.

Las rocas de la parte inferior del GAP fueron descritas previamente como Formaciones Acuitlapán, Amatepec y Xochipala con edades inferidas del Titoniano-Aptiano, Albiano-Cenomaniano temprano (?) y Cenomaniano tardío-Turoniano, respectivamente (de Cserna, 1982). La Formación Amatepec, cuya edad fue inferida con base en fragmentos de material fósil mal conservado y a su posición estratigráfica, fue interpretada como una facies de cuenca de los bancos calcáreos de la Formación Morelos del Albiano-Cenomaniano (de Cserna *et al.*, 1978; de Cserna y Fries, 1981; de Cserna, 1982). La Formación Amatepec ha sido también interpretada como depósitos de flujo de detritos carbonatados del Albiano, relacionados a calizas arrecifales de la formación Teloloapan del Aptiano Superior-Albiano (Talavera-Mendoza *et al.*, 1995). Respecto a las rocas de la Formación Xochipala, informalmente fueron reasignadas a la Formación Miahuatepec con una edad inferida del Cenomaniano tardío (Talavera-Mendoza *et al.*, 1995) en el área de Arcelia. Las rocas volcanosedimentarias de la parte superior del GAP habían sido agrupadas anteriormente en la Formación Arcelia con una edad inferida del Coniaciano (de Cserna, 1982).

III.4.1 Relaciones de contacto

Debido a que las relaciones primarias de contacto con el ETJ subyacente fueron obliteradas por la deformación del GAP que es claramente más intensa en su parte inferior, la interpretación de este contacto ha sido controversial. En trabajos anteriores (de Cserna, 1978; 1982; Fries y de Cserna, 1981) la base del GAP fue interpretada como una discordancia angular entre un basamento paleozoico y la cobertura mesozoica con superficies de despegue (*décollement*) en algunos lugares. Alternativamente, tanto las rocas del ETJ como del GAP fueron consideradas como partes de una sola secuencia volcanosedimentaria del Jurásico Superior-Cretácico Inferior sin basamento conocido (Campa y Coney, 1983). Subsecuentemente, las rocas de la parte inferior del GAP conjuntamente con las del ETJ fueron consideradas como una secuencia continua del Cretácico Inferior con afinidad de arco intraoceánico evolucionado (Talavera-Mendoza *et al.*, 1995), o como la prolongación más meridional de la cuenca oceánica de Arperos del Cretácico Inferior (Freydier *et al.*, 1996). Una interpretación correcta bien fundamentada del contacto entre el GAP y el ETJ es, por lo tanto, un elemento clave para el mejor entendimiento de la evolución tectónica de la región. En el presente trabajo esta relación de contacto se considera como discordancia angular, la cual posteriormente fue retrabajada como una importante falla de compresión de bajo ángulo con fuerte deformación cristaloplástica, tanto en las rocas del alto como en las del bajo (Figura 29A y B). Aspectos relacionados con la relación estratigráfico-estructural GAP/ETJ se abordan con más detalle en el capítulo de geología estructural. A continuación se enumera los argumentos que apoyan una relación de discordancia angular.

1. El GAP es más joven que el ETJ subyacente. El primero es esencialmente de edad cretácica, mientras que el segundo es pretoarciano, como lo indica la edad de 186 Ma del MGT. Así, un registro estratigráfico continuo desde el Jurásico Inferior hasta el Cretácico es altamente improbable.
2. El contacto representa cambios abruptos y significativos en las condiciones de depósito. En el ETJ los carbonatos son muy escasos, los terrígenos son abundantes y las rocas volcánicas intercaladas son predominantemente de composición andesítica-dacítica-riolítica con afinidad

de margen continental activa o de arco volcánico evolucionado. En el GAP la caliza pelágica y sedimentos silíceos son abundantes, y las rocas volcánicas intercaladas son esencialmente de composición basáltica a andesítica con características geoquímicas similares a MORB con ligeras variaciones alcalinas.

3. EL GAP contiene arenisca de grano grueso y localmente facies conglomeráticas en sus niveles estratigráficos basales. Tanto en la arenisca como en el conglomerado se observan clastos de las diferentes unidades del ETJ, lo cual indica eventos de metamorfismo regional, levantamiento y erosión del ETJ antes del depósito del GAP. Esto implica una naturaleza parautoctona para el GAP con respecto al ETJ. No sólo en las rocas del GAP, sino también en otras localidades de la región, se han observado conglomerados con fragmentos de rocas metamórficas cubiertos discordantemente por calizas del Cretácico Inferior (Figura 29C y D).

4. El tren estratigráfico-estructural del ETJ es truncado por las unidades del GAP (Figuras 10A, 11A y 12). El contacto basal del GAP, debido a remanentes de erosión de rocas subyacentes, trasgrede diferentes litologías del ETJ. Capas basales del GAP cubren abruptamente a unidades diferentes del ETJ (Figuras 11A, 11B, 14A y 29B).

5. A escala de afloramiento la deformación no penetrante del GAP, que varía de fuerte o moderada a muy tenue, con un metamorfismo esencialmente estático de facies de prehnita-pumpellyita coexistiendo con material palagonítico en afloramientos de rocas volcánicas submarinas, contrasta notablemente con la fuerte deformación penetrante y el metamorfismo regional en facies de esquistos verdes, y localmente parte baja de la facies de anfibolita, del ETJ.

Por otro lado, el GAP está cubierto discordantemente por rocas clásticas continentales de la Formación Balsas con una edad que puede variar desde el Maastrichtiano hasta el Eoceno (de Cserna, 1982), y por rocas volcánicas del Oligoceno y del Plioceno-Pleistoceno. El GAP está intrusionado por plutones graníticos y dioríticos del Cretácico Superior y del Paleógeno.

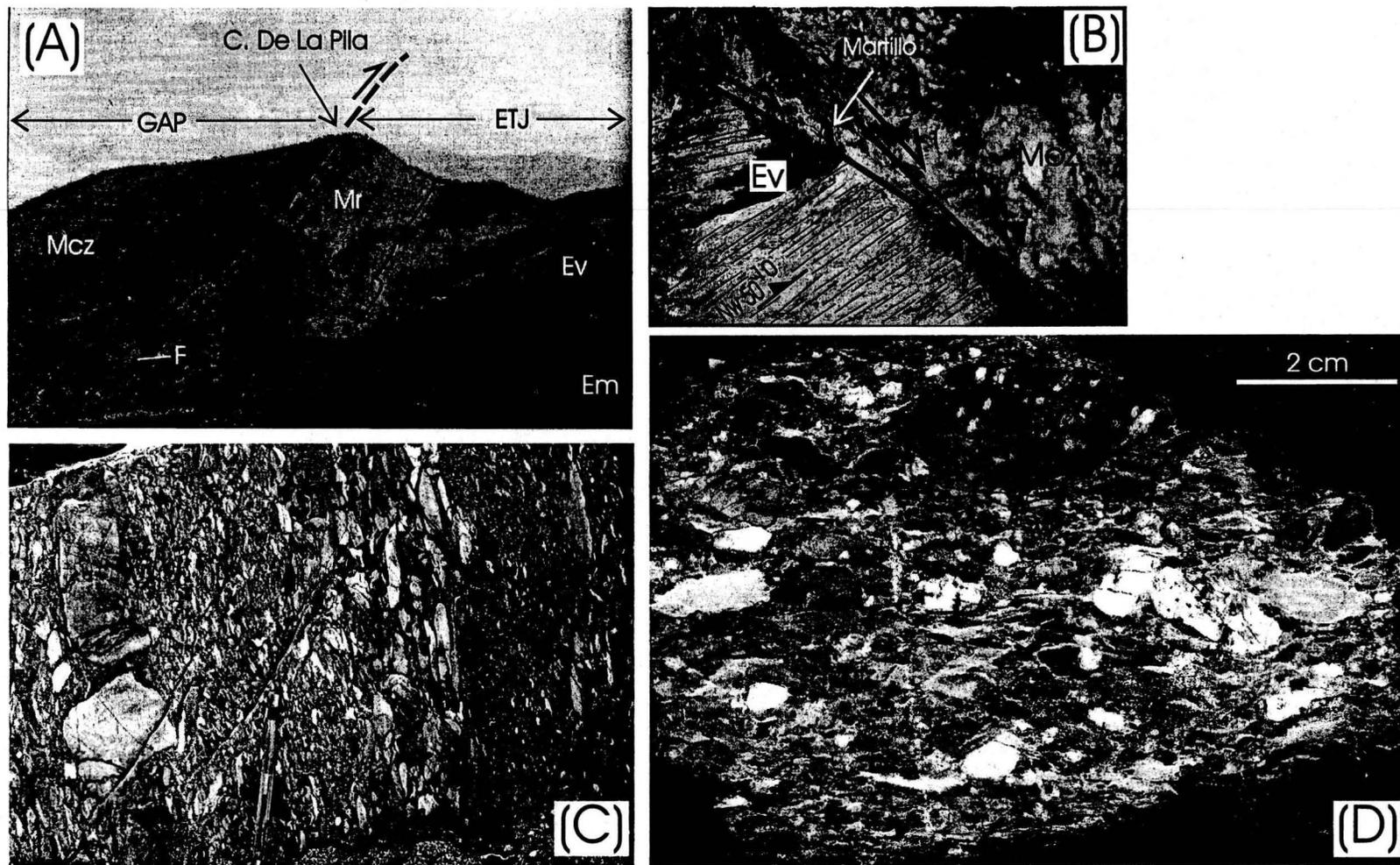


Figura 29. Contacto tectónico entre el esquistos Tejupilco (ETJ) y el grupo Arcelia-Palmar Chico (GAP) en el Cerro de La Pila, área de Zacazonapan (A) (ver Figura 10). En esta localidad, el ETJ está representado por una secuencia de filita/esquistos de mica (Em), esquistos verde (Ev), metarriolita (Mr) y una filonita silico-calcárea (F) a lo largo del contacto tectónico con el GAP. El GAP en este caso es una caliza arcillosa plegada isoclinalmente, foliada y completamente recrystalizada (Mcz) (Formación Amatepec). Este contacto es observado directamente a escala de afloramiento sobre el Arroyo La Unión, 4 km al SW de Sultepec (B) (ver Figura 14). Aquí el contacto es entre esquistos verde (Ev) y caliza muy plegada y recrystalizada (Mcz), con un truncamiento claro de la foliación (retocada) del esquistos por el plano de falla. Detalles de conglomerado foliado burdamente (en afloramiento y en superficie pulida) con fragmentos de esquistos, cuarcita, metarenisca, cuarzo, roca metavolcánica (C, D), que se observan estratigráficamente encima del ETJ y debajo de calizas cretácicas en algunos lugares de la región de Tejupilco, en estos casos corresponden a la localidad de Tlapala, 5 km al W de Ixtapan de la Sal.

III.4.2 Litología

Para propósitos descriptivos el GAP se divide en dos partes. La parte inferior esencialmente sedimentaria, y la superior predominantemente volcánica. La parte inferior del GAP, que es la que sobreyace al ETJ en contacto discordante y posteriormente tectónizado, consiste en una sucesión de caliza arcillosa en estratos delgados a medianos (0.5 a 20 cm) con intercalaciones de lutita filitizada finamente laminada, arenisca de grano grueso a conglomerática turbidítica (Figura 30A y B), calcarenita, argilita calcárea, lava basáltica almohadillada (Figura 30C), pizarra negra, caliza micrítica (Figura 30D) y sedimentos silíceos y tobáceos con radiolarios.

La arenisca, de acuerdo a los principales tipos de granos (cuarzo, feldespato y líticos) se clasifica como litarenita feldespática a arcosa lítica, y grauvaca lítica. Los granos de cuarzo se caracterizan por ser mono y policristalinos con bordes suturados, con extinción ondulante y cizallados con orientación preferencial; los granos de feldespato son de feldespato potásico, feldespato pertítico, feldespato potásico-cuarzo en textura gráfica, plagioclasa, mirmequita; los fragmentos líticos consisten en: cuarcita, esquisto de mica, filita grafitica, pizarra, roca volcánica y metavolcánica, y roca granítica (feldespato potásico-cuarzo-plagioclasa). Granos de turmalina y mica blanca son componentes comunes no sólo en la arenisca sino también en la calcarenita. En los sectores conglomeráticos estos fragmentos de roca son fácilmente reconocibles en muestra de mano, y por la relación estratigráfico-estructural fueron claramente derivados de la erosión del ETJ subyacente. La inmadurez sedimentológica de la mayoría de los fragmentos líticos sugiere un levantamiento rápido y erosión del ETJ. Capas rocas conglomeráticas con este mismo tipo de clastos de rocas metamórficas también se han observado en varios lugares de las áreas de Taxco e Ixtapan de la Sal estratigráficamente debajo de la Formación Morelos (Figura 29C y D).

En el área de Zitácuaro, la secuencia volcanosedimentaria correlacionable con la parte inferior del GAP, contiene amonitas del Aptiano superior (formación Purúa, Cantú-Chapa, 1968), y material fósil del Barremiano-Hauteriviano (Israde y Martínez, 1986). Por su continuidad estratigráfica, esta secuencia puede extenderse hasta el Titoniano (*vid.* Israde y Martínez, 1986). Otros datos paleontológicos, aunque inciertos y que aparentemente corresponden a

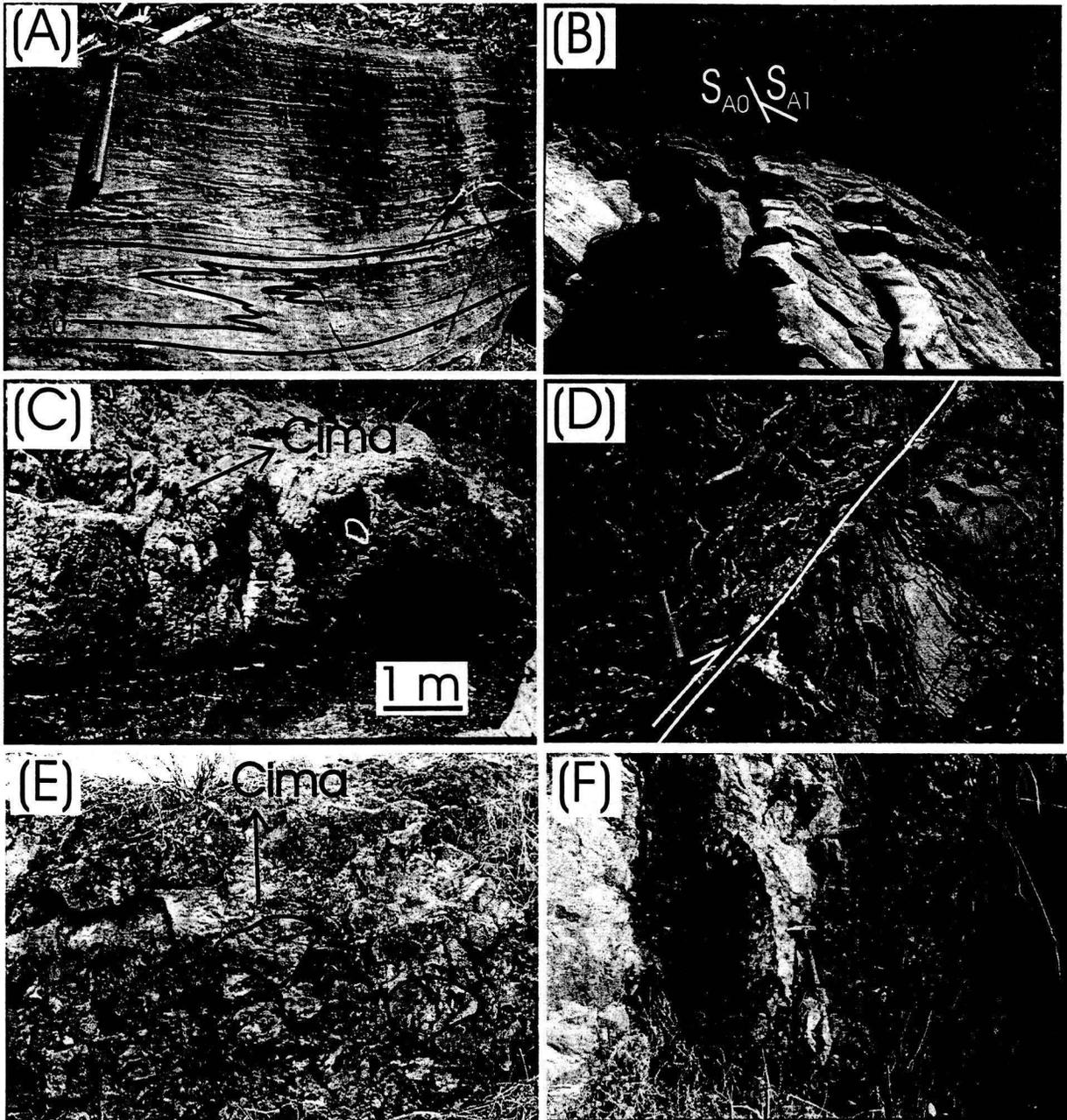


Figura 30. Características litológicas y estructurales del grupo Arcelia-Palmar Chico (GAP). (A), metacaliza (Formación Amatepec) plegada isoclinamente (S_{A0}) y foliada (S_{A1}) en la parte más inferior del GAP, área de Zacazonapan. (B), intercalaciones de arenisca de grano medio a grueso y pizarra calcárea en la parte inferior del GAP, área El Salitre. Estas capas de areniscas contienen fragmentos de esquistos y filita provenientes del ETJ. El afloramiento corresponde al flanco invertido de un pliegue como lo indica la relación de angularidad entre la foliación en la pizarra (S_{A1}) y la estratificación (S_{A0}). (C), lavas submarinas almohadilladas de la parte inferior del GAP, Río Temascaltepec, área Zacazonapan. Las estructuras de almohada (remarcada en una de ellas), con material palagonítico intersticial, están aplastadas y en posición normal. Estas lavas presentan una foliación burda en otros lugares, y están interestratificadas con la litología mostrada en (B) y (D). (D), intercalaciones de caliza en estratos delgados y pizarra calcárea con un plegamiento disarmónico complejo truncado por una falla inversa, parte inferior del GAP, área El Salitre. (E), lavas submarinas almohadilladas en posición normal, no deformadas, de la parte superior del GAP, localidad Los Epazotes, área de Tejupilco. (F), hialoclastitas no deformadas de la parte superior del GAP, camino Palmar-Chico-Bejucos.

rocas de la parte inferior del GAP, han sido reportados en las áreas de Valle de Bravo-Santo Tomás de los Platanos y Palmar-Chico. En el primer caso, donde no se señala la localidad, se reportan los radiolarios *Cenosphaera sp.*, *Lithocampe sp.* y *Flustrella sp.* de edad berriasiense en tobas híbridas (Contreras-Rodríguez *et al.*, 1990), géneros que, aunque corresponden al Cretácico Temprano, no son índices de esta edad (Víctor Dávila-Alcocer, comunicación verbal). En el segundo caso, donde tampoco se señala la localidad, se menciona la presencia de amonitas del Titoniano (*Protancyloceras sp.*) en pizarras negras que subyacen al paquete de rocas volcánicas submarinas de esa área (Ortiz-Hernández y Lapierre, 1991). En las áreas de Valle de Bravo y Tejupilco, durante el desarrollo del presente trabajo, se colectaron decenas de muestras de sedimentos silíceos con radiolarios; sin embargo, por su recristalización completa no fue posible su identificación paleontológica.

La parte superior del GAP, que traslapa tectónicamente a su parte inferior, es predominantemente volcánica, y consiste esencialmente en lava almohadillada (Figura 30E) y masiva de composición basáltica a andesítica, hialoclastita (Figura 30F), diques máficos y pequeños troncos tonalíticos y dioríticos ricos en hornblenda con facies cumulíticas (hornblenditas), pequeños cuerpos peridotíticos serpentinizados, pizarra negra, y sedimentos silíceos y tobáceos. Los troncos máficos, cuya superficie de afloramiento varía desde decenas de m² hasta alrededor de 15 km², se observan en prácticamente toda la extensión del GAP. Los cuerpos peridotíticos serpentinizados, con decenas de m² hasta 0.5 km², se localizan en una zona orientada N-S entre Palmar Chico y San Pedro Limón.

Un rasgo litológico importante de la parte superior del GAP es la presencia de bancos de caliza masiva fosilífera aislados y discontinuos intercalados con y sobre las rocas volcánicas. La caliza masiva corresponde a biohermas desarrolladas en aguas someras seguramente sobre los altos volcánicos submarinos. Los biohermas tienen algo de depósitos carbonatados de talud asociados, y aparentemente se encuentran en los niveles estratigráficos más superiores. Dos ejemplos representativos de estos bancos calcáreos fosilíferos son: La Peña en Valle de Bravo, y Cerro de la Cal en Susupuato, 25 km al sur de Zitácuaro. En La Peña, la caliza arrecifal contiene abundantes fragmentos de conchas, probablemente bivalvos, y colonias grandes y globosas de organismos, dentro de los cuales sólo se pudo determinar el género

Acanthochaetetes que tiene un intervalo estratigráfico Oxfordiano-Cenomaniano (Gloria Alencaster, comunicación escrita, 30/ago./1991). En Susupuato, la caliza fosilífera contiene rudistas de las familias *Radiolitidae* y *Caprinidae*, abundantes valvas bien conservadas de *Chondrodonta sp.* del Albiano-Turoniano, gasterópodos nerinéidos de los cuales se clasificó la especie *Adiozoptyxis coquandiana* del Aptiano-Albiano (Gloria Alencaster, comunicación escrita, 17/mayo/1994). En conjunto, aunque este contenido faunístico no define con precisión la edad de las calizas, si sugiere una edad albiana-cenomaniana para los montículos arrecifales y para las rocas volcánicas sobre las cuales se desarrollaron, los cuales vienen a ser correlacionables con los bancos calcáreos de la plataforma Morelos-Guerrero.

III.4.3 Geocronología del GAP

III.4.3.1 Datos previos

Algunas edades K-Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (calentamiento gradual) para rocas máficas intrusivas que aparentemente tienen una relación genética con los volcánicos submarinos del GAP han sido previamente reportadas (Tabla 6). En el área de Zitácuaro se obtuvo una edad mínima K-Ar (hornblenda) de 129 Ma (Hauteriviano) (Jacobo-Albarrán, 1986) para la diorita de la Presa del Bosque, la cual está intrusionando necesariamente a rocas prehauterivianas, lo que indica que la secuencia descrita por Israde y Martínez (1986) en esta área, que es correlacionable con la parte inferior del GAP, puede extenderse hasta el Titoniano, lo cual también es sugerido por su relación estratigráfica.

En el área de Palmar Chico-San Pedro Limón se obtuvieron varias edades integradas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (hornblenda) que varían de 99 a 111 Ma, con tres edades de meseta de 104, 105 y 114 Ma (Delgado-Argote *et al.*, 1992) para cúmulos hornblendíticos del tronco de San Pedro Limón. Para estos autores la mejor edad del tronco máfico-ultamáfico es de *ca.* 105 Ma, y es considerado contemporáneo con la secuencia volcano-sedimentaria del área y aparentemente cogenético con las lavas almohadilladas. Esta secuencia corresponde a la parte superior del GAP. Una edad K-Ar (hastingsita) de 108 Ma (Ortiz-Hernández y Lapierre, 1991) para un dique de microgabro del área de Palmar Grande, el cual se puede considerar como dique

alimentador del volcanismo submarino, es consistente con la edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ del tronco de San Pedro Limón que representa una facies intrusiva de dicho volcanismo. Por otro lado, una edad K-Ar (roca entera) de 80 Ma (Ortiz-Hernández *et al.*, 1992) para un tronco gabrónico que está cortando volcánicos submarinos en el área de Arcelia puede estar relacionada con la deformación y el levantamiento del Cretácico Tardío en la región. Posteriormente se reportó una edad K-Ar (roca entera) de 95.0 ± 3.2 Ma para una andesita almohadillada en el área de Valle de Bravo (Chávez-Aguirre y Mendoza, 1998). Las edades K-Ar de roca entera, sin embargo, y como ya se señaló, deben interpretarse con cautela por la incertidumbre en la retención de Ar radiogénico a escala de roca total.

III.4.3.2 Datos nuevos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Durante el presente trabajo se colectaron dos muestras de lavas submarinas del GAP para determinaciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por calentamiento gradual de roca entera (ME26-2 y ME26-1, Tablas 10 y 13, Figura 24), y varias muestras de cuerpos intrusivos que cortan a las rocas volcanosedimentarias del GAP para dataciones K-Ar (Tablas 10 y 14). La descripción, localización y relaciones de campo de las muestras se señalan en la Tabla 10. Las muestras ME26-2 y ME26-1 corresponden a fragmentos afaníticos texturalmente homogéneos de los sectores más frescos (no afectados por espilitización) de lavas almohadilladas basálticas de la parte inferior y superior del GAP, respectivamente. El procedimiento analítico y los resultados para estas muestras se describen en la Tabla 13. Los espectros de edades correspondientes se muestran en la Figura 24.

La muestra ME26-2 dió una edad integrada de 101 ± 1 Ma a partir de 10 fracciones colectadas entre 400° y 1600°C (Tabla 13). En el espectro de edades (Figura 24) las dos primeras fracciones representan alrededor del 3% de ^{39}Ar liberado, por lo que son insignificantes. En las siguientes cuatro fracciones, de las que se liberó el 87% del gas, se obtuvo una edad de meseta de 103.1 ± 1.3 Ma, la cual es estadísticamente indistinguible de la edad integrada, 101 ± 1 Ma, dentro del intervalo de confiabilidad 2σ . La relación Ca/K para estas fracciones oscila de 2.9 a 10.8, e indica una composición homogénea para análisis de roca entera. Las últimas cuatro fracciones en el espectro equivalen solo al 10% de ^{39}Ar liberado, y representan una

composición heterogénea con una relación de Ca/K que varía desde 13.7 hasta 110, por lo que aparentemente no tienen significado geológico.

La muestra ME26-1, con ocho fracciones colectadas entre los 400° y 1600°C, liberando el 100% del ^{39}Ar , produjo una edad integrada de 93.4 ± 0.4 Ma. La relación de Ca/K en estas fracciones varía de 1.4 a 8.6 (Figura 24) y representa una composición de roca entera homogénea. Las primeras cinco fracciones colectadas hasta 950°C liberaron 30% del ^{39}Ar generando un segmento de espectro ligeramente perturbado, mientras que las últimas tres fracciones colectadas entre 1050°C-1600°C que comprenden el 70% de ^{39}Ar liberado dieron una edad promedio de 92.2 ± 0.2 Ma. Si se excluyen las dos primeras etapas, con el segmento restante del espectro, que corresponde al 98% del ^{39}Ar liberado, se obtiene una edad promedio de 93.6 ± 0.6 Ma. Aunque este segmento del espectro es burdamente plano, no define una meseta (Figura 24); no obstante, la edad promedio es prácticamente indistinguible de la edad integrada y de la correspondiente a las últimas tres etapas.

III.4.3.3 Interpretación de los datos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Aunque los espectros de edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para muestras de roca entera de volcánicos submarinos son, en general, complejos y difíciles de interpretar debido a las alteraciones del fondo marino y al carácter polimineral con fases de diferentes propiedades de retención de argón (McDougall y Harrison, 1988), las muestras ME26-2 y ME26-1 dieron espectros de edades poco perturbados. Las lavas del GAP efectivamente presentan un metamorfismo submarino no penetrante de muy bajo grado, y material palagonítico en diferentes proporciones; sin embargo, las muestras analizadas fueron cuidadosamente colectadas de los núcleos de las estructuras almohadilladas, y corresponden a fragmentos de lava fresca holocristalina rica en plagioclasa. En la interpretación de los espectros por lo tanto se asume que la liberación de argón proviene principalmente de plagioclasa. En estos casos la cristalización y el enfriamiento de las lavas deben haber sido casi contemporáneos con el metamorfismo submarino. Así, las edades de meseta de 103.1 ± 1.3 Ma (87% de gas liberado) en la muestra ME26-2, y del promedio de 93.6 ± 0.6 Ma para el segmento de espectro similar a meseta (98% del total de ^{39}Ar liberado) en la muestra ME26-1 (Figura 24, Tabla 13), son

interpretadas como la edad de cristalización de los volcánicos submarinos del GAP en el área de Tejupilco. Estas edades son indistinguibles de sus respectivas edades integradas (de gas total) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, las cuales en casos similares han sido consideradas como estimaciones confiables de edades de cristalización para basaltos oceánicos parcialmente alterados (e.g. Dalrymple *et al.*, 1980; Walker y McDougall, 1982).

Los datos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 103 Ma y 94 Ma para los volcánicos submarinos de la parte inferior y superior del GAP, respectivamente, vienen a fortalecer una edad Albiano-Cenomaniano para al menos una parte del GAP. En general los datos son consistentes con las edades minerales $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 105 Ma para el tronco de San Pedro Limón (Delgado-Argote *et al.*, 1992), y K-Ar de 108 Ma para diques básicos del área de Palmar Grande (Ortiz-Hernández y Lapierre, 1991), rocas que corresponden a una facies intrusiva del volcanismo del GAP. Los datos isotópicos son congruentes con los contenidos faunísticos de las calizas arrecifales del GAP, y también con la edad paleontológica Albiano-Cenomaniano para sedimentos silícicos intercalados con lavas almohadilladas en el área de Arcelia (Dávila-Alcocer y Guerrero-Suástegui, 1990).

Dado que las lavas almohadilladas de la parte inferior del GAP, fechadas aquí en 103 Ma (Albiano), corresponden a la Formación Xochipala de de Cserna (1982), quien le infirió una edad del Cenomaniano tardío-Turoniano, la edad albiana para estas rocas sugiere que la Formación Amatepec subyacente, previamente considerada como del Albiano-Cenomaniano temprano (de Cserna, 1982), puede ser pre-Albiano. La Formación Amatepec, que representa la parte basal del GAP en el área de Tejupilco, en primera instancia puede correlacionarse con la formación Purúa (Cantú-Chapa, 1968) del Aptiano tardío. Aunque en otras áreas, como la de Zitácuaro, la base del GAP puede extenderse hasta el Titoniano. Conforme a esta interpretación la consideración de la Formación Amatepec como una facies de cuenca de la Formación Morelos (de Cserna *et al.*, 1978) debe ser revaluada.

III.4.3.4 Datos K-Ar

De los cuerpos intrusivos que cortan a las rocas del GAP, el que puede constreñir mejor la edad de los volcánicos del GAP es el batolito de Tingambato (Figura 2). El batolito tiene una

clara relación intrusiva con las rocas volcánicas de la parte superior del GAP (Figura 2). La edad K-Ar (en hornblenda) del batolito de 107 ± 5 (Tabla 14), es, sin embargo, concordante con las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Albiano y Cenomaniano de los productos volcánicos submarinos encajonantes. Debido a la relación intrusiva, es probable que el batolito se haya contaminado de ^{40}Ar durante su emplazamiento, como lo sugiere la gran cantidad de xenolitos de material volcánico del GAP parcialmente asimilados en las zonas marginales del batolito. Los datos K-Ar, por lo tanto, no corresponden a la edad de emplazamiento del plutón, la cual, por la relación intrusiva, debe ser post-Cenomaniano. Tomando en consideración que el batolito está cubierto discordantemente por rocas clásticas continentales de la Formación Balsas, el emplazamiento ocurrió durante el Turoniano-Campaniano. Edades K-Ar del Campaniano (Ortiz-Hernández *et al.*, 1992) para rocas máficas del área de Arcelia están probablemente relacionadas con la deformación y/o levantamiento durante el Cretácico Tardío. Este evento pudo haber evolucionado simultáneamente con el emplazamiento del batolito de Tingambato y de otros cuerpos plutónicos de la región.

En resumen, con base en los datos paleontológicos e isotópicos disponibles hasta ahora, la edad del GAP queda definida de la manera siguiente: la parte inferior, predominantemente sedimentaria, puede tener un alcance cronoestratigráfico desde el Titoniano hasta el Albiano, mientras que la parte superior, predominantemente volcánica, es del Albiano-Cenomaniano.

III.4.4 Petrografía de las rocas volcánicas del GAP

Las rocas volcánicas submarinas del GAP consisten esencialmente en lava basáltica almohadillada en la parte inferior, y lava almohadillada y masiva basáltica a andesítica, y hialoclastita en la parte superior. Estas rocas, en general, no presentan diferencias petrográficas y geoquímicas substanciales a lo ancho de todo su espesor. Las lavas almohadilladas y masivas presentan variaciones texturales diversas: porfídica, amigdaloides, intersertal, intergranular esferulítica y variolítica (Figura 31A-F). Los sectores porfídicos consisten en fenocristales idiomórficos e hipidiomórficos de plagioclasa (An_{30-70}) y clinopiroxena inmersos en una matriz intersertal compuesta de microlitos de plagioclasa, clinopiroxena, con pequeñas cantidades de epidota, pumpellyita, calcita, clorita y palagonita (Figura 31B). La mayoría de los cristales de

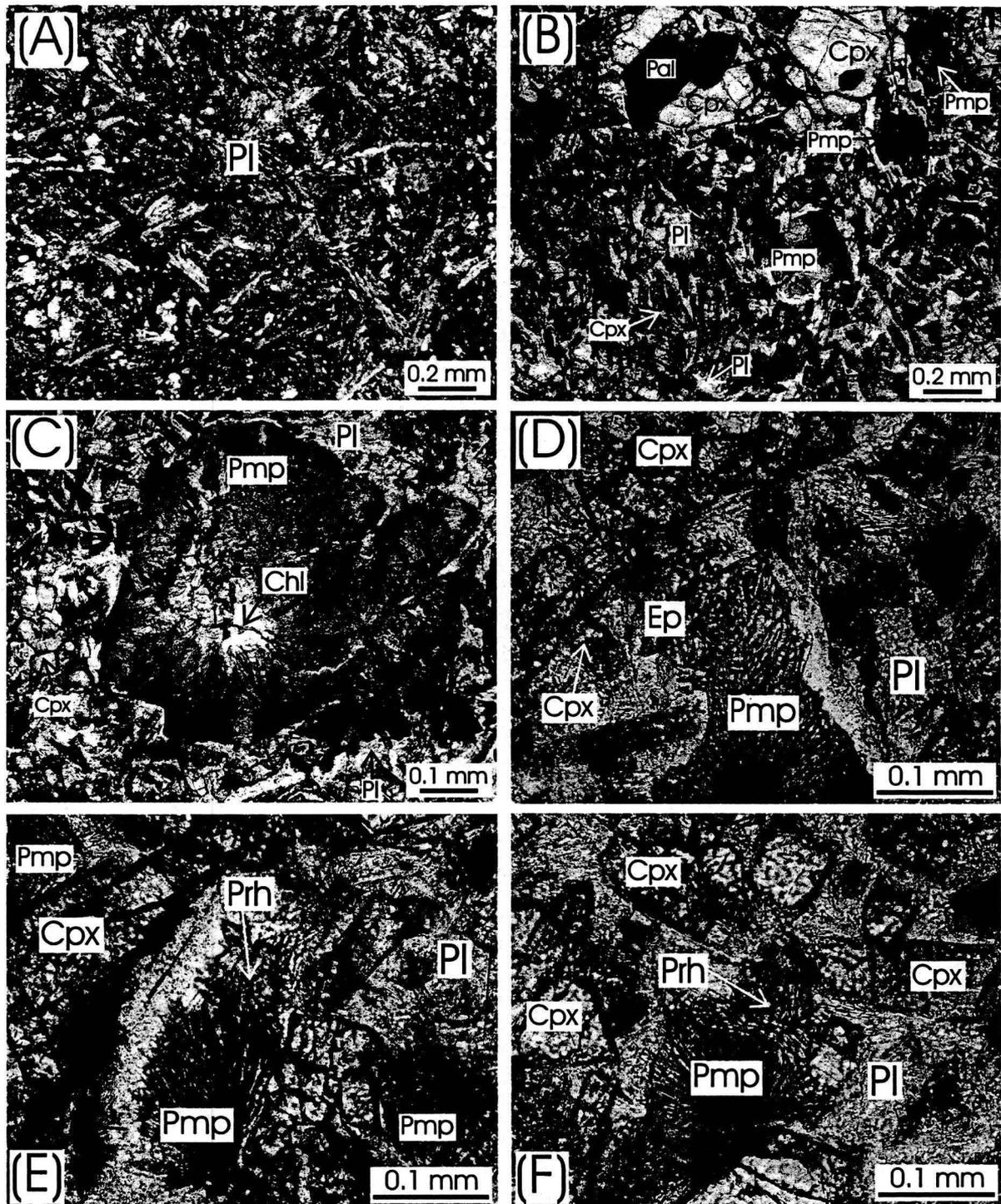


Figura 31. Fotomicrografías de las rocas volcánicas submarinas del grupo Arcelia-Palmar Chico (GAP). (A), textura variolítica compuesta por microcristales elongados de plagioclasa (Pl) con gránulos diseminados de óxidos de Fe-Ti (nicoles cruzados). (B), textura intergranular compuesta por cristales de plagioclasa (Pl) y clinopiroxena (Cpx) con algo de palagonita (Pal) y pumpellyta (Pmp) intersticiales (nicoles paralelos). (C), (D), (E), y (F), detalles de pumpellyta (Pmp) intersticial en asociación con clorita (Chl), epidota (Ep), y prehnita (Prh), respectivamente, en una matriz intergranular con cristales euhedrales y subhedrales de clinopiroxena (Cpx) y plagioclasa intersticial (Pl) (nicoles paralelos). La asociación prehnita + pumpellyta \pm clorita \pm epidota es diagnóstica de la facies metamórfica de prehnita-pumpellyta y normalmente ocurre en rocas básicas con un metamorfismo de muy bajo grado en presencia de minerales primarios como es el caso.

plagioclasa están sericitizados, y en algunos casos total o parcialmente albitizados. Ocasionalmente se observan pseudomorfos de plagioclasa reemplazados por clorita, pumpellyita y epidota. La clinopiroxena en algunos casos está parcialmente reemplazada por pumpellyita y clorita. En la textura amigdaloides, las amígdalas están rellenas de clorita, cuarzo, calcita, pumpellyita, epidota y albita (Figura 31C). La matriz que las rodea está compuesta por microlitos de clinopiroxena, plagioclasa, y ocasionalmente también por olivino y minerales opacos. En otros casos en la matriz también se observa clorita, prehnita, pumpellyita, cuarzo, albita intersticial y palagonita. La textura intergranular consiste en plagioclasa y clinopiroxena en una matriz devitrificada compuesta de pumpellyita, prehnita, clorita, calcita, cuarzo y albita intersticiales (Figura 31D-F). La textura esferulítica está compuesta por agregados radiales de plagioclasa en una matriz de clorita; en otros casos las esferulitas están formadas de palagonita. La hialoclastita está compuesta por fragmentos de roca volcánica con texturas heterogéneas y xenocristales de plagioclasa y cuarzo. La matriz es intergranular e intersticial compuesta de microlitos de plagioclasa, minerales opacos, clorita, epidota, pumpellyita y palagonita intersticial. Los fragmentos de roca volcánica tienen textura porfídica, intergranular y amigdaloidal. En el primer caso los fenocristales son de plagioclasa sericitizada y/o parcial o totalmente albitizada; en el último caso las amígdalas están rellenas de clorita, pumpellyita, albita y cuarzo.

Los rasgos petrográficos de minerales secundarios o metamórficos importantes tales como albita, clorita, prehnita, pumpellyita y epidota, se mencionan enseguida. La albita, en asociación con epidota y pumpellyita, está reemplazando total o parcialmente a la plagioclasa. La albita también se presenta en pequeños cristales prismáticos individuales en amígdalas. La clorita predominantemente se presenta en la matriz estrechamente relacionada con material palagonítico y relleno de vesículas en asociación con prehnita, pumpellyita (Figura 31C), albita y algunas veces con calcita. La prehnita se presenta en amígdalas asociada a pumpellyita (Figura 31E y F), clorita, albita y ocasionalmente calcita. También se presenta relleno de fracturas en asociación estrecha con albita y calcita y en forma intersticial. La pumpellyita se presenta en cristales fibrosos intersticiales (Figura 31B-F), relleno de vesículas, y reemplazando, en asociación con clorita y epidota, a la clinopiroxena. En algunos casos la pumpellyita, en asociación con clorita y epidota, define una foliación burda. La pumpellyita es

el mineral metamórfico más abundante en los volcánicos del GAP en el área de Tejupilco, y conjuntamente con clorita, albita y epidota, son los minerales metamórficos más comunes en estas rocas. La epidota se presenta en pequeños cristales granulares asociados a clorita y pumpellyita (Figura 31D) tanto en la matriz como relleno de vesículas; también se encuentra asociada a la saussuritización de la plagioclasa cálcica.

III.4.5 Metamorfismo del GAP

Las asociaciones minerales relacionadas con el metamorfismo del GAP se muestran en la Tabla 17. Las asociaciones en las rocas pelíticas y pelítico-calcáreas se reconocieron en los sectores más deformados de la parte inferior del GAP y definen una foliación tectónica. Las observadas en las rocas volcánicas submarinas conforman texturas de reemplazamiento, amigdaloides, esferulítica, intersticiales y en relleno de microfracturas, indicando condiciones estáticas típicas de metamorfismo submarino o de piso oceánico. Este metamorfismo que aparentemente fue producido por la interacción del agua marina sobre el material volcánico durante su emplazamiento y etapa de enfriamiento es, consecuentemente, casi simultáneo con el volcanismo, y no es penetrante, ya que coexiste con porciones de roca volcánica con texturas microcristalinas primarias y sectores palagoníticos. Aunque las relaciones texturales de las asociaciones metamórficas en las rocas volcánicas también pueden sugerir metamorfismo por sepultamiento (Cho y Liou, 1987; Levi *et al.*, 1989), en un contexto de arco volcánico-cuenca trasarco la recristalización metamórfica hidrotermal y por sepultamiento, aparte de la simple interacción agua marina/volcánicos, puede ocurrir simultáneamente, por lo que la clasificación como metamorfismo de piso oceánico es puramente descriptiva.

Las asociaciones minerales en las rocas del GAP indican un metamorfismo de muy bajo grado. Aunque las asociaciones metamórficas en las rocas pelíticas y pelítico-calcáreas del GAP son ambiguas, ya que pueden ser estables en la parte baja de la facies de esquisto verde y en facies de subesquisto verde, las de los volcánicos máficos son más determinantes en términos de definición de facies y condiciones aproximadas de P-T. Las rocas máficas son más sensibles a cambios mineralógicos en condiciones de baja temperatura e interacción de fluidos, y su estudio ha permitido conocer mejor los procesos de metamorfismo de temperatura baja

(Coombs *et al.*, 1959; Coombs, 1960; Seki, 1961; Hashimoto, 1966; Cho *et al.*, 1986; Liou *et al.*, 1985; 1987; Frey *et al.*, 1991). Así, con base en la mineralogía de los volcánicos máficos del GAP se reconoce la facies de prehnita-pumpellyita (Coombs, 1960; Seki, 1961), o zona de prehnita + pumpellyita + clorita dentro del metamorfismo de muy bajo grado (Winkler, 1976). Las asociaciones típicas de esta facies son: pumpellyita + prehnita, pumpellyita + epidota, prehnita + epidota \pm clorita + cuarzo \pm albita (Cho *et al.*, 1986; Liou *et al.*, 1987), o pumpellyita + prehnita + clorita + albita + cuarzo, prehnita (pumpellyita) + clorita + calcita + albita (Winkler, 1976). Estas asociaciones, presentes en los volcánicos del GAP, se muestran en la Figura 32A por medio de diagramas ACF. Para comparación se presentan también las asociaciones de otras facies de subesquisto verde y esquisto verde.

Aunque los límites P-T de las facies para las metabasitas de grado bajo se traslapan considerablemente debido a las variaciones en la composición química compleja de los minerales involucrados y su interpretación en términos de facies metamórficas (Frey *et al.*, 1991; Beiersdorfer y Day, 1995), se hace un análisis de las asociaciones en términos de equilibrios minerales de las rocas máficas del GAP con el objeto de estimar de manera semicuantitativa condiciones de P-T. Para este propósito en la Figura 32A y B se representan algunas reacciones continuas en el sistema NaO₂-CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (NCMASH), las que se discuten enseguida.

El límite inferior de la facies de prehnita-pumpellyita con la facies de zeolita está definido por la reacción laumontita + pumpellyita = epidota (zoisita) + clorita + cuarzo + agua (Liou *et al.*, 1985; 1987; Cho *et al.*, 1986) (Figura 32A, reacción 23). Esta reacción continua está relacionada con el punto invariante XII, que en el sistema basáltico sin Fe₂O₃ se localiza *ca.* 0.8 kb y 190°C (Figura 32A). Es importante mencionar que los puntos invariantes XII y VI, y los límites de facies se desplazan hacia campos de menor P y T cuando se introduce Fe₂O₃ en el sistema (Liou *et al.*, 1985; 1987). Los desplazamientos se pueden observar al comparar la Figura 32A y B, de tal manera que el punto invariante XII, bajo estas condiciones, y de acuerdo a datos petrogenéticos (Cho *et al.*, 1986), se ubica a 0.8 kb y 160°C si en las reacciones involucradas se considera una fracción molar $X_{Fe} = 0.3$ de epidota (Figura 32B). Para el caso de las rocas volcánicas del GAP, la presencia de epidota y ausencia de zoisita, y la

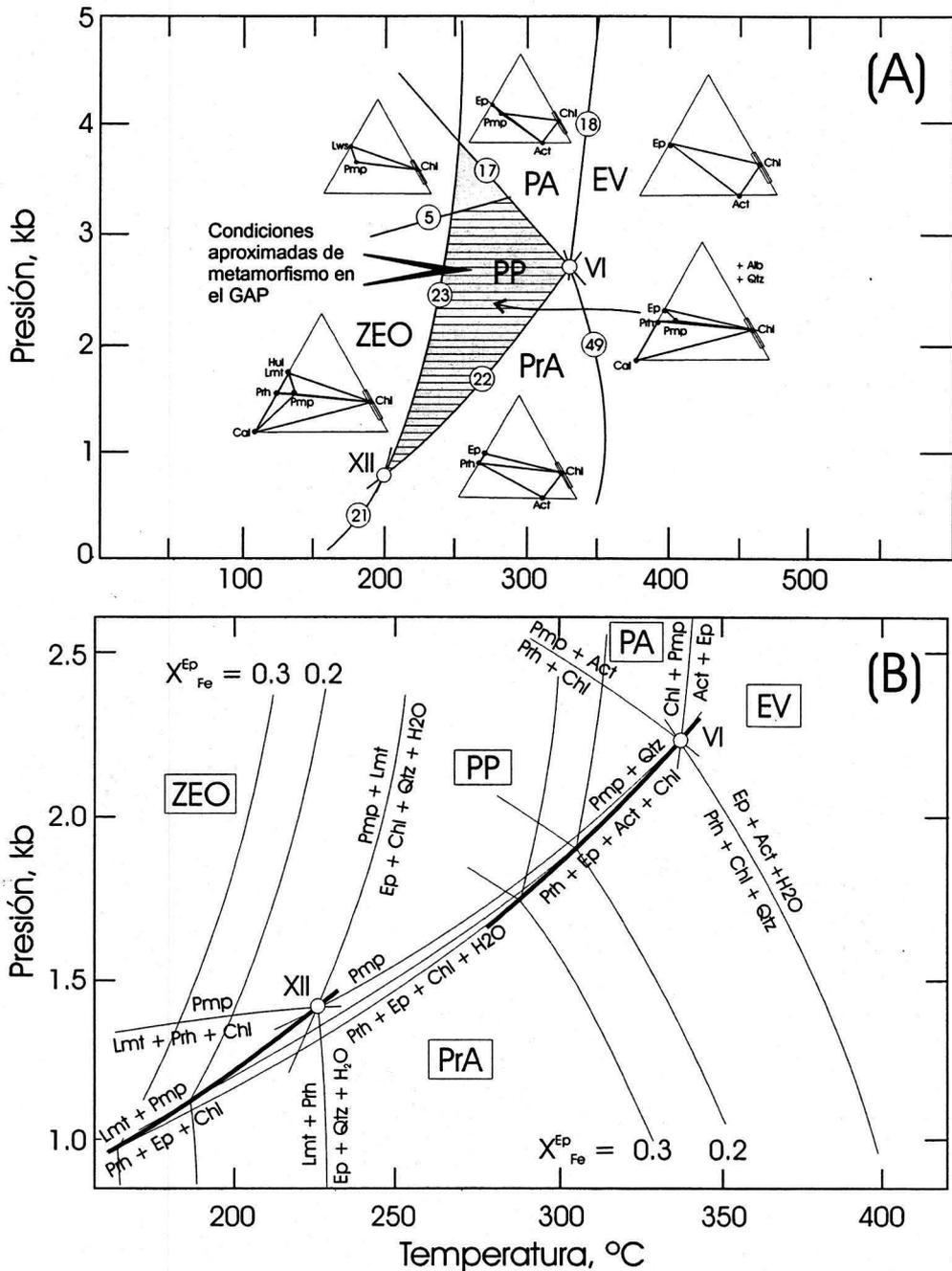


Figura 32. Diagramas P-T que muestran las asociaciones mineralógicas relacionadas con las facies metamórficas de temperatura baja en el modelo basáltico o sistema $Na_2-CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ (NCMASH) (Liou *et al.*, 1985; 1987; Frey *et al.*, 1991). **(A)**, reacciones discontinuas relacionadas con los puntos invariantes VI y XII que delimitan el campo de la facies de prehnita-pumpellyta (Liou *et al.*, 1985; 1987). Reacciones: (17), $Prh + Chl = Pmp + Act + H_2O$; (18), $Pmp + Chl + Qtz = Act + Ep + H_2O$; (21), $Lmt + Prh = Ep + Qtz + H_2O$; (22), $Pmp + Qtz = Prh + Ep + Chl + H_2O$; (23), $Pmp + Lmt = Ep + Chl + Qtz + H_2O$; (49), $Prh + Chl + Qtz = Ep + Act + H_2O$. La reacción (5), $Lmt = Lws + Qtz + H_2O$, es una buena restricción geobarométrica. Para su discusión ver el texto. **(B)**, reacciones continuas alrededor de los puntos invariantes VI y XII y su desplazamiento con la introducción de Fe_2O_3 en el sistema. La serie de isopletas fueron designadas como X_{Fe}^{3+} de epidota para estas reacciones continuas (Liou *et al.*, 1985; 1987). ZEO = facies de zeolita, PP = facies de prehnita-pumpellyta, PrA = facies de prehnita-actinolita, PA = facies de pumpellyta-actinolita, EV = facies de esquisto verde, Act = actinolita, Alb = albita, Cal = calcita, Chl = clorita, Ep = epidota, Hul = heulandita, Lmt = laumontita, Lws = lawsonita, Prh = prehnita, Pmp = pumpellyta, Qtz = cuarzo, H₂O = agua.

probable presencia de pumpellyita rica en Fe (Fe total > 10%, varios microanálisis semicuantitativos), sugieren que el Fe es un componente importante, por lo que los límites de la facies de prehnita-pumpellyita definidos con valores $X_{\text{Fe}} = 0.3$ de epidota (Figura 32B) son más aplicables. La asociación pumpellyita + clorita + epidota y la ausencia de laumontita u otro tipo de zeolita en el material volcánico implica, por lo tanto, condiciones mínimas de alrededor de 1 kb y 200°C para el metamorfismo de piso oceánico.

Por otro lado, las transiciones entre las facies de prehnita-pumpellyita a prehnita-actinolita, o pumpellyita-actinolita están dadas por las reacciones pumpellyita + cuarzo = epidota (zoisita) + prehnita + agua, o prehnita + clorita + cuarzo = pumpellyita + actinolita (tremolita) + agua (Liou *et al.*, 1985; 1987) (Figura 32A, reacciones 22 y 17), que están relacionadas con el punto invariante VI. En el sistema NCMASH-Fe₂O₃ el punto VI se encuentra *ca.* 1.7 kb y 290°C si se considera $X_{\text{Fe}} = 0.3$ de epidota para las reacciones involucradas (Figura 32B). Las reacciones (49) y (18) (Figura 32A) determinan el límite entre las facies de prehnita-actinolita, pumpellyita-actinolita y la de esquisto verde con la desaparición casi simultánea de prehnita y pumpellyita. En condiciones de baja presión ($P < 4$ kb) esta transición ocurre a una temperatura de 250°C a 300°C (Cho y Liou, 1987; Frey *et al.*, 1991; Springer *et al.*, 1992; Powell *et al.*, 1993; Bucher y Frey, 1994; Digel y Gordon, 1995). La presencia de asociaciones tales como prehnita + clorita + cuarzo ± calcita y prehnita + pumpellyita + clorita + cuarzo, y la ausencia de actinolita (tremolita) en asociación con prehnita o pumpellyita, o epidota en las rocas volcánicas del GAP indica que la facies de prehnita-actinolita o pumpellyita-actinolita, o esquisto verde no fue alcanzada, y sugieren un contenido relativamente alto de CO₂ en el fluido metamórfico (Cho y Liou, 1987; Liou *et al.*, 1987). Así, es razonable asumir una temperatura máxima de *ca.* 300°C para el metamorfismo del GAP.

Con respecto a la presión, la reacción laumontita = lawsonita + cuarzo + agua (Figura 32A, reacción 5), cuyas condiciones de equilibrio no varían con la introducción de Fe₂O₃ en el sistema, es significativa para el caso. La deshidratación de laumontita para formar lawsonita en rocas máficas es una reacción, cuyos datos de estabilidad, 2.8 ± 0.2 kb y 200°C, 3.0 ± 0.2 kb y 250°C, 3.1 ± 0.2 kb y 300°C (Thompson, 1970; Liou, 1971), están bien establecidos. La

ausencia de lawsonita en el material volcánico del GAP, por consiguiente, indica una presión menor a 3 kb.

En suma, el metamorfismo de piso oceánico o submarino en los volcánicos del GAP de la región de Tejupilco corresponde a la facies de prehnita-pumpellyita. Es necesario, sin embargo, valorar los efectos de un posible metamorfismo por sepultamiento. Es probable que en la parte superior del GAP se encuentre la transición a la facies de zeolita. Si bien los límites P-T de las facies de subesquistos verdes no están claramente establecidos debido a las complejas variaciones químicas de los minerales involucrados, con base en las asociaciones mineralógicas y datos petrogenéticos se deduce que las condiciones P-T del metamorfismo del GAP pueden variar entre 1 a 3 kb, y 200 a 300°C. Frey *et al.* (1991), tomando en consideración datos termodinámicos y efectos de soluciones sólidas de componentes minerales extremos, estimaron intervalos de 0.5 a 4.5 kb y 175 a 280°C para la facies de prehnita-pumpellyita definida por la asociación prehnita + pumpellyita + epidota ± clorita ± albita ± cuarzo.

III.4.5.1 Metamorfismo submarino del GAP vs. metamorfismo orogénico del ETJ

El metamorfismo del GAP, con características típicas de metamorfismo de piso oceánico, contrasta notablemente con el orogénico del ETJ. El primero es esencialmente estático y no penetrante, asociado aparentemente a la interacción de agua marina con las rocas del fondo marino y a una componente de sepultamiento, y sugiere condiciones de P-T menores a 3 kb y 300°C. El segundo es dinamotérmico y penetrante asociado a una historia compleja de deformación dúctil en un nivel medio-superior de la corteza, e indica condiciones de P-T de alrededor de 4 kb y 500°C. Aunque el GAP en los sectores más cizallados (foliados) manifiesta una recristalización metamórfica sintectónica con la deformación de este durante el Cretácico Tardío, este metamorfismo se caracteriza principalmente por el desarrollo de clorita y epidota en las rocas volcánicas submarinas y recristalización fina de mica blanca y cuarzo (“filitización”) en los sedimentos pelíticos intercalados. Sin embargo, al igual que el metamorfismo de piso oceánico, es tenue, no es penetrante y coexiste con sectores milimétricos hasta métricos con estructuras primarias. Los sectores con palagonita (altamente inestable bajo condiciones de metamorfismo dinamotérmico) son comunes en las lavas

almohadilladas con facies de prehnita-pumpellyita, lo cual es notablemente diferente con relación a las rocas metavolcánicas fuertemente foliados inmediatamente subyacentes del ETJ que manifiestan un metamorfismo penetrante de facies de esquisto verde (zona de biotita).

En terrenos metamórficos de bajo grado con gradientes geotérmicos más normales ($> 20^{\circ}\text{C}/\text{km}$), la facies de prehnita-pumpellyita (en las metabasitas) con frecuencia tiene transiciones complejas a las facies de prehnita-actinolita o pumpellyita-actinolita (Liou *et al.*, 1985; 1987; Cho y Liou, 1987; Terabayashi, 1988; Springer *et al.*, 1992), cuyos campos de estabilidad son difíciles de distinguir (Frey *et al.*, 1991; Beiersdorfer y Day, 1995). Bajo gradientes geotérmicos altos ($\geq 40^{\circ}\text{C}/\text{km}$), característicos de metamorfismo de piso oceánico, y termal e hidrotermal, la facies de prehnita-pumpellyita normalmente gradúa a prehnita-actinolita, y esta a su vez a esquisto verde (Liou *et al.*, 1987). En gradientes de metamorfismo de sepultamiento ($\geq 20 \leq 40^{\circ}\text{C}/\text{km}$) la serie de facies en la progresión metamórfica es zeolita \rightarrow prehnita-pumpellyita \rightarrow prehnita-actinolita \rightarrow esquisto verde (Liou *et al.*, 1987).

Si el metamorfismo tanto del GAP como del ETJ correspondiesen a un sólo evento tectonotérmico ocurrido durante el Cretácico Tardío, como ha sido interpretado en trabajos anteriores (*e.g.* Campa-Uranga, 1978; Campa y Ramírez-Espinosa, 1979; Campa y Coney, 1983; Talavera-Mendoza, 1993, Lapiere *et al.*, 1992; Tardy *et al.*, 1991; 1992; 1994), el metamorfismo de facies de prehnita-pumpellyita del GAP debería variar transicionalmente a facies de esquisto verde en las rocas subyacentes del ETJ. Sin embargo, asociaciones tales como pumpellyita + actinolita/tremolita o prehnita + actinolita/tremolita (+ clorita \pm albita \pm cuarzo), las cuales representarían esta transición, no han sido observadas en las áreas de Tejupilco. Por el contrario, las metabasitas del GAP con facies de prehnita-pumpellyita desarrollada en condiciones esencialmente estáticas están encima de las rocas del ETJ con metamorfismo dinamotérmico en facies de esquisto verde. Esto no sólo pone en evidencia una interrupción importante en la progradación metamórfica, sino que implica que el metamorfismo del GAP no corresponde a las mismas condiciones de metamorfismo que se dieron en el ETJ. La naturaleza del metamorfismo del GAP y del ETJ, aunada a los elementos estratigráficos ya discutidos, implica claramente procesos y gradientes geotérmicos diferentes,

desarrollados en diferentes contextos tectónicos, lo cual fortalece una relación discordante entre ambas unidades.

Recientemente se documentó un metamorfismo de sepultamiento ($T = 175\text{-}342^{\circ}\text{C}$; $P = < 3 \text{ kb}$) en las rocas volcánicas submarinas cretácicas del área de Teloloapan, y fue interpretado como un evento anterior a la acreción del “terreno Teloloapan” (Talavera-Mendoza, 2000b). En esta interpretación se asume que la acreción del “terreno Teloloapan”, porción más oriental del terreno Guerrero, ocurrió durante el Cretácico Tardío-Paleoceno, causando una deformación heterogénea y un metamorfismo dinamotérmico en facies de esquistos verdes que se sobrepuso al metamorfismo de sepultamiento (Talavera-Mendoza, 2000b). En la presente tesis, sin embargo, se considera que los rasgos estructurales y metamórficos de las rocas cretácicas de la región están más bien relacionados a eventos tectónicos postacrecionales.

III.4.6 Geoquímica de las rocas volcánicas del GAP

Los análisis químicos de elementos mayores y trazas de las lavas de la parte inferior y superior del GAP se muestran en las Tablas 18, 19, 20, y 21. Para comparación y discusión se incluyen datos geoquímicos de rocas volcánicas submarinas reportados en trabajos previos (Ortiz-Hernández, 1992; Freydier *et al.*, 1996) que corresponden claramente a la parte inferior del GAP (Tablas 18 y 19). Estos datos fueron interpretados como parte del volcanismo de la cuenca oceánica de Arperos en el área de Valle de Bravo (Freydier *et al.*, 1996). Para Freydier y colegas, los volcánicos de la parte superior del GAP son geoquímicamente diferentes y se consideran parte de un arco de islas toleítico intraoceánico. Sin embargo, como se demuestra a continuación, las rocas volcánicas tanto de la parte inferior y superior del GAP son prácticamente indistinguibles, y pueden ser interpretadas como una sola unidad litotectónica. Con propósitos comparativos también, y por cuestiones de espacio, los datos geoquímicos del GAP fueron graficados conjuntamente con los datos de las rocas metavolcánicas subyacentes del ETJ como ya fue señalado en capítulo anterior.

III.4.6.1 Elementos mayores

Similar a las rocas metavolcánicas del ETJ, las lavas almohadilladas del GAP presentan una dispersión amplia de elementos mayores con relación al contenido de SiO_2 (Figura 17A), de tal manera que, su composición, la cual esencialmente varía de basalto a andesita basáltica y andesita, tiene variaciones alcalinas tipo basanita, tefrita, traquibasalto y traquiandesita basáltica (Tablas 18 y 20). Estas variaciones están, en parte, relacionadas con la movilización probable de los álcalis durante el metamorfismo submarino. En el diagrama AFM, debido a la movilidad de los elementos mayores, las lavas también presentan mucha dispersión y su carácter calcialcalino o toleítico permanece ambiguo (Figura 17B).

III.4.6.2 Elementos traza

Las lavas del GAP, tanto de sus partes inferior y superior, presentan variaciones complejas de Sr, K, Rb y Ba (Figura 18C y D), elementos que por su potencial iónico generalmente son móviles en fluidos acuosos. El enriquecimiento de estos elementos en rocas volcánicas de arco con relación a MORB normalmente se interpreta como contribución de componentes de subducción (Pearce, 1982; 1983). Sin embargo, dado que las variaciones geoquímicas son complejas e irregulares, probablemente también están relacionadas con el metamorfismo submarino sufrido por las lavas. Los elementos inmóviles, Ta al Yb, presentan en general un comportamiento regular, salvo algunas excepciones como la muestra M93-17 que presenta enriquecimientos ligeros de Ce (¿influencia de agua marina?) y Sm (Figura 18D) dentro de los elementos inmóviles. Las lavas del GAP, con excepción del comportamiento complejo de Sr, K, Rb y Ba, se caracterizan por enriquecimientos relativos de Th, Ta, Nb, Ce y P, mientras que los elementos Zr, Hf, Sm, Ti, Y e Yb presentan un patrón casi paralelo al MORB toleítico, aunque en un nivel ligeramente superior a uno (Figura 18C). Estos enriquecimientos relativos sugieren contribución de componentes de manto superior enriquecido, como se observa en basaltos intraplaca (WPB, por sus siglas en inglés) o en MORB tipo E (enriquecido). Algunas lavas de la parte superior e inferior del GAP presentan un enriquecimiento menor de Ta, Nb, Ce y P, de tal manera que, el comportamiento de los elementos inmóviles es más similar al MORB toleítico típico (Figura 18D), aunque difiere del de los arcos toleíticos intraoceánicos

típicos, los cuales se caracterizan por un patrón plano de los elementos inmóviles en un nivel menor a uno (0.25 - 0.60) con relación a MORB (e.g. Pearce, 1983). En conjunto, los contenidos de elementos traza en los volcánicos de las partes inferior y superior del GAP son prácticamente indistinguibles, aunque elementos móviles como Rb, Ba, K, y Sr, e inmóviles como Nb y Ti, tienen variaciones mayores en las rocas de la parte superior (Figura 33A).

El contenido de REE en las rocas volcánicas del GAP, en general varía de 7 a 40 veces el valor condritico para LREE y 8 a 18 para HREE (Figura 21B, C y D). Las relaciones bajas $(La/Lu)_N = 0.13 - 3.15$ y $(La/Sm)_N = 0.63 - 1.78$ (Tablas 19 y 21) evidencian poco fraccionamiento, implicando patrones relativamente planos. La mayoría de los volcánicos del GAP no presentan anomalía de Eu, salvo las muestras TC34 y TC35 de la parte inferior y T14 de la superior que muestran una pequeña anomalía negativa, lo cual sugiere algo de fraccionamiento de clinopiroxena y/o plagioclasa para estos casos. El enriquecimiento relativo y sistemático de Pr y Tm en la mayoría de las muestras de la parte superior puede corresponder a efectos del método analítico empleado. Al margen de estas pequeñas variaciones, el contenido de REE y su fraccionamiento en las lavas del GAP, difiere de las de los metavolcánicos calcialcalinos del ETJ (Figura 21A), y es comparable al de los basaltos toleíticos de cuenca trasarco, y a MORB tipo E (Figura 33B). A excepción de las muestras OP27 y M93-18 de la parte inferior del GAP que tienen una relación $(La/Sm)_N$ de 0.63 y 0.81, ninguna de las muestras presenta un empobrecimiento fuerte en LREE, lo que es común en muchos MORB tipo N (Schilling *et al.*, 1983; Sun y McDonough, 1989). Por el contrario, presentan un ligero enriquecimiento en LREE, con una relación $(La/Sm)_N > 1$ similar a MORB tipo E (Basaltic Volcanism Study Project, 1981, p. 145; Schilling *et al.*, 1983) y basaltos de cuenca trasarco (Hawkesworth *et al.*, 1977; Saunders y Tarney, 1979; Basaltic Volcanism Study Project, 1981, p. 145-146; Tarney *et al.*, 1981). La relación $(La/Sm)_N$ de los volcánicos del GAP es menor que la de los basaltos calcialcalinos de arco de islas, los cuales normalmente presentan un mayor enriquecimiento en LREE (Whitford *et al.*, 1979; Hawkesworth y Powell, 1980; Basaltic Volcanism Study Project, 1981, p. 202). En la Figura 33B se muestra gráficamente las variaciones en los contenidos de REE en los volcánicos de las partes inferior y superior del GAP en conjunto. Como se puede apreciar, el fraccionamiento de REE en todas las rocas del GAP es similar y comparable a

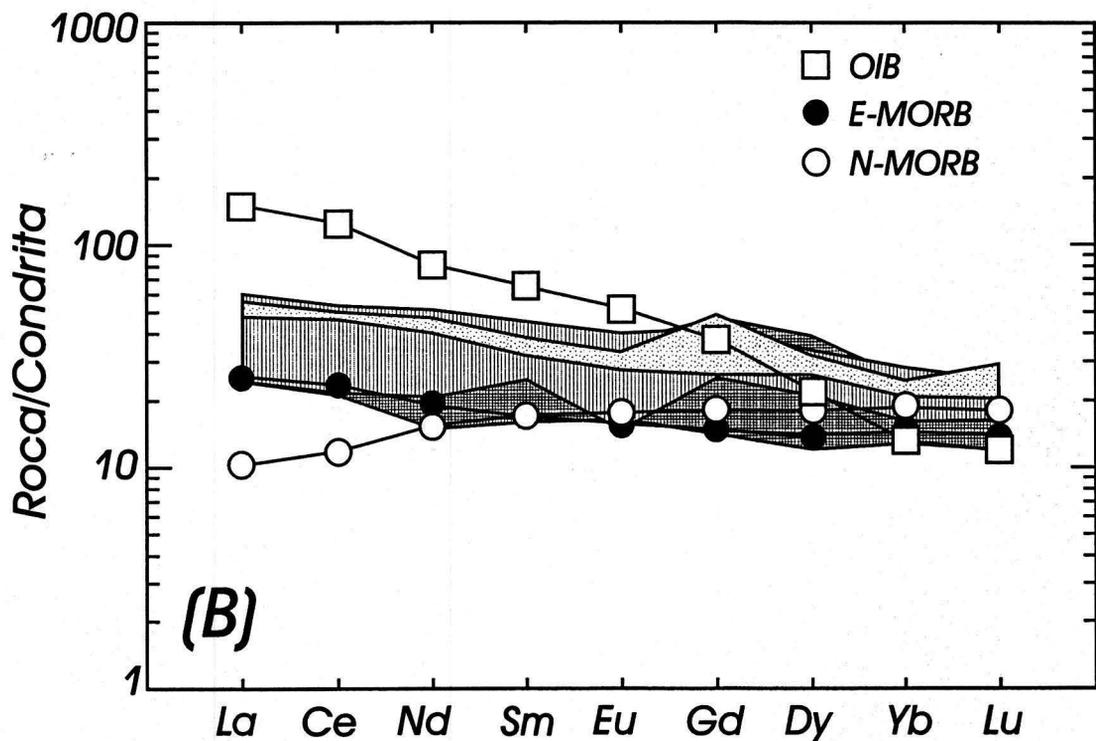
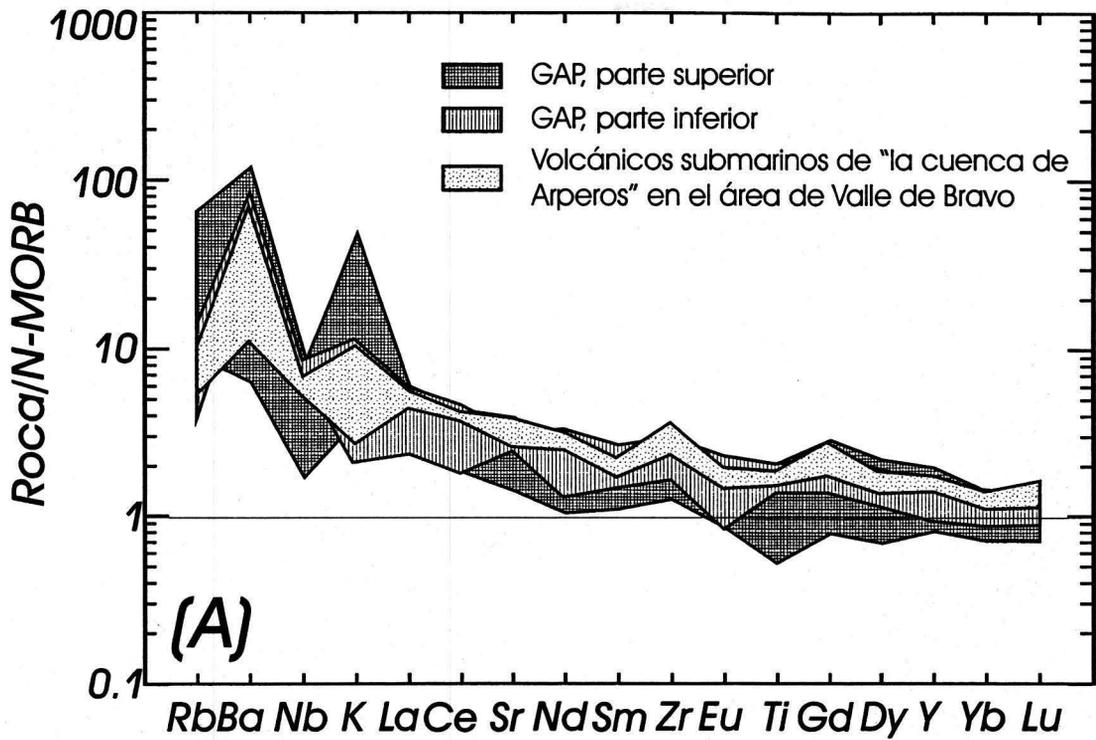


Figura 33. Patrones de multielementos (normalizados a N-MORB, Sun y McDonough, 1989) (A), y de elementos de tierras raras (REE) (normalizados a condrita, Evenson *et al.*, 1978) (B), para las rocas volcánicas submarinas de las partes inferior y superior del GAP en conjunto. Para comparación se diferencian los volcánicos interpretados como parte de la cuenca de Arperos (Freydier *et al.*, 1996) en el área de Valle de Bravo, y que corresponden a rocas ígneas de la parte inferior del GAP. Las pantallas como en la Figura 33(A). Para su discusión ver el texto.

MORB tipo E, mientras que los contenidos de LREE en el GAP son mayores a MORB tipo E pero menores a basalto de isla oceánica (OIB, por sus siglas en inglés).

Aunque las lavas básicas submarinas de la parte inferior y superior del GAP presentan variaciones en los contenidos de algunos elementos traza, como ya se ha indicado, en los diagramas de discriminación tectonomagmática con elementos inmóviles (Figura 20A, B y C) claramente también se demuestra que estas corresponden a una misma serie magmática toleítica, cuya composición es completamente diferente a la de los metavolcánicos del ETJ. Por ejemplo, en el diagrama ternario $\text{TiO}_2\text{-P}_2\text{O}_5 \times 10\text{-MnO} \times 10$ (Figura 20A) las rocas volcánicas del GAP, tanto de la parte inferior y superior, indistintamente presentan variaciones desde OIA hasta IAT. Situaciones similares se ocurren en los otros diagramas de discriminación (Figura 19A y B, y Figura 20B y C), en los cuales un carácter toleítico con variaciones alcalinas es lo constante. Así, en el diagrama Th/Yb vs. Ta/Yb (Figura 19A) los volcánicos del GAP presentan características de magmas toleíticos sin componentes de subducción similares a basaltos toleíticos intraplaca o MORB tipo E, mientras que los metavolcánicos del ETJ, los cuales reflejan la influencia de componentes de subducción con altos valores de Th, tienen afinidad de volcánicos de márgenes continentales activas. La relación alta Ta/Yb de las lavas del GAP, presumiblemente debida a enriquecimiento intraplaca, difiere substancialmente de la relación baja que caracteriza a los basaltos toleíticos de arco de islas intraoceánicas (Figura 19A), los cuales se generan a partir de un manto MORB tipo N más componentes de zonas de subducción (*e.g.* Pearce, 1983). En términos de Zr, Ti e Y, al margen de variaciones de Zr en algunas muestras, la afinidad tectonomagmática de las lavas del GAP es ambigua, se ubican en los campos de toleíta de arco de isla y MORB y basalto intraplaca (Figura 20B), mientras que de acuerdo a los contenidos de Th, Hf y Ta vuelven a presentar claramente características de MORB tipo E o de basaltos toleíticos intraplaca (Figura 20C).

La gran mayoría de las rocas del GAP tienen una relación Nb/Sm (0.4 - 4.5) que se ubica entre MORB tipo N (0.89) y OIB (4.80) (Figura 19C), y las relaciones La/Yb (1.48 - 4.32) y Nb/Yb (0.5 - 6.80) son más similares a MORB tipo E (2.66 y 3.50, respectivamente) que a OIB (17.13 y 22.22, respectivamente) (Figura 19D). La relación Zr/Nb de las lavas de la parte inferior (6.94 - 31.5) y superior (7.7 - 23.25) (Tablas 19 y 21) también tiene afinidad con MORB tipo

E (e.g. Le Roex *et al.*, 1983; Sun *et al.*, 1979). Relaciones Zr/Nb con estos órdenes de magnitud para los volcánicos de la cuenca de Arperos, en la que es incluida la parte inferior del GAP, fueron interpretadas (Freydier *et al.*, 1996) como el resultado de mezcla de fuentes de manto de OIB y MORB tipo N en un contexto de océano abierto con dorsal asísmica cerca de un centro de expansión. La relación Zr/Nb es indudablemente un discriminante litotectónico importante (Wilson, 1989), y puede indicar efectivamente mezcla de fuentes heterogéneas de manto. Pero dado que las relaciones Zr/Nb tienen más afinidad con basaltos de cuenca trasarco (e.g. Saunders y Tarney, 1979; Saunders *et al.*, 1980; Basaltic Volcanism Study Project, 1981), la mezcla de fuentes magmáticas pudo haberse dado en un contexto de cuenca trasarco y no en una cuenca oceánica abierta.

Magmatismo con afinidades de MORB tipo N a OIB ha sido documentado en ambientes de cuenca trasarco (Volpe *et al.*, 1988; Wilson, 1989; Nakamura *et al.*, 1989; Pouclet *et al.*, 1995; Hawkins, 1995), aunque la geoquímica de basaltos de cuenca trasarco es compleja y su petrogenesis puede involucrar fuentes heterogéneas de manto y componentes de zona de subducción (Wilson, 1989). Pequeños grados de fusión parcial de una fuente homogénea en cuencas trasarco pueden generar volcanismo con afinidades de OIB o WPB (Wilson, 1989). Magmatismo alcalino en contextos de cuenca trasarco también ha sido interpretado como una mezcla de magmas formada por un grado relativamente alto de fusión parcial de una pluma de manto profundo enriquecido y un grado pequeño de fusión parcial de una fuente de MORB empobrecido (Nakamura *et al.*, 1989), o como producto de diferente grado de mezcla entre astenósfera empobrecida y componentes de manto enriquecido que pudo haber sido incorporado al manto litosférico subcontinental (Pouclet *et al.*, 1995).

En resumen, los volcánicos submarinos de la parte inferior y superior del GAP son geoquímicamente indistinguibles, y consecuentemente corresponden a una misma serie magmática toleítica con afinidad de basaltos toleíticos intraplaca o MORB tipo E. Con estas características geoquímicas, las rocas volcánicas del GAP son comparables con un volcanismo submarino de cuenca trasarco, y difieren substancialmente de las rocas metavolcánicas subyacentes del ETJ que corresponden a un contexto de arco volcánico evolucionado o de margen continental activa.

III.4.7 Interpretación litotectónica del GAP

Las rocas volcánicas submarinas de la parte inferior y superior del GAP, con base esencialmente en datos geoquímicos, fueron previamente interpretadas como correspondientes a unidades litotectónicas diferentes. Así, rocas correspondientes a la parte inferior del GAP, en el área de Arcelia, fueron interpretadas como la cubierta sedimentaria de un arco de islas intraoceánico evolucionado (subterreno Teloloapan) del Hauteriviano-Cenomaniano (Talavera-Mendoza *et al.*, 1995), en el cual también se incluye al ETJ; mientras que la parte superior del GAP fue agrupada como subterreno Arcelia-Palmar Chico, e interpretada como un sistema de arco de islas primitivo-cuenca oceánica trasarco del Albiano-Cenomaniano cabalgando al subterreno Teloloapan (Talavera-Mendoza *et al.*, 1993; 1995). Para Freydier *et al.* (1996), la parte inferior del GAP, por su volcanismo submarino con afinidad de OIB a MORB, y valores de $\epsilon_{Nd(i)} = +7.8$ a $+10.9$ corresponde al segmento más meridional de una cuenca oceánica abierta con dorsal asísmica (cuenca de Arperos) del Valanginiano, la cual evolucionó a una zona de sutura entre un arco volcánico primitivo intraoceánico (terreno Guerrero) del Jurásico Superior-Cretácico Inferior y una margen pasiva de Norteamérica durante el Campaniano (Freydier *et al.*, 1996). Para estos mismo autores, la parte superior del GAP fue considerada la porción más oriental del arco intraoceánico primitivo del terreno Guerrero yuxtaponiéndose tectónicamente sobre la cuenca de Arperos. Sin embargo, la geología regional, y los datos litoestratigráficos, cronoestratigráficos y geoquímicos discutidos aquí, son más consistentes con una cuenca trasarco (*e.g.* Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 1998) para las secuencias del GAP, que con una cuenca oceánica abierta.

La parte inferior del GAP, predominantemente sedimentaria, con facies de carbonato margoso, calcarenita, arenisca y arenisca conglomerática turbidíticas (*facies clase A, B, C*; Pickering *et al.*, 1986) con componentes de rocas metamórficas del ETJ hacia el contacto con este, sugiere un depósito de aguas relativamente profundas en los bordes de la cuenca. El basamento de la cuenca puede ser el ETJ directamente, o este ser un terreno adyacente que aportó componentes clásticos al relleno de la cuenca desarrollada sobre una corteza transicional. Levantamientos de basamento, o remanentes de arcos que suministran sedimentos a cuencas adyacentes sugieren un contexto de cuenca trasarco-margen continental (*e.g.* Marsaglia *et al.*, 1992; 1995;

Marsaglia, 1995), y no un ambiente de cuenca oceánica abierta. El GAP tiene una progresión hacia arriba a depósitos de aguas más profundas (sedimentos silícicos y tobáceos, caliza micrítica) con intercalaciones de lavas basálticas submarinas y afinidad MORB tipo E, o basalto toleítico intraplaca (volcánicos de la parte inferior), lo cual implica subsidencia de la cuenca posiblemente asociada a un proceso de expansión y adelgazamiento de corteza trasarco con influjo de volcánicos (*e.g.* Carey y Sigurdsson, 1984; Marsaglia, 1995).

La parte superior del GAP, predominantemente volcánica, cuya afinidad geoquímica también corresponde a MORB tipo E o basalto toleítico intraplaca, puede ser la expresión plena del volcanismo en la cuenca trasarco y la culminación del ciclo de la formación de la cuenca. Los depósitos pelágicos (sedimentos arcillosos, silícicos y tobáceos) intercalados y los bancos calcáreos de aguas someras depositados sobre los promontorios volcánicos submarinos superiores implican un escenario con alta subsidencia. En este contexto los cuerpos máficos con cúmulos ultramáficos hornblendíticos pueden ser interpretados como correspondientes a antiguas cámaras magmáticas alimentadoras del volcanismo submarino. La presencia de cuerpos peridotíticos serpentinizados en el GAP puede estar relacionada al adelgazamiento y/o desgajamiento de la corteza subyacente en un contexto de cuenca trasarco. El emplazamiento posterior como cuñas tectónicas en niveles superiores de serpentinita, posiblemente ocurrió durante el cierre y deformación de la cuenca a lo largo de estructuras imbricadas de compresión.

Por otro lado, las edades de meseta $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 103.1 ± 1.3 Ma y 93.6 ± 0.6 Ma para las rocas volcánicas de la parte inferior y superior del GAP, respectivamente, aunadas a sus características geoquímicas similares, sugieren continuidad del mismo volcanismo submarino en los diferentes niveles estratigráfico-estructurales del GAP. Esta continuidad está representada por períodos alternos de volcanismo con sedimentación de carbonatos y terrígenos durante el Albiano y Cenomaniano. El volúmen de los volcánicos submarinos extravasados fue aumentando hasta llegar a su expresión máxima probablemente durante el Cenomaniano, como lo indican los paquetes volcánicos gruesos de la parte superior del GAP. Con base en estas consideraciones, las rocas de la parte inferior y superior del GAP se interpretan como correspondientes a una sola unidad litoestratigráfica, cuya afinidad

litotectónica es de un sistema de cuenca trasarco (cuenca de Arcelia), aunque su extensión tanto lateral como longitudinalmente se desconoce por ahora.

Por último, y a manera de una gran síntesis de todo lo que hasta ahora se ha mencionado y discutido sobre la geología de la región de Tejupilco, en la Figura 34 se muestra de manera esquematizada la columna litoestratigráfica de esta región, señalando aspectos estructurales geoquímicos e isotópicos importantes.

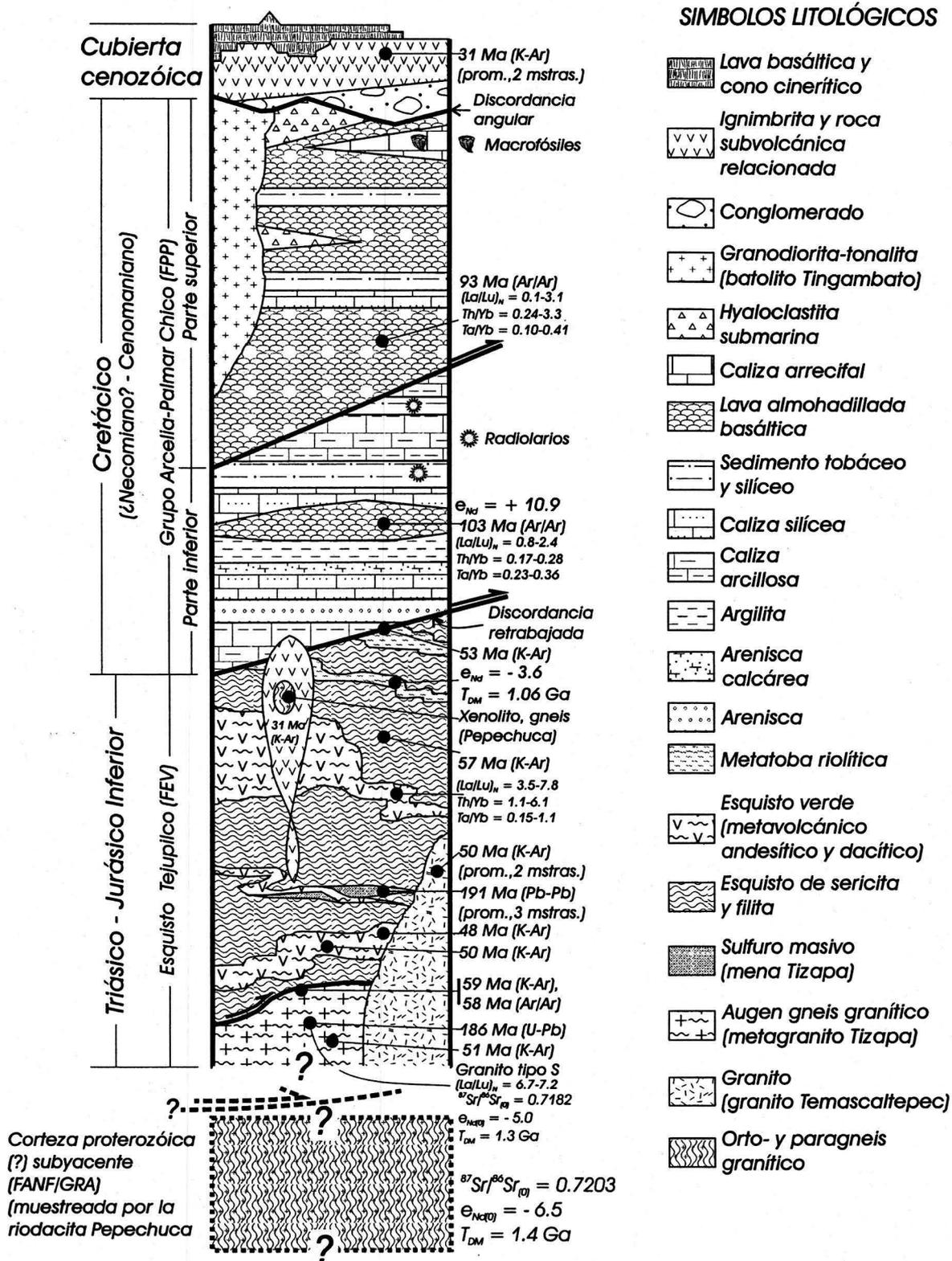


Figura 34. Columna litoestratigráfica esquemática del terreno Guerrero en la región de Teapulilco. Para la discusión de las edades isotópicas y los diferentes aspectos geoquímicos, estratigráficos, metamórficos y estructurales ver el texto. Los espesores de las diferentes unidades litológicas no están a escala. FANF/GRA, FEV, FPP = metamorfismo de facies de anfibolita/granulita, esquisto verde, y prenitapumpellyta, respectivamente.

IV GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La historia estructural de las rocas precenozoicas de la región de Tejupilco varía claramente en función de los niveles estructurales expuestos, siendo más compleja en los niveles inferiores. La complejidad de la geometría estructural no sólo está en función de los niveles expuestos, sino también varía de acuerdo a la litología involucrada. A continuación se discuten los diferentes elementos estructurales de las unidades precenozoicas de la región, cuyas proyecciones estereográficas se muestran en la Figura 35. Dado que en el esquisto Tejupilco se reconocen tres fases de deformación, y en el grupo Arcelia-Palmar Chico sólo dos, cuya correlación con las de las rocas subyacentes no es clara, estas fases se describen como D_{T1} , D_{T2} , D_{T3} , y D_{A1} , D_{A2} , respectivamente.

IV.1 Esquisto Tejupilco (ETJ)

El ETJ es una secuencia polideformada de más de 2000 m de espesor que aflora en el núcleo del anticlinal mayor de Tejupilco (levantamiento o “pliegue de fondo”, de Cserna, 1982). El ETJ en general manifiesta mesopliegues apretados e isoclinales recostados y con una foliación de plano axial notable definida por asociaciones metamórficas en facies de esquisto verde. Como en la mayoría de los terrenos polideformados, en el ETJ las relaciones inequívocas de sobreposición de plegamientos sólo se observan claramente en algunos afloramientos. Estas relaciones estructurales se definen bastante bien en los metasedimentos del ETJ, litología que ha preservado mejor la historia tectónica de la región. Por ejemplo, en el área de San Hipólito-Sultepequito, localidades SH7 y SH23 (Figuras 14A, 36 y 37), secuencias con alternancias finas de metapelitas y metapsamitas presentan un patrón complejo de plegamientos sobrepuestos a partir de los cuales se pueden deducir al menos tres fases de deformación dúctil.

La primera fase de deformación (D_{T1}) está definida por un plegamiento isoclinal (F_{T1}) sólo observable por las charnelas preservadas en horizontes o capas más competentes ricas en cuarzo (cuarzofilitas y/o metapsamitas) (Figuras 36 y 37). F_{T1} está asociado a una foliación de plano axial penetrante (S_{T1}) definida esencialmente por la cristalización metamórfica de mica blanca + cuarzo \pm clorita (M_{T1}). La segunda fase de deformación (D_{T2}) consiste en el



Universidad Nacional
Autónoma de México

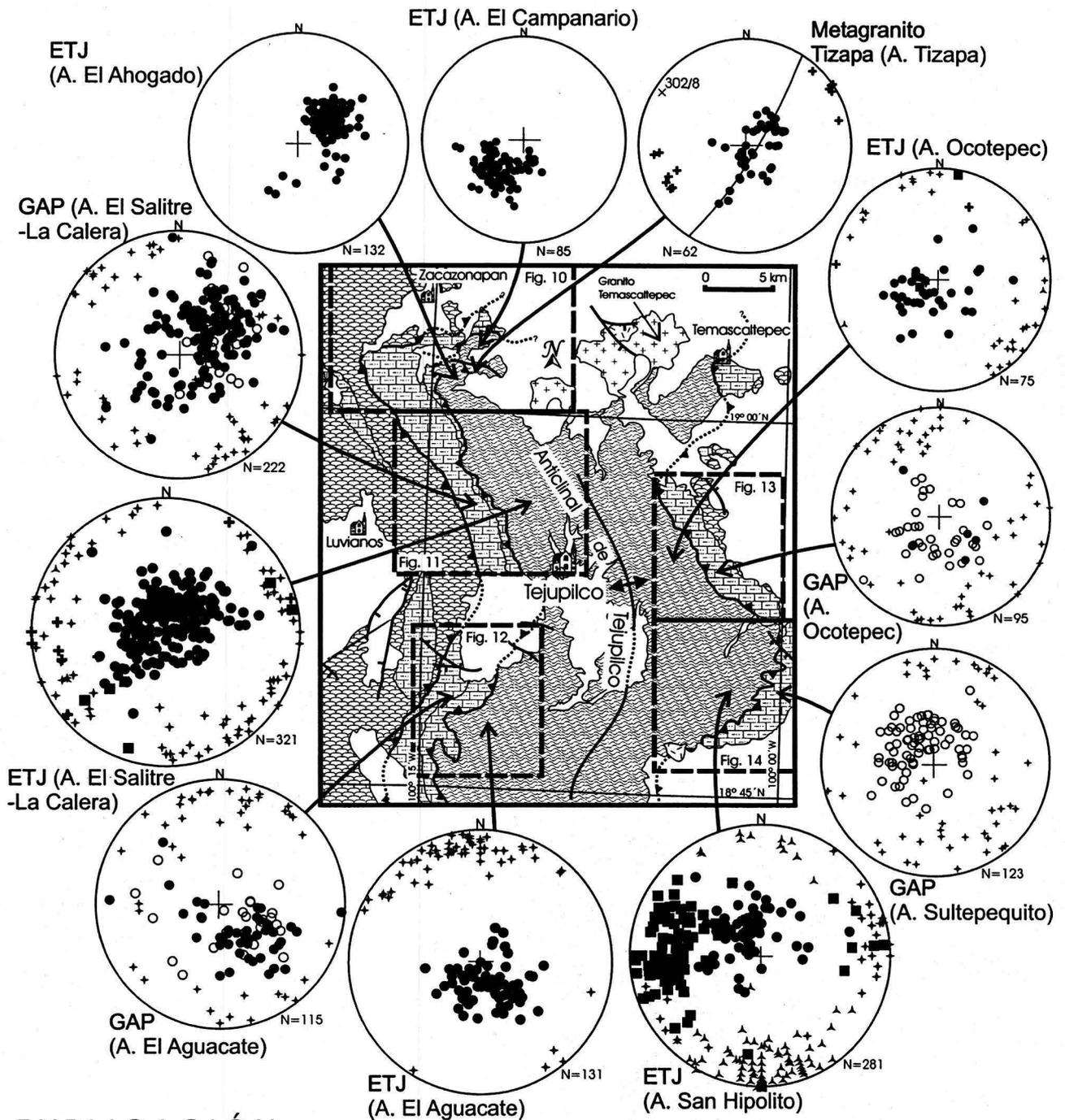


UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

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.



EXPLICACIÓN

- Cubierta cenozoica
- Intrusivo riolítico oligocénico
- Granito eocénico

Grupo Arcelia-Palmar Chico (GAP)
(Cretácico)

- Rocas volcánicas submarinas
- Caliza, arenisca y pizarra

Esquisto Tejupilco (ETJ)
(Triásico-Jurásico Inferior)

- Filita, esquisto de mica, esquisto verde

- Falla normal
- Falla inversa
- Eje de anticlinal

En proyección estereográfica:

- Polo de estratificación
- Polo de foliación (S_{A1} en GAP, S_{T2} en ETJ)
- Polo de foliación (S_{T3})
- Eje de pliegue menor (F_{A1} en GAP, F_{T2} en ETJ)
- Eje de pliegue menor (F_{T3})
- Lineación mineral

Figura 35. Proyecciones estereográficas equiareales de elementos estructurales en las rocas del esquisto Tejupilco, metagranito Tizapa y grupo Arcelia-Palmar Chico en áreas diferentes de la región de Tejupilco. El detalle geológico-estructural de las áreas en los recuadros se puede ver en las figuras señaladas.

plegamiento de F_{T1} y S_{T1} , con el desarrollo de pliegues apretados e isoclinales, recostados a suavemente inclinados, con ejes de pliegue subhorizontales a suavemente inclinados (F_{T2}), hacia prácticamente todas las direcciones (Figura 35), y con una segunda foliación de plano axial penetrante (S_{T2}) aparentemente paralela a S_{T1} . S_{T2} está compuesta fundamentalmente por recristalización de mica blanca + clorita (\pm biotita) + cuarzo (M_{T2}). La tercera fase de deformación (D_{T3}) está representada por pliegues tipo *chevron*, *kink bands* a escalas diferentes, y por pliegues angulares asimétricos, con planos axiales fuertemente inclinados con vergencia hacia el W, y con ejes de pliegue subhorizontales a suavemente inclinados hacia el S y N (F_{T3}) que repliegan a las estructuras anteriores (Figuras 36 y 37). No se observa foliación penetrante asociada a F_{T3} , sólo crucero de fractura (*fracture cleavage*) o crucero de plisamiento (*crenulation cleavage*) (S_{T3}) donde F_{T3} es apretado. La geometría de las tres fases de plegamiento sobrepuesto y de los diferentes elementos estructurales, derivada del análisis detallado de las localidades SH7 y SH23 (Figuras 14A, 36 y 37), se muestra en la Figura 38. Como se puede notar claramente, al menos en las localidades mencionadas, el paralelismo entre F_{T1} y F_{T2} , con pliegues isoclinales a apretados con zonas de charnela cortas y flancos de pliegue largos, con foliaciones paralelas a la estratificación (S_{T0}) en los flancos de pliegue, no sólo hace extremadamente difícil distinguir a S_{T1} de S_{T2} , sino también dificulta mucho reconocer F_{T1} en afloramiento. Por esta razón, S_{T1} y F_{T1} no fueron registrados sistemáticamente en el trabajo de campo. S_{T1} sólo se observó claramente a escala microscópica (Figura 15) en zonas de charnela. La foliación predominante en el ETJ, fácilmente reconocible en afloramiento y cartografiada, corresponde esencialmente a S_{T2} .

Lineación de plisamiento (*crenulation lineation*) (L_{T2}) plegada sobre la superficie deformada de S_{T2} , definiendo a F_{T3} , fue observada en muchos lugares. El análisis geométrico en proyección estereográfica de esta lineación (Figura 39A y B) sugiere un patrón de deformación por cizalla simple heterogénea para F_{T3} , cuyo plegamiento similar contiene la lineación plegada. La dirección de los movimientos diferenciales que conformaron este plegamiento varía de $060^{\circ}/22^{\circ}$ a $096^{\circ}/70^{\circ}$ en los casos donde se hizo el análisis. Por otro lado, las lineaciones definidas por la intersección de $S_{T0}(S_{T1})/S_{T2}$, ó S_{T2}/S_{T3} , por ser, en general, paralelas a ejes de pliegue menores, sirvieron para deducir la dirección e inclinación de F_{T2} y F_{T3} , respectivamente.

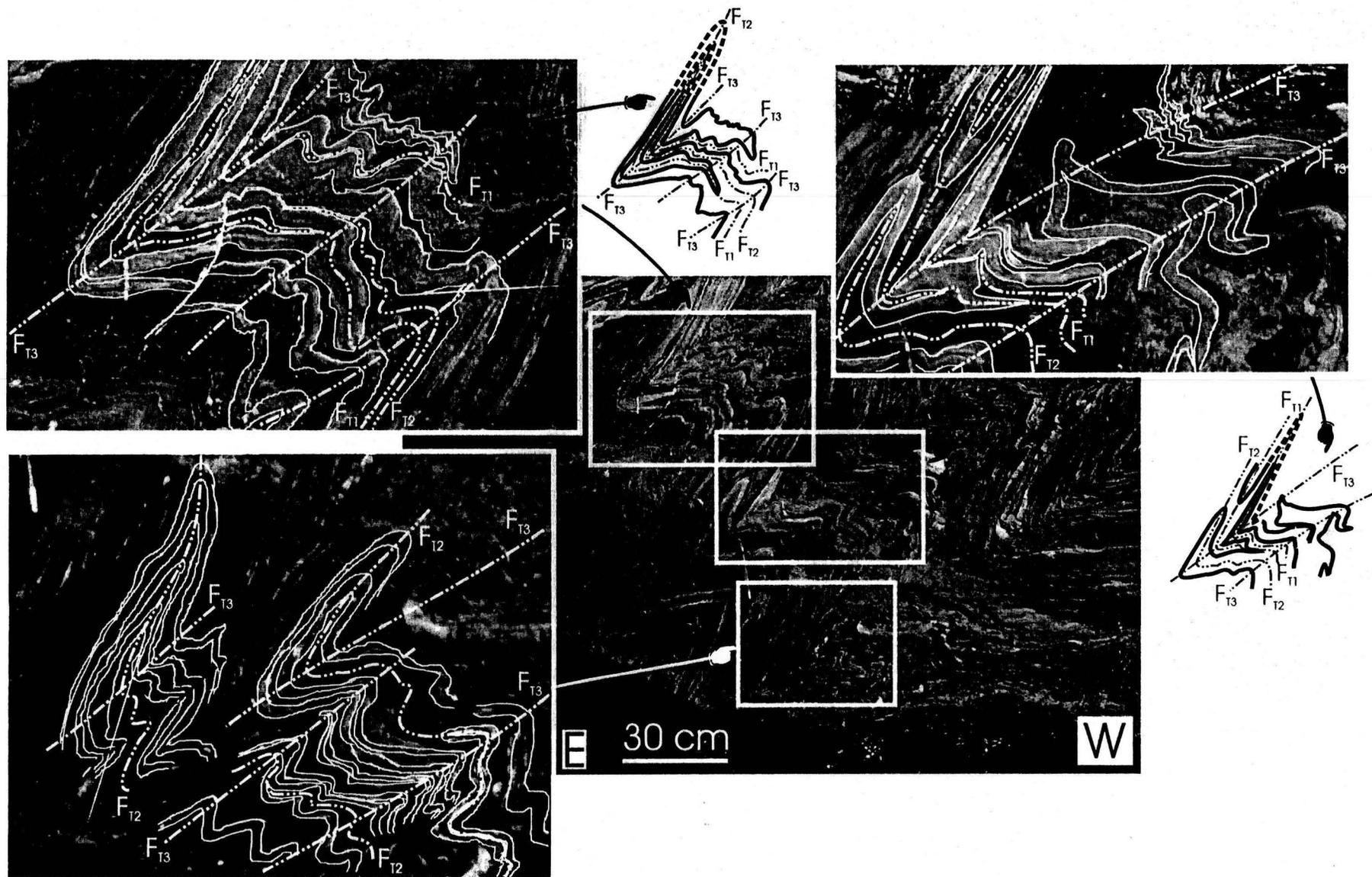


Figura 36. Detalle estructural a escala de afloramiento (Loc. SH7) del esquistu Tejupilco (alternancia fina de metapelitas y metapsamitas), área de San Hipólito-Sultepequito. De acuerdo a los modelos de interferencia de plegamientos sobrepuestos (tipo 3 de Ramsay, 1967), en esta localidad se deducen trazas axiales (F_{T1} , F_{T2} , F_{T3}) de tres etapas de plegamiento.

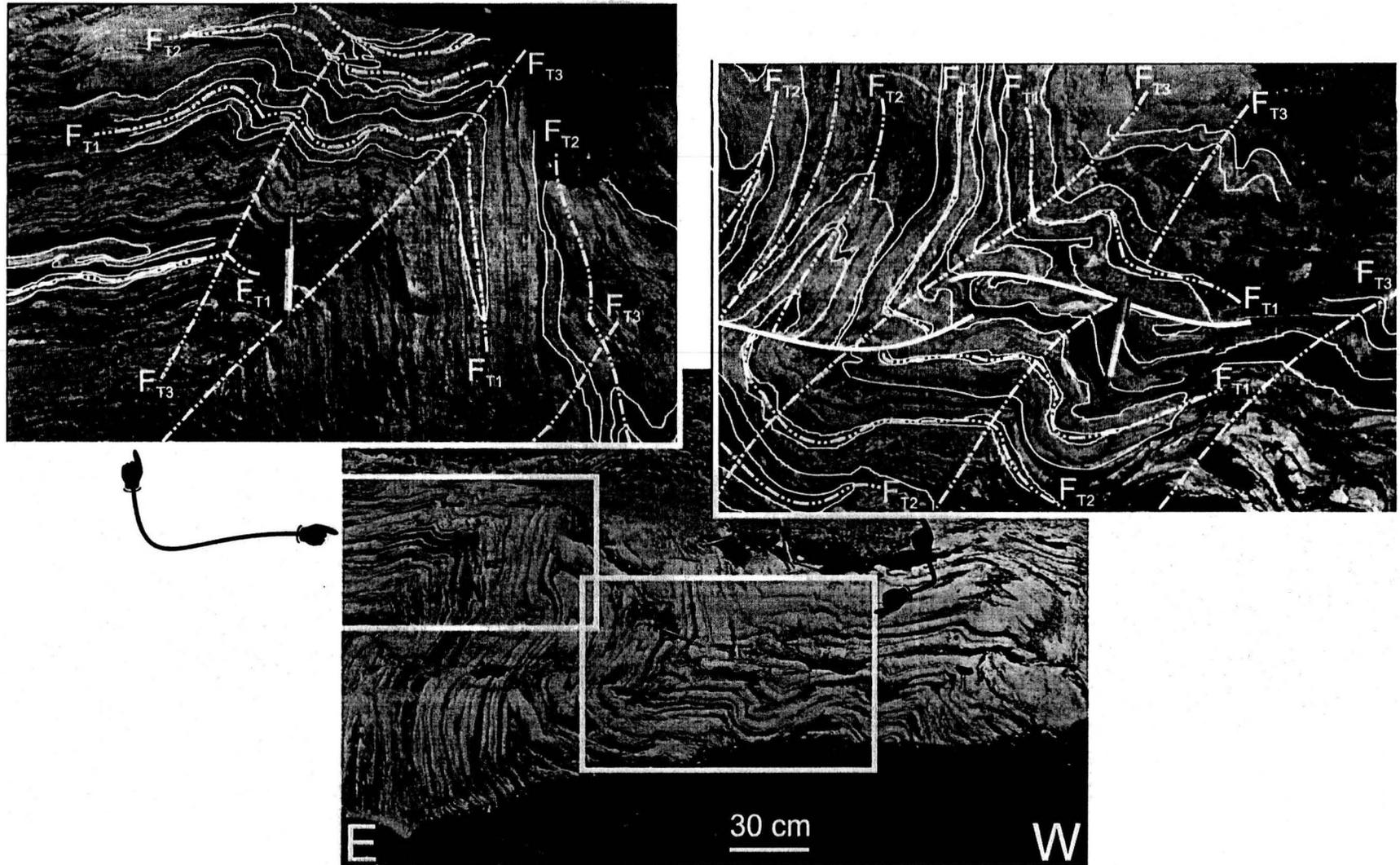


Figura 37. Otro detalle estructural del esquistu Tejupilco (Loc. SH23) en el área de San Hipolito-Sultepequito, donde se muestra la geometría de al menos tres fases de plegamiento, F_{T1} , F_{T2} y F_{T3} , en una secuencia finamente intercalada de metapelitas y metapsamitas.

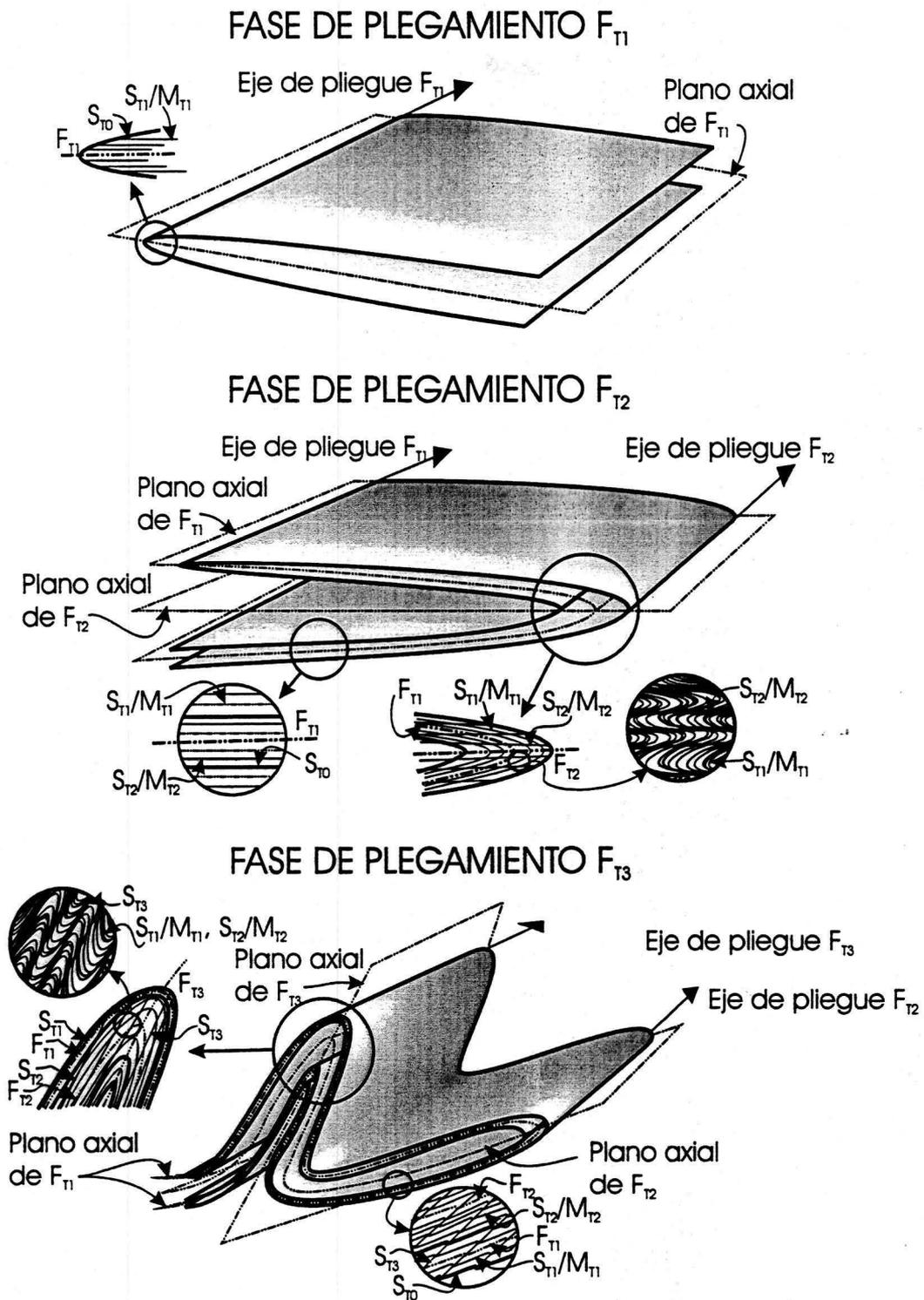


Figura 38. Esquemas que muestran las tres etapas de deformación dúctil reconocidas en el esquistos Tejuipilco y las geometrías de los diferentes elementos estructurales. Abreviaciones: F_{T1} , F_{T2} , F_{T3} , trazas axiales de pliegues de la primera, segunda y tercera etapa de deformación; S_{T0} , estratificación; S_{T1}/M_{T1} , primera foliación con cristalización metamórfica M_{T1} ; S_{T2}/M_{T2} , segunda foliación con cristalización metamórfica M_{T2} ; S_{T3} , tercera foliación.

En la litología más competente del ETJ, metarriolita, esquistos verdes de naturaleza volcánico-clástica y metagranito Tizapa (MGT), la geometría estructural es aparentemente más simple. En la metarriolita la estructura más característica a escala de afloramiento es una foliación milonítica (F_{T2} ?) fuertemente plegada (Figura 9D), definida por la orientación preferencial de cuarzo, feldespato y mica blanca. Esta roca presenta comunmente agregados policristalinos bimodales de cuarzo en donde se puede reconocer microscópicamente reliquias de cuarzo antiguo deformado, reemplazado por cristales nuevos y pequeños durante una recrystalización dinámica posterior. En algunos lugares, la metarriolita también manifiesta una estructura cataclástica compleja en la que esta roca, previamente foliada y recrystalizada, está brechada y circundada por una matriz filonítica de mica blanca con una orientación preferencial que corta a la foliación anterior. Estos rasgos petrográficos indican una historia compleja de deformación y de recrystalización para la metarriolita. En el caso de las rocas metavolcánicas, el carácter polideformado es evidenciado por fragmentos volcánicos fuertemente elongados y plegados (Figura 9E y F), lineación de plisamiento deformada por plegamiento posterior y dos foliaciones definidas esencialmente por clorita y anfíbola o clorita + anfíbola + epidota \pm clinosoizita reconocidas a escala microscópica en la matriz esquistosa de estas rocas.

El MGT, cuyas relaciones de contacto y de deformación interna fueron descritas en secciones anteriores, presenta, en general, una estructura de augengneis con una foliación milonítica (S_{G1}) y una lineación de elongación mineral definida por cuarzo y micas. La foliación y lineación, que en general tienen un comportamiento subhorizontal, son más conspicuas en donde la deformación milonítica es más intensa (Figura 23). Indicadores cinemáticos, tales como granos tipo δ y σ de feldespato y cuarzo, y superficies de cizalla tipo C, sobre planos paralelos a la lineación de elongación, observados en afloramiento, superficie pulida y lámina delgada, sugieren un sentido de cizalla de cima hacia el ENE para la deformación dúctil del MGT. La foliación milonítica (S_{G1}), definida principalmente por la recrystalización planar de cuarzo, biotita y mica blanca, probablemente corresponde a S_{T2} en las metapelitas circundantes. La foliación milonítica está plegada local pero persistentemente por *kink bands* (S_{G2}), cuya dirección de inclinación/inclinación es: $040-050^\circ/65-90^\circ$. Microscópicamente es notorio el plisamiento de esta foliación en algunos sectores. A escala megascópica, la foliación

S_{G1} y lineación del MGT están suavemente plegadas definiendo una antiforma (Figura 10B), cuya dirección de inclinación/inclinación del eje de la antiforma es: $302^\circ/08^\circ$ (Figura 35). El plisamiento microscópico de la foliación milonítica (S_{G1}), los *kink bands* mesoscópicos (S_{G2}) y el plegamiento megascópico seguramente están relacionados y corresponden a F_{T3} en los metasedimentos.

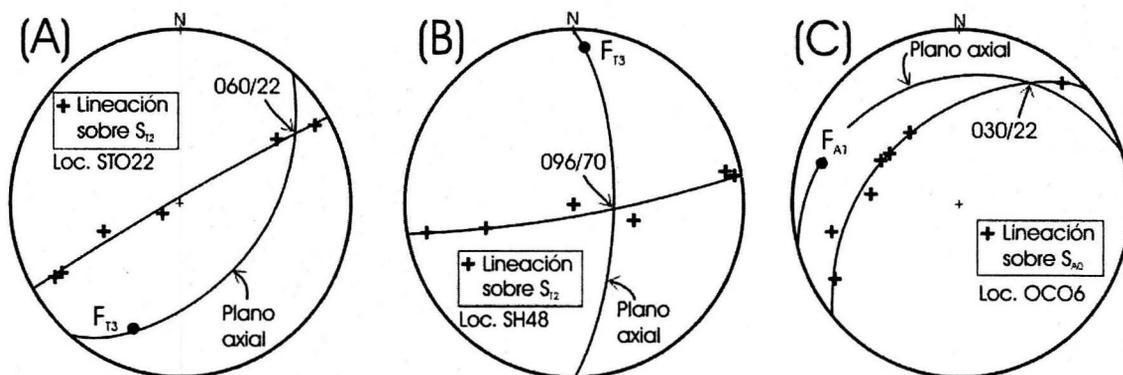


Figura 39. Proyecciones estereográficas equiareales de lineaciones deformadas. En metasedimentos del esquistos Tejupilco (A y B) la lineación deformada está sobre S_{T2} , cuyo plegamiento corresponde a F_{T3} . En calizas del grupo Arcelia-Palmar Chico (C) la lineación deformada está sobre S_{A0} cuyo plegamiento corresponde a F_{A1} . La distribución de la lineación deformada en los tres casos sugiere un plegamiento similar por cizalla simple heterogénea, mientras que la intersección de la guirnalda de la lineación con el plano axial del pliegue correspondiente indica la dirección de los movimientos diferenciales que conformaron dicho pliegue.

IV.2 Grupo Arcelia-Palmar Chico (GAP)

El GAP estructuralmente se caracteriza por apilamientos tectónicos imbricados (Figuras 10A, 11A y 12) con desplazamientos de magnitudes diferentes no cuantificados hasta ahora. Así, la deformación en la parte inferior del GAP, predominantemente calcárea, al estar sub y sobreyaciendo estructuralmente por fallas de compresión a la parte superior del GAP y al ETJ, respectivamente, es más intensa y compleja, mientras que la parte superior está notoriamente menos deformada (Figura 30). La caliza arcillosa de la porción más inferior del GAP en contacto tectónico con el ETJ (Formación Amatepec, de Cserna 1982), está convertida en un mármol milonítico con una foliación penetrante (S_{A1}) paralela a la estratificación (S_{A0}), con pliegues isoclinales subhorizontales intrafoliación (Figuras 29A, 30A y 40A), y con cristalización de mica blanca en los sectores arcillosos finamente intercalados. La geometría en

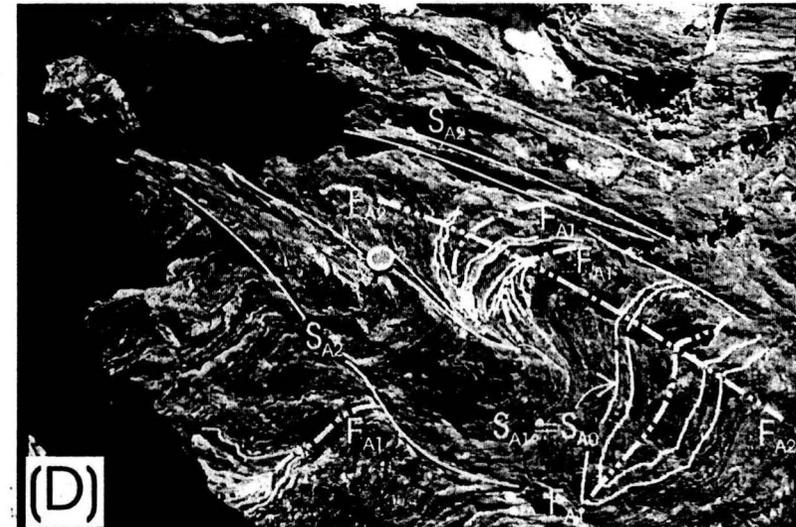
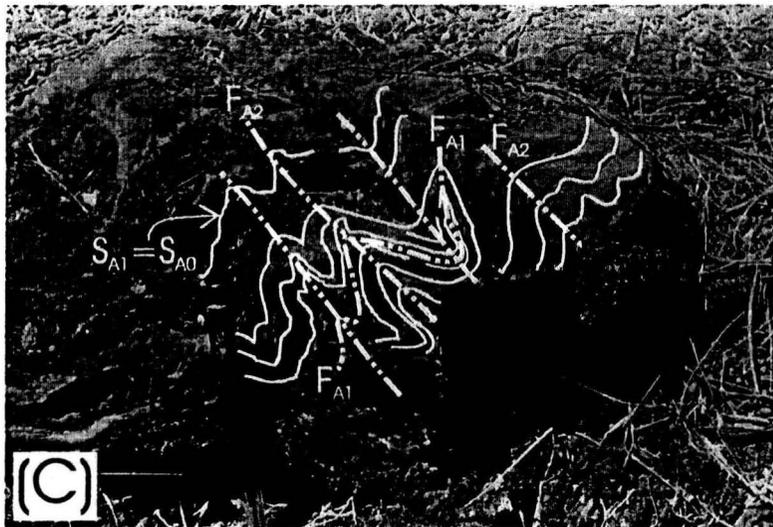
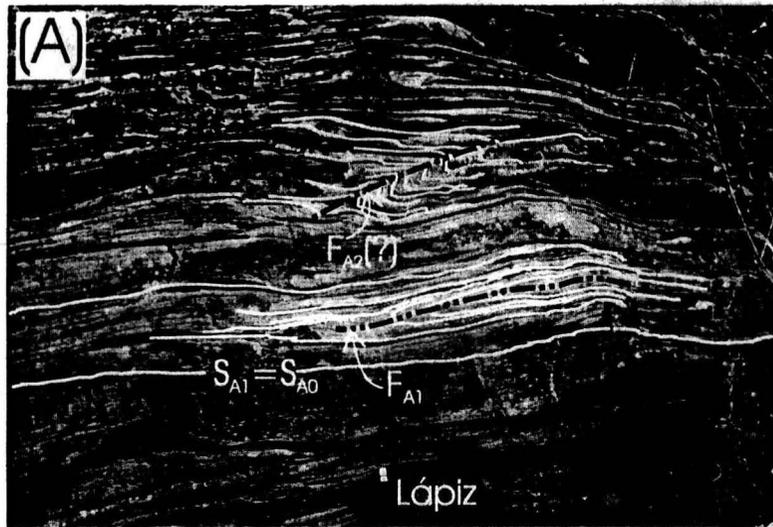


Figura 40. Detalle estructural del grupo Arcelia-Palmar Chico en su parte más inferior fuertemente deformada. **(A)**, caliza foliada ($S_{A1}=S_{A0}$) y recrystalizada con pliegue isoclinal (F_{A1}) recostado intrafoliación y un plegamiento asimétrico no penetrante de la foliación ($F_{A2?}$). **(B)**, secuencia foliada ($S_{A1}=S_{A0}$) de caliza, filita y arenisca de grano fino con pliegue isoclinal (F_{A1}) recostado intraestratificación en las capas incompetentes. **(C)**, caliza foliada ($S_{A1}=S_{A0}$) con dos fases de plegamiento (F_{A1} y F_{A2}). **(D)**, caliza foliada con finas intercalaciones de pizarra ($S_{A1}=S_{A0}$) afectadas por dos fases de plegamiento (F_{A1} y F_{A2}), y con un crucero de plisamiento espaciado (S_{A2}) paralelo a F_{A2} .

tres dimensiones de este plegamiento en algunos lugares sugiere una cinemática de cima hacia el oriente. Esta cinemática es consistente con el sentido de cizalla de cima hacia el NE previamente deducido con base en texturas cristalográficas de calcita de este mármol milonítico en las áreas de Santa Rosa (Tolson, 1993), localizada inmediatamente al norte del área El Salitre (Figura 11A), y Zacazonapan (Salinas-Prieto, 1994). Fuera de la zona de contacto GAP/ETJ, la secuencia calcárea y terrígenos intercalados de la parte inferior del GAP manifiesta un patrón de plegamiento heterogéneo y complejo en el que la competencia litológica y zonas de cizalla fueron factores importantes. Capas u horizontes incompetentes de caliza arcillosa finamente laminada (0.5-2 cm) y calcarenitas de grano fino en estratos muy delgados con plegamiento disarmónico complejo se intercalan con estratos más competentes de caliza o arenisca no plegados a escala de afloramiento. La geometría del plegamiento disarmónico interestratificado varía desde pliegues isoclinales recostados con planos axiales paralelos a S_{A0} (= S_{A1}) (Figura 40B) hasta pliegues redondeados con planos axiales perpendiculares a S_{A0} . En este plegamiento disarmónico es común observar pliegues no cilindricos con ejes y planos axiales curvos (Figura 30D), pliegues tipo funda (*sheath folds*), y geometrías (tipo 3 de Ramsay, 1967) de pliegues (F_{A1}) plegados (F_{A2}) (Figura 40C y D). En horizontes más competentes como capas de arenisca de grano medio a gruesa el plegamiento tiende a ser más abierto, aunque siempre asimétrico y con un crucero de plisamiento espaciado paralelo a los planos axiales. Zonas de cizalla afectando a sedimentos clástico-arcillosos con recristalización de cuarzo y mica blanca presentan indicadores cinemáticos como superficies S-C' (Figura 41A) y sombras de presión desarrolladas en los bordes de pirita (Figura 41B) que también indican un sentido de cizalla de cima hacia el oriente.

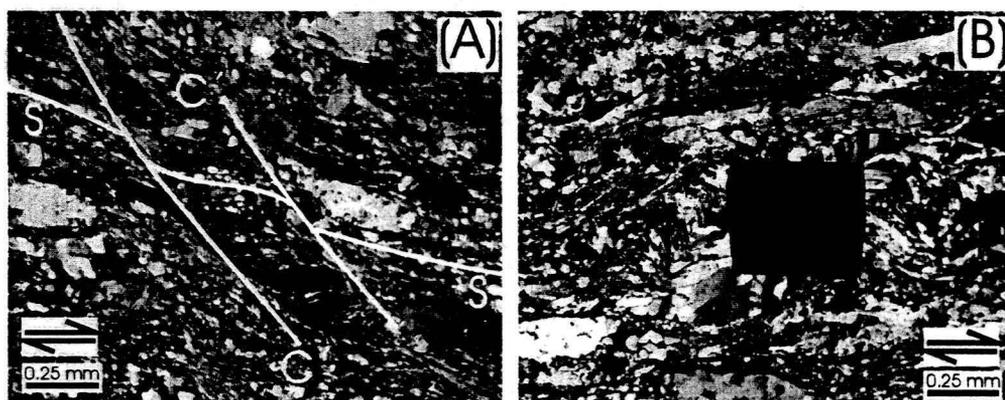


Figura 41. Superficies S-C' (A) y cristal de pirita con sombras de presión (*pressure shadows*) de cuarzo fibroso (B) en sedimentos clástico-arcillosos del grupo Arcelia-Palmar Chico en zona de cizalla con recristalización importante. En ambos casos el sentido de la cizalla en afloramiento es cima hacia el oriente.

Dado que la litología incompetente del GAP presenta una gran ductilidad con rotación y replegamiento, la dirección de los mesopliegues no cilíndricos es variable como lo demuestra la dispersión de los ejes de pliegue menores (Figura 35, F_{A1} en GAP). Esta variabilidad ha sido acentuada por las innumerables fallas locales subhorizontales e inclinadas con ángulos bajos a moderados (hasta 50-60°) que truncan y dislocan el plegamiento del GAP. A pesar de esto, en los flancos occidental y oriental del anticlinal de Tejupilco, aunque con mayor dispersión en este último flanco, los ejes de pliegue menores se inclinan (0-40°) preferentemente hacia el NW-NNE y SE-SSE, con planos axiales que varían desde subhorizontales hasta fuertemente inclinados con vergencias hacia el E y W, con un predominio claro de la vergencia hacia el W en ambos flancos. En los casos en donde claramente se pudo discernir dos etapas de plegamiento, los pliegues F_{A1} son, en general, isoclinales a apretados con planos axiales subhorizontales a suavemente inclinados, en tanto que los correspondientes a F_{A2} se caracterizan por ser angulares o redondeados cerrados a abiertos, con planos axiales curvos moderada a fuertemente inclinados, con una componente de rotación hacia el poniente dominante, y con un desarrollo incipiente de crucero de fractura o crucero de plisamiento espaciado (S_{A2}) (Figura 40D). En muchos casos, sin embargo, en el plegamiento disarmónico entre estratos se observan diferentes etapas de evolución y rotación de pliegues en donde, a lo largo de una o varias capas, se puede ver la transición de pliegues pequeño tipo S o Z, con un desarrollo incipiente y con planos axiales oblicuos a S_{A0} , a pliegues isoclinales bien desarrollados, con planos axiales paralelos a S_{A0} (Figura 40A y B).

Muchos de estos pliegues isoclinales, al poderlos examinar en tres dimensiones, resultan ser estructuras no cilíndricas que corresponden a secciones longitudinales de pliegues tipo funda bien desarrollados. La desarmonía evidente entre horizontes o capas es debido a que muchas de estas actuaron como zonas de cizalla dúctil con una deformación progresiva de cizalla simple. El desplazamiento entre capas con componente rotacional es indicado por una lineación oblicua plegada tipo *slickenside* y de elongación sobre las zonas de charnelas de muchos de los pliegues F_{A1} . Uno de estos ejemplos de lineación plegada en el GAP (Figura 39C) indica plegamiento similar debido a cizalla simple heterogénea con una dirección de 030°/22° para los movimientos diferenciales. Toda esta geometría estructural indica que gran parte del plegamiento (F_{A1} y F_{A2}) en el GAP, al menos en su parte inferior, puede ser producto

de una deformación continua o progresiva no coaxial en la que el comportamiento reológico heterogéneo de la secuencia, con diferentes grados de plasticidad entre capas u horizontes estratigráficos, fue un factor fundamental.

Hacia los niveles estratigráficos superiores, la deformación disminuye notablemente, principalmente en la litología más competente. Por ejemplo, las lavas almohadilladas intercaladas de la parte inferior del GAP, que conforman un miembro lenticular de 12 km de largo por 50-250 m de espesor (Figura 11A), presentan pliegues muy abiertos con una orientación NNW en algunos lugares. En los bordes de este cuerpo lenticular las rocas volcánicas almohadilladas están aplastadas, con un desarrollo de foliación burda no penetrante hacia los contactos con los sedimentos circundantes, en tanto que en la parte central las lavas prácticamente no presentan deformación. En los niveles superiores del GAP las rocas volcánicas submarinas, que tienen un espesor mayor a 1000 m, a escala de afloramiento no presentan rasgos claros de deformación dúctil (Figura 30E y F), aunque la espilitización y la posición normal de las lavas en todos los casos son evidentes. Estructuras frágiles tardías como fracturas y superficies de corrimiento subhorizontales y con inclinaciones moderadas con desplazamientos locales (métricos a decamétricos) se observan no sólo en todo el espesor del GAP sino también en el ETJ.

IV.3 Correlación e interpretación estructural

La naturaleza polideformada del ETJ ya había sido reconocido desde hace un poco más de dos décadas (Elías-Herrera, 1981; de Cserna, 1982), y corroborada posteriormente (Salinas-Prieto, 1994). Sin embargo, el significado tectónico de la deformación múltiple en el esquisto no había sido abordada hasta ahora. El plegamiento sobrepuesto definido por D_{T1} y D_{T2} en el ETJ (modelo de interferencia tipo 3 de Ramsay, 1967), implica dos fases de plegamiento con ejes de pliegues paralelos o casi paralelos, y con planos axiales no paralelos, en las que pliegues isoclinales recostados (F_{T1}) fueron replegados apretada o isoclinalmente (F_{T2}), haciendo muy difícil o veces imposible reconocer las charnelas de F_{T1} . No se sabe si D_{T1} y D_{T2} corresponden a fases de deformación independientes que ocurrieron en tiempos diferentes. Sin embargo, dado que manifiestan la misma geometría, son coaxiales, y prácticamente se desarrollaron bajo

las mismas condiciones de metamorfismo de bajo grado, se pueden interpretar como pulsos compresivos tectonotérmicos del mismo evento orogénico sin cambios importantes en el campo de esfuerzos. En este escenario, con los datos actuales no se puede establecer si la cristalización y la deformación dúctil del MGT (D_{G1}) fue sintectónica con D_{T1} o D_{T2} , o si su emplazamiento ígneo fue posterior a D_{T1} y D_{G1} y corresponde a D_{T2} . Las características petrográficas del MGT, como fue señalado en sección anterior, indican esencialmente una deformación dúctil en estado sólido bajo condiciones metamórficas comparables a la parte alta de la facies de esquistos verdes, congruente con la deformación y el metamorfismo dominante ($D_{T2}/F_{T2}/S_{T2}/M_{T2}$) en los metasedimentos circundantes. Esto sugiere que D_{T2} y D_{G1} probablemente ocurrieron durante la fase de enfriamiento del MGT, por lo que estos eventos, como ya se ha mencionado, prácticamente quedarían fechados con la edad U-Pb de 186 Ma del MGT. Si esto es correcto, la dirección del transporte tectónico de D_{T2} es hacia el ENE, a juzgar por la cinemática del MGT, lo cual es consistente con la dirección de la lineación de elongación mineral en los metasedimentos del ETJ. Al evento orogénico que incluye las dos fases de deformación dúctil con metamorfismo asociado ($D_{T1}/F_{T1}/S_{T1}/M_{T1}$ y $D_{T2}/F_{T2}/S_{T2}/M_{T2}$) en el ETJ, y al emplazamiento y deformación milonítica del MGT ($D_{G1}/S_{G1}/M_{G1}$), se denomina aquí como orogenia Náhuatl (Figura 42). De acuerdo a los datos geocronológicos U-Pb discutidos anteriormente, este evento orogénico ocurrió durante el Toarciano (180-190 Ma, Jurásico Temprano-tardío). A escala regional, la orogenia Náhuatl corresponde al evento de colisión arco-continente postulado en la evolución tectónica pre-Jurásico Tardío para el suroccidente de México, y también incluye a la deformación y al metamorfismo regional de bajo grado del complejo Arteaga.

Con respecto al GAP, los mismos rasgos estructurales de la deformación dúctil de esta unidad (D_{A1}/F_{A1} y D_{A2}/F_{A2}) descritos aquí, han sido documentados en otras áreas aledañas de la región en rocas correlacionables, e interpretados como dos eventos tectónicos que pueden estar o no relacionados entre sí (Salinas-Prieto, 1994; Salinas-Prieto *et al.*, 2000; Cabral-Cano *et al.*, 2000; Tolson y Fitz, 2003). Por ejemplo, en la región de Arcelia-Teloloapan la primera fase de deformación D_1 (D_{A1} en este trabajo) en las rocas sedimentarias cretácicas de "la unidad de Teloloapan", se caracteriza por una foliación penetrante paralela a los planos axiales de pliegues isoclinales, con una dirección de transporte tectónico hacia el oriente, y se relaciona

con el cabalgamiento de las secuencias de arco del terreno Guerrero sobre la plataforma calcárea Morelos-Guerrero durante el Cretácico Tardío-Paleoceno (orogenia Laramide) (Salinas-Prieto, 1994; Salinas-Prieto *et al.*, 2000). Para estos autores, D₂ (D_{A2} en este trabajo) consiste en un crucero de plisamiento asociado a un plegamiento con vergencia hacia el poniente (*back folding*), y no sólo afecta a las secuencias de arco sino también a la plataforma calcárea. D₂ es interpretada como un evento tectónico del Paleoceno tardío-Eoceno (?) pre-Formación Balsas que puede ser consecuencia de un empuje hacia atrás (*back thrust*) del engrosamiento cortical orogénico producido por D₁ (Salinas-Prieto, 1994; Salinas-Prieto *et al.*, 2000). Alternativamente, Cabral-Cano *et al.* (2000) consideran que toda la deformación dúctil de la región de Arcelia-Teloloapan, tanto en las rocas metamórficas como en las unidades sedimentarias cretácicas sobreyacentes, se puede explicar por medio de dos fases de deformación del Cretácico Tardío-Paleoceno, sin necesidad de acreción de terrenos exóticos. Para Cabral-Cano y colegas la primera deformación (D₁), la más predominante y conspicua, es caracterizada por pliegues apretados a isoclinales y cabalgaduras con una dirección de transporte tectónico hacia el NE (orogenia Laramide); la segunda (D₂), restringida a la porción occidental de la región, corresponde a un plegamiento abierto con dirección de transporte tectónico hacia el SW, y se relaciona con el colapso extensional por gravedad del apilamiento orogénico producido por D₁. En el área contigua de Valle de Bravo, estas dos mismas fases de deformación en la secuencia sedimentaria de la parte inferior del GAP han sido descritas recientemente (Tolson y Fitz, 2003). D₁ está representada por una foliación de plano axial asociada a pliegues isoclinales subhorizontales o ligeramente inclinados hacia el NW, mientras que D₂ consiste en un crucero de plisamiento espaciado paralelo a los planos axiales de pliegues asimétricos con vergencia hacia el SW que pliegan a las estructuras anteriores (Tolson y Fritz, 2003).

En este estudio se considera que las características estructurales de la deformación dúctil en el GAP indican una deformación progresiva importante con el desarrollo de estructuras sobrepuestas que, debido a cambios en el campo de esfuerzos, tasa de deformación y la competencia de la litología involucrada, adquirieron geometrías diferentes con cambios en las direcciones de ejes y planos axiales de pliegues. La deformación progresiva del GAP con sus fases inicial y final (D_{A1} y D_{A2}) (Figura 42) corresponde esencialmente a la orogenia Laramide,

la cual, como se discute más adelante, probablemente inició en el Cenomaniano-Turoniano y terminó a principios del Maastrichtiano en esta porción del sur de México, siendo parcialmente contemporánea con la orogenia Sevier del poniente de estados Unidos (DeCelles, 1994; DeCelles y Mitra, 1995). Localmente D_{A1} está relacionada con el cierre de la cuenca trasarco de Arcelia, plegamiento y cabalgamiento del GAP sobre el ETJ. El traslape tectónico del GAP sobre el ETJ, a juzgar por la ventana erosional del levantamiento o anticlinal mayor de Tejupilco (Figura 35), es por lo menos de 20 km. Es de mencionar aquí que el contacto entre el GAP y el ETJ fue originalmente interpretado como una discordancia mayor afectada solamente por corrimientos locales de alrededor de 1 km en el flanco occidental del levantamiento (de Cserna, 1982). Sin embargo, en ambos flancos de la estructura el contacto presenta características de cizalla dúctil con cima hacia el oriente, lo cual apoya la idea de un contacto discordante retrabajado como una gran superficie de despegue basamento/cobertura. Ahora bien, ¿Qué grado de participación tuvo el ETJ como basamento en la deformación del GAP? En interpretaciones previas (de Cserna, 1982) se consideró que el basamento en su parte superior fue involucrado ligeramente en la deformación de la cobertura. Sin embargo, con base en los datos actuales se considera que el ETJ fue afectado en mayor medida por la orogenia Laramide. El contacto tectónico GAP/ETJ que se caracteriza como una zona de cizalla dúctil (deformación cristaloplástica o milonítica) indica que el cabalgamiento del primero sobre el segundo probablemente ocurrió a una profundidad de por lo menos 10 km asumiendo un gradiente geotérmico normal. La deformación en niveles más somero de la corteza tiende a ser frágil (Scholz, 1988). En estas condiciones el ETJ como roca del bajo (*footwall*), predominantemente metapelitas, con un coeficiente de fricción bajo, no tuvo un comportamiento rígido como se señala enseguida. Parte del plegamiento F_{T2} parece haber rotado hacia la dirección dominante de F_{A1} en los flancos del anticlinal de Tejupilco (ver proyecciones estereográficas de la Figura 35). El plegamiento mesoscópico y las cabalgaduras locales en ETJ que se muestran en las Figuras 11A, 11B y 11C, así como los pliegues menores abiertos relacionados con crucero de plisamiento espaciado y *kink bands* tanto en los metasedimentos como en el MGT (D_{G2}), correspondientes a D_{T3}/F_{T3} , se correlacionan con el cabalgamiento del GAP o D_{A1}/F_{A1} (Figura 42). En las áreas de San Hipólito y Sultepequito en donde se estudiaron con más detalle las geometrías estructurales tanto del ETJ como del GAP,

los pliegues F_{T3} son claramente paralelos a la dirección predominante de F_{A1} (Figuras 14A y 35).

El paralelismo entre elementos estructurales del ETJ y del GAP que puede observarse en los flancos del anticlinal mayor de Tejupilco contrasta notablemente con las discordancias estructurales que se dan en el cierre periclinal de este anticlinal en el área de Zacazonapan (Figura 10A). En esta parte la caliza arcillosa de la Formación Amatepec, convertida en marmol milonítico, trunca transversalmente el patrón estructural del ETJ transgrediendo varias unidades metamórficas. Una excelente localidad para observar claramente la relación mencionada es en la falda norte del Cerro de La Pila, 4 km al sur de Zacazonapan (Figura 10A). Estas variaciones en las geometrías estructurales configuran un caso típico de muchos cinturones orogénicos polideformados en donde el basamento previamente deformado, es replegado conjuntamente con su cobertura, haciendo difícil el reconocimiento de la discordancia angular cobertura/basamento en los flancos de anticlinales por la reducción de ángulos entre superficies inclinados, y exacerbando la discordancia en las zonas de charnelas, como resultado de un plegamiento sobrepuesto en superficies no paralelas (e.g. Ramsay, 1967; Ramsay y Huber, 1987).

Alternativamente, con base en la similitud aparente de las geometrías de D_{A1}/F_{A1} y D_{T2}/F_{T2} , el ETJ, como unidad de basamento, se ha interpretado que estuvo completamente involucrado en la deformación de la cobertura (Salinas-Prieto, 1994). Para este autor la deformación dúctil predominante en ETJ y D_{A1} corresponden al mismo evento orogénico laramídico, y es considerado como el evento principal de deformación dúctil en la región. Para Salinas-Prieto (1994), este evento tectónico es fechado como del Paleoceno temprano con base en una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (muscovita) de 64.1 ± 0.5 Ma para el MGT, al correlacionar la deformación milonítica del MGT (D_{G1} en este trabajo) con D_{A1} y D_{T2} . Esta interpretación, como ya se discutió en sección anterior, no es congruente con la geología de la región, en donde se observan horizontes clásticos del Cretácico Inferior con fragmentos del ETJ incluyendo clastos de granito deformado, rocas plutónicas del Maastrichtiano sin deformación dúctil e intrusionando a rocas deformadas, capas rojas del Maastrichtiano-Eoceno cubriendo discordantemente a unidades dúctilmente deformadas y metamorfizadas.

La interpretación de que D_{A1} , D_{T2} , y D_{G1} corresponden al mismo evento tectónico es también inconsistente en términos estructurales y metamórficos. D_{A1} es muy heterogénea: a escala de afloramiento, pliegues isoclinales con foliación penetrante coexisten con pliegues desarmónicos y estratos no plegadas. El metamorfismo M_{A1} relacionado a D_{A1} no es penetrante en todo el GAP, sólo es evidente en la parte inferior más cizallada e incompetente con recristalización de carbonatos, cuarzo y mica blanca en sectores calcáreos y pelíticos. Los sectores cizallados se intercalan con horizontes más competentes como arenisca o lavas donde la cristalización metamórfica es mínima. En las lavas intercaladas, el metamorfismo en facies de prehnita-pumpellyita, descrito con detalle anteriormente, es esencialmente estático. Por otro lado, D_{T2} y M_{T2} (facies de esquisto verde) son penetrantes en todo el ETJ, tanto en sectores competentes como incompetentes. Invocar un aumento en la intensidad de la deformación y metamorfismo regional hacia niveles corticales inferiores para explicar una continuidad estratigráfica, estructural y metamórfica aparente entre el GAP y ETJ, implicaría un paleogradiente geotérmico muy alto, lo cual no se ve reflejado en la mineralogía metamórfica del ETJ.

En cualquier caso, es evidente que el ETJ como basamento pre-Jurásico Superior fue involucrado en menor o mayor medida en la orogenia Laramide, como también lo sugieren algunos datos geocronológicos: edades tales como 89 ± 2 Ma (K-Ar, roca entera) en una filonita compuesta esencialmente de mica blanca, en el área de Tlalpujahuá, 86 ± 8 Ma (Rb-Sr, isócrona de 7 puntos) en esquisto/filita del área de Almoloya de Alquisiras, y 79 ± 5 Ma (muscovita cromífera) en esquisto del área de Tlatlaya (Tabla 6), pueden interpretarse como rehomogenizaciones isotópicas ligadas a la orogenia Laramide en la región. Por otro lado, edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (muscovita) del Paleoceno para el MGT (Salinas-Prieto, 1994; Elías-Herrera, 1993; Elías-Herrera et al., 2000; este trabajo) que eventualmente pueden ser interpretadas como la edad de la milonitización en el MGT (D_{G1} en este trabajo) y correlacionarse con la primera etapa de deformación dúctil en el GAP (D_{A1} en este trabajo) (e.g. Salinas-Prieto, 1994), probablemente están más relacionadas al emplazamiento de cuerpos ígneos posttectónicos, como ha sido señalado en sección anterior.

Con relación a D_{A2} , que se caracteriza esencialmente por un plegamiento asimétrico con vergencia hacia el poniente (F_{A2}) (*back folding*) y por un crucero de plisamiento asociado (S_{A2}) (Figura 42), aparentemente no afecta al ETJ. F_{A2} , con vergencia en sentido contrario a la dirección de transporte tectónico en D_{A1} , se ha interpretado como un empuje hacia atrás (*back thrust*) por el colapso del engrosamiento cortical producido por D_{A1} (Salinas-Prieto, 1994; Salinas-Prieto *et al.*, 2000; Cabral-Cano *et al.*, 2000). En este sentido, es de mencionarse que estudios experimentales sobre la deformación progresiva de sistemas de apilamientos tectónicos por cabalgaduras han demostrado que los empujes hacia atrás se desarrollan mejor cuando hay una componente baja de fricción en la superficie basal de despegue (Liu Huiqi *et al.*, 1992). La relación tectónica GAP/ETJ, como ya se ha mencionado, parece tener estas características. Sin embargo, otro escenario en donde es común el empuje hacia atrás es el de cuencas extensionales invertidas por fallamiento compresional (*e.g.* McClay y Buchanan, 1992; McClay, 1995), que también puede ser aplicado para el caso. Si es correcta la interpretación de que el GAP es el relleno de una cuenca trasarco (cuenca de Arcelia), su depósito necesariamente estuvo relacionado con hundimientos y rotaciones diferenciales de bloques de falla del ETJ y del basamento cristalino premesozoico por extensión y adelgazamiento de la litosfera. Se desconoce cual fue el papel de este fallamiento extensional durante la fase compresiva del Cretácico Tardío, pero es posible que haya sido retrabajado como fallamiento compresivo en menor o mayor medida. En este contexto de tectónica de inversión positiva (*e.g.* Coward, 1994), en la que son comunes los empujes hacia atrás y anticlinales por propagación de falla (McClay y Buchanan, 1992; McClay, 1995), el anticlinal de Tejupilco puede explicarse también por medio de un modelo de plegamiento por propagación de falla del basamento.

El anticlinal de Tejupilco (levantamiento o “pliegue de fondo”, de Cserna, 1982) es una estructura con una anchura promedio de 20 km, con buzamientos hacia el SSE y NNW (Figura 35), y cuyo eje con dirección burda N-S se puede trazar por una longitud mayor de 70 km. El anticlinal es claramente posterior a D_{A1} y D_{A2} y anterior al depósito de la Formación Balsas. En ambos flancos de la estructura se observan capas rojas subhorizontales cubriendo discordantemente al GAP. Con base en estas relaciones estratigráficas se considera que el anticlinal, como una de las fases tardías de la orogenia Laramide en la región, se desarrolló

durante el Campaniano tardío-Maastrichtiano temprano. De Cserna (1982) infirió una edad del Coniaciano tardío-Santoniano temprano para el levantamiento de Tejupilco. Como mecanismos para su formación este mismo autor argumentó movimientos laterales desde el poniente hacia el oriente a lo largo de una o varias cabalgaduras en las partes más profundas del basamento y el ascenso de cuerpos magmáticos sinorogénicos.

En el contexto de una tectónica de inversión el modelo de plegamiento por propagación de falla del basamento para el anticlinal de Tejupilco es factible. Aunque es difícil establecer claramente el nivel de corteza involucrado, en este modelo se infiere que el basamento cristalino premesozoico no expuesto participó en la deformación laramídica tomando en consideración las dimensiones del levantamiento de Tejupilco, y al hecho de que escamas tectónicas de serpentinita están asociadas al fallamiento laramídico en la región. El involucramiento del basamento pudo ser por *buckling* debido a acortamiento horizontal sobre fallamiento cóncavo hacia arriba y/o plegamiento por propagación de falla (e.g. Stone, 1993; Coward, 1994; Mitra y Mount, 1998; Bump, 2003). El fallamiento en el basamento premesozoico puede corresponder a fallas lítricas extensionales (adelgazamiento de la corteza y desarrollo de la cuenca trasarco) posteriormente reactivadas (invertidas) en compresión (engrosamiento de la corteza y cierre de la cuenca). En esta tectónica de inversión, el plegamiento al nivel de corteza media del basamento premesozoico (*thick-skinned structure*) fue propagado al ETJ y GAP como unidades sobreyacentes, una vez que el GAP, como unidad coextensional, fue traslapado tectónicamente sobre el ETJ como unidad preextensional. Este tipo de modelos de inversión han sido propuestos recientemente para levantamientos laramídicos con involucramiento de basamento en las Montañas Rocallosas del poniente de Estados Unidos (Marshak *et al.*, 2000; Bump, 2003).

En suma, se reconocen tres fases de deformación dúctil en el ETJ y dos en el GAP. Las primeras dos fases del ETJ son plegamientos isoclinales recostados con foliación axial penetrante y metamorfismo regional en facies de esquistos verde asociados. La segunda fase de deformación del ETJ se correlaciona con la deformación milonítica del MGT, la cual tiene una dirección de transporte hacia el oriente. Se considera que el emplazamiento y la deformación cristaloplástica del MGT, y las dos primeras fases de deformación del ETJ, están relacionados

a un sólo evento orogénico ocurrido durante el Toarciano (180-190 Ma) (orogenia Náhuatl). En el GAP, la geometría de la deformación está muy influenciada por la heterogeneidad y competencia litológica, y se caracteriza por dos fases: la primera y más intensa con pliegues isoclinales y recristalización metamórfica no penetrante, tiene una dirección de transporte tectónico hacia el nororiente, y está relacionada con el tralape tectónico de este sobre el ETJ; la segunda consiste en un plegamiento asimétrico con vergencia hacia el poniente. Para explicar la deformación en el GAP se propone un modelo de tectónica de inversión, en el que fallamiento lístrico extensional, relacionado con una cuenca trasarco cretácica (cuenca de Arcelia), es reactivado posteriormente como fallamiento compresional durante la orogenia Laramide del CretácicoTardío. En esta reactivación se infiere un plegamiento de fondo o cortical por propagación de falla del basamento premesozoico como la última fase de acortamiento de este evento orogénico. Se considera por lo tanto que la orogenia Laramide en la región corresponda a una tectónica profunda (*thick-skinned tectonics*) dado que no sólo afecta al ETJ como unidad de basamento pre-Jurásico Superior expuesto, si no que presumiblemente también fue involucrado el basamento cristalino premesozoico subyacente. En la Figura 42 se resumen de manera esquematizada las geometrías de las diferentes fases de deformación precenozoicas en la región de Tejupilco.

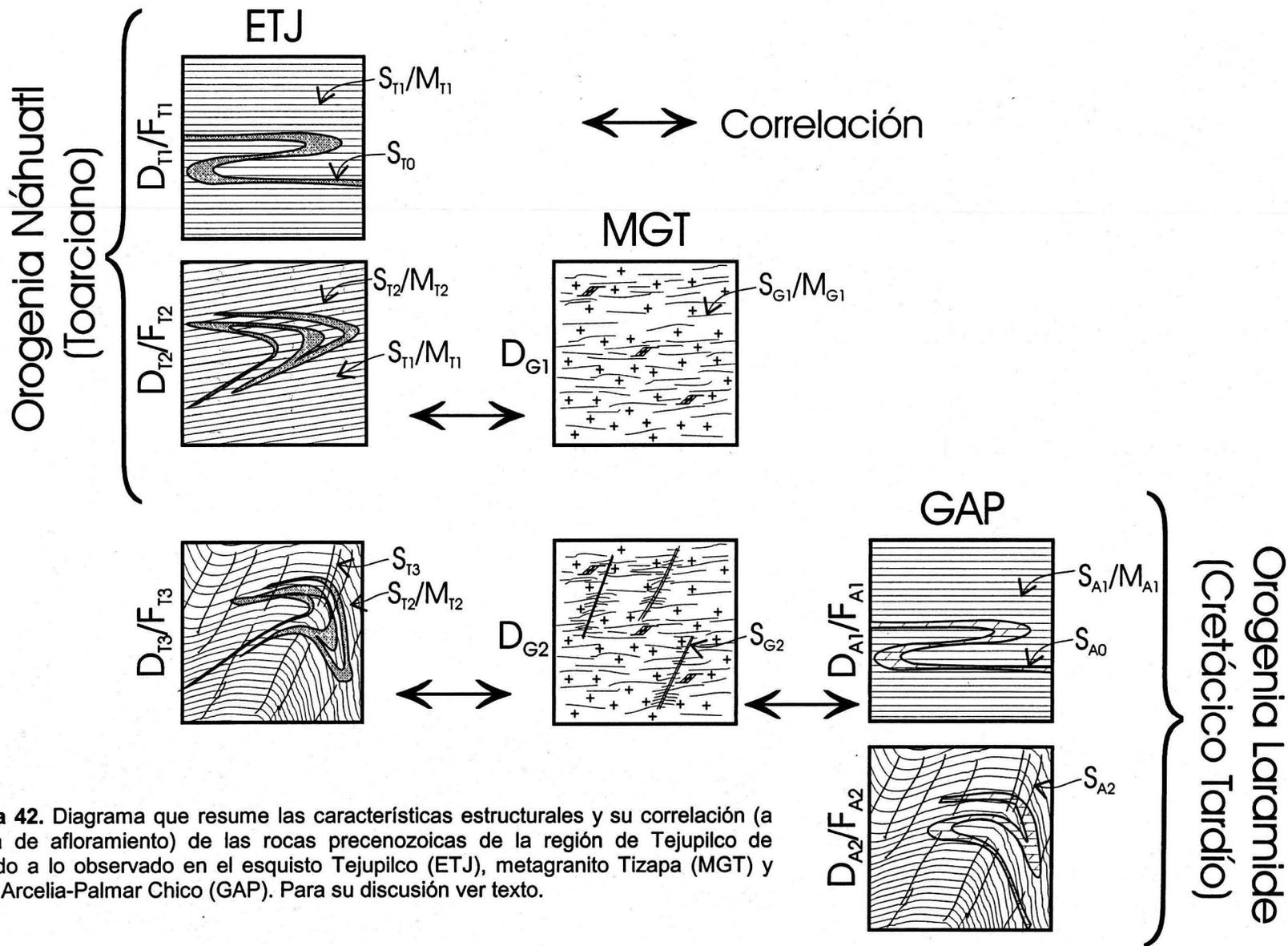


Figura 42. Diagrama que resume las características estructurales y su correlación (a escala de afloramiento) de las rocas precenozoicas de la región de Tezupulco de acuerdo a lo observado en el esquisto Tezupulco (ETJ), metagranito Tizapa (MGT) y grupo Arcelia-Palmar Chico (GAP). Para su discusión ver texto.

V DISCUSIÓN E IMPLICACIONES TECTÓNICAS

El terreno Guerrero meridional en su porción oriental, de acuerdo con los datos discutidos en los capítulos anteriores, se caracteriza esencialmente por tres unidades litotectónicas precenozoicas fundamentales, que deben ser explicadas en cualquier modelo evolutivo del sector más meridional de la región cordillerana de Norteamérica: (1) un basamento cristalino premesozoico de afinidad continental muestreado por los xenolitos de Pepechuca; (2) una secuencia de arco volcánico evolucionado o de margen continental activa del Triásico-Jurásico Inferior (ETJ) como unidad de basamento para rocas del Jurásico Superior (?)-Cretácico y; (3) una secuencia de arco volcánico-cuenca trasarco del Jurásico Superior (?)-Cretácico (GAP). En principio, el reconocimiento de una corteza siálica premesozoica en el subsuelo y una unidad de basamento del Mesozoico temprano en el terreno Guerrero, cambia radicalmente la historia tectónica más difundida que, con diferentes matices, considera a este como un sistema complejo de arcos volcánicos del Jurásico Superior (?)-Cretácico Inferior desarrollados esencialmente sobre litosfera oceánica, y posteriormente acrecionados a la estructura continental de México durante el Cretácico Tardío (*e.g.* Urrutia-Fucugauchi y Valencio, 1986; Ortiz *et al.*, 1991; Campa y Coney, 1993; Lapierre *et al.*, 1992; Tardy *et al.*, 1991; 1992; 1994; Talavera-Mendoza *et al.*, 1995; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suastegui, 2000). Esta evolución paleogeográfica y tectónica, que esencialmente se caracteriza por el desarrollo y desaparición de una cuenca oceánica cretácica en una zona de subducción con polaridad hacia el occidente, se esquematiza en la Figura 43. Alternativamente, en una síntesis sobre la evolución geotectónica de México desde el Carbonífero al Cretácico, Dickinson y Lawton (2001) interpretaron recientemente que el “superterreno Guerrero”, como un complejo de arco de islas intraoceánico, evolucionó por lo menos desde el Jurásico Temprano hasta el Cretácico Temprano (Necomiano) en un escenario de doble subducción con polaridades al oriente y oeste, y posteriormente, con la desaparición de una placa oceánica (placa “Mezcalera”), colisionó con la margen convergente de Norteamérica durante el Aptiano temprano (~ 120 Ma) (Figura 44).

Las implicaciones relacionadas con la presencia de un basamento premesozoico con alto grado de metamorfismo en el subsuelo de la región de Tejupilco, ya sea como basamento



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

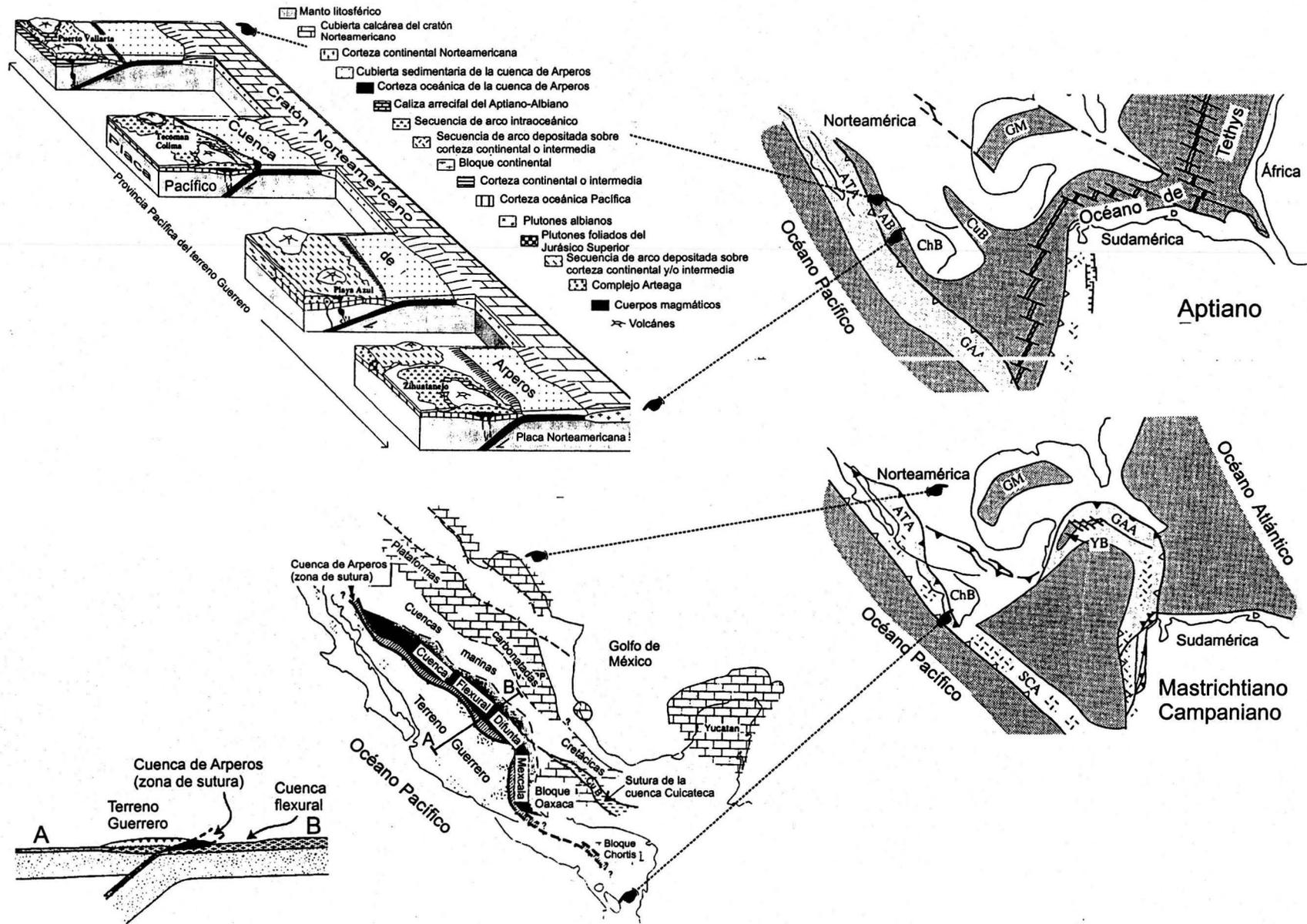


Figura 43. Mapas palinspásticos de la región de México y el Caribe para el Cretácico Temprano y Tardío con detalle para la región occidental de México (Lapierre *et al.*, 1992; Tardy *et al.*, 1994; Freyrier *et al.*, 1996). Abreviaciones: ATA, arco Alisitos-Telooloapan (terreno Guerrero); GAA, arco de las Antillas Mayores; AB, cuenca de Arperos; ChB, bloque Chortis; CuB, cuenca Cuicatéca; GM, Golfo de México; SCA, arco sur-central colombiano; YB, cuenca de Yucatán.

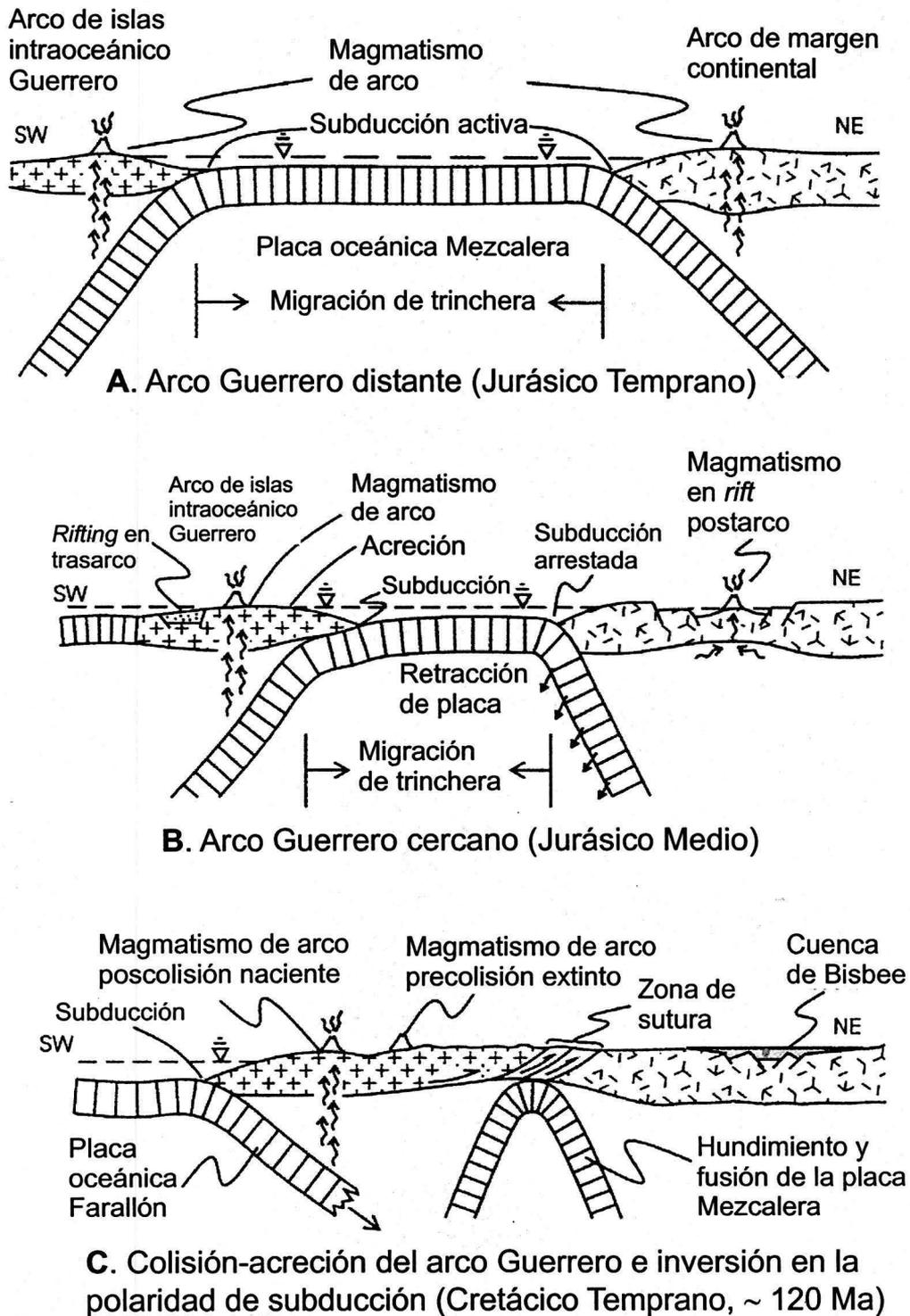


Figura 44. Evolución tectónica para el “superterreno Guerrero” como un complejo de arco de islas intraoceánico en un escenario de doble subducción (A y B), con el cierre y desaparición de una cuenca oceánica por un evento de colisión arco-continente en el Cretácico Temprano (~ 120 Ma) (C) (Dickinson y Lawton, 2001). Este modelo implica por lo menos un rango de edad del Jurásico Temprano-Cretácico Temprano (Necomiano) para el “superterreno Guerrero”, y una margen convergente con polaridad de subducción hacia el este en toda la región del Pacífico mexicano desde el Aptiano.

estratigráfico para esta parte del terreno Guerrero, o como un margen continental cabalgado por paquetes de rocas mesozoicas con afinidad oceánica, son muy importantes y diversas. Por ejemplo: ¿Qué relación existe entre este basamento metamórfico y el muestreado por los xenolitos de Chalcatzingo (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2000) en la plataforma Morelos-Guerrero y de Puente Negro (Ortega-Gutiérrez, 1987) en el terreno Mixteco, 150 km y 200 km al oriente de Pepechuca? ¿Corresponden a niveles corticales premesozóicos diferentes? ¿Corresponden en conjunto a una misma corteza proterozoica? Si es así, ¿Cuál es su extensión y posible relación con Oaxaquia de afinidad gondwánica (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995), o con corteza grenvilliana de afinidad laurenciana?

Enseguida se discute la evolución tectónica mesozoica para el sur de México considerando por lo tanto que: (1) en el subsuelo de la cuenca del río Balsas la presencia de un basamento cristalino proterozoico es altamente probable de acuerdo a datos de xenolitos y geofísicos, aunque su interpretación puede ser ambigua y especulativa por la carencia de datos isotópicos y geocronológicos, (2) los complejos Acatlán y Oaxaqueño, una vez amalgamados durante la consolidación de Pangea en el Paleozoico tardío (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002), formaron parte de la margen occidental de este supercontinente alrededor del cual se desarrolló y acrecionó corteza mesozoica, y (3) el terreno Guerrero, como un complejo de arcos volcánicos, consiste en unidades metavolcanosedimentarias del Triásico-Jurásico Superior que conforman el basamento de secuencias volcanosedimentarias del Jurásico Superior (?)-Cretácico. El escenario de partida obvio es, por lo tanto, el borde occidental de Pangea durante el Pérmico-Triásico, el cual es interpretado como margen continental activa (*e.g.* Pindell y Dewey, 1982; Pindell, 1985; 1994; Coney, 1983; Wilson *et al.*, 1989; Sedlock *et al.*, 1993; Torres *et al.*, 1999) por la existencia de rocas magmáticas de arco continental de esta edad en el suroccidente de Estados Unidos, norte, oriente, y suroriente de México, y región occidental de Colombia (Figura 45A). Aunque el análisis está basado esencialmente en la geología del terreno Guerrero meridional, las interpretaciones pueden ser aplicables a la parte septentrional correspondiente, al norte de la Faja Volcánica Transmexicana, en tanto se considere que esta faja sobreyace a una falla de deslizamiento lateral izquierdo jurásica con desplazamiento moderado (*e.g.* Anderson y Schmidt, 1983; Rowley y Pindell, 1989), y no a una zona de sutura entre bloques exóticos. La evolución tectónica aquí bosquejada para las rocas pre-Jurásico

Superior del terreno Guerrero puede ser muy especulativa e incierta en varios aspectos, pero el conocimiento actual sobre estas rocas no permite otras interpretaciones.

V.1 Triásico-Jurásico Temprano

V.1.1 Modelo de margen convergente (tipo andino)

Desde un punto de vista fijista, en un escenario de margen continental activa con polaridad de subducción hacia el oriente en el borde occidental de Pangea, el ETJ y unidades correlacionables pueden representar secuencias parautoctonas de cuencas intrarco magmático con substrato continental “tipo Pepechuca”. Los datos geoquímicos e isotópicos de las unidades ígneas del ETJ son consistentes con los de los xenolitos de Pepechuca como corteza subyacente muy evolucionada involucrada en los procesos magmático del ETJ. Las escasas rocas volcánicas del Mesozoico inferior del terreno Mixteco, la “unidad Diquiyú” que consiste esencialmente de rocas andesíticas del pre-Toarciano (Erben, 1956; Morán-Zenteno *et al.*, 1993), al sur-suroeste de Huajuapán, y la Ignimbrita Las Lluvias del Triásico (?) (Corona-Esquivel, 1981) en el área de Olinalá, pueden interpretarse también como elementos del mismo arco de margen continental. En este contexto, el complejo Arteaga del Triásico-Jurásico Inferior (Centeno-García *et al.*, 1993a; 2003; Centeno-García, 1994), que se localiza en el extremo suroccidental de México, podría corresponder al prisma de acreción-cuenca antearco relacionada a la margen convergente de Pangea durante el Mesozoico temprano, desarrollada y emplazada sobre corteza continental adelgazada. En la Figura 45A se señala la posición que ocuparían el complejo Arteaga y el ETJ en un modelo de este tipo.

Si el modelo de margen continental activa en el que todas las unidades anteriores, desde rocas plutónicas calcialcalinas del sur-suroriente de México hasta secuencias marinas de arco volcánico del surponiente, pueden relacionarse al mismo sistema arco-trinchera es correcto, se estaría describiendo una evolución tipo andino con subducción de litosfera oceánica hacia el oriente por debajo de la mayor parte de lo que ahora es el territorio mexicano, de una manera más o menos continua desde el Paleozoico más tardío y durante el Mesozoico, sin la existencia y acreción de terrenos exóticos o alóctonos (*e.g.* Lang *et al.*, 1996, Cabral-Cano *et al.*, 2000).

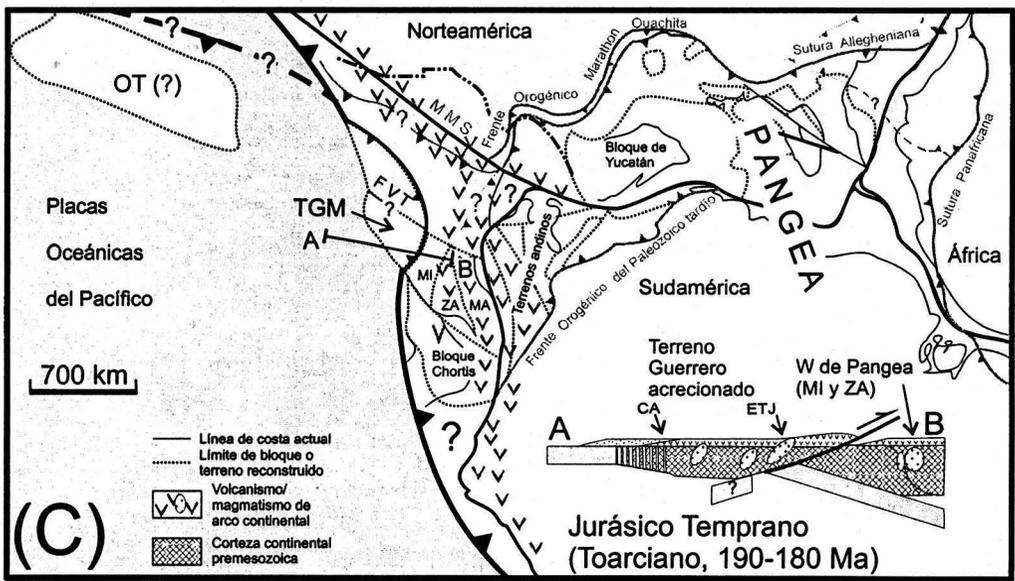
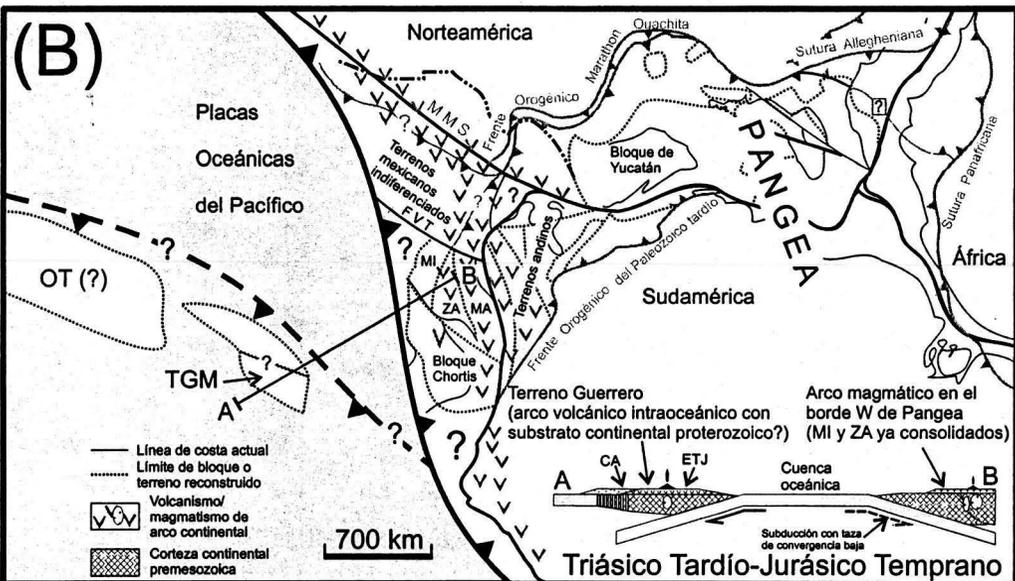
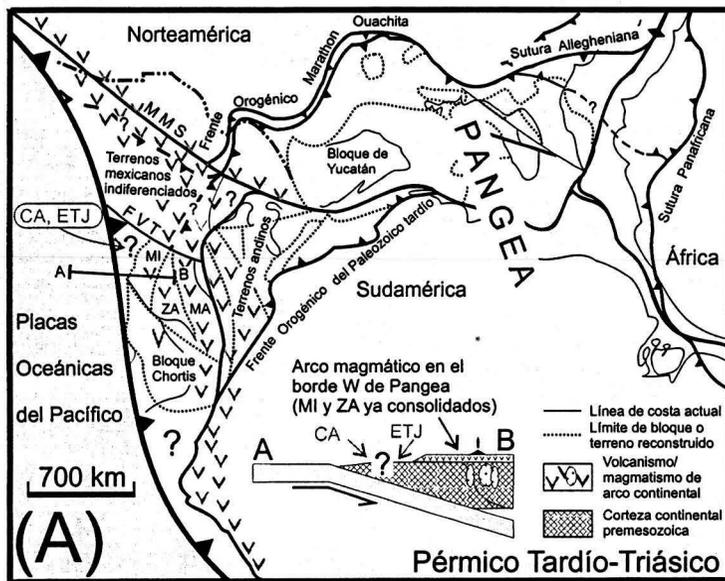


Figura 45. Reconstrucciones de Pangea occidental (modificadas de Pindell, 1985; 1994; Rowley y Pindell, 1989) durante el Pérmico Tardío-Triásico (A), Triásico Tardío-Jurásico Temprano (B) y Jurásico Temprano (C), y modelos tectónicos propuestos. Para su discusión ver el texto. MMS, Megacizalla Mojave-Sonora; FVT, eje de la Faja Volcánica Transmexicana asumiendo que sobreyace a una falla de deslizamiento lateral izquierdo; MI, terreno Mixteco; ZA, terreno Zapoteco; MA, terreno Maya; TGM, terreno Guerrero meridional; CA, complejo Arteaga; ETJ, esquistos Tejupilco; OT, otros terrenos (¿Wrangellia, Alexander?). Las secciones tectónicas no están a escala.

Esta hipótesis es, sin embargo, inconsistente con las diferencias muy marcadas en el registro estratigráfico y en la historia de deformación y metamorfismo de los terrenos Guerrero y Mixteco principalmente, y la probable naturaleza poligenética de la corteza continental antigua en el subsuelo del sur de México. Un modelo de arco intraoceánico evolucionado y posteriormente acrecionado a una margen continental (Figura 45B y C) es más consistente con la geología regional del Mesozoico temprano.

V.1.2 Modelo de arco intraoceánico evolucionado

Las relaciones estratigráfico-estructurales pre-Jurásico Tardío del terreno Guerrero son notablemente contrastantes con las del terreno Mixteco, lo que sugieren una evolución en contextos diferentes. Este último se caracteriza por el Complejo Acatlán como basamento metamórfico del Ordovícico-Devónico Medio, el cual está cubierto discordantemente por rocas marinas de aguas someras del Paleozoico superior, escasas rocas volcánicas continentales del pre-Jurásico Medio y rocas marinas y continentales del Jurásico Medio suavemente plegadas, sin deformación interna ni metamorfismo regional penetrante. En el terreno Guerrero, en cambio, no se han reconocido rocas paleozoicas, y las rocas de arco del Mesozoico temprano agrupadas en el ETJ, como ya se ha señalado con detalle, presentan una historia compleja de deformación y metamorfismo regional en facies de esquisto verde, y están cubiertas discordantemente por rocas volcanosedimentarias marinas del Jurásico Superior (?)-Cretácico con clara ausencia de rocas continentales del Jurásico Medio. El ETJ por lo tanto debe haber evolucionado en un contexto de arco intraoceánico que posteriormente fue acrecionado. El volcanismo y magmatismo del ETJ con firmas geoquímicas e isotópicas de arco evolucionado con elementos de contaminación cortical, es consistente con los xenolitos de Pepechuca como substrato siálico subyacente, y sugiere que el arco intraoceánico se desarrolló al menos en parte sobre un bloque continental antiguo (¿fragmento continental perigondwánico?). El basamento proterozoico del bloque Jalisco sugerido por datos Sm-Nd de rocas graníticas cretácicas y metasedimentos pre-Jurásico Superior de arco volcánico (Schaaf, 1990; Schaaf y Martínez-Serrano, 1997; Schaaf *et al.*, 2003), y por datos geofísicos (Urrutia-Fucugauchi y Molina-Garza, 1992), puede corresponder a la posible prolongación occidental de este substrato siálico antiguo, aunque posteriormente delimitado por la tectónica distensiva

cenozoica. La presencia de rocas de arco volcánico pre-Jurásico Superior en el bloque Jalisco es también sugerida por la relación litoestratigráfica de las secuencias metavolcanosedimentarias prebatolíticas de la región (e.g. Macías-Romo y Solís-Pichardo, 1985; Schaaf *et al.*, 2003).

El substrato siálico subyacente en la porción oriental del terreno Guerrero representado por los xenolitos de Pepechuca parece, por otro lado, ser diferente a la de los xenolitos de Puente Negro y Chalcatzingo en el terreno Mixteco y plataforma Morelos-Guerrero, respectivamente. En Pepechuca, la ausencia de granate y asociaciones como sillimanita + cordierita + espinela en los xenolitos gnéisicos, y xenocristales de ortopiroxena en rocas silíceas que cortan al ETJ, pueden indicar rocas granulíticas de baja presión, o bien una corteza siálica afectada por tectonismo y magmatismo posteriores. Los xenolitos granulíticos ricos en granate de Puente Negro y Chalcatzingo (Ortega-Gutiérrez, 1987; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2000) indican una corteza probablemente antigua con asociaciones metamórficas de mayor presión y raíces corticales más profundas debajo del Complejo Acatlán y de las rocas cretácicas de la plataforma Morelos-Guerrero.

Las notables diferencias estratigráfico-estructurales entre los terrenos Guerrero y Mixteco en el sur de México se pueden explicar razonablemente por medio de un sistema de doble subducción con polaridades opuestas para el Triásico Tardío-Jurásico Temprano (Figura 45B). El ETJ puede ser parte de un arco intraoceánico con substrato siálico probablemente formado sobre una zona de subducción con polaridad hacia el poniente en el extremo occidental de una cuenca oceánica, fuera del margen de Pangea. El escaso volcanismo pre-Jurásico Medio del terreno Mixteco, por otro lado, puede corresponder a un arco magmático poco activo en el borde occidental de Pangea que, con cuenca oceánica de por medio, coexistió con el arco intraoceánico Guerrero, como se muestra en la Figura 45B. En este escenario, el complejo Arteaga, que probablemente evolucionó conjuntamente con el ETJ, por su afinidad oceánica con terrígenos muy evolucionados y por su posición más occidental, puede interpretarse como el relleno de la cuenca trasarco intraoceánica relacionada (Figura 45B). El complejo Arteaga, con metasedimentos turbidíticos (Formación Varales) con detritos proterozoicos y bloques o lentes de lavas basálticas almohadilladas tipo MORB, con secuencias de plataforma o deltáicas

con componentes volcánicos, como lo sugiere lentes conglomeráticos, restos carbonizados de plantas y areniscas cuarzosas y tobáceas (Centeno-García *et al.*, 1993a; Centeno-García, 1994), y con un espesor estimado de ~ 15 km con base en datos geofísicos (García-Pérez y Urrutia-Fucugauchi, 1997), es compatible con el relleno de una cuenca trasarco relacionada a un arco volcánico con substrato continental. Aunque se ignora si la erosión por subducción cenozoica ha tenido efectos importantes en adelgazamientos corticales de esta región suroccidental de México, la corteza que subyace al complejo Arteaga, que de acuerdo a datos geofísicos (García-Pérez y Urrutia-Fucugauchi, 1997) es de 13-17 km de espesor, puede corresponder al mismo substrato continental del arco, corteza transicional, corteza ofiolítica, o ser poligenética incluyendo los tres tipos de corteza. Datos Sm-Nd del granito Tumbiscatio ($\epsilon_{Nd(i)} = -4.9$, $T_{DM} = 1.3$ Ga; Centeno-García *et al.*, 2003) sugieren corteza continental en el subsuelo de la región. El influjo de terrígenos muy evolucionados en el complejo Arteaga puede explicarse por la denudación del basamento siálico del arco. Los datos isotópicos Sm-Nd de los metasedimentos de la Formación Varales ($\epsilon_{Nd(0)} = -8.2$ a -9.1 y $T_{DM} = 1.3$ a 1.4 Ga; Centeno-García *et al.*, 1993b) son comparables a la de los xenolitos de Pepechuca ($\epsilon_{Nd(0)} = -6.1$ a -7.3 y $T_{DM} = 1.2$ a 1.6 Ga; Tabla 4) interpretados como basamento siálico del arco.

Dickinson y Lawton (2001), en un esquema tectónico similar de doble subducción (Figura 44), interpretan al complejo Arteaga y enclaves de corteza continental debajo del terreno Guerrero como partes de un complejo de subducción con terrígenos provenientes de corteza continental gondwánica de la porción oriental de México. Este complejo de subducción relacionado con la margen convergente de Pangea, de acuerdo a estos autores, fue posteriormente traslapado por el volcanismo del arco Guerrero cuando este se aproximó y acrecionó a la margen de Norteamérica en el Cretácico Temprano. Si esta interpretación es correcta, estaría implicando un traslape tectónico mínimo de 300 km, tomando en consideración la localización del complejo Arteaga con relación a la zona de sutura inferida por los autores mencionados. Un traslape tectónico de este orden para el terreno Guerrero durante su emplazamiento adyacente a la margen meridional de Norteamérica es difícil de sustentar en el sur de México.

En el modelo evolutivo de doble subducción con polaridades al oriente y poniente (Figura 45B), la litosfera oceánica de la cuenca marginal entre el arco y la margen continental fue

consumida debajo del arco y del borde occidental de Pangea ocasionando un evento de colisión-acreción arco-continente (Figura 45C). La deformación regional penetrante y el metamorfismo orogénico de facies de esquisto verde en las secuencias de arco pre-Jurásico Superior del terreno Guerrero se relacionan con este evento de colisión-acreción, el cual corresponde a la orogenia Náhuatl. La vergencia estructural y dirección de transporte tectónico hacia el oriente en el ETJ, como secuencia de arco acrecionada y traslapada tectónicamente sobre rocas de margen continental, es también compatible con la cinemática del modelo de colisión arco-continente que se propone. La edad de la orogenia Náhuatl es interpretada preliminarmente como toarciana (180-190 Ma) con base en la edad del MGT. El MGT, como ya se discutió, es un plutón sinorogénico con la deformación y el metamorfismo regionales, producto de fusión parcial en niveles corticales medios de un basamento siálico “tipo Pepechuca” durante el evento de colisión arco-continente. La edad toarciana del MGT está dentro del rango de error de la edad U-Pb (zircón) de intersección inferior de la muestra PEP3 de los xenolitos de Pepechuca que puede interpretarse como rehomogeneización por anatéxis de rocas siálicas. Edades K-Ar (roca entera y mica blanca) de 190-187 Ma (Grajales-Nishimura y López-Infanzón, 1984a) de rocas metavolcanosedimentarias del complejo Arteaga, consideradas por estos autores como la edad del metamorfismo regional, son congruentes con un evento orogénico toarciano en el sur-suroeste de México, que se interpreta como la acreción del terreno Guerrero meridional. Edades K-Ar (biotita) de 155 Ma y Ar/Ar (mica blanca) de 159 Ma para el plutón peraluminosos ($\epsilon_{Nd(i)} = -4.9$, $T_{DM} = 1.3$ Ga) no deformado de Tumbiscatío (Grajales-Nishimura y López-Infanzón, 1984a; Centeno-García *et al.*, 2003) indican que la deformación y el metamorfismo de bajo grado de la región es al menos pre-Jurásico Superior, y sugiere que corteza continental antigua debajo del complejo Arteaga fue involucrada en la generación de magmas posttectónicos durante el Jurásico Tardío.

Es de mencionarse que un evento orogénico del Jurásico Temprano relacionado con la deformación, metamorfismo y cabalgamientos hacia el oriente de secuencias volcanosedimentarias del poniente de México ya había sido propuesto anteriormente por de Cserna (1970). Una acreción durante el Aptiano temprano (~ 120 Ma) para el terreno Guerrero como lo sugiere Dickinson y Lawton (2001) es inconsistente con la geología del suroccidente de México. El ETJ y el complejo Arteaga, como unidades de basamento metamórfico del

terreno Guerrero meridional, están cubiertos en discordancia angular por secuencias volcanosedimentarias cuyas edades varían desde el Jurásico más tardío hasta el Cenomaniano, y hasta ahora no se ha reconocido alguna discordancia angular importante que indique un evento orogénico de colisión durante el Cretácico Inferior en la región. Por el contrario, espesores de miles de metros de rocas volcánicas y volcanoclásticas de arco están intercalados con calizas fosilíferas necomanianas y aptianas (Grajales-Nishimura y López-Infanzón, 1984b; Pantoja-Alor y Estrada-Barraza, 1986; Alencaster y Pantoja-Alor, 1995; 1998; Omaña-Pulido y Pantoja-Alor, 1998).

En la región centro-norte de México, un evento orogénico del Jurásico Temprano es también sugerido por la discordancia angular entre secuencias turbidíticas deformadas del Triásico Superior (formaciones Zacatecas, La Ballena y Taray) y las rocas volcanoclásticas y volcánicas de arco continental de la Formación Nazas del Jurásico Medio (Centeno-García y Silva-Romo, 1997; Silva-Romo *et al.*, 2000). Las secuencias turbidíticas, con componentes detrítico continentales ($\epsilon_{Nd(i)} = -5.4$ a -5.2 y $T_{DM} = 1.6$ a 1.3 Ga; Centeno-García y Silva-Romo, 1997), pueden interpretarse como parte del prisma de acreción relacionado con la margen convergente del borde occidental de Pangea que fueron deformadas y acrecionadas a la estructura continental durante la colisión del arco Guerrero antes del depósito de la Formación Nazas (*e.g.* Centeno-García y Silva-Romo, 1997; Silva-Romo *et al.*, 2000). Alternativamente, haciendo válida una edad del Triásico Tardío-Jurásico Temprano para la Formación Nazas (*e.g.* Barboza-Gudino *et al.*, 1999), estas secuencias se han interpretado como elementos de un complejo de subducción relacionado con el “arco Nazas” (Dickinson y Lawton, 2001). El rango de edad de la Formación Nazas es, sin embargo, incierto, lo que parece claro es su relación estratigráfica cubriendo discordantemente a las secuencias turbidíticas del Triásico Superior de la región (Barboza-Gudino *et al.*, 1999; Silva-Romo *et al.*, 2000).

V.2 Jurásico Medio

Durante el Jurásico Medio, el terreno Guerrero, ya acrecionado, probablemente sufrió una de las etapas de erosión más intensa, mientras que en el terreno Mixteco el Conglomerado Cualac, Formación Tecmazuchil y el Grupo Tecocoyunca fueron depositados. Las afinidades

biogeográficas de las amonitas del Grupo Tecocoyunca sugieren que el terreno Mixteco se ubicaba al norte del ecuador con buen acceso a faunas cordilleranas septentrionales en el Bajociano (Hillerbrandt *et al.*, 1992). En el Calloviano los elementos faunístico con afinidad andina llegaron a ser predominantes con la desaparición de elementos cordillerano, lo que indica que el terreno Mixteco se desplazó hacia el sur a zona ecuatoriales permaneciendo expuesto al océano Pacífico, aunque con comunicación con el Mar de Tethys (Hillerbrandt *et al.*, 1992). Este desplazamiento sugerido por afinidades faunísticas es compatible con los modelos de Pindell (1985) para la región mesoamericana durante el Jurásico Medio, y con algunos resultados paleomagnético sobre rocas del terreno Mixteco (Morán-Zenteno *et al.*, 1988; Ortega-Guerrero y Urrutia-Fucugauchi, 1993). Si el bloque Mixteco-Zapoteco se ubicaba más al norte con relación a la posición actual de Norteamérica durante el Jurásico Temprano-Jurásico Medio temprano, como se puede deducir de lo anterior, la colisión del terreno Guerrero meridional a finales del Jurásico Inferior debe haber ocurrido también más al norte de su posición actual. El posible desplazamiento hacia el sureste del bloque Mixteco-Zapoteco con el terreno Guerrero ya acrecionado, y el depósito de capas rocas y rocas marinas de aguas someras en cuencas probablemente transtensivas en este bloque, pueden estar relacionado la abertura del Golfo de México en el Caloviano. En este contexto es también compatible el desplazamiento inferido del arco magmático cordillerano jurásico del norte de Sonora y sur de Arizona hacia el centro-norte de México en el que se incluye a la Formación Nazas (*e.g.* Grajales-Nishimura *et al.*, 1992; Jones *et al.*, 1995). La abertura del Golfo de México estuvo relacionada a la rotación de *ca.* 40° (60° según Dickinson y Lawton, 2001) en sentido antihorario del bloque de Yucatán durante el Caloviano hasta el Berriasiano, a lo largo de una zona de falla transformante dextral mayor en el margen oriental de México (Pindell, 1985; Marton y Buffler, 1994). Esta falla separó y permitió la coexistencia de áreas con extensión intensa en la región del Golfo México de aquellas con extensión moderada o sometidas a compresión en las regiones centro-sur y poniente de México (Marton y Buffler, 1994). Desplazamientos laterales importantes batonianos, premonitorios de esta tectónica distensiva, fueron documentados en la falla de Oaxaca (Alaniz-Álvarez *et al.*, 1996).

V.3 Jurásico Tardío-Cretácico Temprano

La denudación de las secuencias de arco del Triásico-Jurásico Inferior del terreno Guerrero, previamente tectonizadas por su acreción al margen continental formado por el bloque Mixteco-Zapoteco, continuó hasta el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano como lo indica la presencia de capas clásticas de esta edad con fragmentos de rocas metamórficas de bajo grado del complejo Arteaga en las regiones de Arteaga (Centeno-García, 1994), Zihuatanejo-Playa Azul (Vidal-Serratos, 1991a; 1991b; Talavera-Mendoza, 1993), y Huetamo-San Lucas (Pantoja-Alor, 1959; 1990; Johnson *et al.*, 1991; Guerrero-Suástegui, 1997). Fragmentos del ETJ en areniscas gruesas de la parte inferior del GAP en el área de Tejupilco, y en capas rojas debajo de calizas cretácicas en algunos lugares de la región de Taxco-Tejupilco, también han sido claramente señalados en el presente trabajo. En la secuencia de Huetamo-San Lucas, los clastos conglomeráticos de las formaciones Angao y San Lucas del Jurásico Tardío (?) y del Cretácico Inferior indican al menos cuatro tipos de fuentes o áreas de proveniencia (Guerrero-Suástegui, 1997) que, de acuerdo a los datos de paleocorrientes, deben ubicarse hacia el norte. Estas fuentes son: (1) un basamento metamórfico continental indicado por fragmentos de gneises cuarzofeldespáticos o metagranitos, esquistos, metapelitas, cuarcitas; (2) denudación de rocas marinas de aguas someras del Paleozoico Superior sugerido por fragmentos de crinoides y otros tipos de fósiles; (3) rocas volcánicas continentales del Mesozoico inferior evidenciadas por fragmentos de rocas volcánicas silíceas; y (4) rocas volcánicas contemporáneas. Guerrero-Suástegui (1997) sugiere áreas fuente del norte de México que se ubican por lo menos a varios cientos de kilómetros de la región de Huetamo. Si esto es correcto, y si se toma en cuenta la naturaleza y las dimensiones de los clastos conglomeráticos que indican cercanía a las áreas fuente, la secuencia de Huetamo-San Lucas se debe haber depositado muy al norte de su posición actual. Hasta ahora, sin embargo, no se tiene evidencias de un desplazamiento post-Cretácico Temprano importante hacia el sur de esta secuencia. La interpretación en el presente trabajo es que muchos de los clastos conglomerático de las rocas de Huetamo-San Lucas pueden ser producto de la denudación del ETJ, cuyos principales afloramientos se localizan a menos de 100 km al nororiente. Los fragmentos de gneises cuarzofeldespáticos o granitos deformados, de esquistos y metapelitas con metamorfismo de bajo grado, y de rocas volcánicas riolítico-dacíticas corresponden a la litología característica

del ETJ y rocas metagraníticas tipo MGT. El complejo Arteaga, que pudo haber estado expuesto al norponiente de Huetamo durante el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano, es claramente otra de las fuentes potencial de detritos. En cualquier caso, la naturaleza y el tamaño de muchos de los clastos de las formaciones Angao y San Lucas indican cercanía de una corteza continental antigua o un basamento siálico, y no un ambiente de depósito sobre corteza primitiva en océano abierto.

Por otro lado, en el Jurásico Tardío (?)-Cretácico Temprano se reinició la actividad volcánica en la región suroccidental de México, pero se infiere que ahora en un contexto de margen convergente tipo andino, con polaridad de subducción al oriente. Datos recientes de U-Pb (zircón) (Schaaf *et al.*, 2003; Mortensen *et al.*, 2003) para rocas riolíticas del área de Cuale, Jalisco, sugieren que la actividad volcánica inició desde el Jurásico Medio tardío, al menos en algunas localidades. Es en este escenario donde ocurrió el volcanismo cretácico de cobertura del terreno Guerrero, y en el que se puede explicar el volcanismo submarino de arco continental del Cretácico Inferior en el terreno Mixteco y la plataforma Morelos-Guerrero. En la región de Colima, las secuencias del Berriasiano-Aptiano con por lo menos 2500 m de espesor (información de pozos), compuestas esencialmente por lavas andesítico-basálticas, riolitas, rocas piroclásticas y epiclásticas, y agrupadas en las formaciones Tecalitlán, Alberca y Encino (Grajales-Nishimura y López-Infanzón, 1984b), representan una de las mejores expresiones del volcanismo de arco. Por otro lado, a 500-600 km al oriente, las rocas volcánicas y piroclásticas de la Formación Zicapa del Hauteriviano-Aptiano (de Cserna *et al.*, 1980; Fitz-Díaz *et al.*, 2002), la Formación Chapolapa si se confirma su edad del Cretácico Temprano (datos no publicados de Teodoro Hernández), la secuencia volcanosedimentaria del “arco Cascalote” del Cretácico Inferior (Sabanero-Sosa *et al.*, 1996) en el área de Chiautla, Puebla, y la unidad piroclástica “San Vicente” del Hauteriviano-Barremiano (Morán-Zenteno *et al.*, 1993), en la plataforma Morelos-Guerrero y el terreno Mixteco, respectivamente, pueden representar las manifestaciones más distales del arco continental cretácico en el poniente de México (Figura 46A). El volcanismo cretácico en la plataforma Morelo-Guerrero y el terreno Mixteco, aunque escaso, traslapa los límites propuestos para los terrenos Guerrero y Mixteco, y no es congruente con los escenarios propuestos por otros autores para el Cretácico Temprano (Figuras 43 y 44). Secuencias de arco volcánico del Cretácico Inferior como la Formación

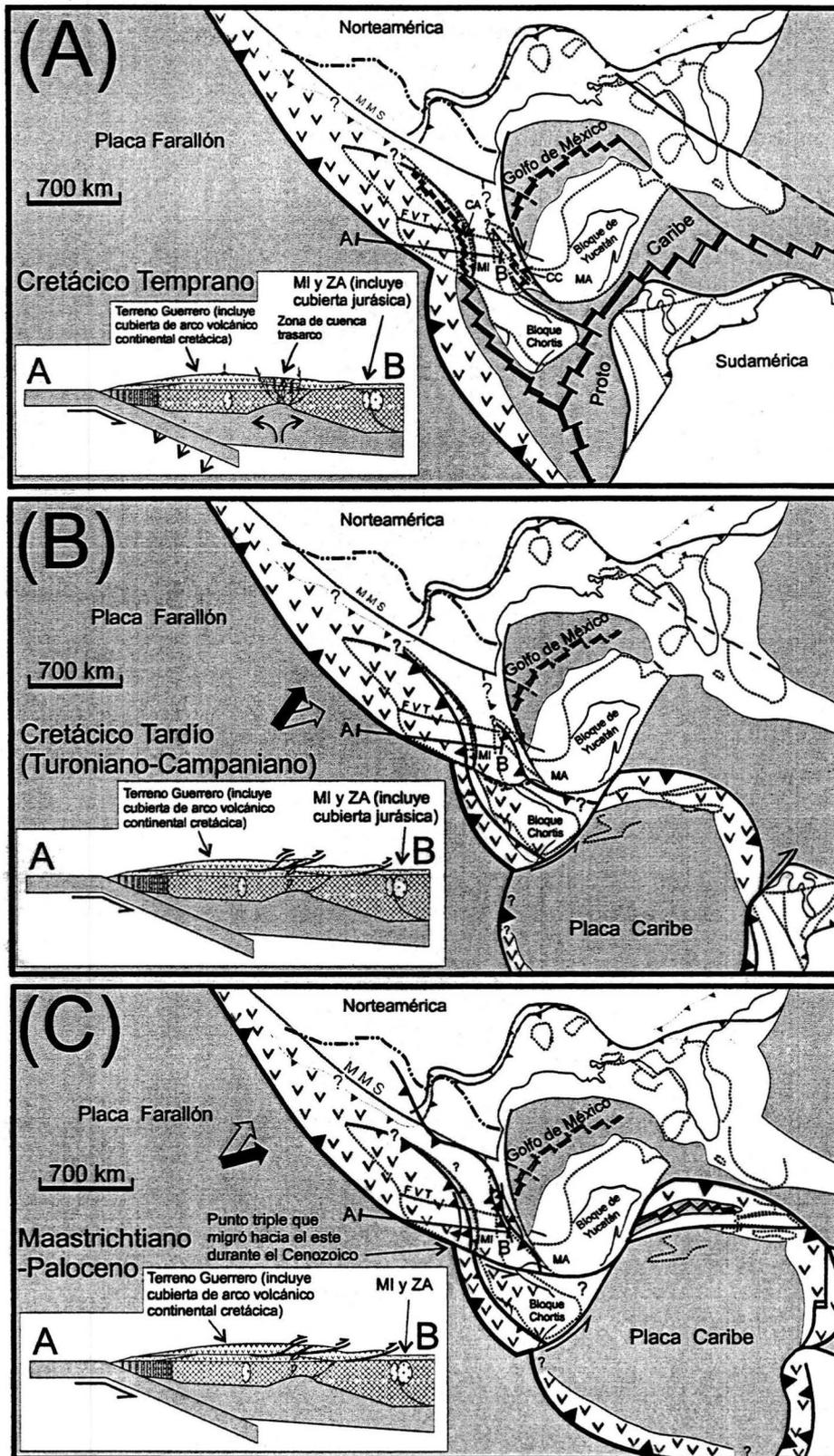


Figura 46. Reconstrucciones palinospásticas de la región de México y el Caribe (modificadas de Pindell, 1994; Marton y Buffler, 1994; Meschede y Frisch, 1998) para el Cretácico Temprano (A), Cretácico Tardío (B) y Paleoceno (C), y modelos tectónicos propuestos. Para su discusión ver el texto. En (A), CC y CA corresponden a las cuencas Cuicateca y de Arcelia, respectivamente. Para las demás abreviaciones ver la Figura 45. Las secciones tectónicas no están a escala.

Alisitos (Almazán-Vázquez, 1988) en Baja California Norte, interpretadas por algunos autores (Lapierre *et al.*, 1992; Tardy *et al.*, 1994) como la porción más septentrional del arco intraoceánico Alisitos-Teloloapan con una zona de subducción con polaridad hacia el poniente, al oriente del arco, han sido reinterpretadas recientemente como secuencias de arco continental tipo andino posteriores a la colisión del terreno Guerrero (Dickinson y Lawton, 2001). En este mismo sentido, las secuencias volcanoclásticas del Cretácico Inferior con afinidad continental (Freydier *et al.*, 1997) de Chiquilistlán, Jalisco, y Playa Azul, Michoacán, y la secuencia volcanosedimentaria marina cretácica de Zihuatanejo son también interpretadas aquí como secuencias de arco de margen continental postcolisionales.

Con la terminación de la abertura del Golfo de México en el Berriasiano (Pindell, 1995; Marton y Buffler, 1994), que coincide con la mínima interacción entre las placas Farallón y Norteamérica (Engebretson *et al.*, 1985), y con la migración hacia el sur de Sudamérica ya de manera importante (Pindell, 1985), el terreno Guerrero acrecionado al bloque Mixteco-Zapoteco prácticamente llega a su posición final. Resultados paleomagnéticos de la región sur y suroccidente de México indican que el terreno Guerrero no ha experimentado rotaciones a gran escala o traslaciones latitudinales importantes desde el Aptiano (Böhnell *et al.*, 1989). Con la expansión del piso oceánico en la cuenca protocaribeña y el consecuente desplazamiento de Sudamérica hacia el sur, se desarrollaron dos cuencas marginales con elementos de afinidad oceánica en el sur de México: la Cuicateca y la de Arcelia (Figura 46A). En la cuenca Cuicateca se depositaron rocas volcanosedimentarias marinas del Jurásico Superior-Cretácico Inferior, con emplazamiento de rocas máficas y ultramáficas serpentinizadas sobre corteza continental en su parte norte, y probablemente sobre litosfera oceánica en su parte meridional (Delgado-Argote *et al.*, 1992; Carfantan, 1983; Sedlock *et al.*, 1993). La cuenca Cuicateca se ha interpretado como una digitación de *rift* tethysiana (Carfantan, 1983), como cuenca de desgarre (*pull-apart basin*) relacionada a una posible prolongación meridional de la megacizalla Mojave-Sonora (Sedlock *et al.*, 1993), o como una posible extensión de la falla transformante dextral mayor relacionada con la abertura del Golfo de México (Dickinson y Lawton, 2001). El cierre de la cuenca Cuicateca probablemente ocurrió durante el Cretácico Tardío hasta el Paleoceno, aunque el origen y la evolución de esta siguen siendo enigmáticos y quedan fuera de los objetivos del presente trabajo.

En la aquí llamada cuenca de Arcelia se depositó el GAP, secuencia volcanosedimentaria con cuerpos máficos y ultramáficos serpentinizados, cuyo alcance cronoestratigráfico, como ya se discutió en capítulo aparte, puede extenderse desde el Titoniano (?) hasta el Cenomaniano. La parte inferior del GAP, que es predominantemente sedimentaria con lavas almohadilladas escasas, se interpretó como el relleno de la cuenca oceánica de Arperos en su porción meridional (Freydier *et al.*, 1996; 2000), y cuya extensión se muestra en la Figura 43. De acuerdo a estos autores, durante el Cretácico Tardío la cuenca de Arperos se consumió debajo del arco intraoceánico Alisitos-Teloloapan (Guerrero), y remanentes de esta representan ahora la zona de sutura entre el terreno Guerrero y la placa Norteamericana (Figura 43). Las características litoestratigráficas, cronoestratigráficas y geoquímicas del GAP, discutidas con detalle en el presente trabajo, son, sin embargo, más consistentes con la evolución de una cuenca trasarco (*e.g.* Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 1998) durante el Cretácico Temprano. El contexto geológico regional con unidades de basamento pre-Jurásico Superior expuestas o sugeridas por relaciones de campo y datos isotópicos en la porción suroccidental de México es también congruente con esta interpretación. La cuenca trasarco se formó sobre corteza continental en su parte norte y oceánica en su porción sur. Se especula que la extensión meridional de la cuenca se desarrolló detrás de un arco de islas intraoceánico tipo Aleutianas (arco "Antillano-Amame" de Pindell, 1994), prolongación del arco volcánico cretácico del suroccidente de México (Figura 46A). El substrato continental de la cuenca trasarco en la región sur de México corresponde al basamento granulítico premesozoico representado por los xenolitos de Pepechuca y al ETJ previamente acrecionado. Este último, al estar expuesto a la erosión durante el desarrollo de la cuenca, sirvió como fuente de detritos en el relleno de esta en su etapa inicial. La presencia de cuerpos ultramáficos serpentinizados y volcanismo submarino con afinidad toleítica intraplaca o MORB tipo E en el GAP, sugieren una tectónica distensiva con atenuación importante de corteza y una interacción mínima del magmatismo de la cuenca con el basamento. El modelo de cuenca oceánica cretácica dividiendo al México continental del arco intraoceánico Guerrero (Freydier *et al.*, 1996; 2000) es inconsistente con la presencia de un substrato continental pre-Jurásico Superior debajo del GAP. Si este substrato se considera parte del México continental autóctono, es necesario invocar traslapes tectónicos importantes (≥ 100 km) durante el cierre y suturación de la cuenca, con el objeto de explicar

rocas granulíticas debajo de las secuencias de arco (*e.g.* Dickinson y Lawton, 2001). El ETJ, en este contexto, por estar esencialmente expuesto al oriente de la cuenca suturada, sería parte del terreno Mixteco, lo cual es difícil de conciliar con la estratigrafía mesozóica de este terreno. Además, como ya se ha señalado, el volcanismo de arco en la plataforma Morelos-Guerrero (Formación Zicapa y “arco Cascalote”) tampoco se explica por medio del modelo de Freyrier y colegas.

En la cuenca de Arcelia, el volcanismo submarino toleítico intraplaca se extendió hasta el Albiano y Cenomaniano como lo indican las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (103.1 ± 1.3 Ma y 93.6 ± 0.6 Ma) de lavas almohadilladas del GAP. En el área de Teloloapan, el volcanismo calcialcalino del Hauteriviano-Aptiano (Talavera-Mendoza *et al.*, 1995; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suastegui, 2000), fue interpretado por estos autores como parte de un arco de islas intraoceánico evolucionado. En el trabajo presente se considera que son las manifestaciones volcánicas de un arco de margen continental postcolisional, al igual que las secuencias de arco del Cretácico Inferior de Colima y el escaso volcanismo cretácico en el terreno Mixteco. En este contexto, la secuencia del Jurásico Superior (?)-Cretácico Inferior de Huetamo-San Lucas (Pantoja-Alor, 1959; 1990; Johnson *et al.*, 1991; Guerrero-Suástegui, 1997), por la abundancia de rocas clásticas y volcánicas intercaladas con carbonatos de aguas someras, puede representar una cuenca intrarco delimitada por altos topográficos de basamento metamórfico. La relación paleogeográfica que esta cuenca tuvo con la cuenca trasarco de Arcelia se desconoce, aunque es probable que durante el Necomiano-Aptiano haya prevalecido una sedimentación de cuenca intrarco en la región de Huetamo-Arcelia, la cual pudo haber cambiado a una cuenca trasarco durante el Albiano-Cenomaniano con la evolución del arco de margen convergente (Figura 46A).

En márgenes convergentes, la formación de cuencas trasarco parece estar controlada por el mecanismo de retroceso (*rollback*) de la placa en subducción en límite de placas con bajas tasas de convergencia (Dewey, 1980; Jarrard, 1986; Royden, 1993). Un régimen extensional en la placa cabalgante también tiene correlación con subducción de litosfera oceánica vieja, que por ser más densa tiende a hundirse con más facilidad (Molnar y Atwater, 1978; Dewey, 1980; Jarrard, 1986). La convergencia mínima entre las placas Farallón y Norteamericana, y una

dorsal mesoceánica distante de esta última durante el Cretácico Temprano (Engebretson *et al.*, 1985) es, por lo tanto, un escenario consistente con el desarrollo de arcos volcánicos extensionales en la margen convergente de Norteamérica durante este período de tiempo (*e.g.* Busby *et al.*, 1998), y consecuentemente con la formación de la cuenca trasarco de Arcelia, que posiblemente estuvo relacionada a cambios en la inclinación de la placa Farallón en subducción (*slab rollback*) (sección AB, Figura 46A).

Modelos paleogeográficos con cuenca trasarco cretácica para el sur y centro de México ligada a la cuenca protocaribeña han sido previamente postulados (Carfantan, 1981; Pindell, 1994; Meschede y Frisch, 1998). Pindell (1994), por ejemplo, sugirió una cuenca trasarco con un desplazamiento sinistral importante por medio del cual algunos terrenos mexicanos pudieron haber migrado hacia el sur durante el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano. Para el desarrollo de esta cuenca, que comprende desde la parte centro-norte de México hasta la cuenca protocaribeña, Pindell también infirió un mecanismo de *rollback* debido a bajas tasas de convergencia entre las placas Farrallón y Norteamérica. En estos modelos paleogeográficos se ubicó al bloque Chortís como parte del basamento del arco volcánico al poniente de la cuenca trasarco, como una continuación meridional del terreno Guerrero. En el modelo que aquí se propone, el bloque Chortís es ubicado como una prolongación hacia el sur de los terrenos Mixteco y Zapoteco, los cuales sirvieron como un alto estructural separando la cuenca trasarco de Arcelia de la Cuicateca (Figura 46A). En estos terrenos solo hubo sedimentación marina de aguas someras y capas rojas continentales durante el Cretácico Temprano. Para algunos autores (Pindell, 1994; Meschede y Frisch, 1998), las rocas ofiolíticas de las cuencas Cuicateca y Arcelia pueden ser remanentes de la misma cuenca trasarco. Aunque la evolución del bloque Chortís en reconstrucciones paleogeográficas sigue siendo incierta, la estratigrafía mesozóica de este tiene mucha similitud con la del terreno Mixteco, lo que sugiere una ubicación cercana o adyacente a este al menos desde el Jurásico Medio. Capas continentales y marinas de aguas someras con plantas fósiles y amonitas del Jurásico Medio en el bloque Chortís (Fm. Agua Fría; Ritchie y Finch, 1985; Gordon, 1993) son correlacionables con la Formación Tecocoyunca. Rocas clásticas continentales del Cretácico Inferior asociadas a fallamientos distensivos (Fm. Tepemechín) subyaciendo a calizas de plataforma del Aptiano-Albiano ampliamente dispersas (Grupo Yojoa) en el bloque Chortís (Gordon, 1993), son también

comparable al Cretácico Inferior del terreno Mixteco en algunas regiones (e.g. Morán-Zenteno *et al.*, 1993). La gran escasez de rocas volcánicas jurásicas y cretácicas en el bloque Chortís (Donnelly *et al.*, 1990; Gordon, 1990; 1993) indica una ubicación alejada de la influencia de arcos volcánicos (Figura 46A), y hace improbable que este bloque corresponda a una extensión hacia el sur del terreno Guerrero. En el modelo de evolución tectónica que se propone, se postula que rocas cretácicas de arco fueron acrecionadas durante el Cretácico Tardío al margen occidental del bloque Chortís con el cierre de la cuenca de Arcelia (Figura 46B). Estas rocas de arco pueden estar ahora cubiertas por rocas volcánicas cenozoicas. La presencia de rocas con metamorfismo de alta presión/baja temperatura como elementos de una posible zona de subducción del Cretácico Inferior (Vidal-Serratos, 1991a; Talavera-Mendoza, 2000a) o precretácica en el área de Ixtapa-Zihuatanejo, como se discutió en capítulo aparte, fortalece la idea de que el bloque Chortís no estuvo adjunto a la región suroccidental de México durante tiempos cretácicos o precretácicos. La posición del bloque Chortís al sur de los terrenos Mixteco y Zapoteco durante el Cretácico, inferida aquí con base en datos geológicos, es congruente con la deducida al restaurar el desplazamiento lateral paleógeno de la cuenca Caiman en el Caribe (e.g. Schaaf *et al.*, 1995; Dickinson y Lawton, 2001).

V.4 Cretácico Tardío-Paleoceno

A principios del Cretácico Tardío buena parte de la región sur de México empieza a experimentar perturbaciones tectónicas que se reflejan claramente en el registro estratigráfico. En muchos lugares la sedimentación marina con volcanismo asociado cesó durante el Cenomaniano-Turoniano para dar paso a capas clásticas continentales del Cretácico más tardío-Paleoceno depositadas en discordancia angular, como es el caso en la región de Tejupilco. En la plataforma Morelos-Guerrero, el cambio en las condiciones de depósito de calizas de aguas someras de la Formación Morelos del Albiano-Cenomaniano a calizas pelágicas, con sedimentos siliciclásticos tipo *flysch* de la Formación Mexcala del Turoniano-Maastrichtiano (?), estuvo relacionado con una subsidencia flexural de la plataforma de poniente a oriente en el límite Cenomaniano-Turoniano (Hernández-Romano *et al.*, 1997; Hernández-Romano, 1999). Para estos autores, esta subsidencia favoreció un ambiente anóxico con reducción drástica en la sedimentación de carbonatos e incremento en el

suministro de terrígenos. Se considera, sin embargo, que la causa fundamental que extinguió la plataforma Morelos-Guerrero fue un cambio en el régimen tectónico de una cuenca trasarco a una de retroarco (Hernández-Romano, 1999). En otros términos, esto equivale al cambio de un sistema arco-trincheras extensional o neutro a uno compresivo, lo que corresponde al inicio de la deformación del arco volcánico de margen continental con el cierre progresivo de la cuenca trasarco de Arcelia (Figura 46B). El plegamiento, con apilamiento tectónico de las secuencias de arco al poniente, generó una carga tectónica suficiente para producir un perfil de subsidencia flexural en la plataforma calcárea, cambiando radicalmente las condiciones de depósito (Hernández-Romano, 1999). De acuerdo a este autor, el suministro de terrígenos se incrementó progresivamente desde el frente orogénico al poniente y áreas de basamento precretácico levantadas al oriente sofocando la sedimentación de carbonatos. Relaciones isotópicas Sm-Nd ($\epsilon_{Nd(i)} = -0.6$) y análisis de procedencia de lutitas y areniscas de la Formación Mexcala sugieren corteza antigua reciclada y arco magmático juvenil como fuente de detritos (Centeno-García, 1994). La secuencia tipo *flysch* de la Formación Mexcala, como unidad sinorogénica y cobertura de la plataforma calcárea, estuvo entonces estrechamente vinculada con el inicio y la evolución del frente orogénico del Cretácico Tardío en la región, lo que la hace una unidad diacrónica, siendo más antigua hacia el poniente y más joven hacia el oriente (de Cserna *et al.*, 1980). En el área de Teloloapan, borde occidental de la plataforma Morelos-Guerrero, el *flysch* posiblemente empezó a depositarse desde el Cenomaniano (Monod *et al.*, 2000), en la parte media de la plataforma el depósito ocurrió durante el Turoniano (Hernández-Romano *et al.*, 1997; Hernández-Romano, 1999), en la porción medio-oriental en el Coniaciano-Santoniano (Lang y Frerichs, 1998), y en el sector oriental en el Maastrichtiano inferior (Perrilliat y Vega, 1997). Esto viene a confirmar la migración en tiempo del depósito de la Formación Mexcala.

Esta tectónica del Cretácico Tardío coincide con cambios importantes en la interacción de límite de placas. A 100 Ma (*ca.* límite Albiano-Cenomaniano) ocurrió un incremento marcado (de 60 km/Ma a más de 100 km/Ma) en la convergencia entre las placas Farallón y Norteamericana, y entre 74 Ma (Campaniano) y 66 Ma (Maastrichtiano) éste se acentuó notablemente de manera escalonada (de 100 km/Ma a 150 km/Ma), acompañado por un cambio en el movimiento nororiental de la placa Farallón a uno oriental (Engebretson *et al.*,

1985; Figura 46B y C). La tasa alta de convergencia entre estas placas, aunada a otros procesos de subducción, y no acreción de terrenos aloctonos, parece estar por lo tanto relacionada con los movimientos orogénicos del Cretácico Tardío no sólo de la porción centro-occidental de Estados Unidos (Engebretson *et al.*, 1985; Bird, 1998) sino también de la región cordillerana del sur del México. En esta región, el plegamiento y cabalgamiento de las secuencias de arco volcánico de margen continental y de cuenca trasarco, y la deformación de la plataforma Morelos-Guerrero con la sedimentación sinorogénica de su cobertura durante el Cenomaniano-Santoniano, estuvieron probablemente relacionados con el primer incremento en la convergencia entre las placas Farallón y Norteamericana, con transmisión de esfuerzos compresionales a esta última. Durante el Campaniano-Maastrichtiano, con el cambio en el sentido horario de la dirección de movimiento de la placa Farallón y una mayor convergencia con Norteamérica (Engebretson *et al.*, 1985; Figura 46C), el pulso orogénico en el sur de México continuó, probablemente con una tasa mayor de deformación compresiva, y fue acompañado por el emplazamiento de algunos cuerpos plutónicos (batolito de Tingambato y otros cuerpos intrusivos en la región de Tejupilco), y el levantamiento general de toda la región suroccidental de México. La etapa de deformación del Cenomaniano-Santoniano es parcialmente contemporánea con la orogenia Sevier (DeCelles, 1994; DeCelles y Mitra, 1995) del poniente de Estados Unidos, mientras que el movimiento orogénico del Campaniano-Maastrichtiano, que fue más intenso y de mayor propagación, corresponde claramente a la orogenia Laramide, la cual terminó en el Eoceno temprano en el frente de la Sierra Madre Oriental en la región del Golfo de México (Mossman y Viniegra-Osorio, 1976; de Cserna, 1989). En la región de Tejupilco y áreas aledañas, las unidades cretácicas y precretácicas plegadas están cubiertas discordantemente por las capas rojas posorogénicas de la Formación Balsas, cuya edad puede variar desde el Maastrichtiano al Eoceno (de Cserna y Fries, 1981; de Cserna, 1982), por lo que la terminación de la fase compresiva de la orogenia Laramide en esta parte de México se puede establecer en el Maastrichtiano temprano. Así lo indican también edades isotópicas maastrichtianas y paleocénicas de rocas intrusivas y volcánicas posorogénicas en áreas aledañas (Ortega-Gutiérrez, 1980; Cerca *et al.*, 2002; Meza-Figueroa *et al.*, 2003).

En la región clásica de la orogenia Laramide, porción centro-occidental de Estados Unidos, esta orogenia involucró levantamientos y cabalgamientos del basamento (Dickinson y Snyder, 1978), y estuvo más relacionada a una tracción basal en la placa de Norteamérica al ser subducida en un ángulo subhorizontal por las placas Kula y Farallón, que a la tasa de convergencia de estas placas (Bird, 1998). Si bien la cinemática de la orogenia Laramide en México, porción meridional de la región cordillerana de Norteamérica donde está ampliamente difundida, ha sido poco evaluada en término de la dinámica de placas (*e.g.* Sedlock *et al.*, 1993), la acreción de terrenos alóctonos como causa principal de esta orogenia en este sector cordillerano es, como en el caso anterior, altamente improbable. En México, la orogenia Laramide, caracterizada predominantemente por una tectónica supracortical (*thin-skinned*), con cierre de cuencas marginales y desarrollo de un cinturón de pliegues y cabalgaduras, con involucramientos del basamento metamórfico sólo en algunas partes, como es el caso en la región de estudio, pudo también estar controlada por una subducción subhorizontal, aunque a diferencia de la región estadounidense, en México la tasa alta de convergencia entre las placas Farallón y Norteamericana posiblemente jugó un papel más importante.

VI CONCLUSIONES

1. La región de Tejupilco, objetivo central del presente trabajo, se localiza en la porción suroccidental del estado de México y partes aledañas de los estados de Guerrero y Michoacán, y comprende el sector oriental del terreno Guerrero meridional. En esta región, el terreno Guerrero consiste en tres unidades litotectónicas precenozoicas importantes que tienen implicaciones fundamentales para la evolución tectónica del sur de México, porción más meridional del cinturón cordillerano de Norteamérica. Estas unidades son: (1) un basamento siálico premesozoico, con metamorfismo de alto grado, evidenciado por xenolitos de Pepechuca; (2) una secuencia de arco de islas evolucionado del Triásico-Jurásico Inferior (esquistos Tejupilco, ETJ) y; (3) una secuencia de arco volcánico-cuenca trasarco del Jurásico Superior (?)-Cretácico medio (grupo Arcelia-Palmar Chico, GAP).
2. El substrato siálico premesozoico, probablemente proterozoico, consiste en ortos y paragneises graníticos con un metamorfismo granulítico de baja presión. Asociaciones metamórficas tales como: feldespatos potásicos + plagioclasa + sillimanita + cordierita + biotita + espinela y plagioclasa + sillimanita + corindón + espinela, sugieren rangos de $P \geq 3 \leq 6$ kb y $T = 730^\circ$ a 760°C . La naturaleza fuertemente evolucionada de estas rocas metamórficas, indicada por datos isotópicos Rb-Sr y Sm-Nd ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)} = 0.7178$ a 0.7237 ; $\epsilon_{\text{Nd}(0)} = -6.1$ a -7.3 ; $T_{\text{DM}} = 1.2$ Ga a 1.6 Ga), es comparable a rocas grenvillianas del sur de México. La presencia de rocas cristalinas premesozoicas con clara afinidad continental debajo de las secuencias mesozoicas marinas de arco volcánico de la región, tiene implicaciones tectónicas fundamentales relacionadas con la estructura cortical del centro-sur de México. La existencia de corteza continental antigua no sólo en el subsuelo de la región sino también en el de partes aledañas, es además sustentado por xenolitos granulíticos en otros lugares y por perfiles gravimétricos que sugieren espesores de corteza de 40-45 km para la región. Modelos tectónicos sobre el terreno Guerrero como un complejo de arcos de islas desarrollados sobre litosfera oceánica deben, por lo tanto, ser revaluados.



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

3. El ensamble metamórfico de Tejupilco pre-Jurásico Superior comprende al esquistos Tejupilco (ETJ) y al metagranito Tizapa (MGT). EL ETJ es una secuencia marina metavolcanosedimentaria caracterizada por sedimentos pelíticos y algunos horizontes de cuarcitas con intercalaciones de rocas volcánicas basálticas, andesítico-dacíticas y riolíticas calcialcalinas, y mineralización polimetálica singenética tipo "Kuroko". El MGT es un plutón granítico calcialcalino peraluminoso que intrusionó a la secuencia volcanosedimentaria, y cuyas características geoquímicas e isotópicas ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)} = 0.7078$; $\epsilon_{\text{Nd}(i)} = -3.5$; $T_{\text{DM}} = 1.3 \text{ Ga}$) corresponden a una roca muy evolucionada, con componentes de corteza proterozoica. En conjunto, las características geoquímicas de elementos mayores y trazas e isotópicas de las rocas volcánicas y del granito corresponden claramente a una serie calcialcalina de margen continental activa, o a un arco volcánico evolucionado con involucramiento de substrato síalico en la generación de magmas. El ETJ no es, por consiguiente, un arco de islas desarrollado sobre litosfera oceánica.

4. El ETJ está fuertemente deformado, presenta evidencias de al menos tres fases de deformación compresiva (D_{T1} , D_{T2} , D_{T3}). Las dos primeras fases de deformación son penetrante con un metamorfismo regional en facies de esquistos verde asociado (M_{T1} , M_{T2}), y se interpretan como pulsos tectonotérmicos del mismo evento orogénico (orogenia Náhuatl). En M_{T2} la parte baja de la facies de anfibolita fue alcanzada en los niveles estructurales expuestos más inferiores. El MGT, sintectónico con $D_{\text{T2}}/M_{\text{T2}}$, se caracteriza por una deformación milonítica heterogénea desarrollada en condiciones de presión-temperatura de *ca.* 4 kb y 500°C, y con una dirección de transporte tectónico hacia el oriente, congruente con la deformación y el metamorfismo regional del ETJ circundante. El MGT, como unidad sinorogénica clave para fechar y posfechar la deformación y el metamorfismo regional y el depósito del ETJ, respectivamente, dió una edad de intersección inferior U-Pb (zircón) de $186.5 \pm 7.4 \text{ Ma}$, y es interpretada como la edad de cristalización del granito. La edad del evento orogénico es por consiguiente de edad toarciana y el depósito del ETJ pre-Toarciano. El depósito de la secuencia metavolcanosedimentaria del ETJ probablemente ocurrió durante Triásico-Jurásico Temprano como lo sugieren las edades modelo Pb-Pb para el yacimiento singenético de sulfuros masivos de Tizapa. Esto implica que El terreno Guerrero, por lo menos en su

porción meridional, tiene una historia tectónica más compleja de lo que hasta ahora se había considerado.

5. El GAP es una secuencia marina volcanosedimentaria de por lo menos 2,500 m de espesor, que sobreyace estructuralmente al ETJ. La parte inferior del GAP consiste en caliza arcillosa, terrígenos turbidíticos finos y gruesos, lava basáltica almohadillada, caliza micrítica y sedimentos silícicos. La parte superior está compuesta de lava almohadillada y masiva basáltica a andesítica, hialoclastita, pizarra negra, sedimentos silícicos y tobáceos, y bancos pequeños y aislados de caliza masiva fosilífera. Diques basálticos, pequeños cuerpos tonalíticos y dioríticos ricos en hornblenda con cúmulos hornblendíticos, y pequeños lentes de serpentinita, cortan a la secuencia volcanosedimentaria del GAP. Con base en datos paleontológicos e isotópicos, la edad de la parte inferior del GAP, predominantemente sedimentaria, puede variar desde el Titoniano (?) hasta el Albiano, mientras que la parte superior, predominantemente volcánica, es del Albiano-Cenomaniano. Muestras de lava almohadillada de la parte inferior y superior del GAP dieron edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 103.1 ± 1.3 Ma y 93.6 ± 0.6 Ma, respectivamente.
6. Las rocas volcánicas submarinas de la parte inferior y superior del GAP son geoquímicamente indistinguibles, y corresponden a una misma serie magmática toleítica con afinidad de basaltos toleíticos intraplaca o MORB enriquecido, diferenciándose claramente de las rocas metavolcánicas subyacentes del ETJ. Con base en relaciones geológicas y en características geoquímicas de las rocas volcánicas intercaladas, el GAP se interpreta como el relleno de una cuenca trasarco cretácica (cuenca de Arcelia) desarrollada por un proceso de atenuación de corteza por tectónica distensiva, con generación de magmatismo poco evolucionado que tuvo poca o nula interacción con corteza continental.
7. El GAP presenta una deformación fuerte a moderada en su parte inferior incompetente (predominantemente sedimentaria) y moderada a tenue en su parte superior competente (predominantemente volcánica), con imbricaciones tectónicas en todo su espesor, y con un metamorfismo no penetrante de muy bajo grado. Las características estructurales del GAP en su parte inferior más deformada, están definidas por dos fases de plegamiento, F_{A1} y

F_{A2}, con dirección de transporte tectónico hacia el NE, y con vergencia predominante hacia el poniente, respectivamente. Estos rasgos estructurales pueden ser producto de una deformación progresiva importante que, debido a cambios en el campo de esfuerzos, tasa de deformación, y comportamiento reológico heterogéneo de la litología involucrada, durante las fases inicial (D_{A1}) y final (D_{A2}) desarrolló estructuras sobrepuestas con geometrías diferentes.

8. El contacto entre GAP y el ETJ, originalmente discordante, fue posteriormente retrabajado como una importante falla inversa de bajo ángulo durante D_{A1}/F_{A1}, que corresponde al traslape tectónico del primero sobre el segundo. El GAP se considera, por lo tanto, como una unidad para autóctona que evolucionó en un contexto de arco de margen continental posterior a un evento de colisión arco-continente.
9. Para explicar la deformación progresiva del GAP se propone un modelo de tectónica de inversión, en el que fallamiento lístrico extensional, relacionado a una cuenca trasarco (cuenca de Arcelia), es reactivado como fallamiento inverso, con plegamiento cortical por propagación de falla del basamento premesozoico, durante la orogenia Laramide del Cretácico Tardío. Dado que en este plegamiento se involucra al basamento cristalino premesozoico no expuesto, y afecta tanto al ETJ como al GAP, la orogenia Laramide, en esta parte del sur de México, corresponda a una tectónica profunda (*thick-skinned tectonics*).
10. El metamorfismo del GAP se caracteriza por cristalización fina de mica blanca y cuarzo en sedimentos arcillosos, en zona de cizalla con espesores milimétricos hasta métricos, y por asociaciones mineralógicas tales como prehnita + pumpellyita + epidota ± clorita ± albita ± cuarzo en las rocas volcánicas intercaladas. Las asociaciones metamórficas, que corresponden claramente a la facies de prehnita-pumpellyita, coexistente con sectores de roca no alterada y/o con sectores palagoníticos en las rocas volcánicas submarinas. De acuerdo a las relaciones texturales de estas asociaciones, el metamorfismo en las rocas volcánicas es esencialmente estático de piso oceánico o submarino, desarrollado en condiciones de presión-temperatura que pueden variar entre 1 a 3 kb, y 200° a 300°C.

11. En el modelo de evolución tectónica mesozoica que se propone, el ETJ, con una historia tectonotérmica radicalmente diferentes al terreno Mixteco adyacente, se interpreta como parte de un arco intraoceánico (Guerrero) con substrato continental tipo "Pepechuca" evolucionando fuera del margen centro-occidental de Pangea durante el Triásico-Jurásico Temprano. Se postula que la evolución de este arco (terreno Guerrero real) se dio en un contexto de doble subducción con polaridades opuestas. Con el cierre de una cuenca oceánica entre el margen de Pangea y el arco Guerrero, este colisionó con Pangea a finales del Jurásico Temprano ocasionando deformación, metamorfismo regional de bajo grado y magmatismo orogénico en el ETJ y en unidades correlacionables del suroccidente de México. Este evento de colisión arco-continente, designado como orogenia Náhuatl, representa la mayor acreción tectónica de arcos volcánicos interoceánicos mesozoicos a la estructura continental de México.

12. Durante el Jurásico Medio el arco Guerrero ya acrecionado probablemente fue erosionado intensamente y desplazado hacia el sur conjuntamente con el bloque Mixteco-Zapoteco, llegando a su posición actual en el Berriasiano. Durante el Titoniano (?) -Berriasiano se reinició el volcanismo de arco en el poniente de México, pero ahora en un contexto de arco de margen continental tipo andino. Con la evolución de este arco (terreno Guerrero tradicional) en el Cretácico Temprano, se desarrolló una cuenca trasarco (cuenca de Arcelia) controlada posiblemente por el retroceso de la placa en subducción (*rollback*). Este mecanismo de *rollback* provocó movimientos convectivos del manto astenosférico, causando distensión y adelgazamiento de la corteza continental sobreyacente y generando magmatismo toleítico intraplaca en la cuenca trasarco (GAP). Este magmatismo coexistió con buena parte del magmatismo calcialcalino del arco de margen continental.

13. En el Cenomaniano-Turoniano el volcanismo de arco de margen continental (terreno Guerrero tradicional) cesó en la mayor parte del suroccidente de México para dar paso a cambios drásticos en el regimen de sedimentación marina. Esto es debido al inició de la deformación del arco con el cierre progresivo de la cuenca trasarco causado por un aumento en la tasa de convergencia entre las placas Farallón y de Norteamérica. Durante el

Campaniano-Maastrichtiano temprano, la deformación compresiva fue más intensa y fue acompañada por magmatismo en algunas áreas y el levantamiento general de toda la región suroccidental de México (orogenia Laramide). Este evento orogénico, que cambió ambientes marinos a escenarios continentales y se propagó hasta el Eoceno temprano en el oriente de México, fue probablemente consecuencia de un incremento notable en la tasa de convergencia entre las placas mencionadas, y a una subducción subhorizontal con tracción basal en la placa de Norteamérica, y no a la colisión del terreno Guerrero.

REFERENCIAS CITADAS

- Aguirre-Díaz, G., Dubois, M., Laureyns, J., and Shaaf, P., 2002, Nature and P-T conditions of the crust beneath the Central Mexican Volcanic Belt based on a Precambrian crustal xenolith: *International Geological Review*, v. 44, p. 222-242.
- Alaniz-Álvarez, S. A., van der Heyden, P., Nieto-Samaniego, A. F., Ortega-Gutiérrez, F., 1996, Radiometric and kinematic evidence for Middle Jurassic strike-slip faulting in southern Mexico related to the opening of the Gulf of Mexico: *Geology*, v. 24, p. 443-446.
- Alencaster, G., and Pantoja-Alor, J., 1995, New early Aptian rudists (Bivalvia-Hippuritacea) from the Huetamo area in southwestern Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 12, p. 123-133.
- Alencaster, G., and Pantoja-Alor, J., 1998, Two new Lower Cretaceous rudists (Bivalvia-Hippuritacea) from the Huetamo region, southwestern Mexico: *GEOBIOS*, M.S. no. 22, p. 15-28.
- Almazán-Vásquez, E., 1988, Marco paleosedimentario y geodinámico de la Formación Alisitos en la Península de Baja California: *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista*, v. 7, p. 41-51.
- Anderson, J. R., 1983, Petrology of a portion of the eastern Peninsular Ranges mylonite zone southern California: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 84, p. 253-271.
- Anderson, T. H., and Silver, L. T., 1971, Age of granulite metamorphism during the Oaxaca orogeny, Mexico: *Geological Society of America Abstract with Programs*, v. 3, p. 492.
- Anderson, T. H., and Schmidt, V. A., 1983, The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time: *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, p. 941-966.
- Ashworth, J. R., and McLellan, E. L., 1985, Textures, in J. R. Ashworth (ed.), *Migmatites*: Glasgow, Blackie & Son Ltd., p. 180-203.
- Atherton, M. P., Sanderson, L. M., Warden, V., and McCourt, W. J., 1985, The volcanic cover: chemical composition and the origin of the magmas of the Calipuy Group, in W. S. Pitcher, M. P. Atherton, E. J. Cobbing, and R. D. Beckinsale (eds.), *Magmatism at a plate edge: the Peruvian Andes*: Glasgow, Blackie Halsted, 273-284.
- Barboza-Gudino, J. R., Tristán-González, M., and Torres-Hernández, J. R., 1999, Tectonic setting of pre-Oxfordian from central and northeastern México: A review, in C. Bartolini *et al.* (eds.), *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico*: Geological Society of America Special Paper 340, p. 197-210.
- Barker, F., 1979, Trondjemite: definition, environment and hypothesis of origin, in F. Barker (ed.), *Trondjemites, dacites, and related rocks*: New York, Elsevier, p. 1-12.
- Barth, S., Oberli, F., Meier, M., 1989, U-Th-Pb systematics of morphologically characterized zircon and allanite: a high-resolution isotopic study of the Alpine Rensen pluton (northern Italy): *Earth and Planetary Science Letters*, v. 95, p. 235-254.
- Basaltic Volcanism Study Project, 1981. *Basaltic volcanism on the terrestrial planets*: Pergamon Press, New York, NY, 1286 p.
- Baumann, L. 1986, Geosynclinal sulphide deposits in the plate-tectonic scheme, in K. H. Wolf, (ed.), *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits*: Amsterdam, Elsevier Science Publishers, v. 14, p. 185-221.
- Beiersdorfer, R. E., and Day, H. W., 1995, Mineral paragenesis of pumpellyite in low-grade mafic rocks, in P. Schiffman, and H. W. Day (eds.), *Low-Grade Metamorphism of Mafic Rocks*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 296, p. 5-27.
- Bell, T. H., and Johnson, S. E., 1989, The role of deformation partitioning in the deformation and recrystallization of plagioclase and K-felspar in the Woodroffe Thrust mylonite zone, central Australia: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 7, p. 152-168.
- Berthé, D., Choukroune, P., Jegouzo, P., 1979, Orhogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granite: the example of the South Armorican shear zone: *Journal of Structural Geology*, v. 1, p. 31-42.
- Bird, P., 1998, Kinematic history of the Laramide orogeny in latitudes 35° — 49°N, western United States: *Tectonics*, v. 17, p. 780-801.
- Blatter, D. L., Carmichael, I. S. E., 1998, Hornblende peridotite xenoliths from central Mexico reveal the highly oxidized nature of subarc upper mantle: *Geology*, v. 26, p. 1035-1038.
- Blatter, D. L., Carmichael, I. S. E., Deino, A. L., Renne, P. R., 2001, Neogene volcanism at the front of the central Mexican volcanic belt: basaltic andesite to dacites, with contemporaneous shoshonites and high-TiO₂ lava: *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, p. 1324-1342.
- Bohlen, S. R., Dollase W. A., y Wall, V. J., 1986, Calibration and application of spinel equilibria in the system FeO-Al₂O₃-SiO₂: *Journal of Petrology*, v. 27, p. 1143-1156.



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

- Böhnell, H., Alva-Valdivia, S., González-Huesca, Urrutia-Fucugauchi, J., Morán-Zenteno, D., and Schaaf, P., 1989, Paleomagnetic data and the accretion of the Guerrero terrane, southern México continental margin, in J. W. Hillhouse (ed.), *Deep Structure and Past Kinematics of Accreted Terranes*, Geophysical Monograph 50, IUGG 5, p. 73-92.
- Böhnell, H., 1999, Paleomagnetic study of Jurassic and Cretaceous rocks from the Mixteca terrane (Mexico): *Journal of South American Earth Sciences*, v. 12, p. 545-556.
- Brown, G. C., 1982, Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution, and relation to volcanic arcs, in R. S. Thorpe (ed.), *Andesites and Related Rocks*: New York, John Wiley & Sons, p. 437-461.
- Brown, G. C., Thorpe, R. S., and Webb, P. C., 1984, The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources: *Journal of Geological Society London*, v. 141, p. 413-426.
- Bucher, K., and Frey, M., 1994, *Petrogenesis of Metamorphic Rocks* (6th Edition, Complete Revision of Winkler's Textbook): Berlin, Springer-Verlag, 318 p.
- Bump, A. P., 2003, Reactivation, trishear modelling, and folded basement in Laramide uplifts: implication for the origin of the continental faults: *GSA Today*, v.13, no. 3, p. 4-10.
- Burckhardt, C., 1930, Étude synthétique sur le Mésozoïque mexicain. *Mém. Soc. Paléont. Suisse*, v. 49-50, 280 p.
- Busby, C., Smith, D., Morris, W., and Fackler-Adams, B., 1998, Evolutionary model for convergent margins facing large ocean basins: Mesozoic Baja California, Mexico: *Geology*, v. 26, p. 227-230.
- Caballero-Miranda, C., Morán-Zenteno, D., Urrutia-Fucugauchi, J., Silva-Romo, G., Böhnell, H., Jurado-Chichay, Z., and Cabral-Cano, E., 1990, Paleogeography of the northern portion of the Mixteca terrain, southern México, during the Middle Jurassic: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 3, p. 195-211.
- Cabral-Cano, E., Draper, G., Lang, H. R., and Harrison, C. G. A., 2000, Constraining the late Mesozoic and early Tertiary tectonic evolution of southern Mexico: structure and deformation history of the Tierra Caliente region: *The Journal of Geology*, v. 108, p. 427-446.
- Camilleri, P. A., and Chamberlain, K. R., 1997, Mesozoic tectonics and metamorphism in the Pequop Mountains and Wood Hill region, northeast Nevada: Implications for the architecture and evolution of the Sevier orogen: *Geological Society of America Bulletin*, v. 109, p. 74-94.
- Campa-Uranga, M. F., 1978, La evolución tectónica de Tierra Caliente, Guerrero: *Boletín Soc. Geol. Mexicana*, v. 39, p. 52-64.
- Campa, M. F., Campos M., Flores, R. y Oviedo, R., 1974, La secuencia mesozoica volcanosedimentaria metamorfizada de Ixtapan de la Sal, Méx.-Teloloapan, Gro.: *Boletín Soc. Geol. Mexicana*, v. 35, p. 7-28.
- Campa, M. F., Oviedo, R., y Tardy, M., 1976, La cabalgadura laramídica del dominio volcánico sedimentario (Arco Alisitos-Teloloapan) sobre el miogeosinclinal mexicano en los límites de los estados de Guerrero y México: Congreso Latinoamericano de Geología, 3, Acapulco, Resúmenes, p. 23.
- Campa, M. F., y Ramírez, E. J., 1979, La evolución geológica y metalogénesis del noroccidente de Guerrero: Univ. Autón. Guerrero, Serie Técnica-Científica, n. 1, 101p., 5 mapas.
- Campa, M. F., Ramírez, J., and Bloome, C., 1982, La secuencia volcano-sedimentaria metamorfizada del Triásico (Ladiniano-Carnico) de la región de Tumbiscatio, Michoacán: Soc. Geol. Mexicana, Convención Nacional, 6th, México D.F., Programa y Resúmenes, p. 48.
- Campa, M. F., and Coney, P. J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: *Canadian Journal Earth Science*, v. 20, p. 1040-1051.
- Campa-Uranga, M. F., Bustamante-García, J., and Salinas-Prieto, J. C., 1998, The San Juan Las Joyas fold: root of the Papalutla thrust (Mixteco terrane) in Guerrero State, Mexico: IGCP Project 376, Laurentia-Gondwana connections before Pangea, Oaxaca, Mexico, Program and Abstracts, p. 12.
- Campa-Uranga, M. F., and Iriondo, A., 2003, Early Cretaceous protolith ages for metavolcanic rocks from Taxco and Taxco Viejo in southern Mexico: Geological Society of America, 99th Annual Meeting Cordilleran Section Abstracts with Programs, v. 35, p. 71 (abstract).
- Campos-Enríquez, J. O., and Sánchez-Zamora, O., 2000, Crustal structure across southern Mexico inferred from gravity data: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, p. 479-489.
- Camprubi, A., Ferrari, L., Cosca, M. A., Cardellach, E., and Canals, Á., 2003, Ages of epithermal deposits in Mexico: regional significance and links with the evolution of Tertiary volcanism: *Economic Geology*, v. 98, p. 1029-1037.
- Cantú-Chapa, 1968, Las rocas eocretácicas de Zitácuaro, Michoacán: Instituto Mexicano del Petróleo, Tecnología de la Exploración, Sección Geología, Monografía no. 2, p.3-18.
- Carey, S. and Sigurdsson, H., 1984, A model of volcanogenic sedimentation in marginal basin, in B. P. Kokelaar, and M. F. Howells, (Eds.), *Marginal basin geology*: Oxford, Blackwell Scientific, Geological Society Special Publication 6, p. 37-58.

- Carfantan, J. C., 1981, Evolución estructural del sureste de México; paleogeografía e historia tectónica de las zonas internas mesozoicas: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, v. 5, p. 207-216.
- Carfantan, J. C., 1983, Les ensembles géologiques du Mexique meridional; evolution geodynamique durant le Mesozoique et le Cenozoique: Geofísica Internacional, v. 22, p. 9-37.
- Cas, R. A. F., and Wright, J. V., 1988, Volcanic successions: modern and ancient: London, Unwin Hyman, 528 p.
- Centeno-García, E., 1994, Tectonic evolution of the Guerrero terrane, western Mexico [Ph. D. Thesis]: University of Arizona, 96 p.
- Centeno-García, E., and Silva-Romo, G., 1997, Petrogenesis and tectonic evolution of central Mexico during Triassic-Jurassic time: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 14, p. 244-260.
- Centeno-García, E., García, J.L., Guerrero-Suástegui, M., Ramírez-Espinoza, J., Salinas Prieto, J.C. and Talavera-Mendoza, O., 1993a, Geology of the southern part of the Guerrero terrane, Ciudad Altamirano-Teloloapan area, in F. Ortega-Gutiérrez *et al.* (eds.), Terrane geology of southern Mexico: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, First circum-Pacific and circum-Atlantic terrane conference, Guanajuato, Mexico, Guidebook of field trip B., p. 22-33.
- Centeno-García, E., Ruíz, J., Coney, P. J., Patchett, P. J., and Ortega-Gutiérrez, F., 1993b, Guerrero terrane of Mexico: Its role in the Southern Cordillera from new geochemical data: Geology, v. 21, p. 419-422.
- Centeno-García, E., Corona-Chávez, P., Talavera-Mendoza, O., Iriondo, A., 2003, Geology and tectonic evolution of the western Guerrero terrane—a transect from Puerto Vallarta to Zihuatanejo, Mexico, in Geologic transects across Cordilleran Mexico, Guidebook for field trips of the 99th Annual Meeting of the Cordilleran Section of the Geological Society of America, México, D. F.: Univ. Nal., Autón. México, Inst. Geología, Publicación Especial 1, Field trip 9, p. 201-228.
- Cerca, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., 2001, Edad y cinemática de la deformación asociada a la falla de Papalutla, Gro.: GEOS, Resúmenes y Programa, v. 21, no. 3, p. 202.
- Cerca, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., e Iriondo, A., 2002, Cartografía geológico-estructural de la zona oriental de la plataforma Guerrero-Morelos: GEOS, Resúmenes y Programa, v. 22, no. 2, p. 179-180.
- Chapell, B. W., and White, A. J. R., 1974, Two contrasting granite types: Pacific Geology, v. 8, p. 173-179.
- Chávez-Aguirre, J. M., y Mendoza-Flores, A., 1998, Dataciones de rocas ígneas y metamórficas de la región de Valle de Bravo, estado de México: Primera Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, México, D. F., Libro de Resúmenes, p. 144.
- Chen, J. H., and Moore, J. G., 1982, Uranium-lead isotopic ages from the Sierra Nevada batholith, California: Journal of Geophysical Research, v. 87, p. 4761-4784.
- Chesley, J., Ruiz, J., Richter, K., Ferrari, L., Gomez-Tuena, A., 2002, Source contamination versus assimilation: an example from the Trans-Mexican Volcanic Arc: Earth and Planetary Science Letters, v. 195, p. 211-221.
- Cho, M., Murayama, S., and Liou, J. G., 1986, Transition from the zeolite to prehnite-pumpellyite facies in the Karmutsen metabasites, Vancouver Island, British Columbia: Journal of Petrology, v. 27, p. 467-494.
- Cho, M., and Liou, J. G., 1987, Prehnite-pumpellyite to greenschist facies transition in the Kartmunsen metabasites, Vancouver Island, B. C.: Journal of Petrology, v. 28, p. 417-443.
- Coney, P. J., 1983, Un modelo tectónico de México y sus relaciones con América del Norte, América del Sur y del Caribe: Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, v. 25, no. 1, p. 6-15.
- Contreras-Rodríguez, L., Miranda-Molina, J. J., y Vargas-Montaña, M., 1990, Estudio geológico del área de Valle de Bravo-Nvo. Sto. Tomás de los Platanos, estado de México: Soc. Geol. Mexicana, X Convención Geológica Nacional, México, D.F., Memoria de Resúmenes, p. 35.
- Coombs, D. S., Ellis, A. J., Fyfe, W. S., and Taylor, A. M., 1959, The zeolite facies, with comments on the interpretation of hydrothermal synthesis: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 17, p. 53-107.
- Coombs, D. S., 1960, Lower grade mineral facies in New Zealand: 21st International Geological Congress, Copenhagen, v. 13, p. 339-351.
- Corona-Esquivel, R., 1981 (1983), Estratigrafía de la región de Olinalá-Tecocoyunca, noreste del estado de Guerrero: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, v. 5, p. 17-24.
- Coward, M., 1994, Inversion tectonics, in P. L. Hancock (ed.), Continental Deformation, Oxford, Pergamon Press, p. 289-304.
- Dalrymple, G. B., Lanphere, M. A., and Clague, D. A., 1980, Conventional and ⁴⁰Ar/³⁹Ar K-Ar ages of volcanic rocks from the Ojin (site 430), Nintoku (site 432), and Suiko (site 433) seamounts and the chronology of volcanic propagation along the Hawaiian-Emperor chain: Deep Sea Drilling Project, Initial Report, v. 55, p. 659-676.

- Dávila-Alcocer, V. M., and Guerrero-Suástegui, M., 1990, Una edad basada en radiolarios para la secuencia volcanosedimentaria al oriente de Arcelia, Edo. de Guerrero: Soc. Geol. Mexicana, X Convención Geológica Nacional, México, D.F., Memoria de Resúmenes, p.83.
- Debon, F., and Le Fort, P., 1983, A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations: Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences, v. 73, p. 135-149.
- DeCelles, P. G., 1994, Late Cretaceous-Paleocene synorogenic sedimentation and kinematic history of the Sevier thrust belt, northeast Utah and southwest Wyoming: Geological Society of America Bulletin, v. 106, p. 32-56.
- DeCelles, P. G., and Mitra, G., 1995, History of the Sevier orogenic wedge in term of the critical taper model, northeast Utah and southwest Wyoming: Geological Society of America Bulletin, v. 107, p. 454-462.
- de Cserna, Zoltan, 1961, Tectonic map of Mexico: Geological Society of America, New York, scale 1:2,500,000.
- de Cserna, Zoltan, 1965, Reconocimiento geológico de la Sierra Madre del Sur de México, entre Chilpancingo y Acapulco, estado de Guerrero: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Boletín 62, 76 p.
- de Cserna, Zoltan, 1967 (1969), Tectonic framework of southern México and its bearing on the problem of continental drift: Boletín Soc. Geol. Mexicana, v. 30, n. 2, p. 159-168.
- de Cserna, Zoltan, 1970, Mesozoic sedimentation, magmatic activity and deformation in northern Mexico, in K. Seewald, and D. Sundeen (eds.), The geologic framework of the Chihuahua tectonic belt: Midland, West Texas Geol. Soc., p. 99-117.
- de Cserna, Zoltan, 1978, Notas sobre la geología de la región comprendida entre Iguala, Ciudad Altamirano y Temascaltepec, estados de Guerrero y México: Soc. Geol. Mexicana, Libro-Guía de la excursión a Tierra Caliente, p. 1-25.
- de Cserna, Zoltan, 1982 (1983), Hoja Tejupilco 14Q-g (9), con Resumen de la geología de la Hoja Tejupilco, estados de Guerrero, México y Michoacán: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Carta Geológica de México, Serie 1:100,000, mapa con texto, 28p.
- de Cserna, Zoltan, y Fries, Carl, Jr., 1981, Hoja Taxco 14Q-h (7), con Resumen de la geología de la Hoja Taxco, estados de Guerrero, México y Morelos: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Carta Geológica de México, Serie 1:100,000, mapa con texto, 47p.
- de Cserna, Zoltan, Fries, C., Jr., Rincón-Orta, C., Silver, L.T., Westley, A., Solorio-Munguía, J., y Schmitter-Villada, E., 1974a, Edad Precámbrica tardía del Esquisto Taxco, estado de Guerrero: Boletín. Asoc. Mex. Geol. Petroleros, v. 26, p. 183-193.
- de Cserna, Zoltan, Fries, C., Jr., Rincón-Orta, C., Silver, L.T., Westley, A., Solorio-Munguía, J., y Schmitter-Villada, E., 1974b, Datos geocronométricos terciarios de los estados de México, Morelos y Guerrero: Boletín. Asoc. Mex. Geol. Petroleros, v. 26, p. 263-273.
- de Cserna, Zoltan, Palacios-Nieto, M. y Pantoja-Alor, J., 1978, Relaciones de facies de las rocas cretácicas en el noroeste de Guerrero y en áreas colindantes de México y Michoacán: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, v. 2, p. 8-18.
- de Cserna, Zoltan, Ortega-Gutiérrez, F., y Palacios-Nieto M., 1980, Reconocimiento geológico de la parte central de la cuenca del alto río Balsas, estados de Guerrero y Puebla: Sociedad Geologica Mexicana, Libro Guía de la excursión geológica a la parte central de la cuenca del alto río Balsas, estados de Guerrero y Puebla, p. 1-33.
- de Cserna Zoltan, 1989, An outline of the geology of Mexico, in A. W. Bally and A. R. Palmer (eds.), The Geology of North America—An overview: Boulder, Colorado, Geological Society of North America, v. A., p. 233-263.
- Delgado-Argote, L. A., 1986, Geology and economic study of ultramafic complexes in the coast of Guerrero, Mexico: M.S. thesis, Department of Geosciences, University of Arizona, Tucson, 137 p.
- Delgado-Argote, L. A., Rubinovitch-Kogan, R., and Gasca-Duran, A., 1986, Descripción preliminar de la geología y mecánica de emplazamiento del complejo ultrabásico del cretácico de Loma Baya, Guerrero, México: Geofísica Internacional, v. 25, p. 537-558.
- Delgado-Argote, L. A., López-Martínez, M., York, D., and Hall, C.M., 1992, Geologic framework and geochronology of ultramafic complexes of southern Mexico: Canadian Journal Earth Science, v. 29, p.1590-1604.
- DePaolo, D. J., 1981, Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic: Nature, v. 291, p. 193-196.
- Dewey, J. F., 1980, Episodicity, sequence and style at convergent plate boundaries, in D. W. Strangway (ed.), The Continental Crust and its Mineral Deposits: Geological Association of Canada Special Paper 20, p. 553-573.
- Díaz-García, V., 1980, Las rocas metamórficas de la región de Zacualpan, estado de México: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, vol. 4, p. 1-12.

- Dickerson, R. P. and Holdaway, M. J., 1989, Acadian metamorphism associated with Lexington batholith, Bingham, Maine: *American Journal of Science*, v. 289, p. 945-974.
- Dickinson, W. R., 1985, Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones, in G. G. Zuffa (ed.), *Provenance of Arenites*, Netherlands, NATO ASI Series, D. Reidel Publishing Co., p. 333-361.
- Dickinson, W. R., and Snyder, W. S., 1978, Plate tectonics of the Laramide orogeny, in V. Matthews III (ed.), *Laramide Folding Associated with Basement Block Faulting in the Western United States: Geological Society of America Memoir 151*, p. 355-366.
- Dickinson, W. R., and Lawton, T. F., 2001, Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, p. 1142-1160.
- Digel, S. G., and Gordon, T. M., 1995, Phase relations in metabasites and pressure-temperature conditions at the prehnite-pumpellyite to greenschist facies transition, Flin Flon, Manitoba, Canada, in Schiffman, P., and Day, H. W., eds., *Low-Grade Metamorphism of Mafic Rocks: Boulder, Colorado*, Geological Society of America Special Paper 296, p. 67-80.
- Doe, B. R., and Stacey, J. S., 1974, The application of lead isotopes to the problems of ore genesis and ore prospect evaluation: A review: *Economic Geology*, v. 69, p. 757-776.
- Donnelly, T. W., Horne, G. S., Finch, R. C., and López-Ramos, E., 1990, Northern Central America; The Maya and Chortis blocks, in G. Dengo, and J. E. Cas, (eds.), *The Caribbean Region: Boulder Colorado*, Geological Society of America, *The Geology of North America*, v. H, p. 37-76.
- Dungan, M. A., Vance, J. A., and Blanchard, D. P., 1983, Geochemistry of the Shuksan greenschists and blueschists, North Cascades, Washington: Variably fractionated and altered metabasalts of oceanic affinity: *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 82, p. 131-146.
- Eggleton, R. A., 1979, The ordering path for igneous K-felspar megacrysts: *American Mineralogist*, v. 64, p. 906-911.
- Eggleton, R. A., and Buseck, P. R., 1980, The orthoclase-microcline inversion- a high-resolution transmission electron microscope study and strain analysis: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 74, p. 123-134.
- Elías-Herrera, M., 1981, *Geología del área de Almoloya de las Granadas-San Lucas del Maíz, Municipio de Tejupilco, estado de México: México, D.F., Univ. Nal. Autón. México, Facultad de Ciencias, tesis de Maestría en Ciencias (Geología)*, 177 p.
- Elías-Herrera, M., 1993, *Geology of the Valle de Bravo and Zacazonapan areas, south-central Mexico-field trip*, in F. Ortega-Gutiérrez *et al.* (eds.), *Terrane geology of southern Mexico: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, First circum-Pacific and circum-Atlantic terrane conference, Guanajuato, Mexico, Guidebook of field trip B*, p. 12- 21.
- Elías-Herrera, M., y Sánchez-Zavala, J.L., 1990 (1992), Tectonic implications of a mylonitic granite in the lower structural levels of the Tierra Caliente complex (Guerrero terrane), southern Mexico: *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista*, v. 9, p. 113-125.
- Elías-Herrera, M., and Ortega-Gutiérrez, F., 1997, Petrology of high-grade metapelitic xenoliths in an Oligocene rhyodacite plug-Precambrian crust beneath the southern Guerrero terrane, Mexico?: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 14, p. 101-109.
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Lozano-Santa Cruz, R., 1998, Evidence for pre-Mesozoic sialic crust in the southern Guerrero terrane: geochemistry of the Pepechuca high-grade gneiss xenoliths: *Actas INAGEQ*, v. 4, p. 169-181.
- Elías-Herrera, M., and Ortega-Gutiérrez, F., 1998, The Early Cretaceous Arperos oceanic basin (western Mexico). Geochemical evidence for an asismic ridge formed near a spreading center: *Comment: Tectonophysics*, v. 292, p. 321-326.
- Elías-Herrera, M., Sánchez-Zavala, J. L., and Macias-Romo, C., 2000, Geological and geochronological data of Guerrero terrane in the Tejupilco area, southern Mexico: new constrains on its tectonic interpretation: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, p. 355-375.
- Elías-Herrera, M., and Ortega-Gutiérrez, F., 2002, The Caltepec fault zone: an Early Permian dextral transpressional boundary between the Proterozoic Oaxacan and Paleozoic Acatlán complexes, southern Mexico and regional tectonic implications: *Tectonics*, 21(3), doi: 10.1029/2000TC001278.
- Engelbreton, D. A., Cox, A., and Gordon, R. G., 1985, Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin: *Geological Society of America Special Paper 206*, 59 p.
- Erben, H. K., 1956, *El Jurásico Medio y el Calloviano de México. XX Congr. Geol. Internal.*, México, 139 p.
- Evans, N. H., and Speer, J. A., 1984, Low-pressure metamorphism and anatexis of Carolina Slate Belt phyllites in the contact aureole of the Lilesville Pluton, North Carolina, U.S.A.: *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 87, p. 297-309.

- Evenson, N. M., Hamilton, P. J., O'Nions, R. K., 1978, Rare earth abundances in chondritic meteorites: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 42, p. 1999-2212.
- Faure, Gunter, 1986, *Principles of isotope geology* (second edition): New York, John Wiley & Sons, 589 p.
- Ferry, J. M., 1980, A comparative study of geothermometers and geobarometers in pelitic schist from southern-central Maine: *American Mineralogist*, v. 65, p. 720-732.
- Ferry, J. M., and Spear, F. S., 1978, Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet: *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 66, p. 113-117.
- Fitz-Díaz, E., Campa-Uranga, M. F., y López-Martínez, M., 2002, Fechamiento de lavas andesíticas de la Formación Zicapa, en el límite oriental de la plataforma Guerrero-Morelos: 3ª Reunión Nac. de Ciencias de la Tierra, GEOS, 22, Resúmenes y Programa, p. 178-179.
- Foland, K. A., 1983, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ incremental heating plateaus for biotites with excess argon: *Isotope Geosciences*, v. 1, p. 3-21.
- Frey, M., de Capitani, C., and Liou, J. G., 1991, A new petrogenetic grid for low-grade metabasites: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 9, p. 497-509.
- Freydier, C., Martínez-Reyes, J., Lapierre, H., Tardy, M., and Coulon, C., 1996, The Early Cretaceous Arperos oceanic basin (western Mexico). Geochemical evidence for an asismic ridge formed near a spreading center: *Tectonophysics*, v. 259, p. 343-367.
- Freydier, C., Lapierre, H., Briquieu, L., Tardy, M., Coulon, C., Martínez-Reyes, J., 1997, Volcaniclastic sequences with continental affinities within the Late Jurassic-Early Cretaceous Guerrero intra-oceanic arc terrane (western Mexico): *Journal of Geology*, v. 105, p. 483-502.
- Freydier, C., Lapierre, H., Ruiz, J., Tardy, M., Martínez-R., J., Coulon, C., 2000, The Early Cretaceous Arpero basin: an oceanic domain dividing the Guerrero arc from nuclear Mexico evidenced by the geochemistry of the lavas and sediments: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, p. 325-336.
- Fries, Carl, Jr., 1960, Geología del estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Boletín 60, 236p.
- Fries, Carl, Jr., y Rincón-Orta, C., 1965, Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el Laboratorio de Geocronometría: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología Boletín 73, p. 57-133.
- Gapais, D., 1989, Shear structures within deformed granites-mechanical and thermal indicators: *Geology*, v. 17, p. 1144-1147.
- García-Pérez, F., 1995, Caracterización geofísica de la región de Tierra Caliente y áreas colindantes de los estados de Guerrero, México y Morelos [Tesis de Maestría en Sismología y Física del Interior de la Tierra]: Univ. Nal. Autón. México, 55 p.
- García-Pérez, F., and Urrutia-Fucugauchi, J., 1997, Crustal structure of the Arteaga complex, Michoacán, southern Mexico, from gravity and magnetics: *Geofísica Internacional*, v. 36, p. 235-244.
- González-Partida, E., 1993, Petrografía, geoquímica, cristalquímica y características de los fluidos asociados a una sección del metamórfico aflorante en Tierra Caliente, estados de México, Guerrero y Michoacán: *Geofísica Internacional*, v. 32, p.429-440.
- González-Partida, E., Salinas-Prieto, J. C., y Moctezuma-Salgado, M., 2001, Datos microtermométricos de algunas unidades litológicas del subterreno teloloapan, Guerrero, Mexico: *Boletín Soc. Geol. Mexicana*, Tomo LIV, p. 10-18.
- Goodge, J. W., 1990, Tectonic evolution of a coherent Late Triassic subduction complex, Stuart Fork terrane: *Geological Society of America Bulletin*, v. 102, p. 86-101.
- Gordon, M. B., 1990, Strike-slip faulting and basin formation at the Guayape fault-Valle de Catcamas intersection, Honduras, Central America: The University of Texas at Austin, Ph. D. thesis, 260 p.
- Gordon, M. B., 1993, Revised Jurassic and Early Cretaceous (pre-Yojoa Group) stratigraphy of the Chortís block: paleogeographic and tectonic implications, in Pindell, J. L. and B. F. Perkins, (eds.), *Mesozoic and Early Cenozoic Development of the Gulf of Mexico and Caribbean Region, A Context for Hydrocarbon Exploration*, p. 143-154.
- Grajales-Nishimura J. M., Terrell D. J., and Damon P. E., 1992, Evidencias de la prolongación del arco magmático cordillerano del Triásico Tardío-Jurásico en Chihuahua, Durango y Coahuila: *Boletín Asoc. Mex. Geól Petroleros*, v. XLII, p. 1-18.
- Grajales-Nishimura, J. M., y López-Infanzón, M. y 1983, Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas de la cuenca de Guerrero: Instituto Mexicano del Petróleo, Proyecto C-1157, 73 p.
- Grajales-Nishimura, J. M., y López-Infanzón, M., 1984a, Nuevos datos K-Ar y petrografía de las rocas ígneas y metamórficas de la región sudoccidental del estado de Michoacán: *Soc. Geol. Mexicana*, VII Convención Nacional, México D.F., Libro de Resúmenes, p. 199.

- Grajales-Nishimura, J. M., y López-Infanzón, M., 1984b, Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas en el prospecto Tomatlán-Guerrero, Jalisco: IMP Subdirección de Tecnología y Exploración, Proyecto C-1160 (no publicado).
- Grant J. A., and Frost, B. R., 1990, Contact metamorphism and partial melting of pelitic rocks in the aureole of the Laramie anorthosite complex, Morton Pass, Wyoming, *American Journal of Science* v. 290, p. 425-472.
- Grapes, R. H., 1986, Melting and thermal reconstitution of pelitic xenoliths, Wehr volcano, East Eifel, West Germany: *Journal of Petrology*, v. 27, p. 343-396.
- Guerrero-García, J. C., 1975, Contribution to paleomagnetism and Rb-Sr geochronology: The University of Texas at Dallas, Ph. D. thesis, 131 p.
- Guerrero-Suástegui, M., 1997, Depositional history and sedimentary petrology of the Huetamo sequence, southwestern México: University of Texas at El Paso, Master of Science thesis, 120 p.
- Gulson, B. L., and Krogh, T. E., 1973, Old lead components in the young Bergell massif, southeastern Swiss Alps: *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 40, p. 239-252.
- Hammerschmidt, K., 1983, Hump shaped $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra. Indication of excess argon in white micas from the Swiss Alps. *Fortschritte der Mineralogie, Beiheft 1*, p. 61-78.
- Hansmann, W., and Oberli, F., 1991, Zircón inheritance in an igneous rocks suite from the southern Adamello batholith (Italian Alps); implications for petrogenesis: *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 107, p. 501-518.
- Harley, S. L., 1989, The origins of granulites: a metamorphic perspective: *Geological Magazine*, v. 126, p. 215-247.
- Hashimoto, M., 1966, On the prehnite-pumpellyite metagraywacke facies: *Geological Society of Japan Journal*, v. 72, p. 253-265.
- Harmon, R. S., Barreiro, B. A., Moorbath, S., Hoefs, J., Francis, P. W., Thorpe, R. S., Deruelle, B., McHugh, J., and Viglino, J. A., 1984, Regional O-, Sr- and Pb-isotope relationships in late Cenozoic calc-alkaline lavas of the Andean Cordillera: *Journal of Geological Society London*, v. 141, p. 803-822.
- Harris, N., 1981, The application of spinel-bearing metapelites to P/T determinations: an example from South India: *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v.76, p. 229-233.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A., and Tindle, A. G., 1986, Geochemical characteristics of collision-zone magmatism, in M. P. Coward and A. C. Ries (eds.), *Collision Tectonics*, Geological Society Special Publication 19, p. 67-81.
- Harrison, T. M., 1983, Some observations on the interpretation of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra: *Isotope Geosciences*, v. 1, p.319-338.
- Harrison, T. M., and McDougall, I., 1980, Investigations of an intrusive contact northwest Nelson, N. Z., II. Difusion of radiogenic and excess ^{40}Ar in hornblende from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 44, p. 2004-2020.
- Harrison, T. M., and McDougall, I., 1982, The thermal significance of potassium feldspar K-Ar ages inferred from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum results: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 46, p. 1811-1820.
- Hawkesworth, C. J., and Powell, M., 1980, Magma genesis in the Lesser Antilles island arc: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 51, p. 297-308.
- Hawkesworth, C. J., O'Nions, R. K., Pankhurst, R. J., Hamilton, P. J., and Evensen, N. M., 1977, A geochemical study of island arc and back arc tholeiites from Scotia Sea: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 36, p. 253-262.
- Hawkins, J. W., 1995, Evolution of the Lau Basin-Insights from ODP Leg 135, in B. Taylor, J. Natland (eds.), *Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific*. Geophys. Monograph 88, Washington, D. C., p. 125-173.
- Hernández-Romano, U., Aguilera-Franco, N., Martínez-Medrano M., and Barceló-Duarte, J., 1997, Guerrero-Morelos platform drowning at the Cenomanian-Turonian boundary, Huitziltepec area, Guerrero state, southern Mexico: *Cretaceous Research*, v. 18, p. 661-686.
- Hernández-Romano, Ulises, 1999, Facies, stratigraphy, and diagenesis of the Cenomanian-Turonian of the Morelos-Guerrero Platform, southern Mexico: University of Reading, Ph. D. thesis, 252 p.
- Herrmann, W. R., Nelson, B. K., and Ratschbacher, L., 1994, The origin of a terrane: U/Pb zircón geochronology and tectonic evolution of the Xolapa complex (southern Mexico): *Tectonics*, v. 13, p. 455-474.
- Herwig, J. C., 1982, Stratigraphy, structure, and massive sulfide potential of late Mesozoic metamorphic rocks near El Cirian, estado de Mexico, Mexico [M. A. thesis]: University of Texas at Austin, 107 p.
- Hill, M., Morris, J., and Whealan, J., 1981, Hybrid granodiorites intruding the accretionary prism, Kodiak Shumagin and Sanak islands, southwest Alaska: *Journal of Geophysical Research*, v. 86, p. 10569-10590.

- Hillerbrandt, A. V., Westermann, G. E. G., Callomon, J. H., and Detterman, R. L., 1992, Ammonites of the circum-Pacific region, *in* G. E. G. Westermann (ed.), *The Jurassic of the Circum-Pacific*, p. 342-359.
- Hirth, G., and Tullis, J., 1992, Dislocation creep regimes in quartz aggregates: *Journal of Structural Geology*, v. 14, p. 145-159.
- Hoffer, E., 1978, Melting reaction in aluminous metapelites: stability limits of biotite + sillimanite + quartz in the presence of albite: *Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte*, v. 9, p. 396-407.
- Holdaway, M. J. and Lee, S. M., 1977, Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based in experimental, theoretical, and natural observation: *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 63, p. 175-198.
- Huang, W. L., and Wyllie, P. L., 1974, Melting relations of muscovite with quartz and sanidine in the $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ system to 30 kilobares and outline of paragonite melting relations: *American Journal of Science*, v. 274, p. 378-395.
- Hudson, N. F. C., 1980, Regional metamorphism of some Dalradian pelites in Buchan area, northeast Scotland: *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 73, p. 39-51.
- Hutchinson, R. W., 1980, Massive base metal sulphide deposits as guides to tectonic evolution, *in* D. W. Strangway, (ed.), *The continental crust and its mineral deposits: Geological Association of Canada Special Paper 20*, p. 659-684.
- Israde, I., y Martínez, L., 1986, Contribución al estudio geológico de la transición Pacífico-Tethis en el área de Zitacuaro, Michoacán: IPN, ESIA, tesis de licenciatura, 128 p.
- Jacobo-Albarrán, J., 1986, Estudio petrogenético de las rocas ígneas de la porción central del Eje Neovolcánico: Instituto Mexicano del Petróleo, Proyecto C-2006, 26 p.
- Jarrard, R. D., 1986, Relations among subduction parameters: *Reviews of Geophysics*, v. 24, p. 217-284.
- JICA-MMAJ, 1991, Informe de la exploración cooperativa de mineral en la región Arcelia, Estados Unidos de México, Fase IV: Japan International Cooperation Agency-Metal Mining Agency of Japan, 155p., with appendix A1- A97.
- Johnson, C. A., Lang, H. R., Cabral-Cano, E., Harrison, C. G. A., and Barros, J. A., 1991, Preliminary assessment of stratigraphy and structure, San Lucas region, Michoacan and Guerrero states, SW Mexico: *The Mountain Geologist*, v. 28, p. 121-135.
- Jones, N. W., McKee, J. W., Anderson, T. H., and Silver, L. T., 1995, Jurassic volcanic rocks in northeastern Mexico: A possible remnant of a Cordilleran magmatic arc: *Geological Society of America Special Paper 301*, p. 179-190.
- Jording, A., Ferrari, L., Arzate, J., Jödicke, H., 2000, Crustal variations and terrane boundaries in southern Mexico as imaged by magnetotelluric transfer functions: *Tectonophysics*, v. 327, p. 1-13.
- Karig, D. E., Cardwell, R. K., Moore, G. F., and Moore, D. G., 1978, Late Cenozoic subduction and continental margin truncation along the northern Middle America Trench: *Geological Society of American Bulletin*, v. 89, p. 265-276.
- Keppie, J. D., and Ortega-Gutiérrez, F., 1995, Provenance of Mexican terranes: isotopic constrains: *International Geology Review*, v. 37, p. 813-824.
- Keppie, J. D., Dostal, J., Cameron, K. L., Solari, L. A., Ortega-Gutiérrez, F., and Lopez, R., 2003, Geochronology and geochemistry of Grenvillian igneous suites in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico—tectonic implications: *Precambrian Research*, v. 120, p. 365-389.
- Klesse, E., 1968 (1970), Geology of the El Ocotito-Ixcuinatoyac region and of La Dicha stratiform sulfide deposit, State of Guerrero: *Boletín Soc. Geol. Mexicana*, v. 31, p. 107-140.
- Kramar, N., Cosca, M. A., and Hunziker, J. C., 2001, Heterogeneous $40Ar^*$ distributions in naturally deformed muscovite: in situ UV-laser ablation evidence for microstructurally controlled intragrain diffusion: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 192, p. 377-388.
- Krogh, T. E., 1973, A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 37, p. 485-494.
- Krogh, T. E., 1982, Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 46, p. 637-649.
- Lalonde, A. E., 1989, Hepburn intrusive suite: peraluminous plutonism within a closing back-arc basin, Wopmay orogen, Canada: *Geology*, v. 17, p. 261-264.
- Lang, H. M., and Rice, J. M., 1985, Geothermometry, geobarometry and T-X (Fe-Mg) relations in metapelites, Snow Peak, northern Idaho: *Journal of Petrology*, v. 26, p. 889-924.
- Lang, H. R., Barros, J. A., Cabral-Cano, E., Draper, G., Harrison, C. G. A., Jansma, P. E., and Johnson, C. A., 1996, Terrane deletion in northern Guerrero State: *Geofísica Internacional*, v. 35, p. 349-359.

- Lang, H. R. and Frerichs, 1998, New planktic foraminiferal data documenting Conacian age for Laramide orogeny onset and paleoceanography in southern Mexico: *The Journal of Geology*, v. 106, p. 635-640.
- Lapierre, H., Tardy, M., Coulon, C., Ortiz, H. E., Bourdier, J.-L., Martínez, R. J., y Freydier, C., 1992, Carácterización, génesis et evolución geodinámica del terreno de Guerrero (México occidental): *Canadian Journal Earth Science*, v. 29, p. 2478-2489.
- LaTour, T. E., 1987, Geochemical model for the symplectic formation of the myrmekite during amphibolite grade progressive mylonitization of granite: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 19, p. 741(abstract).
- Lawlor, P. J., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K. L., Ochoa-Camarillo, H., López, R., Sampson, D. E., 1999, U-Pb geochronology, geochemistry, and provenance of the Grenvillian Huiznopala Gneiss of Eastern Mexico: *Precambrian Research*, v. 94, p. 73-99.
- Le Bas, J. M., Lemaître, R. W., Streckeisen, A., and Zannettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: *Journal of Petrology*, v. 27, p. 745-750.
- LeBreton, N. L., and Thompson, A. B., 1988, Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis: *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 99, p. 226-237.
- Lee, J. K. W., Williams, I. S., and Ellis, D. J., 1997, Pb, U and Th diffusion in natural zircon: *Nature*, v. 390, p. 159-181.
- Le Fort, P., 1981, Manaslu leucogranite—a collision signature of the Himalaya; a model for its genesis and emplacement: *Journal of Geophysical Research*, v. 866, p. 10545-10568.
- Le Fort, P., 1986, Metamorphism and magmatism during the Himalayan collision, in M. P. Coward and A. C. Ries (eds.), *Collision Tectonics: Geological Society Special Publication 19*, p. 159-172.
- Le Roex, A. P., Dick, H. J. B., Erlank, A. J., Reid, A. M., Frey, F. A., and Hart, S. R., 1983, Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of lavas erupted along the Southwest Indian Ridge between the Bouvet triple junction and 11 degrees east: *Journal of Petrology*, v. 24, p. 267-318.
- Levi, B., Aguirre, L., Nyström, J. O., Padilla H., Vergara, M., 1989, Low-grade regional metamorphism in the Mesozoic-Cenozoic volcanic sequences of the Central Andes: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 7, p. 487-495.
- Linares, E., and Urrutia-Fucugauchi, J., 1981, K-Ar age of the Rioluta Tilzapotla volcanic activity, Guerrero State, Mexico, and its stratigraphic implications: *Isotopes*, v. 32, p. 5.
- Liou, J. G., 1971, P-T stabilities of laumontite, wairakite, lawsonite and related minerals in the system $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$: *Journal of Petrology*, v. 12, p. 379-411.
- Liou, J. G., Maruyama, S., and Cho, M., 1985, Phase equilibria and mineral paragenesis of metabasites in low-grade metamorphism: *Mineralogical Magazine*, v. 49, p. 321-333.
- Liou, J. G., Maruyama, S., and Cho, M., 1987, Very low-grade metamorphism of volcanic and volcanoclastic rocks—mineral assemblages and mineral facies, in M. Frey (ed.), *Low Temperature Metamorphism: Glasgow, Blackie & Sons*, p. 59-113.
- Liu Huiqi, McClay, K. R., and Powell, D., 1992, Physical model of thrust wedges, in K. R. McClay (ed.), *Thrust Tectonics*, London, Chapman & Hall, p. 71-81.
- Ludwig, K. R., 1991, ISOPLOT: A plotting and regression program for radiogenic-isotope data, Version 2.50: U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 91, 40p.
- Macías-Romo, C. y Solís-Pichardo, G., 1985, Minerografía, microtermometría e isotopía de algunos yacimientos del distrito minero de Cuale, Jalisco: Univ. Nal. Autón. México, tesis de Ingeniero Geólogo, 128 p.
- Maniar, P. D., and Piccoli, P. M., 1989, Tectonic discrimination of granitoids: *Geological Society of America Bulletin*, v. 101, p. 635-643.
- Marsaglia K. M., Ingersoll, R. V., Packer, B. M., 1992, Tectonic evolution of the Japanese islands as reflected in modal compositions of Cenozoic forearc and backarc sand and sandstone: *Tectonics*, v. 11, p. 1028-1044.
- Marsaglia, K. M., Boggs, S. Jr., Clift, P., Seyedolali, A., and Smith R., 1995, Sedimentation in western Pacific backarc basin: new insights from recent ODP drilling, in B. Taylor and J. Natland (eds.), *Active Margin and Marginal Basins of the Western Pacific*, Geophys. Monograph 88, Washington, D. C., 291-314.
- Marsaglia, K. M., 1995, Interarc and backarc basins, in C. J. Busby and R. V. Ingersoll (eds.), *Tectonics of Sedimentary Basins: Cambridge Massachusetts, Blackwell Scientific*, p. 299-330.
- Marshak, S., Karlstrom, K., and Timmons, J. M., 2000, Inversion of Proterozoic extensional faults: An explanation for the pattern of Laramide and Ancestral Rockies intracontinental deformation, United States: *Geology*, v. 28, p. 735-738.
- Martín del Pozzo, A. L., 1990, Geoquímica y paleomagnetismo de la Sierra Chichinautzin: Univ. Nal. Autón. México, tesis de Doctor en Ciencias (Geología), 235 p.

- Marton, G., and Buffler, R. T., 1994, Jurassic reconstruction of the Gulf of Mexico basin: *International Geology Review*, v. 36, p. 545-586.
- Martin, R. F., and Bowden, P., 1981, Peraluminous granites produced by rock-fluid interaction in the Rirwai nonorogenic ring-complex, Nigeria-mineralogical evidence: *Canadian Mineralogist*, v. 19, p. 65-82.
- Martínez-Serrano, R. G., Schaaf, P., Solís-Pichardo, G., Hernández-Bernal, M. del S., Hernández-Treviño, T., Morales-Contreras, J. J., and Macías, J. L., Sr, Nd, Pb isotope and geochemical data from the Quaternary Nevado de Toluca volcano, a source of recent adakitic magmatism, and the Tenango Volcanic Field, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (in press).
- Mattinson, J. M., 1978, Age, origin and thermal histories of some plutonic rocks from the Salinian Block of California: *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 67, p. 233-245.
- McClay, K. R., and Buchanan, P. G., 1992, Thrust faults in inverted extensional basins, in K. R. McClay (ed.), *Thrust Tectonics*, London, Chapman & Hall, p. 93-104.
- McClay, K. R., 1995, The geometries and kinematics of inverted fault systems: a review of analogue model studies, in J. G. Buchanan and P. G. Buchanan (eds.), *Basin Inversion*, Geological Society Special Publication 88, p. 97-118.
- McDougall, I., and Harrison, T. M., 1988, *Geochronology and Thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method*: Oxford Monographs on Geology and Geophysics 9, 212 p.
- McLellan, E. L., 1983, Contrasting textures in metamorphic and anatectic migmatites: An example from the Scottish Caledonides: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 1, p. 241-262.
- McLellan, E. L., 1985, Metamorphic reactions in the kyanite and sillimanite zone of the Barrovian type area: *Journal of Petrology*, v. 26, p. 789-818.
- Meschede, M., and Frisch W., 1998, A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate: *Tectonophysics*, v. 296, p. 269-291.
- Meza-Figueroa, D., Valencia-Moreno M., Valencia, V. A., Ochoa-Landín, L., Pérez-Segura, E., and Díaz-Salgado, C., 2003, Major and trace element geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Laramide plutonic rocks associated with gold-bearing Fe skarn deposits in Guerrero state, southern Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 16, p. 205-217.
- Mezger, K., and Krogstad, E. J., 1997, Interpretation of discordant U-Pb zircon ages: An evaluation: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 15, p. 127-140.
- Miller, C. F., and Bradfish, L. J., 1980, An inner Cordilleran belt of muscovite-bearing plutons: *Geology*, v. 8, p. 412-416.
- Miller, R. B., and Patterson, S. R., 1994, The transition from magmatic to high-temperature solid-state deformation: implications from the Mount Stuart batholith, Washington: *Journal of Structural Geology*, v. 16, p. 853-865.
- Miranda-Gasca, M. A., 1995, The volcanogenic massive sulfide and sedimentary exhalative deposits of the Guerrero terrane. Mexico: The University of Arizona, Ph.D. Thesis, 294 p.
- Mitra, G., 1978, Ductile deformation zones and mylonites: the mechanical process involved in the deformation of crystalline basement rocks: *American Journal of Science*, v. 278, p. 1057-1084.
- Mitra, G., 1984, Brittle to ductile transition due to large strains along the White Rock Thrust, Wind River Mountains, Wyoming: *Journal of Structural Geology*, v. 6, p. 51-61.
- Mitra, S., and Mount, V. S., 1998, Forland basement-involved structures: *American Association of Petroleum Geologists*, v. 82, p. 70-109.
- Miyashiro, A., 1994, *Metamorphic Petrology*: New York, Oxford University Press, 404 p.
- Molnar, P. and Atwater, T., 1978, Interarc spreading and cordilleran tectonics as alternates related to the age of subducted oceanic lithosphere: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 41, p. 330-340.
- Monod, O., Busnardo, R., Guerrero-Suástegui, M., 2000, Late Albian ammonites from the carbonate cover of the Teloloapan arc volcanic rocks (Guerrero State, México): *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, p. 377-388.
- Morán-Zenteno, J. M., 1992, Investigaciones isotópicas de Rb-Sr y Sm-Nd en rocas cristalinas de la región de Tierra Colorada-Acapulco-Cruz Grande, estado de Guerrero: Univ. Nal. Autón. México, tesis de Doctorado en Geofísica, 186 p.
- Morán-Zenteno, D. J., Urrutia-Fucugauchi, J., Böhnell, H., y González-Torres, E., 1988, Paleomagnetismo de rocas jurásicas del norte de Oaxaca y sus implicaciones tectónicas: *Geofísica Internacional*, v. 27, p. 485-518.
- Morán-Zenteno, D. J., Caballero-Miranda, C. I., Silva-Romo, G., Ortega-Guerrero, B., and González-Torres, E., 1993, Jurassic-Cretaceous paleogeographic evolution of the northern Mixteca terrane, southern Mexico. *Geofísica Internacional*, v. 32, p. 453-473.

- Morán-Zenteno, D. J., Corona-Chávez, P., and Tolson, G., 1996, Uplift and subduction erosion in southwestern Mexico since the Oligocene: pluton geobarometry constraints: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 141, p. 51-65.
- Mortensen, J. K., Hall, B. V., Bissig, T., Friedman, R. M., Danielson, T., Oliver, J., Rhys, D. A., and Ross, K. V., 2003, U-Pb zircon age and Pb isotopic constrains on the age and origin of volcanogenic massive sulfide deposits in the Guerrero terrane of central Mexico: Geological Society of America, 99th Annual Meeting Cordilleran Section Abstracts with Programs, v. 35, p. 61-62 (abstract).
- Morton, A. C., 1985, Heavy minerals in provenance studies, in G. G. Zuffa (ed.), *Provenance of Arenites*, Netherlands, NATO ASI Series, D. Reidel Publishing Co., p. 249-277.
- Mossman, R. W., and Viniegra-Osorio, F., 1976, Complex fault structures in Veracruz province, Mexico: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 60, p. 379-388.
- Mullen, E. D., 1983, MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 62, p. 53-62.
- Nakamura, E., Campbell, I. H., McCulloch, M. T., and Sun, S. -S., 1989, Chemical geodynamics in a back arc region around the sea of Japan: implications for the genesis of alkaline basalts in Japan, Korea, and China. *Journal of Geophysical Research*, v. 94, p. 4634-4654.
- Newton, R. C., 1983, Geobarometry of high-grade metamorphic rocks: *American Journal of Science*, v. 283A, p. 1-28.
- Newton, R. C., and Wood, B. J., 1979, Thermodynamics of water in cordierite and some petrological consequences of cordierite as a hydrous phase: *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 68, p. 391-405.
- Nixon, G. T., 1989, The geology of Iztaccihuatl volcano and adjacent areas of the Sierra Nevada and valley of México: Geological Society of America Special Paper 219, 58 p.
- Omaña-Pulido, L., and Pantoja-Alor, J., 1998, Early Aptian benthic foraminifera from El Cajón Formation, Huetamo, Michoacán, SW México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 15, p. 64-72.
- Ortega-Guerrero, B., and Urrutia-Fucugauchi, J., 1993, Jurassic paleomagnetic results constraining southerly motion of the Mixteca terrane, southern Mexico: *Geofísica Internacional*, v.32, p. 475-485.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1980, Rocas volcánicas del Maastrichtiano en el área de San Juan Tetelcingo, estado de Guerrero: *Sociedad Geologica Mexicana, Libro Guía de la excursión geológica a la parte central de la cuenca del alto río Balsas, estados de Guerrero y Puebla*, p. 34-38.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1981, Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance: *Geofísica Internacional*, v. 20-3, p. 177-202.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1987, Petrología de la intrusión Puente Negro, una andesita con xenolitos plutónicos del terreno Mixteco: *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, II Simposio, Geología Regional de México, Programa y Resúmenes*, p. 56-57.
- Ortega-Gutiérrez, F., Anderson, T. H., and Silver, L. T., 1977, Lithologies and geochronology of the Precambrian craton of southern Mexico: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 9, p. 1121-1122.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L. M., Roldán-Quintana, J., Sánchez-Rubio, G., and de la Fuente, M., 1990, H-3: Middle America Trench-Oaxaca-Gulf of México, *Geol. Soc. Am., Centennial Continent/Ocean Transect # 14*.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L. M., Roldan-Quintana, J., Aranda-Gómez, J., Morán-Zenteno, D., Alaníz-Álvarez, S., y Nieto-Samaniego, A., 1992, *Carta Geológica de la República Mexicana, Esc. 1:2, 000,000, 5ª Edición*.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., and Centeno-García, E., 1995, Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic: *Geology*, v. 23, p. 1127-1130.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Reyes-Salas, M., Macías-Romo, C., and López, R., 1999, Late Ordovician-Early Silurian continental collision orogeny in southern Mexico and its bearings on Gondwana-Laurentia connections: *Geology*, v. 27, p. 719-722.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Gómez-Tuena, A., Reyes-Salas, M., and Macías-Romo, C., 2000, High-grade gneissic xenoliths in the Chacaltzingo plug, State of Morelos: shared Precambrian basement across the Guerrero and Mixteco terranes?: *X Congreso Nacional de Geoquímica, Temixco, Morelos, Actas INAGEQ*, v. 6, p. 150.
- Ortiz-Hernández, E., 1992, L'arc intra-océanique allocthone jurassique supérieur-crétacé inférieur du domaine cordillèrain mexicain ("Guerrero terrane"): pétrographie, géochimie et minéralisation associées des segments de Guanajuato et Palmar Chico-Arcelia. Conséquences paléographiques pour le Mésozoïque du Mexique. Thésis, Univ. Joseph Fourier, Grenoble I, 312 p.

- Ortiz-Hernández, E., Yta, M., Talavera, O., Lapiere, H., Monod, O. y Tardy, M., 1991, Origine intra-océanique des deformations volano-plutoniques d'arc du Jurassique Supérieur Crétacé Inférieur du Mexique centro méridional: *Compte Rendu Académie des Sciences Paris*, 312, Série II, p. 399-406.
- Ortiz-Hernández, E., Lapiere, H., Zimmermann, J.L. 1992, Una edad campaniana temprana (79 Ma, K-Ar) de un tronco gabrónico calcálico del complejo Tierra Caliente en Arcelia, Edo. Gro., México: Univ. Nal. Autón. México, *Inst. Geología, Revista*, v.10, p.199-201.
- Palmer, A. R., and Geissman, J. (compilers), 1999. *Geologic Time Scale*. Geological Society of America, Product code CTS004.
- Pankhurst, R. J., Moorbath S., Rex, D. C., and Turner, G., 1973, Mineral age patterns in ca. 3700 m.y. old rocks from west Greenland: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 20, p. 157-170.
- Pantoja-Alor, J., 1959, Estudio geológico de reconocimiento de la región de Huetamo, estado de Michoacán: *Cons. Recursos Nat. No Renovables (México)*, Bol. 50, 36 p.
- Pantoja-Alor, J., 1990, Redefinición de las unidades estratigráficas de la secuencia mesozoica de la región de Huetamo-Altamirano, estados de Michoacán y Guerrero, *Soc. Geol. Mexicana*, X Convención Nacional, México D.F., *Memoria de Resúmenes*, p. 66.
- Pantoja-Alor, J., 1994, Formación Las Américas, Tlalpujahua, Michoacán, México-una reinterpretación de los datos petrográficos, petroquímicos, tectónicos y de los mecanismos de erupción: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 11, p. 168-181.
- Pantoja-Alor, J., y Estrada-Barraza, S., 1986, Estratigrafía de los alrededores de la mina de fierro de El Encino Jalisco: *Boletín Soc. Geol. Mexicana*, tomo XLVII, p. 1-15.
- Parga-Pérez, J. de J., 1981, Geología del área de Tizapa, Municipio de Zacazonapan, estado de México: México, D.F., Univ. Nal. Autón. México, Facultad de Ciencias, tesis de Maestría en Ciencias (Geología), 135 p.
- Parrish, R. R., 1987, An improved microcapsule for zircon dissolution in U-Pb geochronology: *Chemical Geology*, v. 66, p. 99-102.
- Pasquaré, G., Ferrari, L., Garduño, V. H., Tibaldi, A., and Vezzoli, L., 1991, Geologic map of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, states of Guanajuato and Michoacán, Mexico: Geological Society of America, *Map and Chart Series MCH072*.
- Passchier, C. W., and Trouw, R. A. J., 1996, *Microtectonics*: Berlin, Springer-Verlag, 289 p.
- Paterson, S. R., and Tobish, O. T., 1988, Using pluton ages to date regional deformations: Problems with commonly used criteria: *Geology*, v. 16, p. 1108-1111.
- Paterson, S. R., Tobish, O. T., and Saleeby, J., 1987, Recognition of pre-tectonic intrusives: Implications for the dating of structural events: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 19, p. 800.
- Paterson, S. R., Vernon, R. H., and Tobish, O. T., 1989, A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids: *Journal of Structural Geology*, v. 11, p. 349-363.
- Pattison, D. R. M., 1992, Stability of andalusite and sillimanite and the Al_2SiO_5 triple point: constraints from the Ballachulish aureole, Scotland: *Journal of Geology*, v. 100, p. 423-446.
- Pattison, D. R. M., 1989, P-T conditions and the influence of graphite on pelitic phase relations in the Ballachulish aureole, Scotland: *Journal of Petrology*, v. 30, p. 1219-1244.
- Pattison, D. R. M., and Harte, B., 1988, Evolution of structurally contrasting anatectic migmatites in the 3-kbar Ballachulish aureole, Scotland: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 6, p. 475-494.
- Pattison, D. R. M., and Tracy, R. J., 1991, Phase equilibria and thermobarometry of metapelites, in D. M. Kerrick (ed.), *Contact Metamorphism*: Mineralogy Society of America, *Review in Mineralogy*, v. 26, p. 105-206.
- Pearce, J. A., 1982, Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries, in R. S. Thorpe (ed.), *Andesites and Related Rocks*: New York, John Wiley & Sons, p. 525-548.
- Pearce, J. A., 1983, Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins, in C. J. Hawkesworth and M. J. Norry (eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*: Shiva Publishing Limited, p. 230-250.
- Pearce, J. A., and Cann, J. R., 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 19, p. 290-300.
- Pearce, J. A., and Norry, M. J., 1979, Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks: *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 69, p. 33-47.
- Pearce, J. A., Nigel, B. W., Harris, W., and Tindle, A. G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: *Journal of Petrology*, v. 25, p. 956-983.
- Pederson, A. K., 1978, Non-stoichiometric magnesian spinels in shale xenoliths from a native iron-bearing andesite at Asuk, Disko, Central West Greenland: *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 67, p. 331-340.

- Pederson, A. K., 1979, A shale buchite xenolith with Al-armalcolite and native iron in a lava from Asuk, Disko, Central West Greenland: *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 69, p. 83-94.
- Perrilliat, M. C., and Vega, F. J., 1997, A new species of *Calyptrophorus* (Mesogastropoda: Strombidae) from the Maastrichtian of southern Mexico; some paleobiogeographic and evolutionary implications: *Tulane Studies in Geology and Paleontology*, v. 29, p. 119-128.
- Pickering, K. T., Stow, D. A. V., Watson, M., and Hiscott, R. N., 1986, Deep-water facies, processes and models: a review and classification scheme and ancient sediments: *Earth Science Reviews*, v. 22, p. 75-174.
- Pindell, J. L., 1985, Alleghanian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and proto-Caribbean: *Tectonics*, v. 4, p. 1-39.
- Pindell, J. L., 1994, Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean region, in S. K. Donovan, and T. A. Jackson, (eds.), *Caribbean Geology: An Introduction*, U. W. I. Publ. Ass. Kingston, Jamaica, p. 13-39.
- Pindell, J. L., and Dewey, J. F., 1982, Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region: *Tectonophysics*, v. 1, p. 179-212.
- Pitcher, W. S., 1982, Granite types and tectonic environment, in K. J. Hsü (ed.), *Mountain Building Processes*: London, Academic Press, p. 19-40.
- Poulet, A., Lee, J.-S., Vidal, Ph., Cousens, B., and Bellon, H., 1995, Cretaceous to Cenozoic volcanism in South Korea and in the Sea of Japan: magmatic constraints on the opening of the back-arc basin, in J. L. Smellie, (ed.), *Volcanism Associated with Extension at Consuming Plate Margins*. Geological Society Special Publication 81, p. 169-191.
- Powell, W. G., Carmichael, D. M., and Hodgson, C. J., 1993, Thermobarometry in a subgreenschist to greenschist transition in metabasite of the Abitibi greenstone belt, Superior Province, Canada: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 11, p. 165-178.
- Power, R. E., and Bohlen, S. R., 1985, The role of synmetamorphic igneous rocks in metamorphism and partial melting of metasediments, northwest Adirondacks: *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 90, p. 401-409.
- Ramsay, J. G., 1967, *Folding and fracturing of rocks*: New York, McGraw-Hill Book Co., 560 p.
- Ramsay, J. G., and Huber, M. I., 1987, *The techniques of modern structural geology*, Vol. 2: *Folds and Fractures*: London, Academic Press, p. 309-700.
- Ratschbacher, L., Riller, U., Meschede, M., Herrmann, U., and Frisch, W., 1991, Second look at suspect terranes in southern Mexico: *Geology*, v. 19, p. 1233-1236.
- Richardson, S. W., Gilbert, M. C., and Bell, P. M., 1969, Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria: The aluminum silicate triple point: *American Journal of Science*, v. 267, p. 259-272.
- Riller, U., Ratschbacher, L., and Frisch, W., 1992, Left-lateral transtension along the Tierra Colorada deformation zone, northern margin of the Xolapa magmatic arc of southern Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 5, p. 237-249.
- Ritchi, A. W., and Finch, R. C., 1985, Widespread Jurassic strata on the Chortis block of the Caribbean plate: *Geological Society of America Abstract with Programs*, v. 17, p. 700-701.
- Roberts, S. J., and Ruiz, J., 1989, Geochemistry of exposed granulite facies terrains and lower crustal xenoliths in Mexico: *Journal of Geophysical Research*, v. 94, p. 7961-7974.
- Rogers, J. W., and Greenberg, J. K., 1990, Late-orogenic, post-orogenic, and anorogenic granites: distinction by major-elements and trace-elements chemistry and possible origins: *Journal of Geology*, v. 98, p. 291-309.
- Royden, L. H., 1993, The tectonic expression slab pull at continental convergent boundaries: *Tectonics*, v. 12, p. 303-325.
- Rowley, D. B., and Pindell, J. L., 1989, End Paleozoic-Early Mesozoic western Pangean reconstruction and its implications for the distribution of Precambrian and Paleozoic rocks around Meso-America: *Precambrian Research*, v. 42, p. 411-444.
- Rudnick, R. L. and Pesper, T., 1990, Geochemistry of intermediate to high-pressure granulite, in D. Vielzeuf and Ph. Vidal, (eds.), *Granulite and Crustal Evolution*: Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, p. 523-550.
- Rudnick, R. L., 1992, Xenoliths-samples of the lower continental crust, in D. M. Fountain, R. Arculus, and R.W. Kay, (eds.), *Continental Lower Crust*, Amsterdam, Elsevier, p. 269-316.
- Ruiz, J., Patchett, P. J., Arculus, R. J., 1988a, Nd-Sr isotopic composition of lower crust xenoliths-Evidence for the origin of mid-tertiary felsic volcanics of Mexico: *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 99, p. 36-43.
- Ruiz, J., Patchett, P. J., Ortega-Gutierrez, F., 1988b, Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of México from Nd isotopic studies: *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 274- 281.

- Sabanero-Sosa, M. H., 1990, La ruptura del extremo austral de la plataforma Guerrero-Morelos, determinado por la acreción constructiva-transformante del terreno Xolapa: IPN, ESIA, tesis de licenciatura, 126 p.
- Sabanero-Sosa, M. H., Salinas-Prieto, J. C., Talavera-Mendoza, O., Campa-Uranga, M: F., y Sánchez-Rojas, L. E., 1996, Carta Geológico-Minera Chiautla E14-B72, Puebla. Consejo de Recursos Minerales, Secretaría de Comercio y Fomento Industrial. Mapa escala 1:50,000.
- Saleeby, J. B., Scams, D., B., and Kistler, R., W., 1987, U/Pb zircon, strontium, and oxygen isotopic and geochronological study of the southernmost Sierra Nevada batholith, California: *Journal of Geophysical Research*, v. 92, p.10443-10466.
- Salinas-Prieto, J. C., 1984, Los límites tectónicos sur y occidental del terreno Mixteco: *Soc. Geol. Mex., Bol. XLV*, no. 1-2.
- Salinas-Prieto, J. C., 1994, Etude structurale du sud-ouest mexicain (Guerrero) (Analyse microtectonique des déformations ductiles du Tertiaire inférieur) [Thèse d'Docteur]: Orléans, France, Université d'Orléans, 228 p.
- Salinas-Prieto, J. C., Monod, O., and Faure, M., 2000, Ductile deformations of opposite vergence in the eastern part of the Guerrero terrane (SW Mexico): *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, p. 389-402.
- Sánchez-Zavala, J. L., Ortega-Gutiérrez, F., y Elías-Herrera, M., 2000, La orogenia Mixteca del Devónico del Complejo Acatlán, sur de México, 2ª Reunión Nac. de Ciencias de la Tierra, GEOS, 20, Resúmenes y Programa, p. 321.
- Saunders, A. D., and Tarney, J., 1979, The geochemistry of basalts from a back-arc spreading center in the East Scotia Sea: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 43, p. 555-572.
- Saunders, A. D., Tarney, J., and Weaver, S. D., 1980, Transverse geochemistry variations across the Antarctic Peninsula: implications for the genesis of calc-alkaline magmas: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 46, p. 344-360.
- Sawkins, F. J., 1990, Integrated tectonic-genetic model for volcanic-hosted massive sulfide deposits: *Geology*, v. 18, p. 1061-1064.
- Schaaf, P., 1990, Isotopengeochemische Untersuchungen an granitoiden Gesteinen eines aktiven Kontinentalrandes. Alter und Herkunft der Tiefengesteinskomplexe an der Pazifikküste Mexikos zwischen Puerto Vallarta und Acapulco [Ph.D. thesis]: Munich, Ludwig-Maximilians Universität, 202 p.
- Schaaf, P., Heinrich, W., and Besch, T., 1994, Compositional and Sm-Nd isotopic data of the lower crust beneath San Luis Potosí, central Mexico: evidence from a granulite-facies xenolith suite: *Chemical Geology*, v. 118, p. 63-84.
- Schaaf, P. Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M. del S., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., and Köhler, H., 1995, Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence: *Tectonics*, v. 14, p. 1339-1350.
- Schaaf, P. and Martínez-Serrano, R., 1997, The Puerto Vallarta batholith, an example for multicomponent parenthood of continental arc magmas: *Mid Congress Field Trip Guide, IAVCEI, Puerto Vallarta, México*, 24 p.
- Schaaf, P. Hall, B. V., and Bissig, T., 2003, The Puerto Vallarta Batholith and Cuale Mining District, Jalisco, Mexico-high diversity parenthood of continental arc magmas and Kuroko-type volcanogenic massive sulphide deposits, in *Geologic transects across Cordilleran Mexico, Guidebook for field trips of the 99th Annual Meeting of the Cordilleran Section of the Geological Society of America, México, D. F.: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Publicación Especial 1, Field trip 8*, p. 183-199.
- Schilling, J.-G., Zajac, M., Evans, R., Johnson, T., White, W., Devine, J. D., and Kingsley, R., 1983, Petrologic and Geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge from 27°N to 73°N: *American Journal of Science*, v. 283, p. 510-586.
- Scholz, C. H., 1988, The brittle-plastic transition and the depth of the seismic faulting: *Geologische Rundschau*, v. 77, p. 319-328.
- Searle, M. P., and Fryer, B. J., 1986, Garnet, tourmaline and muscovite-bearing leucogranite, gneisses and migmatites of the Higher Himalaya from Zaskar, Kulu, Lahoul and Kashmir, in M. P. Coward, and A. C. Reis, (eds.), *Collision tectonics: Geological Society Special Publication 19*, p. 83-94.
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., and Speed, R. C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: *Geological Society of America Special Paper 278*, 153 p.
- Seifert, F., 1970, Low-temperature compatibility relations of cordierite in haplopelites of the system K₂O-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O: *Journal of Petrology*, v. 11, p. 73-99.
- Seifert, F., and Schreyer, W., 1970, Low temperature stability limit of Mg-cordierite in the range 1-7 kbar water pressure; a redetermination: *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 27, p. 225-238.
- Seki, Y., 1961, Pumpellyite in low-grade regional metamorphism: *Journal of Petrology*, v. 2, p. 407-423.

- Shulters, J. C., y Bohlen, S. R., 1989, The stability of hercynite and hercynite-gahnite spinels in corundum- or quartz-bearing assemblages: *Journal of Petrology*, v. 30, p. 1017-1031.
- Silva-Romo, G., Arellano-Gil, J., Mendoza-Rosales, C., and Nieto-Obregón, J., 2000, A submarine fan in the Mesa Central, México: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, p. 429-442.
- Simpson, C., 1985, Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition: *Journal of Structural Geology*, v. 5, p. 503-511.
- Simpson, C., and Wintsch, R. P., 1989, Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by myrmekite: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 7, p. 261-275.
- Smith, J. V., 1974, *Feldspar minerals*, v. 2: New York, Springer-Verlag, 690 p.
- Solari, L. A., Keppie, J. D., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K. L., Lopez, R., and Hames, W. E., 2003. 990 Ma and 1,100 Ma grevillian tectonothermal events in the northern Oaxacan Complex, southern México. *Tectonophysics*, v. 365, p. 257-282.
- Springer, R. K., Day, H. W., and Beiersdorfer, R. E., 1992, Prehnite-pumpellyite to greenschist facies transition, Smartville Complex, near Auburn, California: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 10, p. 147-170.
- Strong, D. F., and Hanmer, S. K., 1981, The leucogranites of southern Brittany-origin by faulting, friction heating and frictional melting: *Canadian Mineralogist*, v. 19, p. 163-176.
- Stacey, J. S., and Kramer J. D., 1975, Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 26, p. 207-221.
- Steiger, R. H., and Jäger, E., 1977, Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 36, p. 359-362.
- Stone, D. S., 1993, Basement-involved thrust-generated folds as seismically imaged in the subsurface of the central Rocky Mountain foreland, in C. J. Schmidt, R. B. Chase, and E. A. Erslev (eds.), *Laramide basement deformation in the Rocky Mountain foreland of the western United States*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 280, p. 271-312.
- Sun, S. S., and McDonough, W. F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, in A. D. Saunders and M. J. Norry (eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*: Geological Society Special Publication 42, p. 313-345.
- Sun, S. S., Nesbitt, R. W., and Sharaskin, A. Y., 1979, Geochemical characteristics of Mid-Ocean Ridge basalts: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 44, p. 119-138.
- Talavera-Mendoza, O., 1993, Les formations orogéniques mésozoïques du Guerrero (Mexique méridional); Contribution à la connaissance de l'évolution géodynamique des cordillères mexicaines [Thèse d'État]: Grenoble, France, Université Joseph Fourier-Grenoble I, 462 p.
- Talavera-Mendoza, O., 2000a, Melanges in southern México: geochemistry and metamorphism of the Las Ollas complex (Guerrero terrane): *Canadian Journal of Earth Science*, v. 37, p. 1309-1320.
- Talavera-Mendoza, O., 2000b, Pre-accretion metamorphism of the Teloloapan terrane (southern Mexico): example of burial metamorphism in an island-arc setting: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, p. 337-354.
- Talavera-Mendoza, O., Ramírez-Espinosa, J., y Guerrero-Suástegui, M., 1993, Geochemical evolution of the Guerrero Terrane-example of a late Mesozoic multi-arc system, in *Proceedings, Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference*, 1st, Guanajuato, Mexico: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, p. 150-152.
- Talavera-Mendoza, O., Ramírez-Espinosa, J., y Guerrero-Suástegui, M., 1995, Petrology and geochemistry of the Teloloapan subterrane: a Lower Cretaceous evolved intra-oceanic island arc: *Geofísica Internacional*, v. 34, p. 3-22.
- Talavera-Mendoza, O., and Guerrero-Suastegui, M., 2000, Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero terrane (western Mexico): implications for the tectono-magmatic evolution of southwestern North America during the late Mesozoic: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, p. 297-324.
- Tarney, J., Saunders, A. D., Matthey, D. P., Wood, D. A., and Marsh, N. G., 1981, Geochemical aspects of back-arc spreading in the Scotia Sea and western Pacific: *Phil. Trans. Royal Society London*, A300, p. 263-285.
- Tardy, M., Lapierre, H., Boudier, J.L., Yta, M. y Coulon, Ch., 1991, The Late Jurassic-Early Cretaceous arc of western Mexico (Guerrero terrane); origin and geodynamic evolution: *Convención sobre la Evolución Geológica de México y Primer Simposio Mexicano de Mineralogía*, Pachuca, Hgo.: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología; Univ. Autón. Hidalgo, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra; Sociedad Mexicana de Mineralogía; Secretaría de Educación Pública, Subsecretaría de Educación Superior e Investigación Científica, Memoria, p. 213-215.

- Tardy, M., Lapiere, H., Boudier, J.-L., Coulon, C., Ortiz-Hernández, L. E., e Yta, M., 1992, Intraoceanic setting of the western Mexico Guerrero terrane-implications for the Pacific-Tethys geodynamic relationships during the Cretaceous: *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista*, v. 10, p. 118-128.
- Tardy, M., Lapiere, H., Freyrier, C., Coulon, C., Gill, J.-B., Mercier de Lepinay, B., Beck, C., Martínez-Reyes, J., Talavera-Mendoza, O., Ortiz-Hernández, L. E., Stein, G., Boudier, J.-L., e Yta, M., 1994, The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval arc terranes (the Greater Antilles and the Western Cordillera of Colombia): a late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonal America during the Cretaceous: *Tectonophysics*, v. 230, p. 49-73.
- Taylor, S. R., and McLennan, S. M., 1985, *The continental crust: its composition and evolution*: Oxford, Blackwell, 312 p.
- Terabayashi, M., 1988, Actinolite-forming reaction at low pressure and the role of Fe²⁺ - Mg substitution: *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 100, p. 268-280.
- Thompson, A. B., 1970, Laumontite-albite equilibria at low temperatures: *American Journal of Science*, v. 269, p. 267-275.
- Thompson, A. B., and Algor, J. R., 1977, Model systems for anatexis of pelitic rocks. I. Theory of melting reactions in the system KAlO₂-NaAlO₂-Al₂O₃-SiO₂-H₂O: *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 63, p. 247-269.
- Thorpe R. S., Francis, P. W., and O'Callaghan, L., 1984, Relative roles of source composition, fractional crystallization and crustal contamination in the petrogenesis of Andean volcanic rocks: *Phil. Trans. Royal Society London*, A310, p. 675-692.
- Tolson, Gustavo, 1993, Structural geology and tectonic evolution of the Santa Rosa area, SW Mexico State, Mexico: *Geofísica Internacional*, v. 32, p. 397-413.
- Tolson, Gustavo, 1998, Deformación, exhumación y neotectónica de la margen continental de Oaxaca: datos estructurales, petrológicos y geotermobarométricos: *Univ. Nal. Autón. México, tesis de Doctorado en Geofísica*, 98 p.
- Tolson, G., and Fitz-Díaz, E., 2003, Detailed structural geology of the Mesozoic rocks of the Valle de Bravo area (Mexico State), central Mexico: *Geological Society of America, 99th Annual Meeting Cordilleran Section Abstracts with Programs*, v. 35, p. 80 (abstract).
- Torres, R., Ruiz, J., Patchett, P. J., and Grajales, J. M., 1999, Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: tectonic implications for reconstructions of southern North America, *in* C. Bartolini, J. L., Wilson, and T. F., Lawton (eds.), *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico: Geological Society of America Special Paper 340*, p. 191-196.
- Turner, F. J., 1981, *Metamorphic Petrology: Mineralogical and Field Aspects (2nd Edition)*: New York, McGraw Hill, 524 p.
- Tyler, I. M., and Ashworth, J. R., 1983, Sillimanite-potash feldspar assemblages in graphitic pelites, Strontian area, Scotland: *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 81, p. 18-29.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Linares, E., 1981, K-Ar dating of hydrothermal alteration, Ixtapan de la Sal, Mexico State, Mexico: *Isocron/West*, n.31, p. 15.
- Urrutia-Fucugauchi, J., and Valencio, D. A., 1986, Paleomagnetic study of Mesozoic rocks from Ixtapan de la Sal, México: *Geofísica Internacional*, v. 25, p. 485-502.
- Urrutia-Fucugauchi, J., and Molina-Garza, R. S., 1992, Gravity modeling of regional crustal and upper mantle structure of the Guerrero terrane-1. Colima graben and southern Sierra Madre Occidental, western Mexico: *Geofísica Internacional*, v. 31-4, p. 493-507.
- Urrutia-Fucugauchi, J., and Flores-Ruiz, J. H., 1996, Bouguer gravity anomalies and regional crustal structure in central Mexico: *International Geology Review*, v. 38, p. 176-194.
- Urrutia-Fucugauchi, J., and Uribe-Cifuentes, R. S., 1999, Lower-crustal xenoliths from the Valle de Santiago maar field, Michoacán-Guanajuato volcanic field, central Mexico: *International Geology Review*, v. 41, p. 1067-1081.
- Vachard, D., Flores de Dios, A., Buitrón, B. E., and Grajales-Nishimura, M., 2000, Biostratigraphie par fusulines des calcaires carbonifères et permians de San Salvador Patlanoaya (Puebla, Mexique), *Geobios*, 33, p. 5-33.
- Vernon, R. H., 1982, Isobaric cooling of two regional metamorphic complexes related to igneous intrusion in southeastern Australia: *Geology*, 10, p. 76-81.
- Vernon, R. H., and Collins, W. J., 1988, Igneous microstructures in migmatites: *Geology*, v. 6, p. 1126-1129.
- Vernon, R. H., Paterson, S. R., and Geary, E. E., 1989, Evidence for syntectonic intrusion of plutons in the Bear Mountains fault zone, California: *Geology*, v. 17, p. 723-726.

- Vernon, R. H., Clarke, G. L., and Collins, W. J., 1990, Local, mid-crustal granulite facies metamorphism and melting: an example in the Mount Stafford area, central Australia, *in* J. R. Ashworth, and M. Brown (eds.), *High-temperature Metamorphism and Crustal Anatexis*: London, Unwin Hyman, p. 272-319.
- Vidal, P., Cocherie, A., and Le Fort, P., 1982, Geochemical investigations of the origin of the Manaslu leucogranite (Himalaya, Nepal): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 46, p. 2279-2292.
- Vidal-Serratos, R., 1991a, Estratigrafía y tectónica de la región de Zihuatanejo, estado de Guerrero, Sierra Madre del Sur: *Conv. sobre la Evol. Geol. de México*, 1er Congreso Mexicano de Mineralogía, Pachuca, Hgo. Memoria, p. 231-233.
- Vidal-Serratos, R., 1991b, EL miembro Posquelite de la formación Zihuatanejo: evidencia estratigráfica de un substrato continental para el arco albiano de Zihuatanejo, estado de Guerrero: *Conv. sobre la Evol. Geol. de México*, 1er Congreso Mexicano de Mineralogía, Pachuca, Hgo. Memoria, p. 228-229.
- Vielzeuf, D., 1983, The spinel and quartz associations in high-grade xenoliths from Tallante (S.E. Spain) and their potential use in geothermometry and barometry: *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 82, p. 302-311.
- Vielzeuf, D. and Holloway, J. R., 1988, Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. Consequences for crustal differentiation: *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 98, p. 257-276.
- Volpe, A. M., McDougall, J. D., and Hawkins, J. W., 1988, Lau Basin basalts (LBB): trace element and Sr-Nd isotopic evidence for heterogeneity in back-arc basin mantle: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 90, p. 174-186.
- Villaseñor-Martínez, A. B., Martínez-Cortés, A., and Contreras-Montero, B., 1987, Bioestratigrafía del Paleozoico superior de San Salvador Patlanoaya, Puebla, México, *Revista Soc. Mex. Paleontología*, 1, 396-417.
- Walker, D. A., and McDougall, I., 1982, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K-Ar dating of altered glassy volcanic rocks: The Dabi Volcanics, P. N. G.: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 46, p. 2181-2190.
- Wallin, E. T., 1990, Petrogenesis and tectonic significance of xenocrystic Precambrian zircon in Lower Cambrian tonalite, eastern Klamath Mountains, California: *Geology*, v. 18, p. 1057-1060.
- Wayne, D. M., and Sinha, A. K., 1988, Physical and chemical response of zircons to deformation: *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 98, p. 109-121.
- Wayne, D. M., and Sinha, A. K., 1992, Stability of zircon U-Pb systematics in a greenschist-grade mylonite: an example from the Rockfish Valley Fault Zone, Central Virginia, USA: *Journal of Geology*, v. 100, p. 593-603.
- White, A. J. R., Clemens, J., Hallowan, J., Silver, L., Chappell, B., and Wall, V., 1986, S-type granites and their probable absence in south-western North America: *Geology*, v. 14, p. 115-118.
- Whitford, D. J., Nicholls, I. A., and Taylor, S. R., 1979, Spatial variations in the geochemistry of Quaternary lavas across the Sunda arc in Java and Bali: *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 70, p. 341-356.
- Wickham, S. M., 1987, Crustal anatexis and granite petrogenesis during low pressure regional metamorphism; The Trois Seigneurs Massif, Pyrenees, France: *Journal of Petrology*, v. 28, p. 127-170.
- Wijbrans, J. R., and McDougall, I., 1986, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of white micas from an Alpine high-pressure metamorphic belt on Naxos (Greece): the resetting of the argon isotopic system: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 93, p. 187-194.
- Wilson, M., 1989, *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. London, Unwin Hyman, 466 p.
- Winkler, H. G. F., 1976, *Petrogenesis of metamorphic rocks*, Fourth Edition: New York, Springer-Verlag, 334 p.
- Wood, D. A., 1979, A variably veined suboceanic upper mantle—Genetic significance for mid-ocean ridge basalts from geochemical evidence: *Geology*, v. 7, p. 499-503.
- 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.
- Yañez, P., Ruiz, J., Patchett, P. J., Ortega-Gutiérrez, F., Gehrels, G. E., 1991, Isotopic studies of the Acatlán complex, southern Mexico: implications for Paleozoic North American tectonics: *Geological Society of America Bulletin*, v. 103, p. 817-828.
- Yardley, B. W. D., 1989, *An introduction to metamorphic petrology*: New York, John Wiley and Sons, 248 p.
- Zartman, R. E., and Doe, B. R., 1981, Plumbotectonics – the model: *Tectonophysics*, v. 75, p. 135-162.
- Zen, E-an, 1987, Wet and dry AFM assemblages of peraluminous granites and the usefulness of cordierite as the prime indicators of S-type granite: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 19, p. 904 (abstract).

APÉNDICE (Tablas)

TABLA 1. MINERALOGÍA DE ORTOGNEIS GRANÍTICO (XENOLITOS DE PEPECHUCA)

Muestra	Qtz	Kfs	Pl	Bt	Sil	Crd	Op	Ap	Spl	Zrn	Crn	Rt	Toz
PEP2	xxxx	xxxx	xxx	xxx	xxx	xxx	xx	x	xx	x	x	x	x
PEP3	xxxx	xxxx	xxx	xxx	xx	x	xx	xx	x	x	x	x	

Abreviaciones: Ap, apatita; Bt, biotita; Crn, corindón; Crd, cordierita; Kfs, feldespato potásico; Op, opacos; Pl, plagioclasa; Qtz, cuarzo; Rt, rutilo; Sil, sillimanita; Spl, espinela; Toz, topacio; Zrn, zircón. Contenido modal aproximado: xxxx \geq 20 %, xxx 20 - 5 %, xx 5 - 1 %, x \leq 1 %. Los análisis modales son con base en 250 puntos de conteo.



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.

**TABLA 2. ANÁLISIS DE ELEMENTOS
MAYORES (% en peso) DE ORTOGNEIS
GRANÍTICO (XENOLITOS DE
PEPECHUCA)**

Muestra	PEP3	PEP4	PEP4A
SiO ₂	71.24	71.27	68.45
TiO ₂	0.48	0.56	0.33
Al ₂ O ₃	13.73	13.70	16.49
Fe ₂ O ₃	1.53	1.32	0.78
FeO	2.34	2.48	1.69
MnO	0.06	0.07	0.04
MgO	1.20	1.30	0.65
CaO	1.50	1.52	2.49
Na ₂ O	3.13	2.77	4.55
K ₂ O	3.68	3.85	2.82
P ₂ O ₅	0.15	0.15	0.10
P. x C.*	0.82	1.09	0.89
Total	99.50	100.08	99.28
K ₂ O/Na ₂ O	1.17	1.39	0.62
R ₁	1.50	1.57	1.56
R ₂	1.16	1.19	1.09
Mg#	36	39	33
Norma CIPW (libre de volátiles)			
<i>Q</i>	33.51	34.66	24.56
<i>C</i>	2.18	2.48	1.62
<i>Z</i>	0.04	0.05	0.03
<i>Or</i>	22.05	23.07	16.99
<i>Ab</i>	26.74	23.68	39.13
<i>An</i>	6.71	6.88	12.11
<i>Hy</i>	5.36	5.94	3.64
<i>Mt</i>	2.24	1.93	1.15
<i>Cm</i>	0.07	0.06	0.05
<i>Il</i>	0.92	1.07	0.64
<i>Ap</i>	0.36	0.37	0.24

Los análisis fueron hechos por fluorescencia de rayos-X en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica, UNAM (LUGIS) por Rufino Lozano S. FeO fue determinado por titulación con solución de K₂Cr₂O₇ (0.1N), y F₂O₃ fue calculado por la substracción de FeOx1.1113 del F₂O₃ total. *Perdida por calcinación a 1000°C. R₁ = Al₂O₃/(Na₂O + K₂O) (molar), R₂ = Al₂O₃/(CaO + Na₂O + K₂O) (molar), Mg# = 100Mg/(Mg + ΣFe)(molar).

**TABLA 3. ANÁLISIS DE ELEMENTOS
TRAZA (ppm) DE ORTOGNEIS
GRANÍTICO (XENOLITOS DE
PEPECHUCA)**

Muestra	PEP3	PEP4	PEP4A
Rb	243	193	141
Ba	524	758	542
Sr	120	135	196
Nb	13	14	9
Zr	189	258	126
Y	55	50	35
Th	14	15	7
Ga	20	21	19
V	66	74	40
Cr	338	267	248
Co	10	10	7
Ni	23	25	21
Cu	27	53	61
Zn	121	294	113
Pb	20	36	30
Rb/Sr	2.02	1.43	0.72
La	5.12	10.03	5.92
Ce	24.97	26..30	14.45
Pr	1.83	3.00	1.79
Nd	7.71	11.83	7.07
Sm	1.73	2.60	1.25
Eu	0.30	0.59	0.62
Gd	2.00	2.87	1.41
Tb	0.31	0.41	0.20
Dy	1.86	2.35	1.22
Ho	0.32	0.38	0.25
Er	0.88	1.08	0.76
Tm	0.11	0.14	0.09
Lu	0.06	0.12	0.07
ΣREE	47.2	61.7	35.1
(La/Lu) _N	8.86	8.68	8.77
Eu/Eu*	0.49	0.66	1.43

Análisis hecho en el LUGIS. Los elementos de tierras raras (REE, por sus siglas en inglés) fueron analizados por espectrometría de emisión de plasma (ICP-MS, por sus siglas en inglés), por Ofelia Morton-Bermea; los demás elementos traza por fluorescencia de rayos-X por Rufino Lozano S.

TABLA 4. DATOS ISOTÓPICOS Rb-Sr Y Sm-Nd DE ORTOGNEIS GRANÍTICO (XENOLITOS DE PEPECHUCA), METAGRANITO TIZAPA Y DE XENOLITOS DE ROCAS METAMÓRFICAS EN EL NEVADO DE TOLUCA

Mstra.	Litología	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)}$	$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$	$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$	T_{DM} (Ga)
PEP2 ^a	Gneis, xenolito			4.99	23.17				0.130	0.512296	0.512139	-6.7	-5.1	1.36
PEP3 ^a	Gneis, xenolito			4.63	20.17				0.138	0.512263	0.512096	-7.3	-5.9	1.58
PEP3A ^b	Gneis, xenolito	270.2	105.5	6.48	29.41	7.43	0.723664	0.704025	0.133	0.512327	0.512166	-6.1	-4.9	1.34
PEP4 ^b	Gneis, xenolito	193.0	127.3	6.79	31.85	4.39	0.719344	0.707729	0.129	0.512323	0.512167	-6.1	-4.5	1.28
PEP4A ^b	Gneis, xenolito	128.9	173.3	3.33	16.14	2.15	0.717808	0.712109	0.125	0.512327	0.512176	-6.1	-4.4	1.22
AGN1 ^a	Metagranito Tizapa	155.1	117.6	5.72	25.50	3.96	0.71820	0.707727	0.135	0.512384	0.512221	-5.0	-3.5	1.27
NT35PB ^c	Filita blanca	111.7	54.7	4.57	25.24	5.92	0.721098	0.705469	0.109	0.512281	0.512148	-7.0	-5.2	1.10
NT35PV ^c	Filita verde	115.7	113.9	3.28	15.64	2.94	0.716177	0.708415	0.127	0.512351	0.512197	-5.6	-4.2	1.21
NT35EC ^c	Esquisto de clorita	31.9	199.5	3.04	12.76	0.46	0.705731	0.704516	0.144	0.512693	0.512518	+1.1	+2.0	0.78
NT35EM ^c	Gneis	89.7	40.9	3.47	18.9	6.34	0.721887	0.705149	0.111	0.512268	0.512133	-7.2	-5.7	1.14
NT35EN ^c	Esquisto	124.9	57.9	4.53	25.18	6.25	0.717112	0.700612	0.109	0.512442	0.512309	-3.8	-2.1	0.88
NT35PN ^c	Filita	125.3	90.2	5.73	30.42	4.02	0.715653	0.705040	0.114	0.512279	0.512140	-7.0	-5.4	1.14

^aDatos de Ken L. Cameron (Comunicación escrita, 8/jun./1996) de la Universidad de California en Santa Cruz, Cal.

^bMuestras procesadas en el LUGIS. Los análisis de Sr, Sm, y Nd se realizaron con un espectrómetro de masas con fuente iónica térmica FINNIGAN MAT 262. El espectrómetro cuenta con ocho colectores Faraday ajustables y todas las mediciones se hicieron de manera estática. Los análisis de Rb se realizaron con un espectrómetro de masas NBS. Las relaciones isotópicas de Sr y Nd se corrigieron por fraccionamiento de masas via normalización a $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ y $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, respectivamente. Los valores del LUGIS para los estándares NBS 987 (Sr) y La Jolla (Nd) son: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710233 \pm 16$ ($\pm 1\sigma_{\text{abs}}$, $n = 179$), y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511882 \pm 22$ ($\pm 1\sigma_{\text{abs}}$, $n = 81$), respectivamente. Las incertidumbres relativas son $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = \pm 2\%$, y $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = \pm 1.5\%$ (1σ). La reproducibilidad relativa (1σ) de las concentraciones de Rb, Sr, Sm y Nd es de $\pm 4.5\%$, $\pm 1.8\%$, $\pm 3.2\%$, $\pm 2.7\%$, respectivamente. Los promedios de los blancos analíticos obtenidos en el tiempo de los análisis de las muestras son: 0.26 ng para Rb, 4.3 ng para Sr, 1.8 ng para Sm, y 12.7 ng para Nd.

^cXenolitos de rocas metamórficas en la Pómez Toluca Inferior del Nevado de Toluca (Martínez-Serrano *et al.*, en prensa).

Las edades modelo Nd (T_{DM}) corresponden a la evolución ϵ_{Nd} para el manto empobrecido de DePaolo (1981). Las relaciones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)}$ y $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ fueron calculadas a 186 Ma, edad del metagranito Tizapa.

TABLA 5. DATOS ISOTÓPICOS DE Pb DEL YACIMIENTO DE SULFUROS MASIVOS DE TIZAPA

Muestra	Composición isotópica de Pb (% atómico)				Relación isotópica de Pb			m*	Edad*	m**	Edad* *
	²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb	²⁰⁸ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb				
Mex-1	1.354	25.199	21.216	52.231	18.61	15.67	38.57	0.5779	105.4	0.3583	156.3
Mex-2	1.348	25.187	21.207	52.258	18.68	15.73	38.77	0.5799	128.7	0.3629	227.5
Mex-3	1.351	25.191	21.208	52.250	18.65	15.70	38.67	0.5786	114.2	0.3603	188.3

Los datos isotópicos de Pb son de JICA-MMAJ (1991). Edad modelo* obtenida por JICA-MMAJ (1991) usando los valores de Doe y Stacey (1974) para el modelo de etapa simple, donde $m^* = [({}^{207}\text{Pb} / {}^{204}\text{Pb}) - 10.294] / [({}^{206}\text{Pb} / {}^{204}\text{Pb}) - 9.307]$. Edad modelo** obtenida para este trabajo usando los datos de Stacey y Kramer (1975) para el modelo de dos etapas, donde $m^{**} = [({}^{207}\text{Pb} / {}^{204}\text{Pb}) - 12.998] / [({}^{206}\text{Pb} / {}^{204}\text{Pb}) - 11.152]$. Las edades promedio para cada caso son: 116 Ma y 190 Ma, respectivamente.

TABLA 6. DATOS GEOCRONOLÓGICOS PREVIOS DE LA PORCIÓN ORIENTAL DEL TERRENO GUERRERO

Tipo de Roca	Localidad	Método	Mat. Fechado	Edad (Ma)	Ref.	Comentario
Esquisto Tejupilco (ETJ) y rocas correlacionables						
Metarriolita (Esquisto Taxco)	Taxco El Viejo, Gro.	Pb- α	Zrn	1020 \pm 110	1	
Pizarra (Esquisto Taxco)	Los Sabinos, Almoloya de Alquisiras, Edo. Méx.	Rb-Sr	WR	ca. 260	2	Edad modelo
Augen gneis granítico (MGT)	Tizapa, Zacazonapan, Edo. Méx.	Rb-Sr	WR	ca. 250	2	Edad modelo
Augen gneis granítico (MGT)	Tizapa, Zacazonapan, Edo. Méx.	Rb-Sr	WR	218 \pm 6	3	Edad modelo
Meta-andesita (Roca Verde Taxco Viejo)	Ixtapan de la Sal, y Zacualpan, Edo. Méx.	Rb-Sr	WR	175 \pm 38	2	Isocrona, 7 pts., ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) _i = 0.7041
Esquisto (Esquisto Taxco)	Tlatlaya, Edo. Méx.	Rb-Sr	Ms	149 \pm 64	4	Edad modelo
Metavolcánico (Esquisto Taxco)	Taxco, Gro.	U-Pb	Zrn	130 \pm 2.6	18	Espectrometría de masas por ionización térmica (TIMS)
Metavolcánico (Roca Verde Taxco Viejo)	Taxco El Viejo, Gro.	U-Pb	Zrn	131.7 \pm 0.85	18	Espectrometría de masas por ionización térmica (TIMS)
Meta-andesita (Roca Verde Taxco Viejo)	Ixtapan de la Sal, Edo. Méx.	K-Ar	WR	125 \pm 5	5	
Meta-andesita (Roca Verde Taxco Viejo)	Almoloya de Grana, Gro.	K-Ar	Hbl	120 \pm 4	2	
Meta-andesita (Roca Verde Taxco Viejo)	Zacualpan, Edo. Méx.	K-Ar	Hbl	115 \pm 4	2	
Esquisto verde (Roca Verde Taxco Viejo)	Ixtapan de la Sal, Edo. Méx.	K-Ar	WR	108 \pm 5	5	
Esquisto/filita (Esquisto Taxco)	Los Sabinos, Almoloya de Alquisiras, Edo. Méx.	Rb-Sr	WR	86 \pm 8	2	Isocrona, 7 pts., ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) _i = 0.7122
Esquisto (Esquisto Taxco)	Tlatlaya, Edo. Méx.	K-Ar	Ms	79 \pm 5	4	
Augen gneis granítico (MGT)	Tizapa, Zacazonapan, Edo. Méx.	Rb-Sr	WR, Bt	53.2 \pm 0.4	3	Isocrona, 2 pts., ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) _i = 0.7152
Augen gneis granítico (MGT)	Tizapa, Zacazonapan, Edo. Méx.	K-Ar	Bt	50.7 \pm 1.8	2	
Augen gneis granítico (MGT)	Tizapa, Zacazonapan, Edo. Méx.	Rb-Sr	WR, Bt	50.3 \pm 1.5	2	Isocrona, 3 pts., ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) _i = 0.7141
Augen gneis granítico (MGT)	Tizapa, Zacazonapan, Edo. Méx.	Rb-Sr	Ms, Bt	48.2 \pm 2.5	3	Isocrona, 2 pts., ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) _i = 0.7223
Augen gneis granítico (MGT)	Tizapa, Zacazonapan, Edo. Méx.	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Bt	52.6 \pm 0.6	17	Edad de meseta
Augen gneis granítico (MGT)	Tizapa, Zacazonapan, Edo. Méx.	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Ms	64.1 \pm 0.5	17	Edad de meseta
Esquisto	Cerro Los Berros, Zacazonapan-Temascaltepec, Edo. Méx.	K-Ar	WR	43.7 \pm 1.1	15	
Esquisto granatífero	Arroyo El Castillo, Zacazonapan-Temascaltepec, Edo. Méx.	K-Ar	WR	46.8 \pm 1.2	15	
Esquisto	Mina Tizapa, Zacazonapan, Edo. Méx.	K-Ar	WR	50.4 \pm 1.3	15	

TABLA 6 (continuación)

Grupo Arcelia-Palmar Chico (GAP) y rocas correlacionables						
Roca volcánica no especificada	Campo Morado, Gro.	U-Pb	Zrn	137.4 - 145.9 Ma	19	4 muestras. Detalles no especificados
Roca volcánica no especificada	Mamatla, Edo. Mex.	U-Pb	Zrn	138.7 - 139.7 Ma	19	2 muestras. Detalles no especificados
Diorita	Presa del Bosque, Zitácuaro, Mich.	K-Ar	Hbl	129 ± 5	6	
Hornblendita	San Pedro Limón, Edo. Méx.	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Hbl	114 ± 3	7	Edad de meseta
Dolerita	Palmar Grande, Edo. Méx.	K-Ar	Hs	108	8	
Hornblendita	San Pedro Limón, Edo. Méx.	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Hbl	105 ± 1	7	Edad de meseta
Hornblendita	San Pedro Limón, Edo. Méx.	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Hbl	104 ± 6	7	Edad de meseta
Hornblendita	San Pedro Limón, Edo. Méx.	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Hbl	100 ± 3	7	Edad integrada
Filonita	Tlalpujahua, Mich.	K-Ar	WR	89 ± 2	6	
Gabro	Arcelia, Gro.	K-Ar	WR	79.7 ± 2.5	9	
Metandesita	Presa Sta. Barbara, V. de Bravo, Edo. Méx.	K-Ar	WR	95.0 ± 3.2	15	
Filita	Presa Ixtapantongo, V. de Bravo, Edo. Méx.	K-Ar	WR	52.8 ± 1.3	15	
Roca volcánicas poslaramídicas						
Toba riolítica, (R. Tilzapotla)	Taxco, Gro.	K-Ar	WR	49 ± 3	10	
Basalto, (Fm. Balsas)	El Caracol, Río Balsas, Gro.	K-Ar	WR	42 ± 1.4	11	
Riolita, (R. Tilzapotla)	Taxco, Gro.	K-Ar	WR	36.9 ± 1.3	12	
Riolita, (R. Tilzapotla)	Taxco, Gro.	K-Ar	Sa	35.5 ± 1.2	12	
Riolita	Zacazonapan, Edo. Méx.	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Sa	34.87 ± 0.15	20	Edad de meseta
Ignimbrita	Tafetán-Titzio, Mich.	K-Ar	Sa	33.44 ± 1.7	13	
Toba riolítica	Mata Redonda, V. de Bravo, Edo. Méx.	K-Ar	WR	33.6 ± 0.9	15	
Riolita porfídica	Cerro El Peñón, Temascaltepec, Edo. Méx.	K-Ar	WR	31.6 ± 0.8	15	
Riodacita, (R. Tilzapotla)	Otzoloapan, Edo. Méx.	K-Ar	WR	28.8 ± 3	6	
Andesita	Las Anonas, V. de Bravo, Edo. Méx.	K-Ar	WR	2.7 ± 0.5	15	
Basalto	Zacazonapan, Edo. Méx.	K-Ar (?)	WR (?)	180 ± 80 Ka	16	
Dacita	N. S. T. De los Platanos, Edo. Méx.	K-Ar (?)	WR (?)	5 ± 2 Ka	16	
Rocas intrusivas poslaramídicas						
Dacita	Piedra Parada, Zacualpan, Edo. Méx.	Pb-α	Zrn	55 ± 6	14	
Granodiorita	Coaxcatlán, Gro.	Pb-α	Zrn	50 ± 10	14	
Microdiorita	Carácuaro, Mich.	K-Ar	Plg	48 ± 2	6	
Lamprófido	Arroyo El Castillo, Zacazonapan-Temascaltepec, Edo. Méx.	K-Ar	WR	46.6 ± 1.2	15	

1, de Cserna *et al.* (1974a); 2, Richard L. Armstrong (comunicación escrita, 3/nov./1980); 3, Herwig (1982); 4, Fries y Rincón-Orta (1965); 5, Urrutia-Fucugachi y Linares (1981); 6, Jacobo-Albarrán (1986); 7, Delgado-Argote *et al.* (1992); 8, Ortíz-Hernández *et al.* (1991); 9, Ortíz-Hernández *et al.* (1992); 10, Linares y Urrutia-Fucugauchi (1981); 11, de Cserna (1981); 12, de Cserna y Fries (1981); 13, Pasquaré *et al.* (1991); 14, de Cserna *et al.* (1974b); 15, Chávez-Aguirre y Mendoza-Flores (1998); 16, Blatter y Carmichael (1998); 17, Salinas-Prieto (1994); 18, Campa-Uranga e Iriondo (2003); 19, Mortensen *et al.* (2003); 20, Blatter *et al.* (2001). Abreviaciones: Bt, biotita; Hbl, hornblendita; Hs, hastingsita; Ms, muscovita; Plg, plagioclasa; Sa, sanidino; Zrn, zircón; WR, roca total.

**TABLA 7. ASOCIACIONES METAMÓRFICAS* EN EL ESQUISTO
TEJUPILCO (ETJ)**

Tipo de roca	Asociación mineral	
Pelítica	Mica blanca + biotita + almandino + cuarzo	
	Mica blanca + biotita + almandino	
	Almandino + biotita	
	Almandino + clorita + biotita + mica blanca + cuarzo	
	Cuarzo + mica blanca + biotita verde + grafito	
	Cuarzo + mica blanca + grafito	
	Cuarzo + mica blanca + clorita	
	Mica blanca + clorita + cuarzo	
	Mica blanca + biotita + cuarzo	
	Mica blanca + cuarzo	
	Mica blanca + albita + cuarzo	
	Mica blanca + biotita verde + clorita	
	Mica blanca + biotita verde + clorita + cuarzo	
	Cuarzo + biotita verde + epidota	
	Cuarzo + mica blanca + epidota	
	Cuarzo + mica blanca + epidota + clorita	
	Clinocloro + mica blanca ± cuarzo	
	Clinocloro + mica blanca ± flogopita	
	Cordierita ± biotita	
	Cordierita + flogopita + rutilo	
	Flogopita + rutilo + cuarzo	
	Máfica (Básica)	Tremolita/actinolita + epidota + clorita + albita + calcita
		Clorita + albita + clinozoisita + cuarzo
Tremolita/actinolita + clorita + clinozoisita + calcita		
Tremolita/actinolita + epidota + clorita		
Tremolita + clinocloro ± flogopita ± epidota		
Cuarzo + clorita + albita + clinozoisita		
Clorita + clinozoisita + tremolita ± calcita		
Clorita + tremolita		
Clorita + epidota + actinolita		
Tremolita + clinocloro		
Actinolita ± titanita ± rutilo		
Clinopiroxena + tremolita ± titanita ± cuarzo		
Plagioclasa ± hornblenda verde ± titanita		
Cuarzofeldespática	Cuarzo + mica blanca + biotita + epidota + albita ± clorita	
	Cuarzo + albita + microclina ± plagioclasa	
	Cuarzo + mica blanca + albita + microclina	
	Cuarzo + albita + mica blanca + epidota ± microclina	
	Cuarzo + mica blanca + albita + epidota ± clorita	

* Asociación mineral con relación textural estable. La mayoría de las asociaciones mineral en el ETJ son típicas de la facies de esquistos verde, y corresponden esencialmente al principal evento de metamorfismo regional (M₂). La presencia de almandino + mica blanca + biotita en las metapelitas indica, sin embargo, que la facies de anfibolita fue alcanzada durante M₂, aunque localmente. Las asociaciones con cordierita en las metapelitas, y con clinopiroxena y plagioclasa ± hornblenda en metabasitas corresponden a un evento cenozoico de metamorfismo de contacto (M₃), y son comparables a la facies de corneana de hornblenda. Para mayor detalle ver el texto. Las asociaciones en las rocas cuarzo-feldespáticas corresponden esencialmente a las observadas en el metagranito Tizapa y en metavolcánicos riolíticos y dacíticos.

TABLA 8. ANÁLISIS DE ELEMENTOS MAYORES (% en peso) DE LAS ROCAS METAVOLCÁNICAS DEL ESQUISTO TEJUPILCO (ETJ)

Muestra (Compo sición)	Esquistos verdes											
	GS1 (basalto)	ME-6 (basalto)	0593-3 (andesita basáltica)	F80 (andesita basáltica)	K15 (andesita)	ME-111 (andesita basáltica)	ME-43 (andesita)	F59 (andesita)	F62 (andesita)	593-4 (andesita)	CS39 (andesita)	F55 (andesita)
SiO ₂	46.52	48.40	49.80	51.32	53.78	54.80	55.86	55.98	56.37	56.88	58.24	59.17
TiO ₂	0.96	0.30	1.18	0.59	0.91	0.75	0.96	0.73	0.72	0.76	0.76	0.45
Al ₂ O ₃	16.02	14.10	14.85	14.08	16.42	18.75	18.99	15.00	16.98	15.04	16.18	15.30
Fe ₂ O ₃	0.92	2.70	1.60	0.90	0.56	3.18	3.0	0.13	0.02	1.78	3.66	0.02
FeO	7.41	9.20	8.04	6.94	7.68	7.30	5.28	5.21	7.65	6.23	3.96	5.53
MnO	0.09	0.16	0.16	0.13	0.09	0.15	0.15	0.07	0.05	0.13	0.14	0.04
MgO	9.48	10.50	6.55	10.49	7.98	4.60	3.47	3.47	3.50	9.32	3.88	5.60
CaO	5.24	8.30	8.39	8.39	1.97	2.80	1.77	6.34	2.26	2.83	6.85	2.42
Na ₂ O	4.49	2.14	2.68	3.89	3.62	1.67	4.29	4.95	2.32	1.61	2.85	4.78
K ₂ O	0.03	0.34	1.63	0.19	0.99	2.10	1.58	0.55	1.85	<0.05	1.50	0.86
P ₂ O ₅	0.09	0.18	0.20	0.14	0.04	0.28	1.40	0.08	0.28	0.06	0.08	0.10
P. x C.*	8.19	1.78	4.18	2.59	4.63	2.40	3.26	6.53	4.10	4.84	2.67	4.55
Total	99.44	98.10	99.26	99.65	98.67	98.78	100.01	99.04	96.10	99.39	100.77	98.82
Mg#	67	62	55	71	63	45	44	54	45	68	49	64

Los análisis fueron hechos en los laboratorios Bondar-Clegg en Vancouver, Canadá. Análisis por emisión de plasma, FeO por titulación, *Pérdida por calcinación a 950 °C por gravimetría, la cual esencialmente corresponde a la pérdida de H₂O + CO₂, y está relacionada a la abundancia relativa de mica, anfíbola y calcita en cada muestra. Mg# = 100Mg/(Mg + ΣFe). La composición litológica corresponde a la clasificación química de rocas volcánicas basada en el diagrama álcalis-sílice (Le Bas *et al.*, 1986) (análisis anhídrido recalculado al 100 %).

TABLA 8. (Continuación)

Muestra (Compo sición)	Esquistos verdes				Metaignimbritas					
	593-1 (andesita)	593-2 (andesita)	TQ-9 (dacita)	F21 (dacita)	ME26-3 (riolita)	ME-75 (riolita)	LOC2 (riolita)	TQ-5 (riolita)	ME-63 (riolita)	F79 (riolita)
SiO ₂	59.42	61.72	65.97	69.13	73.24	74.00	74.49	75.00	76.80	77.32
TiO ₂	0.90	0.97	0.17	0.39	0.11	0.04	0.02	0.04	0.05	0.14
Al ₂ O ₃	16.78	15.23	15.97	13.90	15.07	17.10	15.50	10.00	14.60	12.17
Fe ₂ O ₃	2.01	2.53	2.00	0.67	0.38	0.10	0.25	0.90	0.10	0.04
FeO	2.66	1.69	2.70	3.63	0.40	0.50	0.40	0.60	0.90	0.13
MnO	0.06	0.07	0.05	0.03	0.01	0.03	0.01	0.05	0.08	0.01
MgO	4.84	3.00	2.18	3.29	0.08	0.50	0.16	2.50	0.50	0.04
CaO	3.11	6.45	2.59	1.66	0.12	0.10	0.19	0.31	0.55	0.07
Na ₂ O	3.71	3.08	2.97	4.51	5.29	1.71	2.23	4.00	1.50	5.49
K ₂ O	2.18	1.45	1.98	1.00	5.03	5.60	5.18	6.00	4.10	2.94
P ₂ O ₅	0.14	0.17	0.08	0.10	0.02	0.07	0.04	0.06	0.07	0.01
P. x C.*	3.34	3.69	3.56	2.08	0.23	0.30	2.01	0.59	0.80	0.52
Total	99.15	100.05	100.22	100.39	99.98	100.05	100.48	100.05	100.05	98.88
Mg#	66	57	46	58	16	60	30	76	47	30

Los análisis fueron hechos en los laboratorios Bondar-Clegg en Vancouver, Canadá. Análisis por emisión de plasma, FeO por titulación, *Pérdida por calcinación a 950 °C por gravimetría, la cual esencialmente corresponde a la pérdida de H₂O + CO₂, y está relacionada a la abundancia relativa de mica, anfibola y calcita en cada muestra. Mg# = 100Mg/(Mg + ΣFe). La composición litológica corresponde a la clasificación química de rocas volcánicas basada en el diagrama álcalis-sílice (Le Bas *et al.*, 1986) (análisis anhídrico recalculado al 100 %).

TABLA 9. ANÁLISIS DE ELEMENTOS TRAZA (ppm) DE LAS ROCAS METAVOLCÁNICAS DEL ESQUISTO TEJUPILCO (ETJ)

Muestra	Esquistos verdes					Metaignimbritas	
	0593-3 (andesita basáltica)	593-4 (andesita)	CS39 (andesita)	593-1 (andesita)	593-2 (c) (dacita)	ME26-3 (riolita)	LOC2 (riolita)
Rb	50	<1	32	39	29	80	192
Cs	4.9	<0.5	1.5	2.0	1.4	0.59	4
Ba	407	<15	681	585	597	1010	1141
Sr	269	261	365	339	513	96	50
Ta	1.1	0.8	0.7	0.3	0.7	0.9	1.0
Nb	24	18	17	6	17	15	15
Hf	2.0	2.2	2.5	3.1	2.4	5.3	2.3
Zr	136	144	159	177	150	234	46
Y	20	16	22	17	18	3	7
Th	3.2	2.8	2.5	3.0	2.3	7.2	5.5
U	1.0	1.0	1.0	1.0	0.8	2.9	4.0
Th / Yb	1.6	1.4	1.25	1.5	1.15	2.0	6.1
Ta / Yb	0.55	0.4	0.35	0.15	0.35	0.25	1.1
Zr / Y	6.8	9.0	7.23	10.41	8.33	78	6.57
La	15	9	10	11	10	12	3.5
Ce	30	18	19	23	21	20	5.8
Pr	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	2.18	1.0
Nd	9	6	8	7	12	11.0	3.5
Sm	3.9	2.7	3.3	3.2	3.3	3.4	1.1
Eu	1.2	0.6	0.9	1.0	1.0	0.4	0.1
Gd	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	1.2	1.4
Tb	<1	<1	<1	<1	<1	0.13	0.2
Dy	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.5	1.5
Ho	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.15	0.42
Er	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.50	0.80
Tm	<10	<10	<10	<10	<10	0.11	0.3
Yb	2	2	2.0	2	2	3.6	0.90
Lu	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.5	0.10
Eu / Sm	0.30	0.22	0.27	0.31	0.30	0.12	0.09
(La / Sm) _N	2.42	2.10	1.91	2.17	1.91	2.22	2.0
(La / Lu) _N	7.8	4.68	3.46	5.72	5.2	2.49	3.64

Los análisis fueron hechos en los laboratorios Bondar-Clegg en Vancouver, Canadá. Rb, Ba, Sr, Nb, Zr e Y fueron analizados por fluorescencia de rayos-X, los elementos de tierras raras, Cs, Ta, Hf, Th y U por activación neutrónica; n.a., no analizado; (c), clasto. Algunos de los análisis por fluorescencia de rayos-X fueron corroborados en el LUGIS.

TABLA 10. DESCRIPCIÓN Y LOCALIZACIÓN DE MUESTRAS FECHADAS EN EL PRESENTE TRABAJO

Muestra	Descripción	Localización
G102	Metagrano Tizapa (MGT). Augen gneis granítico. Porfiroclastos of Kfs y Qtz circundados por agregados foliados de Kfs, Bt y Qtz.	Arroyo El Ahogado, cerca de la mina Tizapa, Zacazonapan. Lat. 19° 02' 00" N, Long. 100° 13' 38" W.
AGN1	Metagrano Tizapa (MGT). Augen gneis granítico. La estructura de augen gneis está ligeramente desarrollada y cambia gradualmente a granito isotrópico.	Arroyo Frío, cerca de La Finca y San Pedro Tenayac. Lat. 19° 01' 36" N, Long. 100° 12' 23" W.
Mex-1	Sulfuro masivo tipo Kuroko. Sp, Py, Fre, Ccp, Gn y Apy.	Mina Tizapa, Zacazonapan. Lat. 19° 02' 10" N, Long. 100° 13' 55" W.
Mex-2	Sulfuro masivo tipo Kuroko. Sp, Py, Fre, Ccp, Gn y Apy.	Mina Tizapa, Zacazonapan. Lat. 19° 02' 10" N, Long. 100° 13' 55" W.
Mex-3	Sulfuro masivo tipo Kuroko. Sp, Py, Fre, Ccp, Gn y Apy.	Mina Tizapa, Zacazonapan. Lat. 19° 02' 10" N, Long. 100° 13' 55" W.
ME25-2	Esquisto blastomilonítico de cuarzo-muscovita. El esquisto, que está fuertemente foliado y lineado, cambia gradualmente a augen gneiss granítico. El esquisto consiste de una asociación granoblástica foliada de Qtz, Ms, granos of Or, Mc y Tur.	Arroyo El Ahogado, cerca de la mina Tizapa, Zacazonapan. Lat. 19° 01' 49" N, Long. 100° 13' 35" W.
ME1-1	Esquisto de flogopita. Phl, Cchl, Ms, Crd poikiloblástica, y Rt. Pequeños cuerpos lenticulares intercalados con esquisto verde.	Río Temascaltepec, Los Martinez, 9 km al NNW de Tejupilco. Lat. 18° 59' 16" N, Long. 100° 10', 48" W.
ME1-2	Esquisto de biotita. Porfiroclastos de Pl circundados por agregados foliados de Bt, Chl, Qtz, Ep y Ms. Zone rica en biotita en esquisto verde.	Los Martinez, 9 km de NNW de Tejupilco. Lat. 18° 59' 16" N, Long. 100° 11' 00" W.
01-1	Esquisto de muscovita. Ms, Qtz, Ab, Bt, y Rt. Pequeños cuerpos lenticulares intercalados con esquisto verde.	Los Martinez, 9 km de NNW de Tejupilco. Lat. 18° 58' 48" N, Long. 100° 10' 58" W.

TABLA 10 (continuación)

04-1	Esquisto de calcita-muscovita. Cal, Qtz, Ms y Hem despues de Py. Pequeño cuerpo lenticular en zona de cabalgadura (¿esquisto filonítico?) sobreyacido por metatoba riolítica.	Cerro de la Pila, parte inferior de la falda norte, 5.5 km al SSE de Zacazonapan. Lat.19° 01' 54" N, Long.100° 14' 56" W.
ME26-2	Lava almohadillada de composición basáltica. Roca hipocristalina; Pl hipidiomórfica en matriz de microcristales of Pl, palagonita, y amigdalas rellenas de Cal, Chl, y/o Ab, Prh y Pmp. Lava interestratificada con pizarra y caliza turbidítica.	El Limón, camino San Juan Acatitlán-El Sauz, 13 km al NW de Tejupilco. Lat.18° 59' 01" N, Long.100° 14' 34" W.
ME26-1	Lava almohadillada de composición basáltica. Roca hipocristalina; Pl hipidiomórfica en matriz de microcristales of Pl, palagonita, y amigdalas rellenas de Cal, Chl, y/o Ab, Prh y Pmp. Parte inferior de un paquete de cientos de metros de espesor de lava almohadillada.	Los Epazotes, camino viejo Tejupilco-Luvianos, 8 km al W de Tejupilco. Lat.18° 55' 00" N, Long.100° 13' 45" W.
ME3-3	Batolito Tingambato. Granodiorita de hornblenda; Na-Pl, Kfs, Hbl, Qtz, Mag, Ttn.	La Punta de Tingambato, camino Zuluapan- planta eléctrica El Infiernillo(Las Mesas). Lat.19° 04' 45" N, Long.100° 24' 38" W.
ME3-1	Granito Temascaltepec. Granito de biotita; Or, Na-Pl, Qtz, Bt.	Los Timbres, carretera Temascaltepec- Zacazonapan. Lat.19° 02' 45" N, Long.100° 05' 51" W.
EN-179	Granito Temascaltepec. Granito de biotita; Or, Na-Pl, Qtz, Bt.	Los Timbres, carretera Temascaltepec- Zacazonapan. Lat.19° 02' 45" N, Long.100° 05' 51" W.
07-1	Tronco Ixtapan del Oro. Cuarzomonzonita; Na-Pl, Or, Qtz, Aug, Bt, Mag.	Ixtapan del Oro, camino viejo a la presa del Bosque, Zitácuaro. Lat.19° 15' 50" N, Long.100° 16' 34" W.
ME3-2	Cuello volcánico El Peñón. Riolita porfídica; fenocristales de Qtz y Sa en matriz afanítica conteniendo Qtz, Kfs, Pl y Hem.	Cerro El Peñón, El Peñón, carretera Tamascaltepec- Zacazonapan. Lat.19° 03' 14" N, Long.100° 06' 49" W.

Abreviaciones: Ab, albita; Apy, arsenopirita; Aug, augita; Bt, biotita; Cal, calcita; Ccp, calcopirita; Cchl, clinocloro; Chl, clorita; Crd, cordierita; Ep, epidota; Fre, freibergita; Gn, galena; Hbl, hornblenda; Hem, hematita; Kfs, feldspato potásico; Mag, magnetita; Mc, microclina; Ms, muscovita; Na-Pl, plagioclasa sódica; Or, ortoclasa; Phl, flogopita; Pl, plagioclasa; Pmp, pumpellyita; Prh, prehnita; Py, piritita; Qtz, cuarzo; Rt, rutilo; Sa, sanidino; Sp, esfalerita; Ttn, titanita.

TABLA 11. DATOS ISOTÓPICOS U-Pb PARA ZIRCÓNES DEL METAGRANITO TIZAPA

Muestra y fracciones	Wt (mg)	Concentraciones			Relaciones atómicas				Edades aparentes (Ma)		
		²³⁸ U (ppm)	²⁰⁶ Pb* (ppm)	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$
GI02-1/2	0.0250	527.5	36.8	56539.0	0.085	0.0705(0.08)	0.6480(0.10)	0.0667(0.06)	493.3	507.3	826.8
-#1	0.0260	234.5	13.5	1010.9	0.089	0.0575(0.21)	0.5810(0.28)	0.0732(0.18)	360.7	465.1	1020.0
-2/2	0.0310	484.5	20.7	7353.9	0.086	0.0435(0.10)	0.3513(0.12)	0.0586(0.06)	274.5	305.7	551.4
-#3	0.0310	178.7	6.3	3282.9	0.085	0.0358(0.21)	0.2863(0.26)	0.0580(0.15)	226.8	255.6	528.7
AGN1-A1	0.0120	771.0	30.4	4654.0	0.089	0.039901(0.10)	0.32816(0.16)	0.059649(0.11)	252.2	288.2	590.9
-A2	0.0100	1035.7	39.5	9619.7	0.071	0.039005(0.14)	0.35100(0.17)	0.065266(0.08)	246.7	305.5	782.9
-B1	0.0129	537.4	18.9	7771.4	0.067	0.036281(0.13)	0.29272(0.18)	0.058517(0.12)	229.7	260.7	549.2
-B2	0.0100	678.0	20.9	3937.1	0.083	0.031509(0.19)	0.22700(0.29)	0.052249(0.22)	200.0	207.7	296.3
-C1	0.0150	755.5	29.8	5941.8	0.068	0.040813(0.10)	0.32515(0.15)	0.057780(0.11)	257.9	285.9	521.4
-C2	0.0130	1180.3	35.7	1666.6	0.101	0.030505(0.12)	0.21570(0.23)	0.051284(0.19)	193.7	198.3	253.6

Las 10 fracciones diferentes de zircones fueron seleccionadas y analizadas por Samuel A. Bowring en los laboratorios Geochron en Cambridge, Ma., a partir de concentrados previamente obtenidos en taller de separación de minerales del Instituto de Geología, UNAM. La concentración de zircones fue hecha por Consuelo Macías-Romo por medio del procedimiento tradicional de trituración, molienda y tamizado a -140+200 y -200+325 mallas, mesa *Wilfley*, separación magnética, de líquidos pesados, y separación manual.

*Pb radiogénico. Los zircones fueron analizados usando un trazador mezclado de ²⁰⁵Pb-²³³U-²³⁵U. Todas las fracciones fueron pulidas (Krogh, 1982). El peso de las muestras fue estimado usando un videomonitor con una pantalla enrejillada. La disolución del zircon se hizo siguiendo los métodos de Krogh (1973) y Parrish (1987). La separación de Pb y U fue realizado usando HCl. Las constantes de decaimiento usadas para el ²³⁸U y ²³⁵U son 0.15513 x 10⁻⁹ año⁻¹ y 0.98485 x 10⁻⁹ año⁻¹ (Steiger y Jäger, 1977). Las correcciones de Pb común fueron hechas usando el modelo de Stacey y Kramers (1975). Para todos los análisis los blancos de U y Pb fueron 1pg ± 50 % y 3.5 pg ± 50 %, respectivamente. Los análisis fueron hechos en un espectrómetro de masas VG Sector 54 en la modalidad de intercambio de trazador (*peak-switching mode*) usando la perilla Daly y conteo de iones. El procesamiento de datos y errores analíticos fue hecho por medio del programa ISOPLOT de Ludwig (1991), y todos los errores están reportados en (%) dentro del intervalo de confiabilidad 2σ.

**TABLA 12. RESULTADOS DE REGRESION* DE LOS DATOS
U-Pb DE ZIRCÓN**

Parámetros de regresión (no forzados)	I.S. (Ma)	I.I. (Ma)	MSWD
5 puntos (C2, B2, #3, B1, #1)	1481 ± 35	189 ± 1.9	13
5 puntos (C2, B2, C1, 2/2, 1/2)	1032 ± 57	189 ± 12	270
5 puntos (C2, B2, #3, B1, A1)	1288 ± 301	184 ± 19	440
4 puntos (C2, B2, C1, 2/2)	958 ± 82	181 ± 11	43
4 puntos (C2, B2, #3, B1)	1466 ± 119	188.7 ± 4.1	16
4 puntos (C2, B2, B1, A1)	1282 ± 461	185 ± 29	529
3 puntos (C2, B2, A1)	1242 ± 126	186.5 ± 7.4	4.3
3 puntos (C2, B2, 1/2)	1030.7 ± 2.1	183.19 ± 0.62	1.7
3 puntos (C2, B2, C1)	991 ± 114	182.4 ± 9.9	3.8
2 puntos (C2, B2)	1114 ± 123	184.7 ± 2.1	0.0

* Programa de regresión lineal de Ludwig (1991). I.S., intersección superior; I.I., intersección inferior; MSWD, desviación media cuadrática ponderada (por sus siglas en inglés). Las fracciones están entre parentesis.

TABLA 13. RESULTADOS ANALÍTICOS $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

T (°C)	Ca/K	$\Sigma^{39}\text{Ar}$	Edad (Ma) $\pm 1\sigma$
Muestra ME25-2 (muscovita, esquistó blastomilonítico), peso = 68 mg, tamaño de grano 177-250 μm			
600	----	0.008	47.6 \pm 6.2
700	----	0.038	48.2 \pm 1.8
800	----	0.128	50.8 \pm 0.6
900	----	0.268	56.4 \pm 0.4
1000	----	0.488	57.8 \pm 0.3
1100	----	0.738	58.4 \pm 0.2
1200	----	0.928	59.0 \pm 0.2
1300	----	0.958	56.3 \pm 1.7
1450	----	0.974	52.0 \pm 4.8
1600	----	1.000	50.5 \pm 2.1
Edad integrada (de gas total) = 56.7 \pm 0.3 Ma			
Edad de meseta = 58.37 \pm 0.1 Ma (1000-1300 °C; 66 % del ^{39}Ar total)			
Muestra ME26-2 (roca entera, lava almohadillada), peso = 286 mg, tamaño de grano 500-710 μm			
400	5.0	0.006	80.0 \pm 40.0
500	4.5	0.029	91.0 \pm 12.0
600	11	0.269	105.2 \pm 1.2
800	9.5	0.559	104.0 \pm 1.0
900	3.0	0.759	101.5 \pm 1.5
1100	3.5	0.899	100.0 \pm 2.0
1150	13.5	0.929	86.3 \pm 9.1
1200	37.5	0.937	86.1 \pm 31.8
1300	106.5	0.951	86.0 \pm 20.5
1600	113	1.000	96.2 \pm 4.7
Edad integrada (de gas total) = 101 \pm 1.0 Ma			
Edad de meseta = 103.1 \pm 1.3 Ma (600-1100 °C; 87 % del ^{39}Ar total)			
Muestra ME26-1 (roca entera, lava almohadillada), peso = 277 mg, tamaño de grano 500-710 μm			
400	3.6	0.004	83.2 \pm 23.3
500	3.3	0.026	86.4 \pm 5.2
600	3.5	0.136	97.0 \pm 1.0
800	4.4	0.197	99.1 \pm 1.6
950	1.5	0.307	96.0 \pm 1.0
1050	1.6	0.580	94.4 \pm 0.4
1300	8.8	0.890	90.0 \pm 0.2
1600	6.8	1.000	93.2 \pm 1.0
Edad integrada (de gas total) = 93.4 \pm 0.4 Ma			

La preparación de muestras y las determinaciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ fueron hechas por la Dra. M. López-Martínez del Centro de Investigación y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), Ciencias de la Tierra, Ensenada, B. C., Méx.

Las muestras fueron irradiadas en el reactor de uranio enriquecido de la Universidad de McMaster en Hamilton, Ontario. La muestra ME25-2 fue molida y tamizada a fracciones de 60-80 y 80-120 mallas, y de la primera fracción se obtuvo un concentrado de muscovita de 68 mg para el análisis. La muestra ME26-2 y ME26-1 fueron molidas y tamizadas a - 25 + 60 mallas, lavadas en HCl (disuelto al 10 %) para la lixiviación de carbonatos; posteriormente fueron tamizada otra vez a - 25 + 35 mallas, de cuya fracción se obtuvieron 227 y 286 mg para el análisis, respectivamente.

T, temperatura de cada meseta; Ca/K, relación de Ca/K en cada etapa; $\Sigma^{39}\text{Ar}$, acumulado de ^{39}Ar liberado. El criterio aplicado aquí para definir una meseta es que al menos tres fracciones o etapas contiguas deben concordar dentro de sus errores 2σ y en conjunto constituir más del 50 % de la cantidad total de ^{39}Ar involucrado (McDougall y Harrison, 1988).

TABLA 14. GEOCRONOLOGÍA K-Ar

Muestra	Tipo de Roca	Material Fechado	K (%wt)	⁴⁰ Ar* (10 ¹⁰ mol/g)	⁴⁰ Ar* (%)	Edad (Ma)
Esquisto Tejupilco (ETJ)						
ME25-2	Esquisto de Qtz-Ms	Ms	8.58	8.93	93	59 ± 3
ME1-1	Esquisto de Phl	Phl	4.43	3.87	75	50 ± 2
ME1-2	Esquisto de Bt	Bt	5.71	4.83	83	48 ± 2
01-1	Esquisto de Ms	Ms	6.83	6.83	93	57 ± 3
04-1	Esquisto pelítico- calcáreo	Ms	6.42	6.02	91	53 ± 3
Rocas intrusivas						
ME3-3	Granodiorita (batolito Tingambato)	Hbl	0.66	1.27	77	107 ± 5
ME3-3	Granodiorita (batolito Tingambato)	WR	5.49	9.26	89	95 ± 5
ME3-1	Granito Temascaltepec	Bt	6.80	6.13	88	51 ± 3
EN-179	Granito Temascaltepec	Bt	6.87	6.62	95	48.6 ± 2
07-1	Cuarzomonzonita (tronco de I. del Oro)	Pl	1.21	0.67	67	32 ± 2
Rocas volcánicas post-laramídicas						
ME3-2	Riolita	MX	7.12	3.87	79	31 ± 2

Análisis hechos por D. J. Terrell y M. Escudero-Badilla en el Instituto Mexicano del Petróleo, Ciudad México. *Ar radiogénico. Todas las edades K-Ar están estandarizadas a las constantes de decaimiento recomendadas por Steiger y Jäger (1977). Abundancia de ⁴⁰K/ K_{Total} = 1.167 x 10⁻⁴ mol/mol. Abreviaciones: Bt, biotita; Hbl, hornblenda; Ms, muscovita; Pl, plagioclasa; Phl, flogopita; Qtz, cuarzo; WR, roca entera; MX, matriz.

TABLA 15. ANÁLISIS DE ELEMENTOS MAYORES (% en peso) DEL METAGRANITO TIZAPA (MGT)

Mstra.	TC1	TC1A	TC7	TC7A	TC7B	TC50	TC51	TC53	TC53A	TC54	TQ1	TQ2	F1
SiO ₂	66.30	69.80	66.53	68.00	66.60	70.33	69.29	67.46	69.80	68.14	67.10	68.40	68.4
TiO ₂	0.55	0.60	0.75	0.84	0.83	0.45	0.65	0.45	0.65	0.38	0.48	0.58	0.74
Al ₂ O ₃	14.40	13.50	14.16	14.40	14.30	15.25	14.42	17.47	14.20	16.49	14.22	13.15	14.3
Fe ₂ O ₃	0.75	3.72	1.49	1.56	4.24	2.64	1.62	2.83	0.95	3.04	0.90	0.60	1.29
FeO	3.85	2.43	3.98	2.44	2.49	0.87	2.74	2.21	2.32	2.02	3.52	4.50	2.67
MnO	n.d.	0.05	n.d.	0.07	0.07	0.01	0.02	0.04	0.05	0.03	0.08	0.09	0.07
MgO	2.46	1.42	3.14	1.71	1.74	1.05	1.36	0.58	1.35	0.37	2.79	2.60	2.02
CaO	2.59	1.85	1.92	1.29	1.31	1.20	1.29	0.74	1.21	0.91	2.23	1.80	2.07
Na ₂ O	2.05	2.89	2.60	2.86	2.90	2.20	2.85	2.60	2.90	2.0	3.05	2.05	3.28
K ₂ O	4.25	3.83	4.96	4.18	4.29	4.40	4.88	4.91	4.55	4.80	3.46	3.90	3.82
P ₂ O ₅	0.10	0.10	0.15	0.15	0.19	0.14	0.22	0.13	0.06	0.34	1.17	1.20	0.13
P. x C.*	1.35	1.09	1.68	1.40	1.39	1.28	1.40	1.03	0.89	1.06	0.80	1.20	1.41
Total	99.45	98.85	100.21	98.90	97.86	99.82	100.74	100.45	98.93	99.58	99.80	100.07	99.67
K ₂ O/Na ₂ O	2.07	1.32	1.91	1.46	1.47	2.00	1.71	1.89	1.57	2.40	1.13	1.90	1.16
<i>ab</i>	9.18	11.57	12.61	11.96	12.26	8.05	12.08	10.29	12.13	7.33	12.86	7.83	14.58
<i>an</i>	6.45	3.89	5.18	2.63	2.59	2.08	2.37	1.27	2.71	0.96	1.61	0.46	4.66
<i>or</i>	12.56	10.12	15.87	11.53	11.97	10.63	13.64	12.82	12.57	11.60	9.60	9.80	11.17
R ₁	1.81	1.52	1.47	1.56	1.52	1.82	1.45	1.82	1.46	1.94	1.62	1.73	1.50
R ₂	1.14	1.10	1.08	1.24	1.21	1.44	1.17	1.60	1.19	1.63	1.11	1.21	1.08

Los análisis fueron hechos en los laboratorios Bondar-Clegg en Vancouver, Canadá. Análisis por emisión de plasma; FeO por titulación, *Perdida por calcinación a 950 °C por gravimetría. Minerales normativos en formula mole %, R₁ = Al₂O₃/(Na₂O + K₂O) (molar), R₂ = Al₂O₃/(CaO + Na₂O + K₂O) (molar).

TABLA 16. ANÁLISIS DE ELEMENTOS TRAZA (ppm) DEL METAGRANITO TIZAPA(MGT)

Muestra	TC1	TC1A	TC7A	TC7B	TC50	TC51	TC53	TC53A	TC54
Rb	206	224	170	209	203	187	210	232	194
Ba	n.a.	720	800	850	n.a.	n.a.	n.a.	830	n.a.
Sr	214	168	210	196	187	164	179	134	196
Ta	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	1.6	n.a.
Nb	14	19	13	19	13	12	17	21	14
Zr	227	212	225	245	226	272	246	265	231
Y	17	40	15	74	18	16	18	26	17
Th	n.a.	12.3	12	12	n.a.	n.a.	n.a.	12.7	n.a.
U	n.a.	3.6	3.4	3.4	n.a.	n.a.	n.a.	3.8	n.a.
Rb/Zr	0.91	1.05	0.75	0.85	0.89	0.69	0.85	0.87	0.84
La	n.a.	31.0	34.0	35.9	n.a.	n.a.	n.a.	28.0	n.a.
Ce	n.a.	62	65	72	n.a.	n.a.	n.a.	64	n.a.
Pr	n.a.	7	7.4	10	n.a.	n.a.	n.a.	7	n.a.
Nd	n.a.	29	31	37	n.a.	n.a.	n.a.	26	n.a.
Sm	n.a.	6.0	7.30	7.17	n.a.	n.a.	n.a.	6.60	n.a.
Eu	n.a.	0.8	1.2	1.1	n.a.	n.a.	n.a.	0.8	n.a.
Gd	n.a.	5	7	6	n.a.	n.a.	n.a.	4.6	n.a.
Tb	n.a.	1.1	1.0	1.0	n.a.	n.a.	n.a.	0.8	n.a.
Dy	n.a.	5.4	6.4	5.4	n.a.	n.a.	n.a.	4.8	n.a.
Ho	n.a.	1.1	1.0	1.1	n.a.	n.a.	n.a.	1.5	n.a.
Er	n.a.	4	4	5	n.a.	n.a.	n.a.	5.4	n.a.
Tm	n.a.	0.6	0.5	0.6	n.a.	n.a.	n.a.	0.5	n.a.
Yb	n.a.	3.5	3.5	3.7	n.a.	n.a.	n.a.	3.3	n.a.
Lu	n.a.	0.47	0.51	0.52	n.a.	n.a.	n.a.	0.42	n.a.
ΣREE		156.97	169.81	186.49				153.72	
Eu/Sm		0.13	0.16	0.15				0.12	
(La/Sm) _N		3.24	2.92	3.14				2.66	
(La/Lu) _N		6.86	6.93	7.18				6.93	
Eu/Eu*		0.45	0.51	0.51				0.44	

Los análisis fueron hechos en los laboratorios Bondar-Clegg en Vancouver, Canadá. Rb, Ba, Sr, Nb, Zr e Y fueron analizados por fluorescencia de rayos-X, los elementos de tierras raras, Ta, Th y U por activación neutrónica; n.a., no analizado.

**TABLA 17. ASOCIACIONES METAMÓRFICAS* EN EL GRUPO
ARCELIA-PALMAR CHICO**

Tipo de roca	Asociación mineral
Pelítica y pelítico-calcárea	Cuarzo + mica blanca + clorita ± hematita
	Cuarzo + mica blanca + calcita ± leucoxeno
	Cuarzo + calcita + epidota
	Cuarzo + albita + calcita
	Cuarzo + mica blanca + clorita + calcita
	Cuarzo + albita + mica blanca + calcita
Máfica (Básica)	Pumpellyita + albita + cuarzo
	Clorita + albita + pumpellyita + cuarzo ± leucoxeno
	Clorita + albita + cuarzo
	Pumpellyita + clorita + epidota
	Calcita + pumpellyita
	Pumpellyita + clorita + cuarzo
	Albita + epidota + clorita + calcita + cuarzo
	Albita + cuarzo + pumpellyita + calcita
	Clorita + prehnita + pumpellyita + cuarzo + albita
	Clorita + prehnita + calcita ± cuarzo
	Calcita + prehnita + cuarzo
	Prehnita + albita + clorita + calcita

* Asociación mineral con relación textural estable. Las asociaciones típicas del metamorfismo de muy bajo grado (Winkler, 1976), o facies de prehnita-pumpellyita (Cho *et al.*, 1986; Liou *et al.*, 1987) son: pumpellyita + prehnita + clorita + albita ± cuarzo, prehnita o pumpellyita + clorita + calcita + albita, o pumpellyita + prehnita, pumpellyita + epidota, prehnita + epidota ± clorita + cuarzo + albita. Para discusión ver el texto.

TABLA 18. ANÁLISIS DE ELEMENTOS MAYORES (% en peso) DE LAS ROCAS VOLCÁNICAS DEL GRUPO ARCELIA-PALMAR CHICO (GAP), PARTE INFERIOR

Muestra	F43	TC34	J1225	TJZ52	OP27	U60	ME12-23	JPL	TC35	ST2 ^a	ST5 ^a	M93-12 ^b	M93-15 ^b	M93-17 ^b	M93-18 ^b
(Composición)	(basanita)	(basalto)	(basalto)	(traqui basalto)	(traqui basalto)	(basalto)	(basalto)	(traqui andesita basáltica)	(traqui andesita basáltica)	(andesita basáltica)	(basalto)	(traqui andesita)	(basalto)	(basalto)	(traqui basalto)
SiO ₂	43.48	46.04	47.10	47.81	48.21	48.65	48.92	49.40	53.76	49.1	47.5	51.7	45.8	44.5	47.1
TiO ₂	1.49	1.69	1.65	2.43	1.0	1.92	1.73	1.79	1.87	1.9	2.0	2.1	1.9	0.9	1.0
Al ₂ O ₃	19.57	13.83	15.75	15.65	15.79	15.96	16.61	16.70	15.39	15.5	15.2	16.8	15.0	15.1	17.5
Fe ₂ O ₃	0.33	1.36	2.44	2.02	1.14	0.57	1.46	1.08	0.95	1.0	0.8	1.3	1.5	0.9	1.0
FeO	5.14	7.73	5.04	7.19	5.79	7.65	7.33	5.79	6.79	8.7	10.3	4.9	6.82	7.0	6.7
MnO	0.10	0.19	0.13	0.14	0.23	0.12	0.15	0.11	0.12	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1
MgO	3.64	8.31	8.41	5.71	5.47	7.34	7.32	8.44	6.37	4.9	5.0	4.3	5.0	6.4	6.7
CaO	9.97	9.98	7.93	8.10	10.97	9.17	7.51	5.35	5.60	8.6	10.1	4.7	12.3	12.6	8.0
Na ₂ O	4.61	3.06	2.47	4.43	4.41	3.50	4.03	3.90	5.43	3.7	3.6	6.5	4.1	4.1	4.2
K ₂ O	2.0	0.55	1.68	0.78	0.81	0.24	0.15	1.71	0.34	0.3	0.3	0.7	0.2	0.2	0.9
P ₂ O ₅	0.39	0.27	0.30	0.42	0.11	0.21	0.24	0.33	0.25	0.3	0.3	0.5	0.3	0.1	0.1
P. x C.*	8.12	5.75	5.67	5.40	4.95	3.48	4.23	4.83	2.94	5.2	4.2	5.4	6.6	7.4	5.2
Total	98.84	98.76	99.57	100.08	98.88	98.81	99.56	99.43	99.81	99.3	99.4	98.9	99.7	99.3	98.6
Mg #	54	62	67	53	59	62	60	69	60	48	45	56	53	59	61

Los análisis fueron hechos en los laboratorios Bondar-Clegg en Vancouver, Canadá. Análisis por emisión de plasma, FeO por titulación, *Pérdida por calcinación a 950 °C por gravimetría, la cual esencialmente corresponde a la pérdida de H₂O + CO₂, y está relacionada a la abundancia relativa de zeolitas, clorita, epidota, prehnita, pumpellyita y calcita en cada muestra. Mg# = 100Mg/(Mg + ΣFe). La composición litológica corresponde a la clasificación química de rocas volcánicas basada en el diagrama álcalis-sílice (Le Bas *et al.*, 1986) (análisis anhídrico recalculado al 100 %). La composición alcalina de algunas muestras puede ser en parte debida a espilitización de las rocas volcánicas. ^aOrtiz-Hernández (1992); ^bFreydier *et al.* (1996).

TABLA 19. ANÁLISIS DE ELEMENTOS TRAZA (ppm) DE LAS ROCAS VOLCÁNICAS DEL GRUPO ARCELIA-PALMAR CHICO (GAP), PARTE INFERIOR

Muestra	TC34 (basalto)	TJZ52 (traqui basalto)	OP27 (traqui basalto)	ME12-23 (basalto)	TC35 (traqui andesita basáltica)	ST2 ^a (andesita basáltica)	ST5 ^a (basalto)	M93-12 ^b (traqui andesita)	M93-15 ^b (basalto)	M93-17 ^b (basalto)	M93-18 ^b (traqui basalto)
Rb	7	7	n.a.	2	5	5	5	3	5	8	12
Cs	<0.50	0.50	1.1	<0.5	<0.50						
Ba	480	317	n.a.	222	397	406	131	358	72	18	111
Sr	205	246	n.a.	268	222	229	325	264	249	319	240
Ta	0.7	1.4	<1.0	0.9	0.8						
Nb	15	19	n.a.	17	16	15	14	12	12	2	3
Hf	2.8	4.8	1.6	2.5	2.9						
Zr	118	208	72	118	138	246	226	189	170	63	70
Y	25	42	20	27	31	41	39	46	39	23	25
Th	0.6	1.1	0.4	0.7	0.5						
U	<1.0	<1.1	<0.1	<1.0	<1.0						
Th/Yb	0.20	0.25	0.21	0.28	0.17						
Ta/Yb	0.23	0.32	---	0.36	0.26						
Zr/Y	4.72	4.95	3.6	4.37	4.45	6	5.8	4.1	4.4	2.7	2.8
Zr/Nb	7.86	10.95	---	6.94	8.62	16.4	16.1	15.8	14.2	31.5	23.3
La	5.50	14.0	2.40	10.0	8.10	12.9	12.5	11.2	11.3	10.7	3.1
Ce	13.0	33.0	7.60	20.0	18.0	28.2	29.4	29.8	28.4	27.1	9.1
Pr	2.39	5.50	1.38	3.50	3.18						
Nd	9.0	23.0	7.5	12.0	12.0	18.8	18.2	20.9	18.6	18.9	8.5
Sm	3.6	6.6	2.4	3.9	4.1	5.2	5.0	5.5	4.6	4.5	2.4
Eu	0.87	2.20	0.76	1.30	0.83	1.5	1.5	1.8	1.7	1.7	1.0
Gd	4.8	8.2	3.4	5.6	5.5	6.5	6.4	9.3	7.9	4.9	4.8
Tb	0.8	1.40	0.6	0.9	0.9						
Dy	5.0	8.1	3.6	5.2	5.9	6.7	6.7	7.6	6.3	6.1	4.0
Ho	1.08	1.65	0.83	1.15	1.23	1.3	1.2				
Er	3.0	4.7	2.3	3.0	3.5						
Tm	0.40	0.64	0.32	0.44	0.47						
Yb	3.0	4.4	1.9	2.5	3.0	3.8	3.6	3.8	3.2	3.2	2.1
Lu	0.4	0.6	0.3	0.4	0.4	0.6	0.5	0.7	0.6	0.5	0.3
Eu/Sm	0.24	0.33	0.32	0.33	0.20	0.29	0.30	0.33	0.37	0.38	0.42
(La/Sm) _N	0.96	1.33	0.63	1.61	1.24	1.56	1.57	1.28	1.54	1.49	0.81
(La/Lu) _N	1.43	2.43	0.83	2.60	2.11	2.24	2.16	1.66	1.96	2.23	1.07

Los análisis fueron hechos en los laboratorios Bondar-Clegg en Vancouver, Canadá. Rb, Ba, Sr, Nb, Zr e Y fueron analizados por fluorescencia de rayos-X, los elementos de tierras raras, Cs, Ta, Hf, Th y U por activación neutrónica; n.a., no analizado. Algunos de los análisis por fluorescencia de rayos-X fueron corroborados en el LUGIS. ^aOrtiz-Hernández (1992); ^bFreydier *et al.* (1996).

TABLA 20. ANÁLISIS DE ELEMENTOS MAYORES (% en peso) DE LAS ROCAS VOLCÁNICAS DEL GRUPO ARCELIA-PALMAR CHICO (GAP), PARTE SUPERIOR

Muestra (Composición)	OP37 (tefrita)	F70 (basalto)	TC25 (basalto)	TC27 (basalto)	T14 (traqui andesita basáltica)	F66 (andesita basáltica)	OCO1 (andesita basáltica)	TC46 (andesita)	OP11 (andesita basáltica)	OP39 (andesita basáltica)	OP19 (andesita)
SiO ₂	43.00	44.60	44.65	44.73	48.03	50.39	53.31	54.61	55.90	57.10	59.80
TiO ₂	1.60	0.70	2.56	2.38	2.50	0.85	0.62	1.45	1.04	0.75	0.66
Al ₂ O ₃	14.90	16.48	14.71	14.65	7.20	16.51	15.50	16.32	14.80	15.30	14.70
Fe ₂ O ₃	10.50	0.73	3.01	2.84	11.30	1.04	1.64	0.98	7.33	8.78	7.64
FeO	6.91	3.79	8.79	8.13	7.37	6.27	5.19	4.19	4.16	5.82	3.20
MnO	0.15	0.12	0.17	0.16	0.15	0.16	0.11	0.26	0.16	0.18	0.05
MgO	7.28	3.66	6.78	7.56	0.89	6.26	3.78	4.36	4.08	3.56	3.05
CaO	10.0	15.96	9.09	8.72	7.60	7.95	9.05	4.62	9.01	3.82	4.06
Na ₂ O	2.99	2.11	0.56	2.44	4.40	4.12	3.86	3.99	2.47	2.39	4.18
K ₂ O	0.26	1.36	3.31	0.91	2.20	0.39	0.85	0.82	0.32	3.03	1.88
P ₂ O ₅	0.21	0.12	0.43	0.37	0.30	0.09	0.23	0.24	0.13	0.24	0.24
P. x C.*	6.70	9.23	5.39	5.89	2.49	4.79	5.88	7.2	2.89	3.71	1.77
Total	97.59	98.86	99.45	98.78	99.94	98.82	100.02	99.04	98.13	98.86	98.03
Mg#	44	59	51	56	08	61	50	60	40	32	35

Los análisis fueron hechos en los laboratorios Bondar-Clegg en Vancouver, Canadá. Análisis por emisión de plasma, FeO por titulación, *Pérdida por calcinación a 950 °C por gravimetría, la cual esencialmente corresponde a la pérdida de H₂O + CO₂, y está relacionada a la abundancia relativa de zeolitas, clorita, epidota, prehnita, pumpellyita y calcita en cada muestra. Mg# = 100Mg/(Mg + ΣFe). La composición litológica corresponde a la clasificación química de rocas volcánicas basada en el diagrama álcalis-sílice (Le Bas *et al.*, 1986) (análisis anhídrico recalculado al 100 %). La composición alcalina de algunas muestras puede ser en parte debida a espilitización de las rocas volcánicas.

**TABLA 21. ANÁLISIS DE ELEMENTOS TRAZA (ppm) DE LAS
ROCAS VOLCÁNICAS DEL GRUPO ARCELIA-PALMAR CHICO
(GAP), PARTE SUPERIOR**

Muestra	OP37 (tefrita)	TC25 (basalto)	TC27 (basalto)	T14 (traqui andesita basáltica)	TC46 (andesita)	OP11 (andesita basáltica)	OP39 (andesita basáltica)	OP19 (andesita)
Rb	6	23	8	n.a.	n.a.	5	50	36
Cs	n.a.	53.50	1.9	<0.50	16.0	n.a.	n.a.	n.a.
Ba	140	708	221	n.a.	n.a.	40	910	270
Sr	291	205	297	n.a.	n.a.	310	1019	350
Ta	0.5	1.4	1.1	0.9	0.9	0.4	n.d.	0.26
Nb	8	20	18	14	14	6	<1	4
Hf	2.5	4.0	3.9	2.7	2.7	2.2	9.6	2.1
Zr	109	154	161	118	118	98	607	93
Y	27	48	52	29	21	23	27	25
Th	n.a.	1.0	1.0	0.8	0.6	n.a.	n.a.	n.a.
U	n.a.	<1.0	<1.0	1.5	3.5	n.a.	n.a.	n.a.
Th/Yb	---	0.24	0.26	0.33	0.27	---	---	---
Ta/Yb	0.16	0.34	0.28	0.37	0.41	0.18	---	0.10
Zr/Y	4.04	3.21	3.09	4.06	5.62	4.26	22.48	3.72
Zr/Nb	13.62	7.7	8.94	8.43	8.43	16.33	---	23.25
La	6.1	14.0	12.0	9.10	6.20	7.9	7.4	8.8
Ce	19	31.0	27.0	19.0	13.0	19	18	20
Pr	5.67	5.66	5.88	3.46	2.68	4.53	4.91	4.53
Nd	15	15.0	14.0	12.0	7	12	13	12
Sm	4.19	5.8	5.5	3.8	3.2	2.88	3.51	3.11
Eu	1.4	2.10	1.80	1.10	1.20	1.0	1.2	0.9
Gd	4	8.8	9.6	5.2	4.4	3	4	3
Tb	0.9	0.9	1.0	0.8	0.6	0.5	0.6	0.6
Dy	5.4	9.0	9.5	5.3	4.2	3.4	3.8	3.2
Ho	1.1	2.04	2.06	1.10	1.09	0.8	1.0	0.7
Er	3	5.6	5.7	3.3	2.7	2.2	2.8	1.9
Tm	0.8	0.91	0.82	0.44	0.60	0.4	0.6	0.5
Yb	3.1	4.1	3.9	2.4	2.2	2.2	3.0	2.6
Lu	0.46	0.6	0.6	0.3	0.4	0.34	0.45	0.40
Eu/Sm	0.33	0.36	0.33	0.37	0.37	0.38	0.34	0.29
(La/Sm) _N	0.91	1.52	1.37	1.50	1.22	1.73	1.33	1.78
(La/Lu) _N	1.38	2.43	2.08	3.15	0.13	2.41	1.71	2.29

Los análisis fueron hechos en los laboratorios Bondar-Clegg en Vancouver, Canadá. Rb, Ba, Sr, Nb, Zr e Y fueron analizados por fluorescencia de rayos-X, los elementos de tierras raras, Cs, Ta, Hf, Th y U por activación neutrónica; n.a. , no analizado, n.d. , no determinado. Algunos de los análisis por fluorescencia de rayos-X fueron corroborados en el LUGIS.